GEOLOGIA APLICADA

VOLUME I



Organização Fabricia Benda de Oliveira Rodson de Abreu Marques Calvin da Silva Candotti Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel

Fabricia Benda de Oliveira Rodson de Abreu Marques Calvin da Silva Candotti Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel (Organizadores)

GEOLOGIA APLICADA

Volume I

CAUFES 2019

CCENS-UFES Centro de Exatas Naturais e da Saúde, Universidade Federal do Espírito Santo, Alto Universitário, s/n, Caixa Postal: 16, Guararema, Alegre-ES Telefax: (28) 3552-8687 www.alegre.ufes.br

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) (Biblioteca Setorial Sul da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

G345	Geologia aplicada [recurso eletrônico] / Fabricia Benda de Oliveira [et al], Organizadores. – Dados eletrônicos. – Alegre, ES: UFES, CAUFES, 2019. 149 p.: il. – (Geologia Aplicada; v. 1)
	ISBN: 978-85-54343-16-3 Modo de acesso: <http: e-book.alegre="" www.geologia.ufes.br=""></http:>
	1. Geologia Estrutural. 2. Geofísica. 3. Mapeamento Geológico. I. Oliveira, Fabricia Benda de, 1978

CDU: 551.1/.4

Elaborado por Felicio Gomes Cortelleti - CRB-6 ES-000646/O

Os textos apresentados nesse livro são de inteira responsabilidade dos autores. Os organizadores não se responsabilizam pela revisão ortográfica e gramatical dos trabalhos apresentados.

REITOR – UFES REINALDO CENTODUCATTE

DIRETOR DO CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS, NATURAIS E DA SAÚDE – UFES NEUZA MARIA BRUNORO COSTA

ORGANIZADORES DESTA OBRA FABRICIA BENDA DE OLIVEIRA RODSON DE ABREU MARQUES CALVIN DA SILVA CANDOTTI CAIO VINÍCIUS GABRIG TURBAY RANGEL

APRESENTAÇÃO

A produção deste trabalho é independente e surgiu da ideia e colaboração de professores, alunos e ex-alunos do curso de Geologia do Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, da Universidade Federal do Espírito Santo. Estão contidos neste livro 10 trabalhos apresentados na forma de capítulos e que abrangem temas relacionados às geotecnologias e suas aplicações no âmbito das ciências ambientais, geotecnia e planejamento urbano, e análises utilizando softwares de cartografia e modelagem espacial. O material contido nesta obra servirá de auxílio para estudantes, professores e profissionais da área das geociências em seus trabalhos e pesquisas, além de ser um veículo de divulgação de conhecimento obtido pela UFES desde a criação do curso de Geologia.

LISTA DE ORGANIZADORES

Fabricia Benda de Oliveira. Professora Adjunta do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, Alegre, ES, e-mail: fabricia.oliveira@ufes.br

Rodson de Abreu Marques. Professor Adjunto do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, Alegre, ES, email:rodson.marques@ufes.br

Calvin da Silva Candotti. Geólogo Autônomo, Manaus, AM, e-mail: calvincandotti@gmail.com

Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel. Professor Associado, Centro de Formação em Ciências Ambientais, Universidade Federal do Sul da Bahia, Porto Seguro, BA, email: caio.turbay@ufsb.edu.br

LISTA DE AUTORES

Adam Barros Fernandes Ariadne Verônica Andrade Rossi **Beatriz Paschoal Duarte Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel** Calvin da Silva Candotti **Caroline Cibele Vieira Soares** Cláudio Eduardo Lana Diego Silva da Rocha Edgar Batista de Medeiros Júnior **Eduardo Araujo Eduardo Baudson Duarte** Fabricia Benda de Oliveira Gabrieli Santo Boulhosa Jeneska Florencio Vicente de Lima Laís de Carvalho Faria Lima Lopes Loruama Geovanna Guedes Vardiero Luma Pimentel Ribeiro **Rodson de Abreu Marques** Sissa Kumaira Thaís Figueiredo de Pinho William Medina Leite Féres

Sumário
Capítulo 1
Sissa Kumaira, Edgar Batista de Medeiros Júnior Capitulo 2
Estudo das áreas de risco geológico suscetíveis à escorregamentos no município de Alegre, ES, utilizando técnicas de geoprocessamento
Diego Silva da Rocha, Eduardo Baudson Duarte; Fabricia Benda de Oliveira Capítulo 3
Levantamento geofísico preliminar do IFES, CAMPUS Montanha-ES
Thaís Figueiredo de Pinho, Jenesca Florencio Vicente de Lima Capítulo 4
Transecto litoestrutural da região sul da Serra do Caparaó entre as localidades de Patrimônio da Penha-ES e Caparaó-MG
William Medina Leite Féres, Caroline Cibele Vieira Soares Capítulo 5
Análise do padrão estrutuaral do Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA), Alegre, ES, através de sensoriamento remoto e cartografia geológica
Calvin da Silva Candotti, Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel Capítulo 6
Calvin da Silva Candotti, Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel Capítulo 7
Análise de deformação no Complexo Intrusivo Santa Angélica, Alegre - ES, por petrografia
Calvin da Silva Candotti, Eduardo Araújo, Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel Capítulo 8
Ariadne Verônica Andrade Rossi, Loruama Geovanna Guedes Vardiero, Luma Pimentel Ribeiro, Rodson de Abreu Marques, Beatriz Paschoal Duarte
Capítulo 9
Adam Barros Fernandes, Gabrieli Santos Boulhosa, Rodson de Abreu Marques Capítulo 10
ocorrência de inundações na Bacia do Rio Castelo-ES
Laís de Carvalho Faria Lima Lopes, Cláudio Eduardo Lana

Capítulo 1

Análise estrutural da porção central da zona de cisalhamento Guaçuí-ES

Sissa Kumaira¹; Edgar Batista de Medeiros Júnior²

RESUMO. A Zona de Cisalhamento Guaçuí é uma importante feição geológica que ocorre nos estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, formada no estágio de escape lateral dos orógenos Araçuaí e Ribeira. Este trabalho apresenta um estudo na porção central da Zona de Cisalhamento Guaçuí, em escala regional, de afloramento e microescala, abordando análise geométrica, cinemática e de deformação. Os dados apresentados são oriundos de análise estrutural por sensoriamento remoto, por meio da identificação da direção e comprimento das feições lineares; análise estrutural em campo, com a aquisição de atitudes de estruturas planares e lineares e atributos geométricos e cinemáticos; e análise microestrutural, para determinação dos aspectos deformacionais em microescala. Os resultados mostram que a deformação atuou de forma heterogênea em todas as escalas de observação. Na escala regional a deformação ocorre concentrada na faixa de domínio da Zona de Cisalhamento Guaçuí, onde predominam milonitos a ultramilonitos, além de faixas delgadas menores. Em campo é possível verificar que a matriz milonítica aumenta para o centro da zona e que ocorre intercalação entre protomilonitos, milonitos e ultramilonitos. A foliação milonítica possui direção NNE mergulhando para SE e a lineação de estiramento é de baixo ângulo, indicando deformação por transcorrência. Em lâmina, as microestruturas identificadas foram indicativas de deformação por recristalização dinâmica superimpostas por recristalização estática. Os indicadores cinemáticos identificados foram porfiroclastos rotacionados e estirados, pares S/C e dobras assimétricas; indicando predominantemente cinemática destral.

PALAVRAS-CHAVE. Interface Araçuaí-Ribeira; lineamentos estruturais; milonitos.

INTRODUÇÃO

Zonas de cisalhamento transcorrente possuem papel importante na estruturação dos cinturões orogênicos, atuando como locais de partição da deformação em diversas fases de sua evolução (e.g., FOSSEN & CAVALCANTE, 2017). Na região Sudeste do Brasil é marcante a influência de sistemas de zonas de cisalhamento anastomosados que geram complexos cinturões de cisalhamento, como o Cinturão de Cisalhamento do Sudeste Brasileiro (CAMPANHA, 2002). Diversos pesquisadores têm estudado esses cinturões identificando os atributos geométricos e cinemáticos que permitem compreender a evolução tectônica regional (e.g., TROMPETTE, 1994; CUNNINGHAM et al., 1998; EBERT & HASUI, 1998; TEIXEIRA-SILVA, 2010).

O Orógeno Araçuaí corresponde a um cinturão orogênico cuja granitogênese, metamorfismo e deformação ocorreram durante a colagem do supercontinente Gondwana no final do Ciclo Brasiliano (e.g., ALMEIDA et al., 1973; BRITO NEVES & CORDANI, 1991; TROMPETTE, 1994; ALKMIM et al., 2006). A Zona de Cisalhamento Guaçuí (ZCGu) é uma das feições estruturais mais importantes relacionada às fases finais da evolução do Orógeno Araçuaí. Essa zona de cisalhamento corresponde a um segmento do cinturão de cisalhamento

¹Universidade Federal do Pampa, (UNIPAMPA) - Campus Caçapava do Sul, RS, Brasil ²Departamento de Geologia - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) – Ouro Preto, MG, Brasil

do Sudeste Brasileiro, e apresenta cinemática destral e fluxo tectônico paralelo ao sistema orogênico (TEIXEIRA-SILVA, 2010).

As relações geométricas e cinemáticas das zonas de cisalhamento podem ser determinadas por análise estrutural em diversas escalas de observação (VAN DER PLUIJM & MARSHAK, 2004). No presente trabalho, as estruturas dúcteis da porção central da ZCGu foram analisadas da escala regional a microescala com o objetivo de contribuir com o entendimento da evolução do Orógeno Araçuaí por meio da análise geométrica e cinemática. As informações permitem compreender a evolução da deformação nesse trecho da ZCGu.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada na região Sudoeste do estado do Espírito Santo, abrangendo parte dos municípios de Alegre, Muniz Freire, Guaçuí, Divino de São Lourenço e Ibitirama (Figura 1). A área de estudo está limitada pelas coordenadas UTM (datum WGS-84 zona 24S): 213441 mE e 7733220 mN, no vértice noroeste; e 245243 mE / 7700733 mN, no vértice sudeste.

O acesso à área, a partir da capital Vitória, se dá através da rodovia BR-101 sul, até o município de Cachoeiro de Itapemirim, tomando-se a rodovia BR-482 até o entroncamento com a rodovia ES-488 (Rodovia do Contorno), tomando-se finalmente a rodovia ES-482 até o município de Alegre, sul da área de estudo (Figura 1). Para adentrar a área de estudo são utilizadas principalmente as rodovias ES-190, ES-185 (norte), ES-387, ES-181 e ES-482, pavimentadas e as rodovias não pavimentadas ES-185 (sul), ES-493 e ES-484, além de estradas vicinais.



Figura 1. Localização da área de estudo com destaque para os municípios abrangidos e as principais vias de acesso (GEOBASES 2013).

GEOLOGIA REGIONAL

A ZCGu é uma das mais importantes descontinuidades crustais da região Sudeste do Brasil, com aproximadamente 320 km de extensão total e uma largura média de 5 km (Figura 2). Situa-se na porção central do Orógeno Araçuaí, entre os paralelos 19°10' e 22°S e os meridianos 40°30' e 42°40" W, passando pelos estados do Rio de Janeiro (RJ), Espírito Santo (ES) e Minas Gerais (MG) (Figura 2).



Figura 2. Mapa de relevo sombreado indicando a localização da Zona de Cisalhamento Guaçuí (ZCGu, em preto) na região Sudeste do Brasil e a área de estudo do presente trabalho.

Regionalmente, a ZCGu corta principalmente as litologias do Complexo Paragnáissico Paraíba do Sul (PEDROSA-SOARES et al., 2001), além de granitóides de idade neoproterozóica correlacionáveis à suíte G1, G2 e G5 (WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000; TEIXEIRA-SILVA, 2010). O trabalho desenvolvido por Teixeira-Silva (2010) subdivide a ZCGu em domínios estruturais denominados como segmentos norte, central e sul. O segmento norte consiste em uma série de zonas de cisalhamento em arranjo de rabo de cavalo com direção NNE que afetam as unidades litológicas do Complexo Paragnáissico Nova Venécia ao Complexo Jequitinhonha, a Formação São Tomé, Formação Palmital do Sul e os plútons graníticos da suíte G1 (Galiléia e Alto Capim), G2 (Rio Guandu, Mascarenhas e Afonso Cláudio) e G5 (Lagoa Preta e Ibituba; PEDROSA-SOARES et al., 2001). O segmento central estende-se por cerca de 120 km entre Brejetuba-ES e Itaperuna-RJ, englobando a parte mais retilínea da zona. Esta porção da ZCGu consiste na região onde a mesma foi definida, passando exatamente pelo município de Guaçuí-ES. A geologia dessa porção será descrita abaixo em maior detalhe, já que corresponde a porção onde a área de estudo está localizada. O segmento sul possui extensão de aproximadamente 110 km a partir de Itaperuna-RJ até as proximidades de Além Paraíba-MG com direção NE-SW. Segundo Teixeira-Silva (2010) as principais

unidades envolvidas nesse segmento são: Complexo Paraíba do Sul, em ambos os lados da zona; o Gnaisse Tonalítico de Manhuaçú; a norte e as Suítes Bela Joana e Serra das Araras a sudeste.

A área de estudo está contida no segmento central da ZCGu e possui aproximadamente 1.350 km² de área. A geologia da região de estudo é representada, segundo o mapa geológico da Folha Espera Feliz (HORN et al., 2007) pelas seguintes unidades: Suíte Caparaó, Grupo Andrelândia; Complexo Paraíba do Sul, Gnaisse Tonalítico de Manhuaçú, Ortognaisse Estrela e Complexo Intrusivo Santa Angélica (Figura 4).

A Suíte Caparaó ocorre em duas porções da área, estando uma localizada no extremo noroeste e a outra a norte, em contato com a ZCGu, ambas com direção N-S. De acordo com Horn et al., (2007), as rochas deste complexo compreendem na região de estudo rochas de alto grau metamórfico como hiperstênio ortogranitóide gnaissificado com intercalações de paragnaisses, kinzigito, charnoquito, enclaves e/ou corpos maiores de granulito. Também ocorre hiperstênio granito, localmente foliado (N-S predominante), com enclaves de composição piroxenítica-anfibolítica e faixas noríticas em boudins isolados.

O Grupo Andrelândia predomina no setor oeste da ZCGu, aflorando desde a margem da Serra do Caparaó até o limite sul da área, fazendo contato com a zona de cisalhamento. Esta unidade corresponde a uma associação metassedimentar, depositada sobre o Complexo Juiz de Fora. É composta por um conjunto de paragnaisses granatíferos e/ou biotíticos/muscovíticos migmatizados e/ou milonitizados, metamorfisados em fácies granulito (HORN et al., 2007).

O Complexo Paraíba do Sul predomina no setor leste da ZCGu e corresponde a uma unidade paraderivada formada essencialmente por paragnaisses granatíferos migmatizados; quartzitos impuros dobrados e foliados; anfibolitos deformados; intercalações decimétricas à métricas de rochas calciosilicáticas e lentes de mármore (HORN et al., 2007). O bandamento e a foliação milonítica são paralelos e têm direção variável entre N25E e N75E, com mergulho médio a alto para NW (HORN et al., 2007).

O Gnaisse Tonalítico de Manhuaçú (HORN et al., 2007), ocorre principalmente na parte centro-oeste da área entre a cidade de Divino de São Lourenço até a localidade de Santa Marta, em pequenos corpos alinhados a oeste da ZCGu. A rocha geralmente ocorre com orientação N-S, possui coloração esverdeada e aspecto maciço e é corresponde a um ortognaisse tonalítico, trondhjemítico a granodiorítico (TTG), com porções de anfibólio-biotita gnaisse e foliação predominantemente NE-SW.

O Ortognaisse Estrela (HORN et al., 2007) ocorre a norte da cidade de Alegre em áreas de morfologia alçada (em torno de 600 m) e estruturas do tipo "pão de açúcar", em contato transicional com as rochas do Complexo Paraíba do Sul e localmente em contato tectônico (HORN et al., 2007). Geralmente, apresentam corpos de grande extensão e alongados segundo a direção NE-SW, com rochas predominantemente homogêneas, com coloração cinza a cinza-escura e granulação grossa, cuja composição varia de granítica, granodiorítica, monzogranítica a tonalítica (HORN et al., 2007).

Por fim, o Complexo Intrusivo Santa Angélica intrude a leste da ZCGu em uma estrutura antiformal cujo eixo segue direção NE com caimento para SW (WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000). Esta unidade é um exemplo significativo de magmatismo tardiorogênico do Orógeno Araçuaí e foi estudada em detalhe por Wiedemann-Leonardos et al., (2000). Segundo estes autores essa unidade corresponde a uma intrusão de forma ovalada que exibe zoneamento concêntrico inverso, com margens mais ácidas gradando para dois centros gabróicos. As bordas são formadas predominantemente por granito porfirítico de granulometria muito grossa contendo allanita, e o centro predominam piroxênio-biotita-monzogabro e monzodiorito.

Segundo o trabalho de Teixeira-Silva (2010), a evolução tectônica da ZCGu está intimamente relacionada ao regime transpressivo destral instalado em resposta ao reajuste

litosférico após a colisão entre as massas cratônicas do São Francisco e Congo. Este episódio foi responsável pela rotação horária da porção sul do orógeno promovendo a reativação de estruturas pré-existentes e a formação de novas estruturas, como a ZCGu, provavelmente no intervalo entre 560 e 530 Ma. Com base nos dados estruturais, em escalas regional, de afloramento e microscópicas, observados na ZCGu e suas adjacências sua evolução pode ser descrita por quatro fases de deformação (TEIXEIRA-SILVA, 2010): i) A primeira fase (Dn) é resultante de uma compressão de leste para oeste, durante a fase colisional do orógeno, e é caracterizada por uma foliação gnáissica (Sn), regional, e dobramentos assimétricos vergentes para oeste (HORN et al., 2007); ii) A segunda fase de deformação (Dn+1), a mais importante delas, foi responsável pela formação da ZCGu. Esta fase desenvolveu-se em condições metamórficas de fácies xisto verde a anfibolito, a norte, e de anfibolito a granulito, a sul, por volta de 560 Ma. Essa idade é mencionada devido ao fato da ZCGu cortar os corpos pertencentes à Suíte G2 (582-560 Ma) e por isso seu desenvolvimento se deu posteriormente a granitogênese sin-tectônica. As feições marcantes dessa fase são vistas na foliação milonítica vertical a subvertical e em várias estruturas de menor escala que auxiliam como indicadores cinemáticos, como porfiroclastos assimétricos destrais e dobramentos com eixos verticais assimétricos; iii) A terceira fase deformacional (Dn+2) deu origem a zonas de cisalhamento normais, dobras assimétricas, lineação mineral e boudins, vistos nos segmentos norte e sul da ZCGu. A geração desses elementos se deu a partir de um regime extensional W-E, restrito, em condições metamórficas de fácies xisto verde a anfibolito, e é datado no intervalo entre 520 e 490 Ma; iv) A quarta fase (Dn+3) se desenvolveu em um regime rúptil extensional tardio e foi responsável pela geração de falhas e juntas com orientação preferencial NE-SW e NW-SE, no segmento norte; e NW-SE nos segmentos central e sul.

METODOLOGIA

No presente trabalho foram utilizadas técnicas de análise estrutural em escala regional, de afloramento e microscópica.

A análise estrutural em escala regional foi realizada em ambiente georreferenciado por meio da extração de vetores dos principais alinhamentos da rede de drenagem da região (Figura 3), com o objetivo de identificar as feições lineares relacionadas com a ZCGu e caracterizar a orientação predominante das estruturas em escala regional. Os lineamentos estruturais identificados foram analisados segundo o método de multiescala e com o uso de produtos digitais de fontes distintas: imagens ortorretificadas (IEMA-ES, 2007 resolução espacial de 1 x 1m) e mapas de relevo sombreado (iluminação de NW e NE e inclinação de 30°), sobrepostos ao mapa de cursos d'água em escala 1:50.000 (GEOBASES, 2013). Após o reconhecimento da organização estrutural da rede de drenagem, foi feita a vetorização dos canais lineares utilizando o software ArcGis 10.1, onde foi elaborado um mapa com a distribuição espacial dos lineamentos. O tratamento dos dados de orientação das estruturas foi realizado no software RockWorks 15, onde foram gerados diagramas de roseta da frequência absoluta e porcentagem de lineamentos, permitindo analisar as direções principais. No software IBM Statistics foram gerados histogramas de frequência e comprimento, e gráficos de frequência versus comprimento, permitindo avaliar estatisticamente os lineamentos por tamanho e direção.

A análise estrutural em campo consistiu na descrição, classificação, aquisição das atitudes e geração de ilustrações das estruturas identificadas em escala de afloramento. O levantamento de campo foi realizado por meio de perfis transversais a direção da ZCGu (aproximadamente N20-30E), com cerca de 25 a 30 km de extensão, de modo a rastrear a deformação ao longo da zona de cisalhamento e suas adjacências. Procurou-se identificar principalmente as feições de deformação dúctil relacionadas à ZCGu e seus indicadores cinemáticos. As medidas estruturais foram feitas utilizando bússola modelo Clar e anotadas em

notação do tipo sentido do mergulho, segundo os planos XZ do elipsóide de deformação finita visando definir o sentido do cisalhamento a partir da interpretação da rotação das estruturas assimétricas. Para a análise da orientação espacial das estruturas medidas em campo foram gerados estereogramas utilizando a projeção de Schmidt (ou rede de igual área), empregando a projeção de plano e pólos para estruturas com pouca quantidade de medidas (menos do que 30 medidas) e diagrama contornado para estruturas com mais do que 30 medidas.

Por fim, foram analisadas, em lâmina delgada, as microestruturas indicativas de deformação dúctil, relacionadas a processos de diminuição do tamanho de grão por deformação, migração dos limites dos grãos, rotação, recuperação, entre outros, com o objetivo de caracterizar o grau relativo de deformação a que as rochas foram submetidas. Em campo foi feita a coleta de amostras de rochas de forma orientada, com a marcação de uma superfície planar na amostra com um símbolo de direção e mergulho, indicando sua orientação no afloramento, e registrada por meio de máquina fotográfica. Os elementos que possuem significado cinemático, como porfiroclastos rotacionados do tipo sigma ou delta, porfiroclastos deslocados, entre outros, foram observados para a definição do sentido da deformação na ZCGu.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Análise estrutural regional

Foram mapeados 677 lineamentos ao longo dos cursos d'água. Os lineamentos mais frequentes na região estudada estão dispostos com direção WNW (156 lineamentos), seguidos pelos de direção NE (129 lineamentos), ENE (128 lineamentos) e NW (123 lineamentos). Os lineamentos de direção NNE e NNW são os menos frequentes (85 e 68 lineamentos, respectivamente; Figura3).



Figura 3. Mapa de lineamentos morfoestruturais extraídos do mapa de cursos d´água sobreposto à imagem de relevo sombreado (SRTM 2013). Á direita é apresentado o diagrama de roseta em percentagem da direção dos lineamentos interpretados (n=677; pétalas de 10°); e direção (intervalos de 10°) dos lineamentos e gráfico de direção versus comprimento.

O histograma de comprimento e frequência (Figura 3) mostra que o comprimento dos lineamentos mapeados possui uma distribuição assimétrica positiva, indicando que a maior parte deles possui comprimento pequeno, enquanto que os maiores lineamentos são pouco frequentes. Pela análise dos histogramas foram determinadas 4 classes de lineamentos (Figura 3). A maior parte dos lineamentos traçados possui comprimento menor que 2 km e ocorrem predominantemente na direção WNW, NW, NE e ENE. O segundo grupo possui comprimento entre 2 e 4 km, com direção predominante WNW e no quadrante NE. Os lineamentos com comprimento entre 4 e 5,7 km são menos frequentes, porém ocorrem em todas as direções (WNW, NNW, NNE e NE). Aqueles maiores que 5,7 km possuem direções predominantes entre NW, NNW e NE, e podem ocorrer com até 11 km de extensão. Vale ressaltar, que a maior frequência de lineamentos na região estudada ocorre na direção WNW a NW. Tais lineamentos, geralmente curtos a longos (Figura 3), não correspondem ao alinhamento principal das estruturas dúcteis, sendo provavelmente formadas em um evento de deformação posterior, de natureza essencialmente rúptil relacionados à quarta fase de deformação (Dn+3).

Análise estrutural em afloramento

As estruturas identificadas em campo são estruturas primárias ou de deformação, com trama planar ou linear, formadas em regime dúctil. A estrutura primária identificada foi foliação magmática e as estruturas de deformação, foram bandamento gnáissico, foliação milonítica, e lineações de estiramento e metamórfica, além de indicadores cinemáticos.

A foliação magmática ocorre em rochas externas ao domínio da ZCGu, principalmente nas unidades Complexo Intrusivo Santa Angélica e Ortognaisse Estrela, mas também nos Granitóides intrusivos no Grupo Andrelândia (Figura 4). Esta foliação é marcada pelo alinhamento dimensional dos fenocristais de feldspato e minerais máficos, gerado pelo efeito dinâmico do estágio sin-magmático (Figura 5A). Localmente, em regiões próximas a ZCGu, nota-se uma componente de cisalhamento associada à foliação magmática que deforma os cristais de feldspato. Esta foliação ocorre predominantemente com direção NNE a NE e mergulho alto para SE, concordante ou subconcordante com a foliação milonítica; e subordinadamente na direção NS a NW mergulhando para NE (Figura 4).

O bandamento gnáissico ocorre associado às rochas do Complexo Paraíba do Sul, Grupo Andrelândia, Ortognaisse Estrela, Suíte Caparaó e Gnaisse Tonalítico Manhuaçú (Figura 4). Possui direção variando de NNW a NE, mas com predomínio da direção NNE, com mergulhos moderados a altos predominantemente para NE a SE e subordinadamente para NW a SW (Figura 4). O bandamento é marcado pela alternância de bandas leucocráticas e melanocráticas de espessura milimétrica a centimétrica e por injeções graníticas de espessura centimétrica (Figura 5B). O bandamento pode ser regular em escala de afloramento, mas geralmente apresenta-se dobrado, ocorrendo dobras abertas a isoclinais, simétricas e assimétricas, com plano axial de direção NNE e mergulhos para SE e NW.

A foliação milonítica ocorre associada às rochas do Grupo Andrelândia, Paraíba do Sul, Granitos miloníticos da ZCGu e Ortognaisse Estrela; distribuída principalmente nas proximidades da ZCGu, mas também em zonas discretas a W e E da ZCGu, destacando a porção a E próxima ao Complexo Intrusivo Santa Angélica (Figura 4). A foliação milonítica apresenta distribuição unimodal no estereograma da Figura 4, mostrando que é regular e possui direção N20-40E com mergulho alto para SE. A lineação de estiramento mergulha para SW e NE, e é predominantemente de baixo ângulo (10°) nas porções internas à ZCGu, mas pode possuir ângulo intermediário à medida que se afasta da zona de cisalhamento (Figura 4).

A foliação milonítica pode variar de incipiente a muito bem marcada, dependendo da taxa de deformação a que a rocha foi submetida. Quando incipiente, comum nos protomilonitos, é marcada pela orientação preferencial de palhetas de biotita e de matriz milonítica

(quando presente) e pelo achatamento e cisalhamento dos porfiroclastos, que podem ser de feldspato ou granada (Figura 5D). Nos milonitos e ultra-milonitos a foliação milonítica é muito bem marcada, e os elementos da trama que marcam a foliação são os porfiroclastos estirados e a orientação da matriz milonítica, que nesse caso supera o teor de porfiroclastos, formando bandas muito delgadas de agregados estirados e recristalizados (Figura 5C). Muitos desses agregados são fitas de quartzo (Figura 5E).

A lineação de estiramento associada à foliação milonítica é caracterizada pela orientação preferencial de cristais ou agregados de quartzo (estirados e achatados) e pelo alinhamento do eixo maior de porfiroclastos de feldspato (Figura 5E). Em rochas menos deformadas a lineação pode ser identificada pela orientação de plaquetas de biotita, cristais de anfibólio ou aglomerados de cristais. Nas regiões mais internas da ZCGu a foliação milonítica é muito bem marcada e apresenta geometria e espaçamento regular, geralmente milimétrico a centimétrico, evidenciando o elevado grau de deformação (Figuras. 5C, 5D, 5E e 5F). A foliação se torna progressivamente menos marcada à medida que se afasta da porção central da ZCGu, e adquire geometria anastomosada até se tornar incipiente; em detrimento da estrutura original da rocha, seja ela bandada nos orto- e paragnaisses, ou magmática e maciça nos granióides.

Dobras intrafoliares são frequentes no domínio da ZCGu, apresentando eixos de baixo ângulo paralelos à direção da foliação milonítica (Figura 5G). As dobras intrafoliares são fechadas à isoclinais, simétricas e assimétricas. Quando assimétricas fornecem cinemática destral.

Os principais indicadores cinemáticos observados foram porfiroclastos de feldspatos e granada, dobras assimétricas e pares de foliação S/C (Figura 5F). Os porfiroclastos ocorrem na fração fina à média, possuem sombras de pressão assimétricas, mas também podem ser simétricos; quando assimétricos são predominantemente do tipo sigma (σ) e subordinadamente delta (δ). O levantamento sistemático do sentido de movimento, a partir dos porfiroclastos de feldspato, revelou que há um predomínio de sentido horário. Pares de foliações S´C também foram identificados em campo e auxiliaram no estudo da cinemática da zona de cisalhamento (Figura 5F). Os planos de achatamento e cisalhamento analisados refletem cinemática destral.

GEOLOGIA APLICADA – VOLUME I



Figura 4. Mapa geológico da área de estudo mostrando a relação entre as litologias e estruturas identificadas (modificado de horn et al. 2007). Á direita os estereogramas da foliação magmática (grandes círculos e polos); foliação milonítica e lineações de estiramento; e bandamento composicional e por injeção e lineações mineral.



Figura 5. Fotografias das principais estruturas identificadas em campo. Em A) Foliação magmática associada aos granitoides do Complexo Intrusivo Santa Angélica; em B) Bandamento composicional impresso nas rochas do Complexo Paraíba do Sul; em C) Foliação milonítica bem marcada em granitoides porfiríticos nas porções internas da ZCGu; em D) Detalhe da foliação milonítica; em E) Ultramilonito com foliação milimétrica marcada por fitas de quartzo; em F) Milonito com par de foliação S (achatamento, em verde no croqui) e C (cisalhamento, em preto no croqui), indicando cinemática destral; e em G) dobra apertada a isoclinal assimétrica (intrafolial).

Análise microestrutural

Para uma melhor análise das microestruturas encontradas essas feições foram divididas em três grupos distintos. O primeiro foi denominado microestruturas de menor intensidade de deformação, pois geralmente essas são as primeiras feições deformacionais observadas para se supor processos de deformação plástica intracristalina. O segundo grupo foi chamado de microestruturas de maior intensidade de deformação porque comumente são feições desenvolvidas a partir das estruturas geradas no primeiro grupo. O terceiro grupo, denominado indicadores cinemáticos, refere-se a feições microestruturais que podem funcionar como marcadores da direção do movimento durante o processo de cisalhamento.

As microestruturas de menor intensidade de deformação são registradas principalmente nas rochas protomiloníticas pelos minerais de quartzo, plagioclásio e K-feldspatos que exibem extinção ondulante. Esta microestrutura pode variar de intensidade, podendo chegar a formar bandas de deformação no interior dos grãos. Os feldspatos também registram a deformação exibindo maclas interrompidas e pontiagudas, e microfraturamentos no grão (Figura 6A). À medida que se aproxima da região da zona de cisalhamento, os cristais tendem a concentrar um maior número de discordâncias intracristalinas, que podem se acumular gerando subgrãos. Essas microestruturas são identificadas como áreas dentro de cristais maiores que possuem uma leve desorientação em relação ao seu hospedeiro, geralmente em contato abrupto com o mesmo. Esse processo é explicado como sendo um mecanismo de recuperação de estruturas cristalinas intensamente deformadas, que passam a propagar suas discordâncias ao longo de cristais vizinhos, permitindo assim a continuação da deformação do cristal (e consequentemente da rocha) (PASSCHIER & TROUW, 2005).

As microestruturas de maior intensidade de deformação são observadas nas rochas miloníticas e são principalmente relacionadas à recristalização dinâmica dos minerais. Esse processo resulta em novos pequenos grãos oriundos de grãos antigos, reorganizando o sistema com a mudança no tamanho dos grãos, forma e orientação. As rochas miloníticas da área de estudo apresentam uma matriz fina formada por minerais, principalmente de quartzo e plagioclásio recristalizados, que envolvem porfiroclastos deformados de feldspato, granada e quartzo. É comum que os porfiroclastos apresentem texturas do tipo núcleo-manto geradas por mecanismos de migração de borda de grão. Essa feição é reconhecida em lâmina pelo envoltório de agregados de grãos finos, geralmente com contatos serrilhados, ao redor de grãos também são observadas nas bordas de porfiroclastos de quartzo que apresentam aspecto lobado ou serrilhado (Figura 6E).

Os indicadores cinemáticos reconhecidos em lâmina incluem: porfiroclastos rotacionados com sombras de pressão ou strain e porfiroclastos fraturados e deslocados. Dentre os indicadores mais comuns estão os minerais reliquiares que se mostram rodeados por sombras assimétricas de pressão ou de tensão (strain) indicando, com isso, a movimentação relativa da zona de cisalhamento. Nas rochas estudadas foram encontrados porfiroclastos, principalmente de feldspato e granada, envolvidos ora por mantos de mesma composição, ora por mantos de composição diferente do porfiroclasto (Figura 6G). Nesse último caso, mais comum nas granadas, as sombras são denominadas como sombras de tensão. Tais sombras são constituídas principalmente por minerais de biotita, sendo possivelmente geradas por transformação do porfiroclasto de granada, com isso são denominadas, ainda, de sombras de reação (PASSCHIER & TROUW, 2005). Os porfiroclastos de granada por vezes ocorrem fraturados com geometria indicativa de movimentação destral (Figura 6F). O fraturamento de porfiroclastos de granada mostra que este mineral atuou como um fragmento rígido, enquanto os minerais de quartzo e feldspato se deformavam em condições plásticas.



Figura 6. Fotomicrografias das principais microestruturas identificadas. Em A) e B) microestruturas de bandas de deformação e subgrãos no interior de um mineral de feldspato (fsp) (Luz polarizada e com placa acessória; Lâmina A8); em C) e D) porfiroclasto de plagioclásio (pl) com sombra de pressão assimétrica indicando movimentação destral, envolto por matriz rescristalizada e ribbons de quartzo (qtz) (Luz polarizada e luz natural; Lâmina A6); em E) porfiroclasto de quartzo (qtz) altamente recristalizado com formação de novos grãos por migração de borda (Lâmina A5); em F) porfiroclasto de granada (grt) fraturado e deslocado com sentido de movimento destral (Lâmina A5); e em G) e H) porfiroclasto de plagioclásio (pl) assimétrico indicando movimentação destral, envolvido por ribbons de quartzo (qtz) (Luz polarizada e com placa acessória; Lâmina A7).

A heterogeneidade da deformação pode ser correlacionada ao fenômeno de partição da deformação que acontece em zonas de cisalhamento transcorrente. O modelo de partição de deformação, definido por Fossen & Tikoff (1994), citado por Dehler & Machado (2006), propõe que a deformação transpressional é frequentemente fatorizada ou particionada em domínios amplos, dominados por cisalhamento puro, ao lado de zonas estreitas, dominadas por cisalhamento simples. Este fenômeno pode ser observado em diferentes escalas, ocorrendo desde a escala microscópica até a escala de cinturão orogênico. Na área de estudo, a ocorrência de porfiroclastos simétricos e planos de achatamento nos pares de foliação S/C podem ser indício de deformação por cisalhamento puro (achatamento) enquanto que os porfiroclastos assimétricos e os planos de cisalhamento, além da orientação da foliação milonítica determinada pela matriz milonítica, são indícios da deformação por cisalhamento simples.

Com base nas microestruturas identificadas nos minerais de feldspato, quartzo e granada, é possível definir que as condições de metamorfismo e deformação variam entre as fácies xisto verde e anfibolito (600°- 750°C) (PASSCHIER & TROUW, 2005; HORN et al., 2007). Esta estimativa se baseia no comportamento dúctil-rúptil dos feldspatos, o qual participa como componente da recristalização, enquanto o quartzo é fortemente recristalizado. Já os minerais de granada fraturada indicam condições transicionais dúctil-rúptil entre 600° e 800°C (PASSCHIER & TROUW, 2005).

CONCLUSÃO

A ZCGu foi gerada a partir do processo de escape lateral dos Orógenos Araçuaí e Ribeira em resposta à contínua aproximação entre os crátons do São Francisco e do Congo. Tal aproximação induziu um regime transpressivo de cinemática destral na porção extremo sul do Orógeno Araçuaí e norte do Orógeno Ribeira (ALKMIM et al., 2006; TEIXEIRA-SILVA, 2010), com convergência lateral de direção E-W e escape tectônico próximo à extremidade SE do Cráton do São Francisco (TEIXEIRA-SILVA, 2010). Nesse modelo, a deformação evolui de um regime tectônico compressivo para um regime transcorrente, no qual as zonas de cisalhamento permitem o escape lateral do material na direção dos orógenos (NE-SW).

A ZCGu se estende da porção SW à porção NE da área de estudo, como um feixe de lineamentos na direção NNE e espessura variando de 5 a 7 km (Figura 4). A análise estrutural em escala regional, de campo e microescala realizada neste trabalho permitiu a definição da geometria das estruturas associadas com a ZCGu, o sentido da deformação e como e quais unidades foram afetadas pela deformação que gerou as rochas da série dos milonitos.

A deformação por cisalhamento simples afeta as rochas que são cortadas pela ZCGu gerando como produto uma série de rochas miloníticas: protomilonitos, milonitos e ultramilonitos. Essas rochas apresentam invariavelmente foliação milonítica, que pode ser moderadamente a muito bem desenvolvida, e variável proporção de matriz milonítica. Além das rochas cortadas pela ZCGu também ocorre processo de milonitização em zonas delgadas tanto na porção W quanto na porção E da ZCGu, cabendo destaque para uma zona de cisalhamento discreta nas proximidades do Complexo Intrusivo Santa Angélica (Figura 4).

Dentre as rochas miloníticas, ocorre predomínio dos protomilonitos em relação aos milonitos. Os ultra-milonitos, por sua vez, são restritos às porções mais internas da ZCGu e ocorrem em menor proporção. As estruturas dúcteis geradas pela atuação da ZCGu possuem geometria regular em campo, com direção entre N20-40E e mergulhos intermediários a altos para SE. A taxa de deformação aumenta das bordas para o centro da ZCGu, mas é heterogênea em todas as escalas de observação. Na porção central é onde estão concentrados os maiores corpos de ultramilonitos, que ocorrem intercalados com milonitos, mostrando a heterogeneidade da deformação. As lineações de estiramento de baixo ângulo e os indicadores

cinemáticos na maior parte de sentido horário mostram que a ZCGu foi formada por tectônica transcorrente destral a transpressiva destral.

As microestruturas identificadas em lâmina refletem a deformação dinâmica em diferentes estágios. Nos protomilonitos a deformação é vista principalmente em grãos com descontinuidades intracristalinas apresentando extinção ondulante, maclas interrompidas e subgrãos. Já nos milonitos e ultramilonitos tal deformação é responsável pela formação de uma matriz fina recristalizada e foliada gerada em resposta aos mecanismos de migração de borda de grão e rotação de subgrão. As microestruturas indicam que as condições metamórficas variam entre as fácies xisto verde e anfibolito (600°- 750°C).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F.F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A.C., PERES G.G., CRUZ S., WHITTINGTON A. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. Precambrian Res., v. 149, p. 43-64, 2006.

ALMEIDA, F.F.M., AMARAL, G., CORDANI, U., KAWASHITA, K. **The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of Amazon River.** In: NAIRN & STELLI (eds.) The ocean basin and margins. Plenum. Nova York, p. 411-416., 1973.

BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. **Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic.** Precambrian Research, v. 53, p. 23-40, 1991.

CAMPANHA, G.A.C. **O papel do Sistema de Zonas de Cisalhamento Transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira.** Tese – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

CUNNINGHAM, D., ALKMIM, F.F., MARSHAK, S. A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian Highlands (latitude 20°S): the roots of a Precambrian transpressional orogen. Precambrian Research, v. 92, p. 251-275, 1998.

DEHLER, N. & MACHADO, R. Introdução aos Conceitos de Transpressão e Transtração e Exemplos de Cinturões Transpressivos. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, Série Textos n°2. 64p, 2006.

EBERT, H., & HASUI, Y. **Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil.** In: Holdsworth, R.E., Stranchan, R.A., Dewey, J.F. (eds.), Continental transpressional and transtensional tectonics. Geol. Soc. London. Spec. Publ., v.135, p. 231–252, 1998.

FOSSEN, H. & CAVALCANTE, G.C.G. Shear zones – A review. Earth Science Review, v. 171, p. 434 -455, 2017.

FOSSEN, H. & TIKOFF, B. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. Norsk Geologisk Tidsskrift, v. 74, p. 134-145, 1994.

GEOLOGIA APLICADA – VOLUME I

GEOBASES- **Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo.** Disponível em: http://www.geobases.es.gov.br/portal/. Acessado em 22 de março 2013.

HORN, A.H., FARIA, B., GARDINI, G.M., VASCONCELOS, L., OLIVEIRA, M.R. Mapa Geológico da Folha Espera Feliz-SE-24-V-A-IV, escala 1:100.000. MME/CPRM, Série Programa de Geologia do Brasil – PGB, 2007.

PASSCHIER ,C.W. & TROUW, R.A.J. **Microtectonics**. 2nd ed., Germany, Springer-Verlag, 366 p, 2005.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., WIEDEMANN, C.M., PINTO, C.P. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. Precambrian Research., v. 110, p. 307-323, 2001.

TEIXEIRA-SILVA, C.M. O Sistema Transcorrente da porção sudeste do Orógeno Araçuaí e norte da Faixa Ribeira: Geometria e Significado Tectônico. Tese de doutoramento. Universidade Federal de Ouro Preto. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. 249p, 2010.

TROMPETTE, R. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam A.A. Balkema, 350 p, 1994.

VAN DER PLUIJM, B. & MARSHAK, S. Earth Structure: An Introduction to Earth Structure and Tectonics. 2a edição: W.W. Norton & Co., Nova Iorque: 520 p, 2004.

WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M., LUDKA, I.P., MEDEIROS, S.R., MENDES, J.C., MOURA, J.C. Arquitetura de plutons zonados da Faixa Aracuaí-Ribeira. Geonomos, v. 8, p. 25-38, 2000.

Capitulo 2

Estudo das áreas de risco geológico suscetíveis à escorregamentos no município de Alegre, ES, utilizando técnicas de geoprocessamento

Diego Silva da Rocha¹; Eduardo Baudson Duarte¹; Fabricia Benda de Oliveira¹

RESUMO. Em Alegre, o planejamento urbano ocorre de forma desordenada e problemas como a erosão da superfície, movimentos de massa e inundações são freqüentemente encontrados. Este estudo teve como objetivo avaliar o potencial risco para deslizamento de terra na área urbana do município de Alegre / ES. Para este fim, foram avaliados os principais critérios para a suscetibilidade natural e antrópica, a realização de um inventário de risco geológico na área urbana, identificando o campo de características geológicas e geotécnicas, fatores de susceptibilidade e agravantes causas de processos de instabilidade de deslizamento de terra. Posteriormente, utilizou-se técnicas de geoprocessamento para estudar os riscos avaliados. Para estudar o risco de deslizamentos de terra, foi utilizada a técnica de interpolação krigagem de dados para gerar uma malha de pontos regulares e o algoritmo k-means difuso para agrupar os pontos em classes. Os resultados mostram os pontos de domínio de alto e muito alto risco de deslizamentos em toda a área urbana, em sua maioria, localizados em áreas de alta declividade e da tendência. A metodologia é eficaz quando comparado com os dados de campo juntamente com os resultados obtidos na análise de SIG.

PALAVRAS-CHAVE. Krigagem, fuzzy k-means, suscetibilidade.

INTRODUÇÃO

A intensa ocupação, por muitas vezes desordenada do ambiente urbano, intensifica os processos de desmatamento, erosão e assoreamento dos canais fluviais. Esta urbanização também influencia diretamente no ciclo hidrológico local, interferindo nos processos de infiltração da água no solo e no escoamento superficial, consequentemente, provocando deslizamentos (GONÇALVES e GUERRA, 2001). De acordo com Xavier (1996), os deslizamentos de encostas destacam-se entre os principais tipos de riscos da natureza, ao lado das inundações, da erosão e dos desmoronamentos.

Neste modelo peculiar de urbanização, com a ocupação das planícies de inundação e constantes impermeabilizações ao longo das vertentes, o uso do espaço afronta a natureza, e, mesmo em cidades de topografia relativamente plana, onde teoricamente, a infiltração seria favorecida, os resultados são catastróficos. Na área urbana do município do Alegre existe a escassez de localidades desocupadas, que quando associada à especulação imobiliária, o crescimento desordenado e as características geomorfológicas da região, intensifica o atual modelo de ocupação em áreas de encostas íngremes e de várzea.

O indiscriminado crescimento ocupacional urbano em áreas de risco dissemina a ocorrência de acidentes associados à fenômenos físicos e/ou antrópicos, que por vezes culminam em desastres naturais. A principal causa destes desastres é o despreparo geológico-geotécnico dessas áreas para uso urbano. Esse crescimento ocupacional de áreas de risco resulta de um desenvolvimento urbano na ausência de planejamento (TOMINAGA et al., 2004).

Sendo assim, o município de Alegre está inserido no contexto inerente à falta de planejamento urbano de uso e ocupação do solo, que remete à problemas de erosão superficial

¹Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil

Estudo das áreas de risco geológico suscetíveis à escorregamentos no município de Alegre – ES, utilizando técnicas de geoprocessamento

e movimentação de massa. Inúmeros bairros analisados apresentam alto grau de risco à população devido a estes fatores, sendo que alguns deles apresentam elevado gradiente hidráulico somado à locais de forte declividade, gerando processos erosivos diversificados. Esses quadros demonstram a grande necessidade de se conhecer os terrenos, objetivando a melhor forma de ocupação e uso do solo urbano (GONÇALVES et al., 2011).

O objetivo geral deste trabalho é a elaboração do inventário das áreas de risco geológico referentes à escorregamentos na área urbana do município de Alegre, em consonância com o Plano Municipal de Redução de Risco (PMRR), através da identificação das feições geológico-geotécnicas, bem como características hídricas da área que se constituem potencialmente susceptíveis ou agravantes à movimentos de massa.

Após a etapa de mapeamento de tais feições geológico-geotécnicas foi elaborado um mapa, constatando as principais áreas de risco para escorregamento seguindo a metodologia proposta por Tominaga et al. (2011).

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área urbana do município de Alegre (Figura 1) está localizado no extremo sul do Estado do Espírito Santo, aproximadamente na latitude 20°45'49" S e longitude 41°31'59" W, ocupando uma área de 778,6 Km², possui altitude média de 254 m (IBGE, 2010), é cortado pela rodovia ES-482, estando a 60 km de Cachoeiro de Itapemirim, cerca de 50 km da divisa com Minas Gerais (Dores do Rio Preto) e 60 km da divisa com o Rio de Janeiro (Bom Jesus do Norte).



Figura 1. Mapa de localização da área urbana de Alegre-ES.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

Carvalho et al. (2007) definem movimento de massa como escorregamentos, que podem ser conhecidos também como deslizamentos, e são descritos como a remobilização de materiais como solo, rochas e vegetação, através de processos de movimentação de massa, presentes principalmente em climas úmidos combinados com regiões montanhosas e serranas. São de extrema importância na evolução da geomorfologia, sendo que constituem um processo natural da vertente, podendo ser modificados das mais diversas formas, através de interferência antrópica.

Os fatores condicionantes para esses processos são divididos por Guidicini e Nieble (1984) como resultados do meio físico e secundariamente do meio biótico, sendo que os mesmos em conjunto, são denominados de agentes predisponentes. São correspondentes a um conjunto de condições ambientais, geológicas e topográficas, ou seja, são as condições naturais daquele local estudado.

Mapeamento de risco para escorregamentos

Considerando metodologias utilizadas em território nacional, deve-se salientar que as mesmas são bastante recentes, sendo os primeiros trabalhos do final da década de 1980, trazendo à tona a importância dos mesmos para o planejamento urbano das cidades (TOMINAGA et al., 2011).

Cerri (1993) divide a produção de mapas de risco geológico em duas etapas distintas. A primeira etapa adota o cruzamento de mapas do meio físico, com o mapa de uso e ocupação do solo, com a finalidade de produzir um mapa de susceptibilidade. A segunda etapa consiste no cruzamento do mapa de susceptibilidade, com o mapa de uso e ocupação do solo, a fim de se delimitar os possíveis danos que podem ser associados. Outra abordagem metodológica é descrita por Fernandes e Amaral (1996) e abrange a obtenção de mapas de risco através da análise quantificada e qualificada do risco envolvendo a definição, caracterização, delimitação e a determinação dos fenômenos que condicionam o risco, além da possível área de influência do mesmo.

Os fenômenos que condicionam o risco podem ser geológicos, geomorfológicos, climáticos, hidrológicos, vegetação e antrópicos quanto ao uso e ocupação do solo, sendo que esses fenômenos são responsáveis pelos principais tipos de movimentos de massa.

De acordo com Augusto Filho (1992) os tipos de movimentos de massa, são divididos em escorregamentos, quedas, corridas e rastejos. Os rastejos atuam sobre os horizontes superficiais do solo, assim como nos horizontes de transição solo/rocha, podendo chegar a atuar também em rochas quando em maiores profundidades. Possuem como principal causa à ação antrópica, sendo a mesma correlacionada com a gravidade, à ação da temperatura e a umidade da área. Suas principais características são: não possuir uma superfície definida; e demonstrar como evidências a presença de trincas no terreno que evoluem devagar, com árvores apresentando diferentes graus de inclinação (TOMINAGA, 2007).

Segundo Guidicini e Nieble (1984) as quedas agem sobre um pequeno volume de rocha, se comparado aos demais tipos de processos de movimento de massa, sendo muito rápidas (agindo em m/s) e envolvem blocos/lascas de rocha em queda livre. Tem como principal causa à localização de rochas em encostas alcantiladas ou em taludes de corte, sofrendo influência direta da variação térmica, que dilata ou contrai as rochas. Definem ainda rastejos como movimentos de baixa velocidade e contínuos de material, geralmente abrangindo grandes volumes de solo. As principais causas dos rastejos são dadas pela gravidade, associada a variações de temperatura e umidade.

Corridas de massa possuem correlação direta com a pluviosidade do local, ocorrendo a partir da movimentação de grandes quantidades de material em deslizamentos nas encostas.

Estudo das áreas de risco geológico suscetíveis à escorregamentos no município de Alegre – ES, utilizando técnicas de geoprocessamento

Possuem como características um comportamento líquido viscoso e com grande capacidade de transporte (FERNANDES e AMARAL, 1996).

Escorregamentos são caracterizados por Guidicini e Nieble (1984) principalmente por apresentar velocidades médias a altas (m/h a m/s) e superfície de ruptura bem demarcada, que levam a fácil identificação do volume removido de massa. Possui como principal agente a ação hidrológica que varia conforme os índices pluviométricos da região. Os processos de escorregamentos são subdivididos conforme o mecanismo de ruptura, geometria e material remobilizado e originam os vários tipos propriamente ditos: planares ou translacionais, circulares ou rotacionais, em cunha e por fim os induzidos.

Costa e Pedrosa-Soares (2006) abordaram em seu trabalho que o mapeamento de áreas de risco, deve ser realizado através de uma fase inicial, que é caracterizada pela análise geológico-geotécnica, para que se determine as possíveis variáveis que viabilizem as instalações de estradas, cortes e aterros, áreas de inundação, áreas de lençol freático aflorante, estabilidade de cortes e erodibilidade, etc. Para o mapeamento de área de risco abordaram que as características geológicas-geotécnicas vistas em campo, devem ser associadas a estudos de declividades e dados de uso e ocupação urbana e do solo, afim de que se possa mensurar os riscos associadas as áreas estudadas.

Oliveira et al. (2004) analisaram os riscos associados a geodinâmica externa, denominados como riscos geomorfológicos, considerando como fatores de susceptibilidade a rede hidrológica, o relevo e as características geológicas/geotécnicas, adicionando a cada um desses fatores diferentes graus de risco com seus respectivos pesos, gerando um mapa com zoneamento e hierarquização em diferentes classes de risco, viabilizando a identificação de possíveis problemas associados à dinâmica fluvial.

Valente (1996) estudou uma área com alta densidade demográfica e com processos erosivos, além de áreas inundáveis, utilizando técnicas de Sensoriamento Remoto e Sistemas de Informações Geográficas. Dividiu a metodologia de seu trabalho em duas partes, onde na primeira definiu os eventos considerados como perigosos, que são os fenômenos físicos naturais e os antrópicos, na segunda parte identificou as áreas com maior probabilidade de ocorrência desses fenômenos, com a finalidade de cruzar esse dado com a área urbana existente. Obteve resultados consistentes, através do geoprocessamento com uso de imagens LANDSAT/TM5, tanto para área de inundação, quanto para a área de escorregamento. O

cruzamento de dados do meio físico em ambiente SIG foi capaz de determinar a hierarquizações das áreas de risco no local de estudo citado.

Contexto geológico

Segundo Pedrosa-Soares et al. (2001) a região de estudo se encontra no contexto do Orógeno Araçuaí, entre os paralelos 15° e 21°S, a leste do Cráton do São Francisco, este compreende uma faixa móvel de trend N-S. Quanto mais para sul as direções infletem de NE para NNE, que é também o trend da Faixa Ribeira, localizada a partir do paralelo 21° S para sul.

As unidades litoestratigráficas nada mais são do que um conjunto rochoso caracterizado por um tipo ou combinação de vários tipos litológicos, ou por certas feições litológicas marcantes (MENESES e PARADELLA, 1978). Nesse trabalho apresenta-se os principais litotipos encontrados na área de estudo.

Unidade Gnaíssica/Migmatítica

Segundo Meneses e Paradella (1978) essa unidade é composta mineralogicamente basicamente por quartzo, feldspato, biotita e granada, com grãos bem orientados com

bandamento gnáissico ou migmatítico centimétrico, sendo que alguns afloramentos apresentam bandas uniformes com alguns veios infiltrados. As rochas dessa unidade se encontram na fácies anfibolito, indicando um grau médio nessas áreas mais interioranas.

Complexos Graníticos Diferenciados

Meneses e Paradella (1978) caracterizam-na como corpos graníticos semicirculares ou alongados, nesses corpos dominam rochas de composição variando de graníticas a granodioriticas em sua maioria. Algumas podem chegar a tipos básicos gabros/noritos ou sieníticos. Caracterizam-se pela predominância de granulação grossa, que podem ser subclassificados em três grupos distintos, que se correlacionam entre si por características petrográficas com um padrão morfológico, que é função das suas diferenciações litológicas. Litologicamente vale ressaltar um desses três grupos litológicos, denominados de Maciços Graníticos a Gabros/ Noritos que possuem diferenciações em sua litologia que abrangem granitos, dioritos, gabros/noritos chegando a sienitos. A fase granítica desses maciços possui duas fácies: um granito de granulação variando de média a grosseira e maciço e uma segunda fácie porfirítica representada por megacristais de k-feldspato, com a matriz grosseira e marcado por deformação cataclástica. Ainda segundo o autor supracitado, os dioritos possuem granulação média a grosseira e são maciços, sendo constituídos mineralogicamente por biotita, oligoclásio-andesina, piroxênio, hornblenda, quartzo e ortoclásio. Sienitos são porfiríticos, demarcados por megacristais de feldspato, sendo também compostos por ortoclásio, plagioclásio, biotita e hornblenda. Gabros são compostos mineralogicamente por plagioclásio, hiperstênio, augita, biotita e hornblenda possuindo granulação grosseira.

METODOLOGIA

Segundo Oliveira et al. (2004), o planejamento urbano em qualquer cidade deveria ser baseado no mapeamento de áreas de risco. Para tanto, o zoneamento de risco deve levar em consideração os parâmetros de susceptibilidade, sendo fundamental para o direcionamento da ocupação urbana. A metodologia é dividida em três fases que abrangem o estudo dos parâmetros de susceptibilidade e risco, sendo elas: pré campo, campo propriamente dito e póscampo.

Fase pré-campo

Seguindo o formato proposto por Costa e Pedrosa-Soares (2006), foram observadas as áreas com maior declividade através da realização de MDE (Modelo Digital de Elevação), gerado a partir de curvas de nível (GEOBASES, 2002). As áreas com maior declividade foram consideradas mais susceptíveis à movimentos de massa, sendo este padrão estabelecido quando as mesmas fossem ocupadas em sua totalidade ou quase totalmente por moradias, ao passo que este tipo de análise minuciosa é de extrema importância para direcionar os trabalhos de campo.

Trabalhos de campo

Seguindo ainda a metodologia proposta por Costa e Pedrosa-Soares (2006), nesta fase foram observadas as características geotécnicas do meio em resposta as características físicas do mesmo. Estas observações foram feitas em campo baseadas na compartimentação de áreas de risco, realizada de acordo com o preenchimento de fichas de caracterização de áreas de risco, onde são descritas as características da localidade, desde a sua localização, passando pelas características de relevo e vegetação, geológicas-geotécnicas e fatores de susceptibilidade,

Estudo das áreas de risco geológico suscetíveis à escorregamentos no município de Alegre – ES, utilizando técnicas de geoprocessamento

descrevendo os processos atuantes, assim como as causas e os agravantes que estes elementos supracitados propiciam localmente. Foi criada uma malha irregular de pontos limitados de acordo com as inúmeras situações de susceptibilidade encontradas em campo. Através deste estudo, foi possível reconhecer as áreas que apresentam condições geotécnicas que viabilizam ou restringem determinadas áreas para a ocupação urbana, através da visita e avaliação em campo de 53 pontos, designando as mesmas como áreas de maior ou menor risco para a população.

Segundo Gonçalves et al. (2011), a etapa de campo é necessária para se estudar principalmente o potencial de escorregamento de massa em determinados pontos, utilizando critérios como tipo de solos, texturas e estruturas litológicas, estabilidade e evidências de movimentação.

Carvalho et al. (2007) relataram a importância do reconhecimento em campo das tipologias de processos de escorregamentos ocorrentes nos diferentes setores, contribuindo assim na avaliação dos diferentes cenários de risco de acidentes, com suas respectivas magnitudes, alcance e impacto destrutivo. Essas ações prévias são responsáveis pelo estabelecimento dos diferentes graus de risco das áreas estudadas.

Fase pós-campo

Marcelino et al. (2006) aborda que, para a geração do mapa de risco após as fases previamente descritas, deve-se observar uma ligação estreita entre os movimentos de massa e os elementos indicadores como declividades de alto grau, uso e ocupação do solo, construções próximas a encostas e aspectos relacionados à rede hidrográfica.

De acordo com Lima et al. (2008), através do método de krigagem, pode-se estimar espacialmente variáveis regionalizadas, a partir de valores adjacentes, se considerarmos os mesmos como dependentes na análise variográfica. É possível estimar valores pontuais de uma variável regional dentro de uma determinada área geográfica. Nessa etapa foi realizada a interpolação, utilizando o método de krigagem, com o intuito de se gerar uma grade regular de pontos na área de estudo. Após este processo descrito anteriormente, foi utilizado o algoritmo fuzzy k-means para agrupar as classes de risco, minimizando o desvio intraclasse e maximizando os desvios entre classes.

Segundo De Vargas (2012), o algoritimo fuzzy k-means (FCM) tem como idéia principal na qual o conjunto $X = \{X1, X2, ..., Xn\}$ seja dividido em p cluster, sendo que o agrupamento é dado pelos graus de pertinência da matriz μ . Para a utilização do algoritmo fuzzy k-means seguiu-se uma hierarquia de ações descritas abaixo:

• Implementação dos valores dos elementos µij da matriz de pertinência com números de 0 a 1, onde a soma das pertinências seja 1;

- Cálculo dos centróides ci (i=1,2,3,...c);
- Atualização dos valores da matriz de pertinência;

• Caso se alcance o número de iterações máximas definidas inicialmente, o algoritmo é fechado. Se isto não ocorrer, volta-se ao segundo passo.

A distância euclidiana foi utilizada para calcular a distância entre o i-ésimo centro da classe e o j-ésimo ponto da amostra, sendo que após esse cálculo os dados foram espacializados para a geração do mapa de risco geológico. Esse mapa foi dividido por classes de risco, que foram definidas com base na classificação e definições do Ministério das Cidades, sendo elas: risco baixo, médio, alto e muito alto.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A maioria dos processos observados na área de estudo (Figura 2) são oriundos de deslizamento planar, com evidências de cicatrizes de escorregamentos anteriores, além de

árvores e muros deslocados. Pequenas obras geotécnicas de baixa qualidade foram localizadas em praticamente toda a área de estudo, originando taludes de corte de altura excessiva, em ângulos sub-verticalizados.



Figura 2. Cenários mais representativos de risco encontrados em campo, localizados, respectivamente, nos bairros A) Guararema, B) São Manoel, C) Nossa Senhora da Conceição e D) Charqueada.

As maiores declividades são observadas na região norte e na região sudeste da área de estudo, onde estão localizados bairros populosos, como por exemplo, Bairro Vila Alta. Nestes bairros, a susceptibilidade natural da área, aliada à susceptibilidade antrópica, contribuem para que seja atribuído um maior grau de risco na avaliação prévia da área. Particularmente, no bairro citado, foi constatado uma grande quantidade de intervenções geotécnicas de corte nos taludes, em ângulos altos e com edificações próximas à borda, tanto na base quanto no topo do mesmo. **Risco baixo**

A definição de risco baixo aborda que seus escorregamentos podem ser descritos como de baixa potencialidade de desenvolvimento de processos determinados por condicionantes

Estudo das áreas de risco geológico suscetíveis à escorregamentos no município de Alegre – ES, utilizando técnicas de geoprocessamento

geológico-geotécnicas predisponentes, juntamente com o nível de intervenção. Nessas áreas a condição é pouco crítica, enquanto se mantiverem as relações antrópicas e naturais existentes, ao passo que a ocorrência de eventos em um ciclo chuvoso não devem existir.

Os estudos de campo evidenciaram, em sua maioria, áreas de ocupação espontânea compostas por casas de alvenaria consolidadas, em grande parte dos pontos classificados como risco baixo, onde foram encontrados aterros lançados e/ou taludes de corte com inclinações de aproximadamente 10°, sendo que esses mesmos aterros e taludes possuem entre 2 e 4 metros de extensão, em média.

Morfologicamente, esses pontos foram caracterizados de diferentes formas e descritos como: taludes de corte, encostas naturais, e planícies alagáveis. Quanto à vegetação, essas áreas são predominantemente cobertas por vegetação gramínea, sendo possível encontrar capim e alguns arbustos relacionados. A característica geológico-geotécnica desses pontos, com relação ao estudo pedológico, é representado por um solo residual associado a rochas do Complexo Paraíba do Sul, sendo em suma, granitóides de baixa permeabilidade e sem evidências de movimentação e processos que influenciem a estabilidade dos maciços.

Os fatores de susceptibilidade encontrados na área não demonstram evidências de processos destrutivos, salvo alguns pontos encontrados com indícios do início de um processo de erosão superficial, corroborado pelo aparecimento de sulcos. Contudo, não existem grandes evidências de processos que provoquem ou agravem qualquer fator de instabilidade, apenas em algumas porções restritas, como por exemplo no bairro Charqueada, onde existem eventuais concentrações de águas de chuva nos taludes em ciclos chuvosos.

Risco médio

As definições de risco médio são caracterizadas como pontos de escorregamento com existência de uma baixa potencialidade para o desenvolvimento de processos de escorregamentos e solapamentos, determinados por condicionantes geológico-geotécnicos e pelo nível de intervenção antrópica, sendo que, se as condições forem mantidas, as chances de ocorrer algum desastre natural é praticamente nula, existindo ainda a possibilidade de eventos desastrosos durante ciclos chuvosos intensos e prolongados que saturam o solo.

As localidades classificadas como de risco médio no campo são caracterizadas por zonas de ocupação planejada, na maior parte composta por casas de alvenaria consolidadas. Consistem em encostas naturais com comprimento variando entre 50 e 60 metros de extensão e declividades de aproximadamente 30°. A topografia é caracterizada por encostas naturais com vegetação de gramíneas.

No que diz respeito à caracterização geológico-geotécnica, essas áreas são compostas por granitóides pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul, com solo residual associado, decorrente do processo de intemperismo dessas rochas graníticas, possuindo assim baixa permeabilidade e, pontualmente, apresentando sinais de movimentação como trincas no terreno e árvores e muros levemente deslocados. Os processos atuantes foram caracterizados como um princípio de erosão superficial associado ao início de um processo de deslizamento planar do solo residual formado.

Há ocupação das bordas das encostas aliada a grande altura das mesmas, ao passo que se observa a ausência de micro e macro drenagens, lançamento de águas servidas, árvores de grande porte na crista de taludes e presença de fendas no solo, caracterizando as causas e agravantes da instabilidade geotécnica encontrada no terreno.

Risco alto

O risco alto à escorregamentos é constatado em locais onde existe uma alta potencialidade para processos de escorregamento e solapamento, causados pela alta influência

das condicionantes geológico-geotécnicas, aliadas ao nível de intervenção antrópica na área de estudo. São observadas importantes evidências de instabilidade e, se as mesmas condições forem mantidas, é provável à existência de eventos destrutivos em um ciclo chuvoso normal.

As áreas que foram caracterizadas como de risco alto são compostas por casas de alvenaria e de outros materiais, em ocupações consolidadas e planejadas (formais). Em suma, são compostas por encostas naturais, taludes de corte e paredes rochosas variando entre 10 e 60 metros de extensão, com declividades entre 60° a 90°. Com relação ao relevo, é composta por paredes rochosas, taludes de corte e encostas naturais com vegetação de capim e, em alguns pontos, com árvores de grande porte.

Quanto às características geológico-geotécnicas, as rochas, também pertecentes ao Complexo Paraíba do Sul, apresentam composição granítica, que está relacionada ao solo residual presente. Os processos intempéricos atuantes nestas rochas supracitadas evidenciam a baixa permeabilidade do terreno, ao passo que se nota indícios de movimentação como trincas no terreno, bem como degraus de abatimento e árvores deslocadas.

Os processos dominantes são identificados como de erosão superficial, provocando sulcos no terreno, associados a deslizamentos planares consolidados de solo residual. Estes processos possuem como agravantes a ocupação de bordas de encostas, inclinação dos taludes praticamente sub-verticalizados à verticalizados, ausência ou insuficiência de microdrenagens, taludes de grande dimensão, sobrecarga de edificações de grande porte, bem como árvores de grande porte na crista de taludes e a presença de fendas e batentes no solo.

Risco muito alto

O risco de escorregamento caracterizado como muito alto foi diagnosticado por um alto grau de potencialidade para o desenvolvimento de escorregamentos e solapamentos, através da influência de condicionantes geológico-geotécnicos e do nível de intervenção antrópica. Existem várias evidências de instabilidade em graus e magnitudes expressivos, sendo que, se não houver qualquer tipo de mudança no ambiente, é muito provável que ocorra eventos destrutivos durante um ciclo chuvoso.

As áreas caracterizadas como de risco muito alto são compostas por casas de alvenaria e de outros materiais em ocupações consolidadas e planejadas (formais). Em suma, estão relacionadas à encostas naturais, taludes de corte e paredes rochosas variando entre 40 e 70 metros de extensão e declividades entre 60° a 90°. Existe ainda nesse cenário a presença de moradias tanto no sopé quanto no topo dos taludes e encostas, à distâncias que variam entre 1 e 5 metros. Em termos de relevo, é composta por taludes de corte, paredes rochosas e encostas naturais com vegetação de capim e, em alguns pontos isolados, árvores de grande porte.

As caracterizações geológico-geotécnicas desses pontos estão intrinsicamente relacionadas ao solo residual observado, resultado de processo intempérico de granitóides pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul, de permeabilidade baixa e com evidências, na maioria das vezes, de feições erosivas quando em taludes, cicatrizes de escorregamentos, degraus de abatimento e árvores deslocadas. Os fatores que afetam a susceptibilidade desses pontos são a erosão superficial, que gera sulcos, sendo que a erosão severa pode originar ravinas e voçorocas em um estágio de maior desenvolvimento erosional, assim como deslizamentos planares em solo residual e, em algumas porções restritas, deslizamentos de lixo e entulhos.

Os fatores agravantes estão correlacionados à ocupação de bordas de encostas, ausência ou insuficiência de microdrenagens, lançamento de águas servidas no solo, sobrecarga de edificações de grande porte, lançamentos de lixo ou entulho nas encostas e drenagens e árvores de grande porte na crista de taludes.

Estudo das áreas de risco geológico suscetíveis à escorregamentos no município de Alegre – ES, utilizando técnicas de geoprocessamento

Mapa de risco de escorregamento

Conforme observa-se na distribuição de pontos, não se obteve representatividade suficiente no mapa final gerado, referente aos pontos classificados como risco baixo e médio, devido ao menor número de pontos dentre essas duas classes de riscos citadas.

O mapa de risco de escorregamento demonstra tanto a grade irregular de pontos amostrados em campo, quanto o agrupamento feito utilizando-se o algoritmo fuzzy k-means, sendo que a classe de coloração vermelha demonstra a classe de risco alto e a cor verde demonstra a classe de risco muito alto.

Através da análise do mapa de agrupamentos observa-se que apenas alguns pontos são relacionados às classes de risco baixo e médio, mas devido à intensa malha de pontos gerados, não foram formados clusters.

O mapa identifica áreas de risco muito alto e alto à escorregamentos, sendo que no primeiro caso, os bairros Vila Alta (porção oeste do mapa), Guararema, Treze, Charqueada (porção noroeste do mapa), se enquadram na classe de risco muito alto (Figura 3). Já as localidades de São Vicente de Paulo, Triângulo e São Manoel se enquadram dentro da classe de risco alto, ambas possuindo a premissa de se observar processos de instabilidade atuantes e cicatrizes de processos anteriores no estudo de campo, sendo que a classe de risco muito alto é diferenciada pela impossibilidade de se monitorar os processos dominantes, devido ao seu avançado grau de instabilidade. A maior parte destes processos são decorrentes de obras geológicas-geotécnicas indevidas, como cortes de taludes com inclinação superior à 60°, associados à construções, tanto na crista quando no pé dos mesmos, onde geralmente estão localizadas em áreas com drenagens insuficientes ou até mesmo inexistentes.

Os bairros Vila Alta (porção norte do mapa) e Guararema (porção oeste do mapa) foram identificados como os de maior risco, devido ao grande número de processos de instabilidade atuantes, associados à áreas com um alto ângulo de declividade. Estes mesmos processos se caracterizam, em sua maioria, por deslizamentos planares em solo residual, causando embarrigamento de muros, deslocamento de postes, trincas no solo e rachaduras em residências. No bairro Nossa Senhora da Conceição (porção oeste do mapa) existe uma pedreira desativada, onde a frente de lavra foi ocupada por moradias. O alto grau de fraturamento das rochas ali existentes, somado ao corte de aproximadamente 80° com moradias no sopé, traz um grande risco à área. Neste ponto foram encontrados blocos de rocha no sopé, evidenciando a alta probabilidade de ocorrência desse tipo de evento destrutivo.

Assim, como encontrado na área urbana do município de Alegre, as principais cicatrizes de movimentos de massa se encontram em áreas onde existem cortes de aterro desprotegidos, vias públicas implantadas no sentido de maior declividade do terreno e infra-estrutura urbana inadequada.


Mapeamento de risco de escorregamento

Figura 3. Mapa de risco de escorregamento da sede do município de Alegre/ES.

CONCLUSÃO

A metodologia proposta se mostrou eficiente para o mapeamento de áreas de risco de escorregamento, sendo que a utilização das fichas de descrição das áreas de risco possibilitou a avaliação minuciosa da área de estudo e sua classificação mais conveniente dentre as classes de risco.

O produto final do mapeamento de áreas de risco de escorregamento foi um mapa praticamente dominado pelas duas classes de risco mais altos (risco alto e muito alto), devido às características geomorfológicas da área, associada à falta de critérios técnicos em obras geotécnicas de pequeno porte, feita por particulares. Além disso, o fator de susceptibilidade antrópica, somado à fatores naturais e agravantes de instabilidade, como principalmente ocupação de bordas de encostas, inclinação de taludes igual ou superior a 70°, árvores de grande porte na crista de taludes e altura de taludes superiores à 40 metros, produzem inúmeras áreas de risco alto ou muito alto à ocupação urbana.

A utilização da krigagem demonstrou ser uma ferramenta aplicável para o mapeamento de áreas de risco, gerando pontos de espaçamento regular por toda a área de estudo.

O mapeamento identificou como principais áreas de risco de escorregamento o bairro Vila Alta (porção oesto do município), Guararema, Treze, Charqueada (porção noroeste do município), São Vicente de Paulo, Triângulo e São Manoel, que se enquadraram na classificação de risco muito alto, devido aos seus fatores de susceptibilidade e agravantes de instabilidade.

Estudo das áreas de risco geológico suscetíveis à escorregamentos no município de Alegre – ES, utilizando técnicas de geoprocessamento

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AUGUSTO FILHO, O. **Caracterização geológico-geotécnica voltada à estabilização de encostas: uma proposta metodológica**. In: CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS-COBRAE. 1992. Anais...p. 721-733.

CARVALHO, C. S.; MACEDO, E. S.; OGURA, A. T. **Mapeamento de riscos em encostas e margem de rios**. Brasília: Ministério das Cidades, 2007.

CERRI, L. E. da S. **Riscos geológicos associados a escorregamentos: uma proposta para a prevenção de acidentes**. Rio Claro. P. 197, 1993.

COSTA, A. G.; PEDROSA-SOARES, A. C. **Catálogo de Rochas Ornamentais da Região de Barra do São Francisco-Ecoporanga- Nova Venécia, norte do Espírito Santo**. Rio de Janeiro, CPRM, Serviço Geológico do Brasil, UFMG-Programa Geologia do Brasil, 2006.

DE VARGAS, R. R. Uma nova forma de calcular os centros dos Clusters em algoritmos de agrupamento tipo fuzzy c-means. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, p. 97, 2012.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológicogeomorfológica. Geomorfologia e meio ambiente, v. 5, 1996.

GEOBASES - Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo. 2002. **INCAPER**. Disponível em: ">http://www.geobases.es.gov.br/portal/>. Acesso em: 19 mai 2013.

GONÇALVES, J. A. C.; CARVALHO, T. R. R.; CECCO, V. R.; ROSSI, A. V. A.; JARDIM, H. A.; NUNES, V. R. N. **Avaliação do Risco Geológico no Bairro Vila Alta, Alegre, ES**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, Nova Friburgo - RJ. Anais... 2011.

GONÇALVES, L. F. H.; GUERRA, A. J. T. **Movimentos de massa na cidade de Petrópolis** (**Rio de Janeiro**). Impactos Ambientais Urbanos no Brasil, v. 5, p. 189-252, 2001.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. Estabilidade de taludes naturais e de escavação. Edgard Blucher, 194p, 1984.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. 2010. **IBGE**. Disponível em: ">http:///www.ibge.com.br/alegre> Acesso em: 26 out 2013.

IMA, M. L. A.; CHAVES, C. A. P.; MELO JUNIOR, H. R.; SIMÃO, F. B. Aplicação de métodos geoestatísticos para mapeamento de área de risco em saúde pública no município de Porto Velho-RO. Vita et Sanitas, v. 2, n. 2, p. 130-149, 2008.

MARCELINO, E. V.; NUNES, L. H.; KOBIYAMA, M. Mapeamento de risco de desastres naturais do estado de Santa Catarina. Caminhos de Geografia, 7 (17), 2006.

MENESES, P. R.; PARADELLA, W. R. **Síntese geológica preliminar da parte sul do Estado do Espírito Santo**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, INPE/CNPq, São José dos Campos (SP). Anais..., p. 479-499, 1978.

OLIVEIRA, E. L. A.; ROBAINA, L. E. S.; RECKZIEGEL, B. W. Metodologia utilizada para o mapeamento de áreas de risco geomorfológico: bacia hidrográfica do Arroio Cadena, Santa Maria–RS. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE DESASTRES NATURAIS, Anais...v. 1, p. 248-261, 2004.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; WIEDEMANN, C.; PINTO, C. P. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. Precambrian Research, Amsterdam, v. 110, n. 1-4, p.307-323, 2001.

TOMINAGA, L. K.; FERREIRA, C. J.; VEDOVELLO, R.; TAVAES, R.; SANTORO, J.; SOUZA, C. R. G. **Cartas de perigo a escorregamentos e de risco a pessoas e bens do Litoral Norte de São Paulo: conceitos e técnicas**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CARTOGRAFIA GEOTÉCNICA E GEOAMBIENTAL, Anais...v. 5, p. 205-216, 2004.

TOMINAGA, L. K. Avaliação de metodologias de análise de risco a escorregamentos: aplicação de um ensaio em Ubatuba, SP. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2007.

TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; DO AMARAL, R. Desastres naturais: conhecer para prevenir. Instituto Geológico, 2011.

VALENTE, A. L. S. Uma Metodologia para determinação de Áreas de Risco, através de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO. Salvador. Anais...Brasil, p. 14-19, 1996.

XAVIER, H. Percepção geográfica dos riscos de deslizamentos de encostas em áreas de risco do município de Belo Horizonte, MG. UNESP, Rio Claro, SP (Tese de Doutorado), 1996.

Capítulo 3

Levantamento geofísico preliminar do IFES, CAMPUS Montanha-ES

Thaís Figueiredo de Pinho¹; Jenesca Florencio Vicente de Lima¹

RESUMO. A área de estudo localizada no IFES campus Montanha, situada no extremo norte do estado do Espírito Santo, no município de Montanha, vem sofrendo com a seca ocorrida nos últimos anos. A partir desse contexto climático, fez-se necessário na área de estudo um levantamento de dados geofísicos com a aplicação do método de eletrorresistividade utilizando a técnica de sondagem elétrica vertical (SEV), que integrado ao conhecimento geológico e hidrogeológico da área, teve como objetivo a identificação de regiões com características potenciais à presença de água subterrânea e estimativa dos melhores locais para possível locação de poços, visando amenizar os problemas da falta de água na região. Cinco SEV's foram realizadas na área de estudo, utilizando-se o arranjo de campo Schlumberger. Os dados obtidos foram processados e interpretados, possibilitando a confecção de três perfis de resistividade, onde foi possível identificar e separar os litotipos e camadas geoelétricas e estimar os locais mais propícios à captação de água subterrânea na área do IFES campus Montanha.

PALAVRAS-CHAVE. Água Subterrânea; Eletrorresistividade; IFES campus Montanha; Seca; Sondagem Elétrica Vertical.

INTRODUÇÃO

O estado do Espírito Santo tem vivenciado um drástico cenário de seca nos últimos anos, o que ocasionou uma redução considerável das vazões dos rios. A falta de chuva associada à má exploração da água deixou os aquíferos com os níveis muito rebaixados. Além do que, o solo encontra-se muito seco, degradado e sem cobertura vegetal, o que acaba comprometendo a infiltração de água e o reabastecimento do lençol freático.

O método da eletrorresistividade tem se consolidado como um instrumento importante nas pesquisas de água subterrânea, pois relaciona a resistividade elétrica das rochas e a presença de fluidos nos poros ou fraturas. Sua aplicação propicia vantagens que se destacam, como a rapidez na avaliação de grandes áreas com custos menores; identificação com exatidão da existência de estruturas de possíveis aquíferos; e a inalteração do meio físico.

A partir desse contexto climático, fez-se necessário na área de estudo um levantamento geofísico utilizando o método da eletrorresistividade, a partir da técnica da sondagem elétrica vertical (SEV), que integrado ao conhecimento geológico e hidrogeológico da área, teve como objetivo estimar os melhores locais à ocorrência de água subterrânea para locação de poços para o abastecimento do IFES campus Montanha-ES.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada no Instituto Federal do Espírito Santo (IFES) Campus Montanha, no município de Montanha, pertencente à Microrregião do Extremo Norte do estado do Espírito Santo. A principal via de acesso a partir da capital do estado, Vitória, é pela BR-101 seguindo até São Mateus-ES e posteriormente Pinheiros-ES utilizando a ES-130 até Montanha-ES, tendo este trajeto cerca de 330 km. Outro percurso a partir de Vitória-ES é

¹Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil utilizando inicialmente a BR-101 até João Neiva-ES, e posteriormente a ES-080 seguindo de Colatina-ES, finalizando o trajeto com a ES-130 até Montanha-ES, tendo este caminho por volta de 330 km também (Figura 1).



Figura 1. Mapa de localização da área de estudo e principal via de acesso (ES-130).

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

A eletrorresistividade é um método geofísico geoelétrico cujo princípio é determinar a resistividade elétrica dos materiais que, junto com alguns parâmetros, indicam as propriedades eletromagnéticas dos solos e rochas (Braga, 2006).

O método de eletrorresistividade necessita que uma corrente elétrica seja empregue no solo por meio de eletrodos cravados à superfície do terreno. A diferença de potencial que se forma no solo é medida utilizando-se um segundo par de eletrodos. A resistividade pode então ser calculada relacionando a geometria do arranjo dos eletrodos, a corrente elétrica aplicada e a voltagem medida. A partir deste potencial medido, é possível reconhecer em subsuperfície as diferentes irregularidades e as correlacionar com as estruturas e condições geológicas locais (Guerra, 2010).

No que diz respeito à resistividade de uma rocha, segundo Braga (2006), esta é influenciada por vários fatores, dentre os quais se têm como principais: a resistividade dos minerais, líquidos e gases que preenchem os poros da rocha; o teor de umidade, porosidade e a forma de distribuição dos poros da rocha; e a textura e compactação.

O parâmetro resistência transversal (T) que está correlacionado com a transmissividade de uma camada geológica, tem fundamental importância em estudos de caracterização hidrogeológica, podendo indicar quais camadas são mais promissoras para locação de poços. É definido que a resistência transversal é o produto da resistividade pela espessura da camada (Braga, 2016).

A técnica de sondagem elétrica vertical (SEV) é empregada em situações cujos objetivos sejam investigar em profundidade os diferentes tipos e situações geológicas, determinando suas espessuras e resistividades, a partir de um ponto fixo na superfície de terreno. A finalidade da interpretação de uma SEV é, portanto, determinar a distribuição espacial dos parâmetros físicos no subsolo, partindo dos dados das curvas de campo observados na superfície do terreno, e buscar o significado geológico de tais parâmetros (Braga, 2006). As sondagens elétricas verticais apresentam como vantagens principais o recobrimento de áreas extensas, de maneira rápida, com precisão satisfatória e custos baixos; e de efetuar investigações de diversas profundidades, a partir da superfície do terreno, sem alterar o meio.

No âmbito geológico, a área em estudo, inserida na Folha Montanha (SE-24-Y-B-I) em escala 1:100.000, compreende apenas a unidade litoestratigráfica Grupo Barreiras (Figura 2). O município de Montanha é composto predominantemente pela unidade litoestratigráfica denominada Suíte Montanha.

A Suíte Montanha é composta por granitos de significativa homogeneidade composicional, seus afloramentos mais expressivos são pães-de-açúcar, lajedos e, eventualmente, maciços isolados pelo Grupo Barreiras. A coloração predominante das rochas é cinza em tons médios, e quando intemperizadas, tornam-se rosadas. Os minerais essenciais que compõem o granito Montanha são feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, biotita e granada. Como minerais acessórios têm-se zircão, apatita e, em menores quantidades, titanita. Em geral, os cristais da matriz são xenomórficos, fraturados, apresentando contatos irregulares entre os grãos (Roncato Júnior *et al.* 2012).

O Grupo Barreiras apresenta-se como uma cobertura sedimentar sub-horizontal. O contato basal desta unidade é uma extensa discordância erosiva. Seus afloramentos são formados, predominantemente, por arenito conglomerático que mostra variações entre quantidade de matriz e clastos. O arenito é mal selecionado, de matriz areia fina a grossa e clastos de quartzo subarredondados a subangulosos, com predominância de grânulos e raros blocos, com eventual granodecrescência ascendente. Esses arenitos estão intercalados com lentes pelíticas, lentes de conglomerado e níveis de canga. É uma rocha imatura texturalmente e mineralogicamente, onde ocorrem clastos de plagioclásio, feldspato potássico pertítico, microclina, biotita e muscovita, e, raramente, zircão, opacos e turmalina. O solo arenoso é característico desta unidade. (Roncato Júnior *et al.* 2012).

Neste trabalho as aplicações dos métodos geoelétricos em estudos hidrogeológicos, irão considerar a captação de água subterrânea para abastecimento do IFES campus Montanha-ES. A região de Montanha-ES está inserida no domínio hidrogeológico das formações cenozoicas, representado na área pelo Grupo Barreiras, que em termos hidrogeológicos, tem um comportamento de aquífero poroso, caracterizado por possuir uma porosidade primária, e nos terrenos arenosos uma elevada permeabilidade. (Bonfim *et al.* 2006). Ocorre também o aquífero fissural, representado pelas rochas do embasamento cristalino, os granitos tipo-S da Suíte Montanha.

Levantamento geofísico preliminar do IFES, CAMPUS Montanha-ES



Figura 2. Mapa geológico da região do município de Montanha, com localização da área de estudo na unidade litoestratigráfica Grupo Barreiras. Fonte: Modificado de Roncato Júnior *et al.* 2012.

METODOLOGIA

A metodologia utilizada neste trabalho foi dividia em três etapas. A primeira etapa, chamada de pré-campo, compreende o levantamento bibliográfico do método geofísico que será utilizado e do local de estudo, objetivando melhor entendimento de seu contexto geológico e hidrogeológico. A partir de mapa geológico e imagens de satélite fornecidas pelo *software* Google Earth da região, foram analisados os melhores pontos a serem visitados para aplicação do método geofísico da eletrorresistividade durante a etapa de campo.

Na segunda etapa, denominada etapa de campo, foi realizada a visita à área de estudo no dia 24 de março de 2017, para execução do levantamento geofísico, aplicando-se o método da eletrorresistividade. A técnica utilizada para aquisição dos dados é a sondagem elétrica vertical (SEV) e o arranjo empregado nas medições é o *Schlumberger*, com o deslocamento de apenas dois eletrodos.

O levantamento com o método da eletrorresistividade consistiu de medidas de resistividade aparente, tomadas através da aplicação de SEV's. Foram escolhidos cinco pontos para realização das SEV's, distribuídos ao longo do *campus* do IFES-Montanha. As posições das SEV's foram estabelecidas de acordo com a geomorfologia do local, perto de vales, com a

vegetação mais desenvolvida, nos locais em que o terreno apresentava-se com os menores desníveis topográficos e boas condições de acesso, procurando-se ainda uma distribuição que permitisse um bom conhecimento da subsuperfície.

O equipamento utilizado para a aquisição dos dados do subsolo foi um resistivímetro digital do fabricante *Instrum* Brasil, modelo TMD 20 KW. Os eletrodos foram dispostos de acorodo com o arranjo *Schlumberger*, com o espaçamento entre os eletrodos de corrente AB/2 e com mudança na distância fixa dos eletrodos de potencial MN, conforme a Tabela 1, a fim de observar melhor a subsuperfície. Esses espaçamentos seguiram o que foi proposto por Braga, 2016. A partir desse espaçamento máximo dos eletrodos de corrente (98 metros), sabe-se que a profundidade de investigação alcançou aproximadamente 50 metros.

Nesta etapa os materiais utilizados foram: resistivímetro, estacas, marretas, fios, fitas métricas, caderneta de campo e GPS.

AB/2 (m)	MN (m)	AB/2 (m)	MN (m)
1,5	0,6	10	3
2	0,6	20	3
3	0,6	30	3
4	0,6	40	3
5	0,6	50	3
6	0,6	60	3
8	0,6	70	3
10	0,6	80	3
20	0,6	90	3
		98	3

Tabela 1 Espaçamento entre os eletrodos utilizados em campo

Na terceira etapa, chamada de pós-campo, foi realizado o processamento, o tratamento, a análise e a interpretação dos dados geofísicos adquiridos, de acordo com três etapas propostas por Braga (2016):

- Análise da morfologia das curvas de campo: a elaboração das curvas de campo foi realizada através do programa livre *Microsoft Excel*, procurando identificar as camadas geoelétricas existentes, onde podem ser caracterizadas de acordo com o aumento ou redução da resistividade e com o espaçamento dos eletrodos de corrente.
- Processamento e suavização das curvas de campo: o processamento, suavização e determinação das camadas geoelétricas e suas respectivas resistividades e espessuras foram executadas através do programa livre IPI2WIN, no qual foi determinado o modelo geoelétrico inicial.
- 3) Associação com a geologia local: foi determinada com base em depoimentos de moradores e estudos bibliográficos preliminares. Braga (2016) fornece valores de resistividade dos materiais geológicos para melhor associação com a geologia. Por meio do *software* demonstrativo *Rockworks* foram construídos modelos geológicos tridimensionais baseados nas camadas geoelétricas.

Estes estudos, realizados nestas etapas de trabalho, têm por finalidade principal a determinação das potencialidades do local para a exploração de água subterrânea e consequentemente a locação de um poço tubular profundo.

Levantamento geofísico preliminar do IFES, CAMPUS Montanha-ES

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados foram obtidos de acordo com a terceira etapa da metodologia descrita anteriormente, onde os dados geofísicos de eletrorresistividade foram processados e interpretados.

1) Análise da Morfologia das Curvas de Campo

Após aquisição dos dados de eletrorresistividade na etapa de campo, estes foram processados através de planilhas do programa livre *Microsoft Excel*, com o objetivo de avaliar as curvas de campo (Figura 3), onde foram geradas a partir dos parâmetros resistividade e espaçamento dos eletrodos de corrente. Estas curvas foram suavizadas, desconsiderando-se os valores incoerentes, para resultar em um modelo mais apropriado e preciso.

As curvas de campo apresentadas abaixo, ainda que possuam alguns pontos erráticos são ascendentes, principalmente do tipo A, classificadas conforme Braga (2016), onde os valores de resistividade aumentam de acordo com o espaçamento dos eletrodos de corrente. Observa-se que a curva de campo do ponto 4 (Figura 3-D) tende a ser uma curva do tipo KH, apresentando ramos ascendentes e descendentes suaves.



Figura 3. Curvas de Campo. (A) Ponto 1; (B) Ponto 2; (C) Ponto 3; (D) Ponto 4; (E) Ponto 5.

2) Suavização das Curvas de Campo, Determinação das Camadas e Suas Resistividades

Os dados foram processados utilizando-se o programa livre IPI2WIN, no qual as curvas de campo foram suavizadas, admitindo-se erros inferiores a 1%. Em alguns casos, valores muito diferentes (extremamente altos) dos valores adjacentes foram desconsiderados. Este programa gerou tabelas com os parâmetros: N (número de camadas), ρ (resistividade), h (espessura da camada) e d (profundidade da base da camada), onde puderam ser obtidas as espessuras e respectivas resistividades das camadas geoelétricas (Figura 4).

A partir da observação das tabelas percebe-se que a área em estudo apresenta três camadas geoelétricas com distintas resistividades. A primeira camada tem uma espessura que varia de 0,85 a 1,64 metros com resistividade média de 480,84 (ohm.m), sendo o maior valor de 838,6 e o menor de 170,0; a segunda camada varia de 0,32 a 1,33 metros com resistividade média de 824,56 (ohm.m), possuindo valor máximo de 1572,0 e mínimo de 213,9; e a terceira camada não tem espessura definida, tendo resistividades muito altas ultrapassando o valor de 130000 (ohm.m).



Figura 4. Curva suavizada e respectiva tabela com as camadas e resistividades. (A) Ponto 1 (B) Ponto 2 (C) Ponto 3 (D) Ponto 4 (E) Ponto 5.

3) Associação Com a Geologia Local

De acordo com depoimentos de moradores locais e com a bibliografia (Braga, 2016), os dados de camadas geoelétricas podem ser associados aos materiais geológicos. A partir dos dados suavizados no programa livre IPI2WIN foram geradas camadas geoelétricas com seus respectivos valores de resistividade e espessura. A partir dos dados das SEV's ao longo de uma seção foram confeccionados perfis de resistividade da área de estudo (Figura 5) no *software* demonstrativo RockWorks, baseados nas camadas geoelétricas geradas anteriormente. Os perfis tiveram profundidade máxima representativa de 5 metros, pois a partir dessa profundidade a última camada geoelétrica apresentava-se constante, sem nenhuma diferença litológica e de resistividade. Portanto, para não perder os dados das camadas geoelétricas superiores, foi definida essa profundidade máxima para análise.

Os litotipos presentes nos perfis tiveram como base Braga (2016), sendo determinante o valor de resistividade em cada camada geoelétrica gerada no programa livre IPI2WIN para sua escolha. Em geral, nos cinco pontos definiu-se que a primeira camada geoelétrica com até 1,6 metros de profundidade corresponde ao solo, com valores de resistividades entre 200 e 800 (Ω m), essa gama de variação deve-se a diferença de compactação e ocupação do solo nos diferentes pontos e também por este estar muito seco, o que pode causar anomalias na aquisição dos dados. A segunda camada com até 2,5 metros de profundidade com resistividades de 1500 (Ω m) foi definida como saprolito, e os pontos onde as resistividades variaram de 200 a 450 (Ω m), a segunda camada foi definida como sedimento arenoso. A terceira camada com profundidades maiores que 2,5 metros e valores de resistividade maiores que 2000 (Ω m) foi definida como rocha sã ou topo do embasamento rochoso.

A partir da análise dos perfis de resistividade (Figura 5) nota-se que os três perfis apresentam próximos ao ponto 2, valores baixos de resistividade (< 600 Ω m) até a profundidade de 1,5 metros, coincidindo com o solo superficial e uma fina camada de sedimento arenoso (< 0,5m). Próximo ao ponto 1, sendo melhor observado no perfil da Figura 5-B, também existem valores baixos de resistividade até 2 metros de profundidade correspondendo a camada superior do solo, seguida de uma camada de sedimento arenoso com 1 metro de espessura. Nos três perfis, ocorre predominância da rocha sã com início em 2 metros de profundidade, apresentando resistividades de 1000 a 2000 (Ω m). A partir de 3,5 metros nota-se um padrão de resistividades altas (2000 Ω m) com continuidade lateral em todo perfil, indicando ser o embasamento cristalino da região. Nos pontos 4 e 5, devido a presença do saprolito, ocorrem resistividades maiores, acima de 1400 Ω m, a menores profundidades, entre 2 e 3,5 metros. O ponto 3 apresenta valores de resistividades medianos de 400 a 1200 Ω m.

As diferentes resistividades em profundidades tão pequenas podem estar alteradas devido a diversos fatores como: interferências no equipamento, ações antrópicas no meio, solo muito compactado e seco, dentre outros fatores, que acabam dificultando a caracterização litológica das camadas geoelétricas.



Figura 5. Perfis de resistividade da área de estudo. (A) Perfil 1-2-3-4-5 (B) Perfil 2-5-4-3-1 (C) Perfil 1-2-5-4-3.

Como já dito anteriormente no tópico revisão bibliográfica, a resistência transversal é um parâmetro importante na caracterização de camadas favoráveis à captação de água subterrânea. Segundo Braga (2016) para ser considerado um aquífero, a resistência transversal deve apresentar valores acima de 800 Ω m². Os pontos 1, 4 e 5 satisfazem essa condição, já os pontos 2 e 3 por apresentarem resistividades mais baixas, podem ser caracterizados como um aquitardo (Tabela 2).

Tabela 2 Tabela de Estimativa da Resistência Transversal							
PONTO	E	Ν	Profundid ade(m)	Resistivida de (Ωm)	Espessura (m)	Resistênci a Transvers al (Ωm²)	
1	356912	7994881	0	501,8	1,642	823,956	
	356912	7994881	1,642	355,6	0,8186	291,094	
	356912	7994881	2,461	2000	∞		
2	357004	7994870	0	170	1,274	216,58	
	357004	7994870	1,274	213,9	0,3245	69,4106	
	357004	7994870	1,599	2000	∞		
3	357225	7994729	0	426,8	1,035	441,738	
	357225	7994729	1,035	430,3	0,4786	205,942	
	357225	7994729	1,513	2000	∞		
4	357289	7994869	0	838,6	0,848	711,133	
	357289	7994869	0,848	1551	1,329	2061,28	
	357289	7994869	2,177	2000	∞		
5	357180	7994921	0	467	0,9	420,3	
	357180	7994921	0,9	1572	1,102	1732,34	
	357180	7994921	2,002	2000	∞		

Levantamento geofísico preliminar do IFES, CAMPUS Montanha-ES

CONCLUSÃO

Os resultados geofísicos obtidos pela técnica da sondagem elétrica vertical (SEV) permitiram separar camadas litológicas distintas: o solo, o saprolito, o sedimento arenoso e a rocha sã. A partir dos perfis de resistividade foi possível definir a continuidade lateral das camadas e a variação de resistividade conforme a profundidade.

Em geral, na área estudada foram identificadas três zonas distintas com assinaturas elétricas definidas. A primeira zona, com valores de resistividades bastante variáveis, menores que 1000 Ω m, e profundidades até 1,5m, corresponde ao solo superficial, juntamente com o sedimento arenoso e por vezes com ocorrência do saprolito. Devido ao solo apresentar-se seco, compactado e com diferentes ocupações, os dados foram afetados, gerando essas resistividades variadas. A segunda zona, com valores de resistividades entre 1000 e 1800 Ω m, corresponde ao perfil de alteração da rocha sã (saprolito) e também a rocha sã de fato, o que explica os altos valores de resistividade. A última zona com altos valores de resistividade (2000 Ω m) e grande continuidade lateral, representa o embasamento cristalino da região, com profundidades a partir de 3,5 a 4 metros nos perfis.

As regiões que apresentaram os melhores valores de resistividade transversal foram os pontos 1, 4 e 5, entretanto este dado não é suficiente para caracterizar a região como um bom potencial para captação de água subterrânea, pois ao observar essas regiões nos perfis de resistividade, apenas o ponto 1 mostra-se favorável. O ponto 2 na análise da resistividade transversal não foi caracterizado como uma região favorável a existência de um bom aquífero, porém nos perfis de resistividade, este ponto foi o mais propício, por apresentar baixos valores de resistividade.

Desse modo, os locais mais favoráveis a locação de poços são, em primeiro lugar, o ponto 2, devido aos baixos valores de resistividade apresentados nos perfis de resistividade, associado a uma pequena camada de sedimento arenoso. E em segundo lugar, o ponto 1 com baixos valores de resistividades também, atrelado a bons valores de resistividade transversal e presença de uma camada mais espessa de sedimento arenoso.

Os resultados desse levantamento preliminar permitem concluir que o método de eletrorresistividade gera apenas estimativas, que devido à complexidade e a heterogeneidade do meio geológico estudado pode ocasionar em inconsistências. A combinação da técnica de SEV, com os dados hidrogeológicos, geológicos e de sensoriamento remoto proporciona maiores esclarecimentos sobre as áreas de melhor favorabilidade à locação de poços para captação de água subterrânea.

Recomendam-se mais estudos para melhor caracterização das regiões próximas aos pontos mais favoráveis a locação de poços, com o apoio da técnica do caminhamento elétrico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BOMFIM, L. F. C. et al. Mapa de domínios/subdomínios hidrogeológicos do Brasil, escala 1: 2.500. 000. CPRM, Salvador, 2006.

BRAGA, A. C. O. **Métodos da eletrorrestividade e polarização induzida aplicados nos estudos de captação e contaminação de águas subterrâneas**. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

BRAGA, A. C. O. **Geofísica Aplicada: Métodos Geoelétricos em Hidrogeologia**. Oficina de Textos. São Paulo, 2016.

GUERRA, K. J. Aplicação de método geofísico em estudo hidrogeológico, no município de Nova Lima-MG: caracterização de aquíferos em área urbana. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte, 2010.

RONCATO JUNIOR, J G, et al. Mapa Geológico da Folha Montanha SE.24-Y-B-I, escala 1:100.000 (série Geologia do Brasil). CPRM, Belo Horizonte, 2012.

RONCATO JUNIOR, J G, et al. Geologia e Recursos Minerais da Folha Montanha SE.24-Y-B-I, estados do Espírito Santo e Bahia, escala 1:100.000. CPRM, Belo Horizonte, 2012.

Capítulo 4

Transecto litoestrutural da região sul da Serra do Caparaó entre as localidades de Patrimônio da Penha-ES e Caparaó-MG

William Medina Leite Féres¹; Caroline Cibele Vieira Soares²

RESUMO. A Serra do Caparaó, situada na região sudoeste do estado do Espírito Santo, na divisa com Minas Gerais, compreende um conjunto de rochas granulíticas e charnockíticas, intensamente deformadas e ocasionalmente migmatizadas. A complexidade litoestrutural da Serra do Caparaó, há décadas, vem motivando estudos e pesquisas nessa região. A área de estudo compreende a porção sul do Parque Nacional do Caparaó, e abrange as localidades de Caparaó-MG, São Raimundo da Pedra Menina-ES e Patrimônio da Penha-ES. O presente trabalho busca contribuir para a evolução e compreensão dos aspectos estruturais e petrográficos da serra. Para isso, foram realizados procedimentos de análise visual e processamento digital de imagens de satélite, de modo a subsidiar um levantamento de campo de uma seção litoestrutural que secciona a serra de SE a NW. A arquitetura litoestrutural da Serra do Caparaó consiste na intercalação de quatro unidades litoestratigráficas cartografadas: ortognaisses charnockíticos, que sustentam as cristas da serra; metagranitóide charnockítico e metagranitóide milonítico granatífero, que afloram no núcleo da serra; e rochas metassedimentares neoproterozóicas, que afloram nos limites externos a leste e a oeste da serra. A unidade litoestratigráfica metagranitóide milonítico granatífero é seccionada por uma zona de cisalhamento destral, responsável pela milonitização dessa unidade. O mapa estrutural confeccionado, acompanhado do transecto litoestrutural, ilustram a disposição dessas rochas ao longo da serra e a maneira como encontram-se deformadas. O metagranitóide charnockítico pode estar associado à fusão parcial dos ortogranulitos que sustentam a Serra do Caparaó, enquanto o metagranitóide milonítico granatífero pode consistir na fusão de um protólito supracrustal, que deu origem a um granito tipo-S, submetido à metamorfismo dinâmico na zona de cisalhamento central da área de estudo. A evolução estrutural da porção sul da Serra do Caparaó deu-se, portanto, a partir da incorporação de lascas do embasamento no interior de pacotes supracrustais aluminosos, facilitada pelo deslocamento ocasionado pelas zonas de cisalhamento. A intercalação de gnaisses granulíticos e metagranitóides aluminosos reflete, portanto, o fatiamento de porções profundas da crosta, alocadas entre lascas supracrustais mais jovens.

PALAVRAS-CHAVE. Geologia estrutural; zona de cisalhamento; fatiamento crustal.

INTRODUÇÃO

¹ Mestrando no Programa de Pós-graduação em Geologia da UFVJM – Diamantina, MG, Brasil

²Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) - Alegre, ES, Brasil

A Suíte Caparaó, situada na região sudoeste do estado do Espírito Santo, na divisa com Minas Gerais, compreende um conjunto de rochas granulíticas e charnockíticas, ocasionalmente migmatizadas.

A complexidade litoestrutural da Serra do Caparaó, há décadas, vem motivando estudos e pesquisas nessa região. Trabalhos como os de Söllner *et al.* (1991), Cunningham *et al.* (1998), Silva (2002), Horn (2006), Novo *et al.* (2011) e Vieira (2014, 2015) vêm contribuindo substancialmente para a compreensão da evolução tectônica da Suíte Caparaó.

O presente trabalho busca discernir aspectos estruturais e petrográficos, utilizando-se de uma escala de detalhe e dando enfoque à porção sul da Serra do Caparaó, carente de trabalhos desse tipo. Para isso, foi realizado o levantamento de uma seção litoestrutural SE-NW e realizada a caracterização petrográfica e estrutural desse segmento.

O objetivo geral do trabalho é, portanto, o estudo de feições estruturais e descrição petrográfica, a partir de um levantamento de uma seção litoestrutural e confecção de um perfil na região sul do Caparaó, entre o município de Caparaó-MG e a localidade de Patrimônio da Penha-ES, distrito de Divino de São Lourenço-ES. Além disso pretende-se: compreender as relações de contato e arranjo estrutural dos litotipos ao longo do perfil; compreender as implicações das feições estruturais na arquitetura da Serra do Caparaó; subsidiar o avanço do conhecimento geológico-estrutural da Suíte Caparaó; incentivar demais pesquisas similares com maior detalhe e em outras porções da serra; e contribuir para a proposição de um modelo de evolução da Serra do Caparaó.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se na região sudeste do Brasil, mais especificamente na divisa entre as porções sudeste do estado de Minas Gerais e sudoeste do Espírito Santo (Figura 1).

O polígono de trabalho está localizado na parte sul do Parque Nacional do Caparaó, e abrange as localidades de Caparaó, município de Minas Gerais, e no Espírito Santo, abrange São Raimundo da Pedra Menina, distrito de Dores do Rio Preto, e Patrimônio da Penha, distrito de Divino de São Lourenço.



Figura 1. Mapa da articulação, localização e vias de acesso da área de estudo.

GEOLOGIA REGIONAL

No Orógeno Araçuaí, além dos terrenos Neoproterozóicos-Eopaleozóicos, encontram-se preservados também remanescentes de unidades paleoproterozóicas, como é o caso da Suíte Caparaó, unidade foco deste trabalho.

A Suíte Caparaó, assim denominada por Söllner *et al.* (1991), e posteriormente classificada como Complexo Caparaó por Horn (2006), representa um extenso e estreito *inlier* do embasamento paleoproterozóico retrabalhado no Brasiliano, de um arco magmático intraoceânico (Silva 2002; Vieira 2014, 2015). A Suíte Caparaó configura, portanto, parte do embasamento metamórfico de alto grau do SE do Orógeno Araçuaí.

A Suíte Caparaó está situada na região sudoeste do estado do Espírito Santo, na divisa com Minas Gerais, e compreende um conjunto de rochas granulíticas e charnockíticas, ocasionalmente migmatizadas.

Söllner *et al.* (1991), ao definirem essa unidade como Suíte Caparaó, realizaram estudos isotópicos em zircões de rochas granulíticas e charnockíticas e estabeleceram uma idade transamazônica provável de 2170 Ma. Tal idade, segundo esses autores, seria referente à idade de cristalização da área-fonte dos pacotes sedimentares supracrustais precursores da Suíte Caparaó.

Silva (2002) realizou datações U/Pb em zircões de leucogranulitos charnockíticos da Suíte Caparaó, obtendo idades de 2195 \Box 15 Ma e 587 \Box 9 Ma, interpretadas como idades de cristalização magmática e metamorfismo, respectivamente. Apesar das idades encontradas por Silva (2002) serem equivalente àquelas estabelecidas por Söllner *et al.* (1991), suas interpretações são distintas: enquanto Söllner *et al.* (1991) interpretam as rochas como paragnaisses e as idades obtidas como a da área-fonte dos sedimentos, Silva (2002) admite que a idade em questão é referente à cristalização magmática do protólito dos gnaisses charnockíticos.

Horn (2006) classifica as rochas da Suíte Caparaó como opx-gra-ganisses, granulitos e rochas máficas, além de migmatitos estromáticos e *schlieren*-nebulíticos. Esse autor descreve ainda opx gnaisses máficos como *schlierens* nas rochas félsicas e intermediárias (opx-gnaisses charno-enderbíticos). Nessas rochas félsicas, Horn (2006) descreve um bandamento milimétrico a centimétrico e textura milonítica com feições de recristalização.

A Serra do Caparaó compreende uma megaestrutura antiforme com vergência para W e eixo com caimento NNE, situada entre duas zonas de cisalhamento brasilianas de cinemática destral e *trend* NS (Cunningham *et al.* 1998) (Figura 2).



Figura 2. Modelo esquemático em 3D da Serra do Caparaó. Modificado de Cunningham *et al.* (1998).

Novo *et al.* (2011) corroboram o modelo de Cunningham *et al.* (1998) ao afirmar que a Serra do Caparaó configura uma lasca tectônica moldada em antiformal de proporções quilométricas, assimétrica e apertada, orientada segundo NNE-SSW, com plano axial aproximadamente vertical e flanco W parcialmente invertido. Novo *et al.* (2011) acrescentam ainda que a charneira dessa megaestrutura é marcada por intensa migmatização.

A caracterização estrutural da Suíte Caparaó realizada por Novo *et al.* (2011) ressalta uma gama de estruturas geradas em regime deformacional dúctil: foliação paralela ao bandamento composicional, com direção NNE e mergulhos entre 60 e 80°, ora para W, ora para E; lineação mineral e de estiramento *downdip*, contida na foliação principal; porfiroclastos ocelares com sombra de pressão e calda de recristalização, próximos a contatos tectônicos; e amplo acervo de dobras, tanto abertas quanto fechadas, decimétricas a decamétricas, assimétricas e com vergência para NW.

Horn (2006) enfatiza que as rochas da Suíte Caparaó estão normalmente dobradas de forma isoclinal.

METODOLOGIA

A metodologia de estudo foi subdividida em 3 etapas: pré-campo, campo e pós-campo.

Na etapa pré-campo, foram realizadas a interpretação visual e o processamento digital de imagens.

Para a realização da interpretação visual, foram analisados os mapas de drenagem e de feições lineares. Para a geração desses mapas, foram utilizados *shapefiles* sobrepostos à imagem de relevo sombreado, gerada a partir dos dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). A análise visual dos mapas gerados seguiu uma chave de interpretação préestabelecida, adaptada de Nadalin (2010). A partir da fotointerpretação realizada, foram definidas zonas homólogas para cada um dos mapas. Com base na análise visual e comparativa desses mapas, foi gerado o mapa de domínios litológicos, que serviu como um mapa geológico preliminar, a ser corroborado na etapa de campo.

Para a realização do processamento digital de imagens foram utilizados os *softwares*: (i) ArcGis® na versão 10.3 da ESRI, utilizado no Laboratório de Informática da Universidade Federal do Espírito Santo para a extração manual de linemanetos na escala de 1:50.000, e (ii) o software livre Spring® na versão 5.4.2 do INPE, utilizado para os procedimentos de filtragem espacial.

As imagens de sensoriamento remoto utilizadas foram a imagem da banda 5 do satélite Landsat 7 e os dados da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). A partir da imagem de relevo sombreado gerada, foram extraídos manualmente lineamentos associados a cristas e vales, dando origem a *shapefiles* ilustrativos das quebras positivas e negativas do relevo da área de estudo. Sobre a imagem da banda 5 do satélite Landsat 7 aplicou-se uma ampliação histogrâmica de contraste por expansão linear, seguida de filtragem espacial

Para a geração do mapa de domínios estruturais foi realizada a análise visual e interpolação dos dados obtidos nas imagens processadas. O mapa de domínios estruturais, bem como as discussões acerca da compartimentação por ele proposta, encontram-se no capítulo subsequente deste trabalho.

Na etapa de campo, métodos de amostragem orientada e critérios de abordagem de afloramentos foram efetuados. Os objetivos consistiram na preparação das amostras coletadas

para a confecção de lâminas petrográficas e extração do máximo de informações valiosas possíveis dos afloramentos.

Na etapa pós-campo foram confeccionadas lâminas petrográficas no Laboratório de Preparação de Amostras (LPA) do Departamento de Geologia (DGEL) da Universidade Federal do Espírito Santo. A rotina de preparação das lâminas delgadas seguiu os critérios de orientação espacial das amostras, de modo a respeitar a atitude das estruturas, para fins de análise cinemática em microescala.

Na etapa pós campo também foi realizado o tratamento espacial de dados estruturais. O *software* utilizado para a geração de estereogramas e diagramas de roseta foi o *Open Stereo*, disponibilizado gratuitamente no endereço eletrônico do Instituto de Geociências da USP. As atitudes das estruturas adquiridas e processadas seguiram a notação *dip direction/dip* azimutal.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Ao longo do perfil geológico, foram reconhecidos quatro tipos litológicos, dintinguidos nas seguintes unidades: Gnaisse Charnockítico, Metagranitóide Charnockítico, Metagranitóide milonítico com granada e Quartzito com Níveis Xistosos.

O representante da unidade Gnaisse Charnockítico é um plagioclásio-opx-gnaisse granulítico, de granulação fina a média, bandamento composicional milimétrico a centimétrico e textura granolepidoblástica. Possui tonalidade escura e coloração cinza esverdeada. Paralela ao bandamento ocorre foliação contínua penetrativa do tipo xistosidade, marcada pela orientação planar dos cristais de plagioclásio e biotita. Próximo aos limites externos dessa unidade, em contato com zonas de cisalhamento, a foliação torna-se milonítica, marcada pela orientação de cristais de ortopiroxênio (Figuras 3-A e 3-B). Podem aparecer, nesse caso, porfiroclastos de feldspato sigmoidais rodeados pela foliação milonítica. Além da foliação regional do tipo xistosidade, paralela ao bandamento composicional (Figuras 3-C e 3-D), outras estruturas podem estar contidas nos gnaisses charnockíticos. Dobras isoclinais, de caráter intrafolial, transpõem a foliação regional, dando origem a estruturas em escalas centimétricas a métricas. Contida nos planos da foliação regional ocorre uma lineação de estiramento, de atitude 066, 27 a 060, 25. Bandas máficas são majoritariamente compostas por ortopiroxênio (25%), plagioclásio (20%), opacos (5%) e biotita secundária (5%), enquanto bandas félsicas são constituidas por quartzo (35%) e feldspato potássico (10%). Minerais como quartzo e plagioclásio demonstram o elevado grau deformacional ao qual essa unidade foi submetida: quartzo ocorre sob a forma de ribbons, com feições de recristalização dinâmica e geração de novos grãos por rotação de subgrãos (Figuras 3-E e 3-F); Grãos de quartzo podem exibir microestrutura do tipo núcleo-manto (grão do núcleo com extinção ondulante e grãos do manto com contatos suturados/serrilhados). Plagioclásio pode ocorrer com maclas acunhadas e evanescentes.



Figura 3. Fotomicrografia do gnaisse charnockítico. (A), (C) e (E) Luz plano polarizada. (B), (D), e (F) Luz natural. (A) e (B) Orientação e alongamento incipiente dos grãos de opx, em contato com quartzo e opacos. Lâmina de corte em planta. (C) e (D) Microestrutura bandada. (E) e (F) *Ribbons* de quartzo com recristalização dinâmica e geração de subgrãos e novos grãos. Lâmina de corte paralelo à direção de mergulho. Legenda: Opx: Ortopiroxênio; Qz: Quartzo; Opc: Opacos. As imagens são referentes ao ponto de coordenadas UTM 201840/7724516.

O Metagranitóide Charnockítico é uma rocha com textura ígnea, granulação média a grossa e coloração cinza a esverdeada. Ocasionalmente, é possível observar uma orientação incipiente dos minerais. É basicamente composto por ortopiroxênio (20%), plagioclásio (20%), álcali-feldspato (15%), quartzo (35%), biotita (5%) e hornblenda (5%). Os grãos de ortopiroxênio possuem até 1,25 mm e, comumente, ocorrem subédricos, com faces relativamente bem definidas (Figuras 4-A e 4-B). Os cristais de plagioclásio e álcali-feldspato interagem, dando origem ao intercrescimento vermiforme de quartzo, caracterizando as mirmequitas (Figuras 4-

C e 4-D). Assim como os grãos de ortopiroxênio, alguns cristais de plagioclásio são euédricos (Figuras 4-E e 4-F).



Figura 4. Fotomicrografia do metagranitóide charnockítico. (A), (C) e (E) Luz plano polarizada. (B), (D) e (F) Luz natural. (A) e (B) Grão de ortopiroxênio subédrico, em contato com quartzo e opacos. (C) e (D) Intercrescimento vermiforme de álcali-feldspato pertítico em contato com plagioclásio. (E) e (F) Grão de plagioclásio euédrico. Legenda: Opx:
Ortopiroxênio; Qz: Quartzo; Opc: Opacos; Mir: Mirmequita; Pl: Plagioclásio. As imagens são referentes ao ponto de coordenadas UTM 2207260/7725354.

O Metagranitóide milonítico com granada ocorre regionalmente sob a forma de corpos lenticulares e alongados, dispostos paralelamente à foliação regional, de *trend* NNE-SSW. A rocha possui tonalidades claras, variando de bege a cinza, com porficlastos de granada que realçam em relação à matriz, bastante deformada, caracterizando uma foliação milonítica. Em algumas porções, possui textura granoblástica, sem uma foliação muito evidente. Apresenta textura inequigranular, granulação fina a grossa, sendo que os grãos maiores são de granada. Exibe, comumente, porções máficas de composição discrepante. Essas porções podem ser

interpretadas como enclaves ou xenólitos deformados. É composta por quartzo (32%), granada (18%), feldspato potássico (20%), plagioclásio (20%), biotita (5%) e clorita secundária (5%). Zircão, epidoto e opacos também podem ocorrer como minerais acessórios. A granada, porfiroclástica, ocorre alongada (Figura 5-A) na direção da foliação, podendo conter caudas de recristalização, compostas por minerais como quartzo e biotita. *Ribbons* de quartzo com extinção ondulante são comuns (Figura 5-B). Os agregados recristalizados de quartzo margeiam alguns *ribbons*, caracterizando microestruturas do tipo núcleo-manto. Tais agregados exibem, comumente, contatos suturados/serrilhados. Grãos de quartzo também exibem indicativos de recristalização dinâmica por rotação de subgrãos e geração de novos grãos.



Figura 5. Fotomicrografia do metagranitóide milonítico com granada. Em (A), porfiroclasto de granada alongado segundo planos de foliação milonítica. Em (B) a evidência do elevado grau deformacional da rocha: grãos de quartzo com extinção ondulante e alongados sob a forma de *ribbons*. Legenda: Qz: Quartzo; Gra: Granada. Imagens referentes ao ponto de coordenadas UTM 205732/7720868.

Na lâmina da Figura 6, confeccionada a partir de seção com visada em planta, é possível a identificação de porfiroclastos de granada com sombras de pressão assimétricas, constituídas por material clástico recristalizado (quartzo e biotita, principalmente), que indicam cinemática dextral.



Figura 6. Fotomicrografia do Metagranitóide milonítico com granada. Imagem referente à lâmina de visada em planta. O símbolo no canto superior esquerdo da imagem, demonstra a direção e sentido de mergulho da foliação. Coordenadas UTM 205732/7720868.

Na unidade Quartzito com níveis xistosos, camadas métricas de quartzito impuro intercalam-se com pequenos níveis xistosos, centimétricos a decimétricos. Podem ocorrem raras camadas ricas em feldspato, encaixadas nos quartzitos. Os níveis xistosos possuem geometria lenticular, podendo ser estruturados por dobras centimétricas, abertas a fechadas. Os quartzitos são formados basicamente por quartzo (90%). Contêm ainda, mica branca, raro feldspato e pontos oxidados de um mineral marrom que não foi identificado

macroscopicamente. Nas faixas quartzíticas, existe um padrão de faturamento ortogonal à foliação regional.

As unidades litoestratigráficas descritas em campo, foram correlacionadas a unidades estabelecidas na literatura. A unidade gnaisse charnockítico, é correlacionada à unidade recentemente estudada por Novo *et al.* (2011), a Suíte Caparaó, equivalente ao Complexo Juiz de Fora (e.g. Horn, 2006; Söllner *et al.*1991; Silva, 2002; Cunningham *et al.* 1998). Essa unidade, é responsável pela sustentação das cristas leste e oeste da Serra do Caparaó. Na área de estudo, esse litotipo possui contato tectônico com rochas metassedimentares nas zonas limítrofes da serra. O limite entre essas unidades, dá-se através de zonas de cisalhamento transpressivas destrais, descritas por Cunningham *et al.* (1998) e Novo *et al.* (2011).

A unidade quartzito com níveis xistosos, que aflora na região oeste da área de estudo, é correlata às rochas atribuídas à Megassequência Andrelândia por Horn (2006). A unidade metassedimentar, que aflora na região leste da área de estudo, foi inferida segundo trabalhos de autores como Bayer (1986), Gradim *et al.* (2014), Vieira (1997), Machado *et al.* (1996), Noce *et al.* (2004), Horn (2006) e Vieira *et al.* (2015).

A unidade metagranitóide charnockítico, que apresenta textura ígnea, pode estar relacionada aos termos migmatíticos, descritos por Novo *et al.* (2011) para o núcleo da Suíte Caparaó. As relações de contatos graduais, entre rochas ígneas similares com os gnaisses charnockíticos, já foram descritas por esses autores em outras partes da serra, elucidando a hipótese de anatexia a retrabalhamento crustal dos gnaisses granulíticos da Suíte Caparaó.

O metagranitóide milonítico com granada trata-se, possivelmente, de um granitoide tipo-*S* intensamente deformado, que pode ter sido originado pela fusão de rochas paraderivadas, intercaladas por um processo tectônico. Por se encontrar na porção central da serra, ao lado do metagranitode charnockítico, não deve ser descartada a possibilidade de também ser originado do retrabalhamento crustal da própria Suíte Caparaó. Para isso, estudos mais específicos devem verificar se a fusão parcial dos granulitos da Suíte Caparaó, geraria um leucossoma aluminoso o suficiente para dar origem a um granitoide granatífero.

A Figura 7 representa o mapa de domínios estruturais, confeccionado com base no processamento digital de imagens. Os produtos da filtragem espacial, em conjunto com os dados estatísticos dos lineamentos extraídos sobre a imagem de relevo sombreado, permitiram compartimentar a área de estudo em dois domínios estruturais distintos: O primeiro, NW, engloba lineamentos de no máximo 3 km de extensão, parcialmente ordenados de forma paralela, que variam sua orientação de EW a NNW e ocorrem em alta frequência na área de trabalho. O segundo, NE, contempla os grandes lineamentos da área, com até 10 km de extensão. Esses lineamentos orientam-se no intervalo de NS a NE e possuem baixa frequência.

O traçado proposto pelo mapa de domínios estruturais, compartimenta duas porções distintas do relevo, cujos condicionantes genéticos dos lineamentos são: (i) a projeção de antigas estruturas do embasamento na superfície, ou (ii) os processos atuais de morfogênese.

O domínio estrutural NE contempla os lineamentos que resultam de condicionantes tectônicos, como antigas zonas de cisalhamento e flancos de dobras regionais. Nesse domínio, encontram-se projetadas na superfície, alçando as cristas da Serra do Caparaó, grandes estruturas do embasamento, cuja história tectônica remonta ao pré-cambriano. O domínio estrutural NE é condicionado pela foliação regional. As grandes estruturas projetadas nesse domínio consistem, principalmente, nos flancos da megaestrutura anticlinal de Cunningham *et al.* (1998) e Novo *et al.* (2011).

O domínio estrutural NW, engloba lineamentos WNW (sejam quebras positivas ou negativas do relevo) resultantes do entalhamento de talvegues a partir de cursos fluviais

ortoclinais. A evolução desses cursos fluviais, resultou na modelagem de lineamentos curtos e ortogonais em relação àqueles do domínio NE. Os lineamentos de maior extensão relativa e de orientação NW a NNW, representam a projeção de fraturas no relevo.

A evolução do relevo da região sul da Serra do Caparaó é compreendida, portanto, com base na análise de seus lineamentos morfoestruturais. A compartimentação estrutural proposta reflete o resultado da interação entre dois fatores, responsáveis por projetar e esculpir os lineamentos da região: a tectônica dúctil-rúptil pré-cambriana e os atuais processos de dissecação gerados pela morfogênese fluvial.

A arquitetura da Serra do Caparaó, pode ser correlacionada ao padrão geomorfológico descrito por Guerra e Cunha (2012), comum em terrenos de alto grau dobrados. No entanto, no caso da Serra do Caparaó, as cristas e vales alinhados e paralelizados se conectam a norte da área de estudo, na região do pico da bandeira, graças ao mergulho para NNE do eixo da megaestrutura antiforme, descrito por Cunningham *et al.* (1998) e Novo *et al.* (2011).

A geometria regional da Serra do Caparaó, exibe o flanco leste mais comprimido e estirado ao sul, em relação ao flanco oeste. Tal geometria pode ser explicada pela diferença de resistência das rochas no núcleo da Serra, que facilitaram o escape do braço leste no sentido sul.

A edificação da Serra do Caparaó, que culminou em seu modelamento estrutural atual, esteve atuante durante o estágio colisional do orógeno Araçuaí, descrito por Alkmim *et al.* (2006).



Figura 7. Mapa de domínios estruturais confeccionado com base no processamento digital de imagens.

A região da Serra do Caparaó é constituída, portanto, por rochas de alto grau metamórfico, estruturadas através de processos deformacionais progressivos, de caráter dúctil-rúptil.

Um conjunto diversificado de estruturas pode ser observado na serra. Entre estruturas planares, podem ser citadas: foliação contínua regional (S_n) ; foliação de plano axial (S_{n+1}) ; foliação milonítica (S_{n+2}) ; bandas de cisalhamento (S_{n+3}) ; e pares conjugados de fraturas (S_{n+4}) .

Vasto acervo de dobras, sendo elas: dobras fechadas a isoclinais (F_n) ; dobras suaves a abertas (F_{n+1}) ; e dobras de arrasto (F_{n+2}) . Além disso, uma lineação mineral (L_n) pode ser observada, contida nos planos da S_n .

Com base na análise das estruturas cartografadas, suas relações de corte e sobreposição, propõe-se a evolução deformacional sintetizada na Tabela 1, referente aos eventos deformacionais atuantes durante e após o último evento orogênico registrado para a região (ciclo brasiliano). As estruturas pré-brasilianas não são contempladas pois foram destruídas ou obliteradas durante a orogênese neoproterozóica.

Fase deformacional	Caráter	Elementos estruturais	Regime				
D _{n+3}	Rúptil	S _{n+4}	Extensional				
D _{n+2}	Dúctil	S_{n+2} - S_{n+3} - F_{n+1} - F_{n+2} - L_n	Transcorrente				
D _{n+1}	Dúctil	$F_n - S_{n+1}$	Compressional				
D _n	Dúctil	S _n	Compressional				

 Tabela 1. Síntese das principais fases deformacionais identificadas na área, suas características quanto ao caráter da deformação e o regime vigente, e seus elementos estruturais resultantes.

As fases deformacionais D_n a D_{n+2} estiveram, portanto, atuantes durante o processo de deformação progressiva sofrida pelo orógeno, ao longo da orogênese neoproterozóica brasiliano-panafricana. A fase D_{n+3} resulta em estruturas rúpteis geradas em um regime extensional.

A primeira fase deformacional (D_n) , esteve atuante durante todo o processo de edificação da Serra do Caparaó. Ela foi responsável pela formação da foliação regional (S_n) durante o estágio colisional do orógeno. A S_n concorda espacialmente com o *trend* regional observado nas rochas metamórficas do orógeno Araçuaí.

Com o incremento do processo deformacional progressivo, sob regime compressional e nível crustal profundo, a segunda fase deformacional (D_{n+1}) deu origem às diversas dobras fechadas a isoclinais (F_n) observadas na serra. Os flancos da F_n concordam espacialmente com a S_n , assim como a foliação de plano axial (S_{n+1}) gerada.

A terceira fase deformacional (D_{n+2}) , de regime transcorrente, foi responsável pela formação das feições transpressivas identificadas na área de estudo. Foliação milonítica (S_{n+2}) , bandas de cisalhamento (S_{n+3}) e dobras de arrasto (F_{n+2}) são as estruturas planares resultantes do cisalhamento vigente durante essa fase deformacional. O transporte tectônico, em função da orogênese, somado à transcorrência ao longo dos planos da S_n durante a D_{n+2} , ocasionou a formação da lineação mineral (L_n) . Nesse momento, também foram geradas dobras suaves a abertas (F_{n+1}) , que ondulam e deformam a S_n .

A quarta fase deformacional (D_{n+3}) deu origem às fraturas (S_{n+4}) observadas na área, em um estágio de colapso gravitacional do orógeno. Essa fase se refere a evolução da deformação em um nível crustal mais raso, de caráter deformacional rúptil, em resposta à descompressão gerada pela exumação gradativa da crosta sobrejacente ao longo do tempo.

Portanto, com base na evolução deformacional proposta, em conjunto com as informações extraídas dos trabalhos de Cunningham *et al.* (1998) e Novo *et al.* (2011), propõe-se um modelo evolutivo estrutural para a Serra do Caparaó.

A história deformacional da Serra do Caparaó, consiste na sucessão policíclica de eventos geológicos, que se repetem e sobrepõe no tempo. Metamorfismo progressivo, fases deformacionais, estágios de intrusão, processos anatéticos, fatiamento crustal e morfogênese foram alguns dos responsáveis pela edificação da Suíte Caparaó.

A complexa evolução tectônica da serra do Caparaó, tem seu início na formação do que viria a ser o embasamento metamórfico de alto grau do Orógeno Araçuaí.

Como propõem Silva (2002) e Vieira (2014, 2015), os gnaisses charnockíticos da Suíte Caparaó provêm de um arco magmático intraoceânico, cujos remanescentes atuais representam um extenso e estreito *inlier* do embasamento paleoproterozóico, retrabalhado no Brasiliano.

Durante a orogênese Neoproterozóica Brasiliano Pan-Africana, a Suíte Caparaó esteve sob condições metamórficas e deformacionais extremas, na crosta inferior. O processo orogênico e o transporte tectônico, em direção ao cráton, foram responsáveis por moldar a megaestrutura antiforme descrita por Cunningham *et al.* (1998). De acordo com os dados obtidos nesse trabalho, a parte central sul da serra encontra-se intensamente deformada, e apresenta evidencias de cisalhamento transcorrente destral.

A intercalação de litotipos contrastantes, geneticamente distintos dos ortogranulitos predominantes na serra, pode refletir a evidência de processos semelhantes ao que Fossen (2010) descreve como *tectonic underplating*. No processo descrito por Fossen (2010), fatias do embasamento são incorporadas às cunhas orogênicas sob regimes contracionais. No caso da Suíte Caparaó, as fatias do embasamento teriam sido incorporadas às rochas supracrustais aluminosas, facilitadas pelo deslocamento ocasionado pelas zonas de cisalhamento. A intercalação de gnaisses granulíticos e metagranitóides aluminosos reflete, portanto, o fatiamento de porções profundas da crosta, alocadas entre lascas supracrustais mais jovens.

O bloco diagrama da Figura 8 ilustra a disposição espacial das litologias na área de estudo. As setas acompanhadas de "?" indicam a incerteza em relação aos respectivos componentes cinemáticos das zonas de cisalhamento. Nesses casos, estudos mais detalhados se fazem necessários. As grandes estruturas do relevo, como as zonas de cisalhamento e os componentes da megaestrutura antiformal, são responsáveis pela modelagem estrutural da Serra do Caparaó.



Figura 8. Bloco diagrama da modelagem estrutural da porção sul da Serra do Caparaó.

GEOLOGIA APLICADA – VOLUME I

A principal contribuição do presente trabalho consiste na cartografia da zona de cisalhamento central da área de estudo. Essa zona de cisalhamento expõe a unidade metagranitóide milonítico com granada como uma lasca de crosta acunhada e intensamente deformada, no núcleo da Serra. A cinemática da zona de cisalhamento central, cujo traçado encontra-se ilustrado no mapa estrutural da Figura 9, pôde ser determinada graças às lâminas petrográficas confeccionadas. A Figura 6 ilustra o indicador cinemático que demonstra seu componente direcional, de cinemática destral.



Figura 9. Mapa estrutural.

CONCLUSÃO

As litologias descritas em trabalhos anteriores (eg. Horn, 2006; Söllner et al. 1991; Silva, 2002; Cunningham et al. 1998), se assemelham àquelas identificadas nesse trabalho. As correlações foram realizadas com base nas análises petrográficas, tanto macroscópicas quanto microscópicas, e nas análises estruturais.

As unidades litoestratigráficas discriminadas no presente trabalho são separadas por zonas de cisalhamento destrais de alto ângulo. As rochas da Serra do Caparaó compreendem um terreno exumado de alto grau metamórfico, submetido à fácies granulito.

O relevo da Serra do Caparaó é fortemente controlado pelas estruturas do embasamento pré-cambriano, de orientação NE-SW.

A foliação contínua penetrativa (S_n) cartografada, de *trend* NNE-SSW, sugere encurtamento E-W, compatível com a estruturação do Orógeno Araçuaí.

Apesar da carência de medidas de fraturas, as estruturas rúpteis cartografadas podem estar relacionadas à fase de colapso orogênico.

A compreensão das relações de corte e superposição das estruturas cartografadas, permitiu a determinação de quatro fases de deformação tectônica. O paralelismo de algumas dessas estruturas, é fruto dos processos de metamorfismo e deformação progressivos.

Sugere-se o aprofundamento das investigações acerca dos contatos litológicos no interior da área de estudo. A compreensão da natureza dos contatos, ajudaria a responder com precisão a gênese de unidades como o metagranitóide charnockítico e o metagranitóide milonítico com granada.

Uma importante contribuição está relacionada à zona de cisalhamento transcorrente, descrita na parte central-sul, onde foi cartografada a unidade metagranitóide milonítico com granada. É sugerido, portanto, que nos próximos trabalhos, procure-se entender a continuidade dessa estrutura e o quanto ela está relacionada com a mudança da forma da Serra do Caparaó na porção sul.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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. In: Precambrian Research 149: 43 – 64.

BAYER P., HORN, H. A., LAMMERER B., SCHIMDT-THOME R., WEBER-DIENFEBACH K., MUNCHEN, WIEDEMANN C. 1986. **The Brasiliano Mobile Belt in Soutern Espírito Santo (Brazil) and its Igneous Intrusions.** Zbl. Geol. Paleont. Teil. I. p. 1429-1439

CUNNINGHAM, D., ALKMIM F. F., MARSHAK, S. 1998. A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian Highlands (latitude 20°S): the roots of a Precambrian transpressional orogen. In: Precambrian Research 92: 251-275.

FOSSEN, H. Geologia Estrutural. p. 166-167; 204; 364-327; 379-388. Cambridge University Press. 2010.

GRADIM, C., RONCATO J., PEDROSA-SOARES A.C., CORDANI U., DUSSIN I., ALKMIM F.F., QUEIROGA G., JACOBSOHN T., SILVA L.C., BABINSKI M. 2014. The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. Brazilian Jounal of Geology, 44 (1): 155 – 180.

GUERRA A. J. T., CUNHA S. B. 2012. Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro. Ed. Bertrand Brasil. 11^ª ed. 474p.

HORN, A. H. 2006. Mapa Geológico da Folha SF.24-V-A-IV – Espera Feliz 1:100.000. CPRM.

HORN, A. H. 2007. Nota explicativa da Folha SF.24-V-A-IV – Espera Feliz 1:100.000. Série Programa de Geologia do Brasil – PGB. UFMG/CPRM. 63 p.

NADALIN R. J. 2010. Fotogeologia. UFPR.

NOCE, C.M, PEDROSA-SOARES, A.C., PIUZANA, D., ARMSTRONG, R., LAUX, J.H. CAMPOS, C.M. & MEDEIROS, S.R. 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. Revista Brasileira de Geociências, 349: 587 – 592.

NOVO, T. A., NOCE, C. M., PEDROSA-SOARES, A. C., BATISTA, G. A. P. 2011. Rochas granulíticas da Suíte Caparaó na região do Pico da Bandeira: embasamento oriental do Orógeno Araçuaí. In: Geonomos 19(2): 70-77.

SILVA, L. C. *et al.* 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U/Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. In: Revista Brasileira de Geociências 32(4): 513-528.

SÖLLNER F., LAMMERER B., WEBER-DIFFENBACK K. 1991. *Die krustenentwiclkung nordlich von Rio de Janeiro/Brasilien*. Munchner Geologische Heft 4, München, 100 p.

VIEIRA, V. S. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Cachoeiro de Itapemirim, SF.24-V-A. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM. 99p.

VIEIRA, V. S., MENEZES, R. G. 2015. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Espírito Santo: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais. CPRM.

Capítulo 5

Análise do padrão estrutuaral do Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA), Alegre, ES, através de sensoriamento remoto e cartografia geológica

Calvin da Silva Candotti¹; Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel²

RESUMO. O Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA) possui característica bimodal e assim como outros complexos intrusivos localizados no sul do Espírito Santo, possui destaque na paisagem e faz contato abrupto com suas encaixantes, que são gnaisses ortoderivados calcioalcalinos e paragnaisses aluminosos. Esse conjunto de litotipos compõem parte do que é conhecido como Orógeno Aracuai, um cinturão de dobramentos e cavalgamentos de carater acrescionário e colisional, que registra uma deformação do tipo transpressiva, oblíqua e destral. A sua formação está associada ao fechamento do Supercontinente Gondwana, no final do Proterozóico e a colocação do CISA na crosta é tida como sendo posterior ao fechamento do supercontinente, embora haja evidências de sua formação concomitante com a edificação do Orógeno. Análises de imagens aéreas, como ortofotos e produtos gerados a partir de SRTM, mostram que o CISA possui um formato elipsoidal com o eixo maior direcionado para NE, concordante com o trend regional que persiste nas rochas do Orógeno Aracuai. O traçado de lineamentos em ambiente SIG utilizando o ArcGis 10.1 mostra que as maiores frequências de lineamentos no CISA e nas suas encaixantes orientam-se para a direção NE e estão associados a altos topográficos, como cristas de morros; e que uma menor quantidade de lineamentos apontam para a direção NW, e associam-se aos vales encaixados. Um perfil contínuo de 13 km realizado sobre as rochas do CISA e de sua encaixante ortoderivada revelou a existência de estruturas como fluxo magmático marcado pela orientação do eixo maior de fenocristais euédricos de feldspatos na direção NE, foliação milonítica com direção NE evidenciada por imbricamento, estiramento e rotação de fenocristais de feldspatos (sigmoides indicando vergência de movimento destral), fraturas e diques de direções NE e NW, cisalhamentos indiferenciados com direções NE e NW e com vergências sinistrais e destrais, fitas de quartzo (quartzo ribbon), bandamento gnáissico de direção NE e frequentes intrusões quartzofeldspáticas com dobras, falhamentos e rotação indicando vergência destral de movimentação. Foram gerados estereogramas com as medidas levantadas em campo e com a contribuição de dados de trabalhos antigos, e ficou constatado que o fluxo magmático é exclusivo do CISA, a foliação milonitica é concordante entre as duas unidades mapeadas, o comportamento estrutural do CISA tende a se acomodar de acordo com a estruturação das encaixantes, e as fraturas, diques e os cisalhamentos indiferenciados indicam alívios de pressão em resposta a esforços compressivos. Essas evidências reforçam a hipótese de deformação ativa durante a colocação do CISA.

PALAVRAS-CHAVE. CISA, lineamentos, fenocristais, fluxo magmático, foliação milonítica.

INTRODUÇÃO

O Orógeno Araçuaí está inserido na Província Mantiqueira, formada durante a aglutinação dos segmentos crustais responsáveis pela estruturação do supercontinente Gondwana (Schobbenhaus e Brito Neves 2003). O Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA)

¹Geólogo autônomo – Manaus, AM, Brasil

²Professor Associado, Centro de Formação em Ciências Ambientais, Universidade Federal do Sul da Bahia, Porto Seguro, BA, Brasil

Análise do padrão estrutural do Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA), Alegre, ES, através de sensoriamento remoto e cartografia geológica

está incluso nesse contexto geológico interpretado como um corpo intrusivo livre da deformação regional impressa nas rochas do Orógeno Araçuaí, embora alguns autores não descartem a possibilidade de haver algum esforço ativo na época de sua formação (Bayer *et al* 1987 e Pedrosa-Soares *et al* 2007).

Alguns litotipos no interior e na borda do complexo intrusivo encontram-se concordantes com o *trend* regional NE das rochas encaixantes. Baseando-se na possível correlação estrutural entre essas duas unidades, este trabalho tem como objetivo caracterizar a deformação nas rochas encaixantes e do CISA para fins comparativos, com o intuito de definir qual foi o estágio orogênico de colocação da unidade intrusiva, tendo como base as estruturas impressas no seu interior e nas rochas encaixantes que sejam concordantes.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se no sul do estado do Espírito Santo, região sudeste do Brasil. A área escolhida abrange uma porção a nordeste do município de Alegre, expandindo seus domínios para os municípios de Jerônimo Monteiro, Cachoeiro de Itapemirim e Castelo (Figura 1). A área pode ser acessada pelas principais rodovias estaduais da região, como a ES – 482 partindo das sedes municipais de Alegre e Jerônimo Monteiro, a ES – 483 saindo da sede municipal de Cachoeiro de Itapemirim, e a ES – 181 que sai de Muniz Freire, à norte da área de estudo. No interior da área o tráfego passa a ser realizado por estradas não pavimentadas muitas das vezes com difícil acesso.



Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mantiqueira é uma unidade tectônica que se estende ao longo da costa brasileira, desde o Uruguai até o sul da Bahia, contendo cinturões de dobramentos com orientação NNE-SSW que guardam registros de rochas arqueanas e proterozóicas retrabalhadas e aglutinadas durante o Proterozóico (Delgado *et al* 2003). Foi edificada durante evolução do processo orogênico acrescionário-colisional Brasiliano-Pan Africano e seu arcabouço geológico registra evolução polifásica e policíclica concomitante com a formação do continente

Gondwana (Figura 2) (Hasui & Oliveira 1984, Heilbron *et al* 2004, Hasui 2010 e Delgado *et al* 2003).



Figura 2. Supercontinente Gondwana (Extraído de Hasui, 2010).

O Orógeno Araçuaí é um cinturão de dobramentos e cavalgmantos que faz parte da porção setentrional da Província Mantiqueira, e foi edificado no final do Neoproterozóico com o fechamento do Gondwana (Figura 3) (Alkmim *et al* 2007). Os principais litotipos encontrados no Orógeno são rochas retrabalhadas durante o Proterozóico, e consistem em complexos ortognáissicos cálcio alcalinos, paragnaisses aluminosos, enderbiticos, rochas calciossilicáticas, mármores, migmatitos e granitoides que se diferenciaram e colocaram-se na crosta durante a evolução do processo orogênico (Heilbron *et al* 2004 e Noce *et al* 2007).



Figura 3. Orógeno Araçuaí (Modificado de Pedrosa-Soares et al 2007).

Análise do padrão estrutural do Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA), Alegre, ES, através de sensoriamento remoto e cartografia geológica

O arranjo estrutural dos litotipos encontrados no domínio da Faixa Araçuaí segue um *trend* de orientação N–S, apresentando inflexão para NE–NNE em algumas regiões, sobretudo no seu limite sul, perto da fronteira dos estados do Espírito Santo e Rio de Janeiro (Wiedemann – Leonardos *et al* 2001). A compartimentação estrutural do orógeno Araçuaí mostra, no geral, a existência de planos de bandamento gnaíssico e foliação milonítica, dobras com plano axial mergulhando para oeste, lineações de estiramento mineral indicando sentido do transporte tectônico, e extensas zonas de cisalhamento transpressivas que marcam indicadores cinemáticos locais e regionais (Alkmim *et al* 2007 e Hasui 2010).

Os protólitos do Orógeno Araçuaí são rochas sedimentares e sedimentos que estavam assentados na bacia sedimentar conhecida como Bacia Macaúbas, cujo modelo de fechamento é conhecido como tectônica quebra-nozes (Alkmim *et al* 2007). São admitidos depósitos marinhos profundos, depósitos plataformais, grauvacas e depósitos deltaicos no seu arcabouço. Durante o seu fechamento são reconhecidos diferentes estágios em relação ao momento de colisão, registrados por assinaturas geoquímicas e isotópicas, e relações estruturais (Heilbron *et al* 2004).

No estágio pós-colisional há edificação do arco magmático do orógeno, constituído por batólitos e stocks de tonalitos e granodioritos onde estão impressos a foliação regional; na fase sin-colisional ocorre deformação e metamorfismo, havendo geração de fácies anfibolito e granulito no interior do orógeno; no estágio tardi-colisional a intensa deformação origina produtos de anatexia crustal e colocação de granitos em zonas de cisalhamento; e na fase sin-colisional ocorre novos episódios de deformação e magmatismo de natureza mantélica formando complexos intrusivos bimodais (Pedrosa-Soares *et al* 2007, Heilbron *et al* 2004, Baltazar *et al* 2010 e Pedrosa-Soares 2007).

O Complexo Intrusivo Santa Angélica é um corpo de formato elipsoidal, de composição bimodal, encaixado por ortognaisses e paragnaisses metamorfisados nas fácies anfibolito e granulito, eventualmente milonitisados e migmatisados, com bandamento gnáissico e foliação milonitica seguindo direção do *trend* regional NE-SW e mergulho médio a alto para SE, mas que se verticalizam nas proximidades do CISA (Silva *et al* 1992).

Em seu arcabouço litológico estão presente corpos gabróicos e dioriticos que se intrudem mutuamente, zonas de misturas de magmas exibindo termos híbridos, e granitoides porfiriticos félsicos. Os corpos máficos podem ser encontrados na parte central do CISA, onde o relevo é arrasado devido à erosão diferencial, subindo na topografia são encontradas as rochas híbridas, e na zonas mais elevadas sustentando extensos afloramentos na borda do complexo intrusivo, ficam os granitos félsicos (Figura 4) (Wiedemann-Leonardos *et al* 2005).


Figura 4. Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA) (Modificado de Wiedemann-Leonardos 2002).

As rochas gabro dioriticas encontradas são piroxênios-biotita monzogabro e monzograbros, nas zonas de mistura ocorrem monzonitos e monzogranitos, e entre os granitoides figuram sienogranitos porfiriticos e sienogranios miloniticos, ambos podendo ou não conter allanita (Bayer *et al* 1987). Também são encontrados enclaves microgranulares basálticos, lentes de gabro-dioríto de grão fino ou porfiríticas, possuindo texturas manteadas ou coroníticas, contendo ou não apatita (Wiedemann-Leonardos *et al* 2001).

O CISA intrudiu o eixo de uma anticlinal e seu alojamento é devido à ascenção de magma mantélico por extensas zonas de cisalhamento profundas, responsável por fundir parte da crosta durante a sua colocação (Wiedemann-Leonardos *et al* 2001). A forma elíptica do corpo intrusivo, a foliação interna concordante com a foliação das rochas encaixantes, e uma zona de cisalhamento de direção NE na parte central da porção leste do complexo caracterizando-se como uma feição de deformação intramagmática, sugerem que a colocação do CISA tenha sido sob deformação Brasiliana (Figura 5). (Bayer *et al* 1987, Wiedemann-Leonardos *et al* 2001 e Pedrosa-Soares *et al* 2007).



Figura 5. Posicionamento do CISA no contexto tectônico-estrutural do sul do ES (Modificado de Wiedemann –Leonardos et al 2001).

Análise do padrão estrutural do Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA), Alegre, ES, através de sensoriamento remoto e cartografia geológica

METODOLOGIA

O trabalho teve início com a identificação de lineamentos estruturais utilizando como produtos para investigação ortofotos em ambiente SIG. Foram levados em consideração feições retilíneas e curvilíneas da superfície topográfica, como cristas de morros alinhadas (parâmetro identificado como "cristas") e vales encaixados (parâmetro identificado como "vales") (Ribeiro *et al* 2011). A análise abrange um polígono delimitado que engloba a unidade intrusiva e suas encaixantes pois assim é possível apontar conformidades estruturais que estejam refletidas na geomorfologia entre ambas. Os lineamentos digitalizados foram analisados no *software Spring 5. 2. 3*, ferramenta "Análise", que fornece estatísticas descritivas, como quantidade de lineamentos identificados, frequência de ocorrência por quadrante, desvio de azimute, média de azimute, entre outros. Utilizando o *software RockWorks 16* onde foram gerados os diagramas de roseta para cristas e vales das unidades litológicas analisadas em diferentes escalas de trabalho.

A etapa de campo consistiu em uma amostragem sistemática ao longo de um perfil realizado desde o distrito de Santa Angélica, seguindo para noroeste por uma estrada vicinal até chegar numa propriedade rural localizada no sopé da Pedra Severina, a aproximadamente 13 km do ponto de partida. Os pontos foram registrados com o uso de *GPS Garmim Etrex*, projeção UTM, Datum SIRGAS 2000. Em cada ponto houve coleta de amostras para laminação, levantamento de estruturas com bússola Brunton (notação em trama), e análise dos elementos geomorfológicos locais, como altos topográficos, cristas alinhadas e drenagens encaixadas para suporte na interpretação geológica e estrutural em conjunto com a fotointerpretação. As medidas das estruturas foram plotadas em estereogramas gerados no software *RockWorks 16*. A densidade de dados foi ampliada com a inserção de dados estruturais de trabalhos antigos realizados no CISA por estudantes da UFES.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A frequência de ocorrência de lineamentos é alta no quadrante NE e estão associados às cristas de morros localizados na borda do CISA no domínio dos granitos porfiríticos, à geomorfologia do tipo meia laranja dos gnaisses encaixante, aos vales por onde figuram as rochas máficas no interior do complexo, e aos pequenos segmentos fluviais de ambas unidades. As menores frequência de lineamentos ocorrendo no quadrante NW estão relacionados aos vales extensos que afetam tanto o CISA como as encaixantes e aos segmentos fluviais presentes pela área analisada. Na zona de mistura, são vistos vales e cristas intercalados e frequentemente paralelizados, com a direção variando de acordo com o posicionamento no CISA. A Figura 6 ilustra um mapa de lineamentos gerado com as feições lineares traçadas.



Figura 6. Mapa de lineamentos.

De acordo com os diagramas de roseta, há um amplo predomínio de lineamentos na direção NE associado aos vales do CISA, e aos demais elementos geomorfológicos das encaixantes, porém os vales de ambas unidades mostram os maiores padrões de concordância. Apesar da direção NE ser uma tendência pela área, as rosetas geradas para as cristas do interior do CISA mostram maiores frequência na direção NW. Este comportamento pode ser explicado devido ao padrão adquirido pelas cristas na porção leste do CISA e ao formato elíptico do complexo intrusivo. Na porção leste de CISA e nas encaixantes, podem ser vistos alguns lineamentos com direção NW relacionados às cristas graníticas do complexo, bem como uma estrutura circular concêntrica. Os grandes vales de direção NW atravessam o CISA e afetam suas encaixantes, embora também existam vales de dimensões menores e orientação para NE que possuem o mesmo comportamento. A Figura 7 ilustra o comportamento dos diagramas de rosetas confeccionados.

Análise do padrão estrutural do Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA), Alegre, ES, através de sensoriamento remoto e cartografia geológica



Figura 7. Diagramas de roseta (A – cristas e B - vales no CISA, C - cristas nas encaixante e D cristas nas encaixantes).

Cada litotipo responde a um comportamento estrutural diferente que fica impresso na geomorfologia da área, o que contribui para o mapeamento geológico e reconhecimento estrutural na região, uma vez que define padrões específicos na forma como as rochas afloram. Os diagramas de roseta evidenciam uma íntima relação estrutural entre o CISA e as encaixantes, e a direção NE para os vales no domínio das rochas máficas mostra uma persistência concordante com o *trend* regional.

A rocha híbrida ocorre associada às zonas de elevação intermediária por todo o complexo intrusivo bordejando o núcleo gabróico e intemperisado do CISA e pode ser encontrada nas fácies porfiritica ou equigranular. Quando porfirítico, a rocha é holocristalina e apresenta matriz de coloração escura, com fenocristais de feldspatos euédricos orientados indicando fluxo magmático de direção N30E/20, ou estirados e rotacionados indicando um plano de milonitização com direção N60E e mergulhos para SE ou NW (Figura 8). Os pórfiros são rodeados por matriz composta por quartzo, feldspato e biotita de granulação muito fina a grossa, com texturas hipiomórfica e/ou idiomórfica. Os grãos são indicadores cinemáticos do tipo sigma e indicam vergência de movimento dextral. O correspondente equigranular dessa rocha apresenta as mesmas características composicionais, texturais e estruturais, diferindo apenas pela ausência de fenocristais no seu arcabouço e pelo seu posicionamento geográfico



Figura 8. Fenocristais de feldspato indicando fluxo magmático e vergência destral.

O granito porfiritico ocorre nas partes elevadas da área, como corpos individualizados que sustentam extensas cristas, sendo reconhecidos como apófises orientadas ou então na forma de corpos concêntricos em meio às rochas híbridas porfiriticas. A rocha é holocristalina, com fenocristais de feldspatos centimétricos, hipidiomórficos, rodeados por pouca matriz de granulação fina a grossa, apresentando quartzo, biotita, feldspato e allanita, que também ocorre inclusa nos fenocristais, onde exibe alo pleocróico. A concentração de fenocristais nesse litotipo varia, e com essa variação é possível observar mudanças na estruturação da rocha. Nas porções ricas em fenocristais é possível observar fitas de quartzo, formação de planos deformacionais S-C, e imbricamento, estiramento e rotação de pórfiros de feldspato do tipo sigma. A vergência de movimentação predominantemente é destral, embora ocorram indicadores sinistrais em menores quantidades. Esse conjunto marca um plano de foliação milonítica de direção N45E/80SE, enquanto que nas porcões com menos fenocristais, os pórfiros de feldspatos, que estão apenas orientados e estirados, marcam um fluxo magmático de direção N30E/90 (Figura 9). Podem ser encontrados diques e veios quartzo-feldspáticos presentes em algumas exposições dessa litologia, bem como enclaves de material máficos de composição rica em biotita, alongados e com orientação N45E/60SE, contendo fenocristais de feldspato assimilados. Em alguns pontos, são encontrados cisalhamentos de natureza rúptil com orientação N10W/90 e N20E/90.



Figura 9. Deformação em fenocristais no granito porfirítico.

A encaixante ortoderivada bordeja o CISA e possui relevo arrasado, com poucas exposições em alforamento, restringindo sua ocorrência às drenagens ou em contato abrupto com o complexo intrusivo. A rocha possui dobras e foliação milonítica anastomosada, alternando bandas máficas e félsicas, de espessuras milimétricas a decimétricas, com contatos difusos, irregulares e contínuos. A rocha é holocristalina, porfiritica, com fenocristais de feldspatos hipidiomórfico estirados e rotacionados indicando vergência destral, envolvidos em matriz com alto grau de cominuição e de granulação fina a grossa, contendo quartzo

Análise do padrão estrutural do Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA), Alegre, ES, através de sensoriamento remoto e cartografia geológica

recristalizado (*ribbon*), feldspato e biotita, idiomórficos, alongados de acordo com o plano de milonitização. O plano de milonitização possui orientação N20E a N30E, com mergulho verticalizado. A rocha se encontra entrecortada por veios félsicos de composição quartzo-feldspática, frequentemente dobrados e/ou cisalhados, apresentando estruturas dos tipos sigma e delta que indicam vergência de movimento dextral (Figura 10). Em alguns pontos, esses pacotes félsicos envolvem xenólitos máficos que são entrecortados pelo matéria que os envolvem. Em alguns locais são encontrados espessos zonas de cisalhamento com os pares S'-C' bem marcados. Essa rocha também apresenta faturamento com direção N20E ou N45E com mergulhos verticalizados.



Figura 10. Deformação na encaixante. Em (A), deformação por cisalhamento passivo e em (B), formação de foliação S-C.

Ao longo do caminhamento são encontradas evidências de misturas de magmas, como a intercalação entre os termos híbridos equigranulares em transição para o seu correspondente porfiritico, e que ao mesmo tempo estão em contato com o granito porfiritico. Há também mudanças na textura e na concentração de pórfiros em relação à matriz, e no regime de deformação impresso nas rochas, que varia do rúptil, transicionando para uma fase rúptil-dúctil, até o dúctil (Figura 11). No interior do CISA, os pórfiros são euédricos e envoltos por muita matriz marcando a orientação do fluxo magmático, além de possuírem fraturas e cisalhamentos rúpteis. Conforme se aproxima das bordas do complexo intrusivo ou das regiões mais altas no seu interior, há um gradativo aumento de pórfiros de feldspato em relação à matriz, além de uma perceptível mudança na sua textura e no tipo de estrutura que fica marcada, podendo ser um fluxo magmático com fenocristais alongados, ou então indicadores cinemáticos marcando planos de foliação milonítica.



Figura 11. Mudanças no comportamento das estruturas do CISA. Em (A), cisalhamento rúptil subertical em dique de granito fino encaixado nas rocha híbrida, (B), contato entre granito fino e rocha híbrida, (C), orientação de fluxo em rocha híbrida e (D), comportamento da deformação dúctil na rocha híbrida.

Quanto mais se avança na topografia, o fluxo magmático deixa de ocorrer, e a estrutura da rocha começa a adquiris um padrão semelhante ao da encaixante, em que os fenocristais são estirados e envolvidos por matriz cominuída e com indicadores cinemáticos destrais além de conter alguns pares de cisalhamento dúcteis, caracterizando a foliação milonítica nas rochas do CISA. Por fim, nas encaixantes é possível encontrar o bandamento gnáissico transicionando para a foliação milonítica, que exibe marcadores diferentes do CISA, mas que mostra mesma vergência de movimentação e mesma orientação espacial.

A maior densidade de medidas do bandamento gnáissico nas encaixantes do CISA, ocorrendo esparsamente por volta de toda o complexo intrusivo (Figuras 12 e 13 A). Apresenta direção preferencial variando por volta de N20E a N50E com mergulho para SE ou SW (menores quantidades) com valores entre 40° e 70°. A direção do bandamento gnáissico também ocorre em N30W com mergulho caindo para NE. Neste caso, a sua ocorrência fica restrita nas proximidades da borda oeste do CISA e o mergulho tende a ser em direção ao complexo intrusivo. O estereograma gerado também mostra que as orientações para NE com mergulho para SE são predominantes.

A foliação milonítica é encontrada em todas as unidades da área estudada, seja no domínio das encaixantes, bordejando o CISA, ou ocorrendo no seu interior (Figura 12 B e 12 C e Figura 13 B). Nas encaixantes seu comportamento muda de acordo com a posição em relação ao CISA e são reconhecidas orientações N30E/70SE, N45W/80NE na porção oeste da área, embora a sua inflexão também exiba caimentos para NW e SW, respectivamente, com persistência de direções. No interior do CISA, a foliação milonítica mantém a direção padrão de N45E/85SE, eventualmente com mergulhos para NW, com leve inflexão na direção para NW e com mergulho para SE na sua borda oeste. Ambos estereogramas indicam que a foliação milonítica prevalece orientada na direção NE, com caimentos para SE ou NW, com pequenas inflexões para NW e caimento para NE.

Análise do padrão estrutural do Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA), Alegre, ES, através de sensoriamento remoto e cartografia geológica

O fluxo magmático possui planos com direção NE ocorrendo em maior número em relação aos planos com direção NW. Por volta de N50E e N70E a direção fica mais proeminente. Essas direções de fluxo são concordantes com a direção de eixo de fenocristais de feldspato encontradas em alguns pontos, que mostram direção média de N30E/60 (Figura 12 D e Figura 13).



Figura 12. Estereogramas de estruturas em regime dúctil. Hemisfério inferior contendo as concentrações dos pólos dos planos. Em (A), bandamento gnáissico, (B), foliação milonítica na encaixanete, (C), foliação milonítica no CISA, e (D), fluxo magmático no CISA.

Análise do padrão estrutural do Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA), Alegre, ES, através de sensoriamento remoto e cartografia geológica



Figura 13. Distribuição do bandamento gnáissico e foliação milonítica (Encaixante - I, CISA - II).

GEOLOGIA APLICADA – VOLUME I

A direção dos diques no interior do CISA é preferencial nas direções NE e NW, em sua maioria subverticalizados (Figura 14 A). A maior concentração das direções dos diques ocorre na direção NE, enquanto uma ligeira distribuição é observada predominando na direção NW. O estereograma mostra que a concentração dos polos dos planos das fraturas se é pontual em todos os quadrantes indicando mergulhos de alto ângulo e planos subverticalizados (Figura 14 B). As direções médias dos planos são N45E e N25W. Para ambos os diagramas, são observadas feições típicas de formação de pares conjugados.



Figura 14. Distribuição do fluxo magmático no CISA.

Os estereogramas da Figura 15 ilustram a distribuição de medidas das estruturas em regime rúptil. Na Figura 15 A são observadas as principais direções de fraturas, enquanto que na Figura 15 B estão expostas as direções de diques félsicos.



Figura 15. Estereogramas de estruturas em regime rúptil. Hemisfério inferior contendo pólos dos planos. Em (A)

CONCLUSÃO

Os lineamentos evidenciam concordância entre elementos geomorfológicos entre o CISA e as encaixantes no que diz respeito a orientação no espaço. Dentre esses elementos podese apontar as cristas graníticas da borda e os vales nas rochas máficas do CISA, em concordância com o relevo meia laranja da excaixante gnáissica na direção NE, e que essa é uma tendência de condicionante geomorfólogica induzida por um evento comum para ambas unidades, enquanto que os extensos vales de orientação NW e outros que atravessam o CISA e atingem a encaixante apontam a ocorrência de um evento posterior. Isso mostra que o CISA e suas encaixantes estiveram sob influências de esforços semelhantes desde a edificação do complexo intrusivo.

O caminhamento realizado na direção NW mostrou que a atitude das estruturas no CISA e na encaixante são concordantes na direção NE e possuem mergulho alto a verticalizado. No interior do complexo intrusivo, no domínio das rochas máficas, o fluxo magmático na direção NE marcado pelos fenocristais euédricos de feldspato é dominante, sendo também diagnosticado estruturas rúpteis. Na zona de mistura, o fluxo magmático ainda orienta-se na direção NE, juntamente com a foliação milonítica que passa a ser observada até os granitoides da borda. Os indicadores cinemáticos destrais mostram que a tendência geral das estrutura no CISA acompanham a deformação regional destral e orientada para NE, e a lineação mineral nos fenocristais atribui o caráter oblíquo para colocação do complexo intrusivo.

Os estereogramas mostram que o bandamento gnáissico tende a se adaptar ao formato do CISA, evidenciando que a sua colocação exerce influência nas rochas encaixantes. Os estereogramas de fluxo magmático indicam que essa estrutura é concordante com a direção NE, e com o formato elíptico do complexo, mostrando que ele foi ativo durante a colocação do CISA. Os estereogramas de foliação milonítica do CISA e das encaixantes mostram sobreposição de pólos, o que significa mesmo idade de geração por evento de deformação comum para ambas unidades. Por fim, os estereogramas de fraturas, diques e pequenos cisalhamentos, indicam alívios de pressão em reposta a tensões compressivas cisalhantes.

Sendo assim, pode-se dizer que o CISA e as encaixantes estão sob influência de eventos deformacionais comuns que ocorreram durante o Proterozóico, e que a colocação do complexo intrusivo exerce influência na crosta em caráter diacrônico com o fechamento do Gondwana. A colocação e estruturação das rochas do CISA foi concomitante com a deformação impressa nas rochas que o encaixam, em um estágio tardio da colisão, enquanto está ainda estava em atividade. A crosta se manteve quente o suficiente para permitir a existência de estruturas plásticas durante o alojamento do CISA, e foi se resfriando a medida que o processo foi avançando, o que originou estruturas em regime rúptil no final do episódio magmático.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCKMIM, F. F., PEDROSA-SOARES, A, C., NOCE, C. M., CRUZ, S. C. P. Sobre a evolução do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. GEONOMOS, 15: 25–43, 2007.

ALMEIDA, F. F. M. DE & HASUI, Y. O Embasamento da Plataforma sul-americana. *In*: F. F. M. de Almeida e Y. Hasui (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgar Blucher, p.: 1-5, 1984.

ALMEIDA, F. F. M. DE & LITIWINSKI, N. Província Mantiqueira: setor setentrional. *In*: F. F. M. de Almeida e Y. Hasui (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgar Blucher, p.: 282-307, 1984.

Análise do padrão estrutural do Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA), Alegre, ES, através de sensoriamento remoto e cartografia geológica

BALTAZAR, O. F., ZUCCHETTI, M., OLIVEIRA, S. A. M. DE., SCANDOLARA, J., SILVA, L. C. da. **Projeto São Gabriel da Palha-Linhares: Estados do Espírito Santo e Minas Gerais.** Programa Geologia do Brasil, CPRM, p.: 144, 2010.

BAYER, P., SCHMIDT-THOMÉ, R., WEBER-DIEFENBACH, K., HORN, H. A. Complex Concentric Granitoid intrusions in the coastal mobile belt, Espírito Santo, Brazil: the Santa Angélica Pluton – an example. Geologische Rundschau, 76: 357-371, 1987.

CRÓSTA, A. P. (Eds.). **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto.** Instituto de Geociências. Departamento de Metalogênese e Geoquímica, Campinas,170 pp, 1992.

DELGADO, I. DE M., SOUZA, J. D DE., SILVA, L. C DA., FILHO, N. C. DA S., SANTOS R. A DOS, PEDREIRA, A. J., GUIMARÃES, J. T., ANGELIM, L. A. DE A., VASCONCELOS, A. M., GOMES, I. P., FILHO, J. V. DE L., VALENTE, C. R., PERROTTA, M. M. & HEINECK, C. A. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In*: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti & J. H. Gonçalves (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, mapas e SIG.* Serviço Geológico Brasileiro, Brasília, 692 pp, 2003.

GEOBASES. Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo. INCAPER. Disponível em:http://www.geobases.es.gov.br/portal/. Acesso em: 4 abr 2013, 2002.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F. de. **Província Mantiqueira: setor central.** *In*: F. F. M. de Almeida e Y. Hasui (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgar Blucher, p.: 308-344, 1984.

HASUI, Y. A grande colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a estruturação regional. Revista Brasileira de Geociências, **29:** 141-169, 2010.

HEILBRON, M. PEDROSA-SOARES, A. C., NETO, M. DA C. C., SILVA, L. C., TROUW, R. A. J., JANASI, V. de A. **Província Mantiqueira.** *In*: V. M. Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro & B. B. de Brito-Neves (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 647 pp, 2004.

INPE – INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. DGI. **Catálogo de imagens.** Disponível em: http://www.dgi.inpe.br/CDSR/. Acesso em 20 mai, 2013, 2011.

JOST, H. & HARTMANN, L. A. **Província Mantiqueira: meridional.** *In*: F. F. M. de Almeida e Y. Hasui (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil.* Edgar Blucher, p.: 345-368, 1984.

MENESES, P. R. **Princípios de Sensoriamento Remoto.** *In:* P. R. Meneses e T. de Almeida (eds.) *Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto.* Universidade de Brasília. Brasília, p.: 1-33, 2012.

NOCE, C. M., PEDROSA-SOARES, A. C., SILVA, L. C. DA., ALKMIM, F. F. de. **O** embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. GEONOMOS, **15**: 17-23, 2007.

PARADELLA, W.R., LIU, C.C., MENESES, P.R. Caracterização de Maciços Ácidos e Diferenciados do Sul do Estado do Espírito Santo, Através de Técnicas de Realces

Automáticos de Dados de Landsat. Instituto de Pesquisas Espaciais, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, São José dos Campos, 1987.

PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., ALKMIM, F. F. DE., SILVA, L. C. DA., BABINSKI, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. GEONOMOS, 15: 1-16, 2007.

PEDROSA-SOARES, A. C, WIEDEMANN, C. M., FERNANDES, M. L. S., FARIA, L. F. DE., FERREIRA, J. C. H. Geotectonic Significance of the Neoproterozoic Granitic Magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil: a Model and Pertinent Questions. Revista Brasileira de Geociências, 29: 59-66, 1999.

PROST, G. L. (Eds.) **Remote Sensing for Geologist: a guide to image interpretation, second edition.** Taylor e Francis, USA, 355 pp, 2001.

RIBEIRO, D. D. DE M., ROCHA, W. DE J. S. DE F., GARCIA, A. J. V., ARAÚJO, W. B. **Técnicas de Sensoriamento Remoto com foco na identificação de lineamentos estruturais: aplicação na sub-bacia do rio Siriri, estado de Sergipe.** *In:* XV SBSR, Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Anais, p. 3459, 2011.

SCHOBBENHAUS, C. & BRITO NEVES, B. B. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In*: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti & J. H. Gonçalves (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, mapas e SIG.* Serviço Geológico Brasileiro, Brasília, 692 pp, 2003.

SILVA, I. F. T., FREITAS, A. L. B., MAGALHÃES, W. G., AUGUSTO, M. J. C., OLIVEIRA, M. A. (Eds.) **Noções Básicas de Cartografia.** Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Diretoria de Geociências, Rio de Janeiro, 127 pp, 1998.

SILVA, J. N. DA., PADILHA, A. V., PINTO, C. P. **Mapa Geológico da Folha SF.24-V-A-V-Cachoeiro de Itapemirim.** Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, 1 mapa geológico, escala 1:100.000, 1992.

SOUZA, J. L., NASCIMENTO, R., ARAÚJO, M. N. C., OLIVEIRA, E. P., TEZINI, F. C. Interpretação geológica do Domínio Canindé, faixa sergipana (NE do Brasil), a partir de imagem Landsat ETM+. *In*: XI SBSR, Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Anais, p. 937, 2003.

VIEIRA, V. S., BALTAZAR, O. F., CASTILHO, D. L. **Mapa Geológico da Folha SF.24-V-A-Cachoeiro de Itapemirim.** Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, 1 mapa geológico, escala 1:250.000, 1990.

WIEDEMANN - LEONARDOS, C. M., LUDKA, I.P., MEDEIROS, S.R DE., MENDES, J.C., COSTA-DE-MOURA, J. Arquitetura de Plutons Zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira. GEONOMOS, 8: 25-38, 2001.

WIEDEMANN - LEONARDOS, C. M., LUDKA, I.P., MEDEIROS, S.R DE., MENDES, J.C., COSTA-DE-MOURA, J. Architecture of Late Orogenic Plutons in the Araçuaí-Ribeira Fold Belt, Southeast Brazil. Gondwana Research, 5: 381-399, 2002.

Capítulo 6

Aspectos morfoestruturais da borda oeste do Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA) e suas emcaixantes no município de Alegre, ES

Calvin da Silva Candotti¹; Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel²

RESUMO. O Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA) é uma unidade granítica de composição bimodal, encaixado por gnaisses paraderivados do Grupo Bom Jesus do Itabapoana e ortoderivados do Grupo Estrela, ambos de alto grau metamórfico. O desenvolvimento e edificação desse conjunto litológico são associados ao ciclo orogênico Brasiliano, que atuou durante o Proterozóico. Essa orogenia teve caráter transpressivo com cinemática destral registrado por inúmeros marcadores ativos vistos na região do sul do estado do Espírito Santo, sendo um deles o CISA e a Zona de Cisalhamento Guaçui (ZCGu), unidade estrutural localizada 20 km a oeste da unidade intrusica. O CISA é interpretado como pos-colisional embora evidências de campo e de morfologia estrutural regional embasem interpretações diferentes, permitindo inserir o processo de formação do CISA um caráter diacrônico com a orogenese Brasiliana, ou seja, sin a tardi-colisional, sob influência da ZCGu. O presente trabalho tem como objetivo apresentar uma série de estruturas levantadas em campo, analisadas no CISA e nas encaixantes próximas e numa região localizada a 8 km a SW do CISA, e a norte da sede urbana da cidade de Alegre, conhecida como Serra da Abundância e propor com uma hipótese de sua formação baseada em informações de geologia estrutural, haja vista a escassez do tipo de estudo no local. Na Serra da Abundância afloram paragnaisses do Grupo Bom Jesus do Itabapoana na base e ortognaisses do Grupo Estrela no topo, ambos com bandamento gnáissico e foliação metamórfica desenvolvidas, sendo que ocorrer desenvolvimento de folição milonítica e foliação S-C, esta incipiente. Entre os dois litotipos, ocorre um granodiorito fraturado e com pegmatitos turmalinicos como produtos da fusão resultante da interação entre os gnaisses. Entre a Serra da Abundância e o CISA, a deformação aumenta com a aproximação ao complexo intrusivo, sendo contastado pelo maior fechamente de dobras, alto grau de milonitização, formação de sigmoides indicadores de cinemática destral, além de diversas evidências em veios e diques fraturados e dobramentos passivos nos contatos entre as unidades mapeadas analisadas. Todo o conjunto analisado apresenta histórico de formação diacrônico, envolvendo aumento progressivo de pressão e temperatura até níveis que possibilitaram a geração de estruturas em ação concomitante com os esforços regionais e de colocação do CISA. Em toda a região estudada são encontrados evidências que remontam aos estágios colisionais iniciais da orogênese, até os estágios tardios, constatando o desenvolvimento e a presença de cada unidade litológica durante a orogenia, sendo o CISA e as rochas nas sua proximidades importantes indicadores cinemáticos ativos na região sul do ES. Este trabalho busca contribuir para os estudos sobre geologia estrutural na região e faz parte de uma análise paralela a um trabalho com maiores informações.

PALAVRAS-CHAVE. CISA, gnaisses, Serra da Abundância

¹Geólogo autônomo – Manaus, AM, Brasil ²Professor Associado, Centro de Formação em Ciências Ambientais, Universidade Federal do Sul da Bahia, Porto Seguro, BA, Brasil

INTRODUÇÃO

O Complexo Intrusivo Santa Angélica é uma unidade granítica bimodal, de idade Neoproterozóica, com geração associada ao evento colisional do Brasiliano responsável pela formação da Província Mantiqueira (Delgado 2003). Esta unidade intrusiva esta localizada na transição entre as porções central e superior da Província Mantiqueira, respectivamente, chamadas de Faixa Ribeira e Faixa Araçuaí (Horn 2007). A história geológica da região compreende uma orogenia de caráter compressivo, seguida de transpressão oblíqua destral (Wiedemann –Leonardos et al 2001). A esse evento associa-se metamorfismo de grau médio a alto desde as fácies anfibolito baixo a granulito, migmatização, dobramentos, milonitização e granitogênese. O objetivo deste trabalho é utilizar informações sobre geologia estrutural entre as rochas do CISA e das suas encaixantes para mostrar como se comportaram o complexo intrusivo e suas encaixantes nas condições formadora do orógeno, além de definir quais são os representantes morfológicos locais relacionados que auxiliam a interpretação de estudos relacionados na região.

LOCALIZAÇÃO

A região estudada está localizada a norte da sede urbana do município de Alegre, no sul do estado do Espírito Santo, o acesso a área partindo da capital do estado, Vitória, é pela BR-101 até Cachoeiro de Itapemirim e, em seguida, pela ES-048 até a sede de Alegre. Daí, seguese por 3 km para o final do bairro da Guararema, zona rural de Alegre, onde encontra-se a Serra da Abundância. O acesso ao CISA é pelo distrito de Rive, localizado às margens da ES-048 no trecho entre Cachoeiro de Itapemirim e Alegre. Entre o CISA e a Serra da Abundância, o acesso é por estradas vicinais na zona rural de Alegre.



Figura 2. Mapa de localização (GEOBASES 2002 e IEMA 2007).

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O estado do Espírito Santo esta inserido no contexto da Província Mantiqueira, extensa unidade morfoestrutural que se extende pela costa do continente Sul-Americano desde o Uruguai até o sul da Bahia, sendo dividida em três setores onde encontram-se faixas móveis estruturadas ao final do seu desenvolvimento: superior (Orógeno Araçuaí), central (Orógeno Ribeira) e inferior (Orógeno Dom Feliciano) (Hasui & Oliveira 1984, Heilbron *et al* 2004, Hasui 2010 e Delgado *et al* 2003). No ES afloram rochas dos Orógenos/Faixa Araçuai e Ribeira, como gnaisses paraderivados, kinzigitos, rochas da série chanocktica, ortoderivadas cálcioalcalinas, metaultramáficas, migmatitos e milonitos, além de granitoides tipo I e S gerados diacronicamente com o desenvolvimento dos orógenos e divididos nas suítes G1, G2, G3, G4e G5 (Figura 2) (Vieira *et al* 2014, Bayer *et al* 1987, Horn 2007, Wiedemann –Leonardos et al 2001)



Figura 2. Estratigrafia do Orógeno Araçuaí. Modificado de Pedrosa-Soares et al 2007 e Alkmim et al 2007.

A região estudada fica a alguns quilômetros a norte do limite convencionalmente definido para os dois setores envolvidos, onde afloram rochas que fazem parte da Faixa Móvel

Araçuai, como granada-biotita gnaisse, anfibólio-biotita gnasse e anfibolitos gnaisses do Grupo Bom Jesus do Itabapoana, ortognaisses cálcio-alcalinos do Grupo Estrela (580 Ma U-Pb), e monzonitos, monzogranitos, sienogranitos porfiriticos e sienogranios miloniticos com ou sem allanita Suíte Intrusiva Santa Angélica (513 Ma U-Pb) (Bayer *et al* 1987, Vieira 2014). A 20 km a leste, encontra-se a Zona de Cisalhamento Guaçuí, uma extensa feição tectônica de aproximadamente 180 km, com idade aproximada de 500 Ma (K-Ar) (Horn 2007).

Os protólitos dos paragnaisses do Orógeno Araçuaí são sedimentos depositados em bacia do tipo sea-island, confinada pelos crátons do São Francisco e Congo Ocidental (Figura 3) (Pedrosa-Soares et al 2007 Alkmim et al 2007). Com o início do processo de fechamento, formam-se o arco magmático da Suíte G1 e formação de dobras isoclinais nos metassedimentos (Horn 2007). Com a evolução do processo, formam-se dobras isoclinais de escalas maiores e o aumento de pressão e temperatura inicia processos anatéticos (Suítes G2 e G3) juntos com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento (Heilbron *et al* 2004). A fusão da crosta também produz granitos a duas micas (Suíte G4), e um processo tardio de magmatismo tipo I gera corpos igneos bimodais (Suíte G5), nos quais se enquadra o Complexo Intrusivo Santa Angélica (Wiedemann –Leonardos et al 2002)



Figura 3. Contrapartes continentais envolvidas na orogenese Brasiliana. (Modificado de Pedrosa-Soares et al 2007).

O registro estrutural de deformação associada ao evento Brasiliano encontrado nas rochas do ES, são foliação metamórfica, planos axiais e eixos de dobras persistente no trend NE-SW; dobras quilométricas fechadas a isoclinais; lineção mineral com direção NE; migmatitos; zonas de cisalhamento com pórfiros de feldspato rotacionados e estirados que indicam majoritariamente cinemática destral; eixo de dobra deformados; corpos magmático como o CISA estruturados no trend NE-SW; além de elementos morfológicos como cristas e escarpas alinhadas de acordoo com o trend predominante (Figura 4) (Bayer *et al* 1987, Wiedemann-Leonardos *et al* 2001 e Pedrosa-Soares *et al* 2007)



Figura 43. Estruturação do Orógeno Araçuaí no sul do estado do ES (Modificado de Wiedemann –Leonardos et al 2001).

METODOLOGIA

A análise teve foco estruturas encontradas no CISA e nas suas encaixantes. A Serra da Abundância é o principal elemento morfológico sustentado por litotipos localizado a 8 km do CISA. Sua escolha deve-se ao fato de ser uma boa exposição para estudo petrológico e estrutural de grande escala de observação, dada a sua diversidade de litotipos e estruturas em curto espaço. Outro ponto que expõe bons afloramento para estudos estruturais é o Rio Itapemirim em épocas de seca, e aqui serão expostas observações feitas no seu leito. Nas bordas de contato do CISA e das encaixantes, também ocorrem excelentes afloramento para estudo, assim como no seu interior.

O estudo consistiu em analisar a direção e o formato de estruturas planares, pórfiros de feldspato, veios e diques nos gnaisses encaixantes e nas intrusivas na busca de compreender o comportamento de ambas durante o evento orogênico. Utilizou-se GPS e bússola para aferições de geologia estrutural, técnicas de descrição de campo para segregação dos litotipos, e estudo das estruturas com base no efeito causado em rochas o âmbito local e regional. Não fez-se uso de estereogramas devido ao número reduzido de estruturas, estando a real intenção do trabalho expor interpretações atreladas ao comportamento visualmente observado das estruturas na interação encaixante – CISA.

RESULTADOS

Os resultados apresentados a seguir consistem em observações realizadas em campo e embasam um estudo sobre o comportamento de sistemas magmáticos como indicadores ativos de deformação em cinturões orogênicos e as relações com as encaixantes. A Serra da Abundância, mesmo localizada fora dos domínios da Suíte Intrusiva Santa Angélica, possui concordância de elementos morfoestruturais, como a orientação dos morros que caracterizam o relevo meia-laranja e os vales encaixados.

A Serra da Abundância fica localizada nas proximidades da zona urbana de Alegre e destaca-se por ser uma feição morfológica localmente representativa. Trata-se de um elemento morfológico de aproximadamente 8km ao longo do seu eixo maior com direção N-S. Sua faceta mais íngreme mergulha para oeste, enquanto que o seu flanco mais suave mergulha na direção do Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA).

Demais elementos morfológicos semelhantes a Serra da Abundância acompanham o *trend* local NNE-SSW, tendendo ao paralelismo na direção NE-SW paralelamente ao complexo intrusivo. Por fim, há uma cadeia de montanhas que se prolonga desde o sul do CISA com direção SW até o Complexo Serra das Torres. Esta cadeia de montanhas faz contato abrupto

entre as rochas adjacentes e conecta os dois complexos intrusivos. O trend NE-SW persiste em elementos de grandes dimensões na paisagem e no relevo local.

Em um caminhamento ao longo da base e do eixo principal da Serra da Abundância é perceptivel a mudança de relevo associada aos litotipos encontrados desde a base até o topo da serra. Predominam a intercalação entre rochas paraderivadas aluminosas subordinadas à litotipos igneos ou ortoderivados de composição granodioritica. As rochas paraderivadas não são abundantes no local e estão localizadas na parte basal. O granitóide de composição granodioritica ocorre pontualmente na zona intermediáriada da Serra da Abundância, enquanto que ortognaisse granodiorítico é encontrado no topo da serra.

Na base da serra na borda oeste, anfibólio-biotita gnaisse, com bandamento composicional intercalando bandas félsicas contendo quartzo e feldspato, e bandas máficas ricas contendo biotita e anfibólio conferindo à rocha aspecto textural lepidonematoblastico Pacotes métricos com foliação milonitica de trama 120/71 bem marcada, com porfiroblastos de feldspatos do tipo sigma e delta estirados e/ou rotacionados indicando cinemática de movimento destral foram encontrados contendo lineação mineral de atitude 35/040 marcada pela biotita (Figura 5).



Figura 5. Pórfiro de feldspato atuando como indicador cinemático destral.

Um pouco acima na topografia é possível ver alterações na coloração do solo e a presença de blocos rolados de rochas paragnassicas (anfibólio-biotita gnaisse e granada-biotita gnaisse), e rochas graníticas (granodiorito) levemente foliadas. As rochas paragnaíssicas produzem sols de coloração amarronzada, enquanto que as rochas graníticas produzem material de alteração de coloração alaranjada. Nota-se aumento de granada no paragnaisse conforme sobe-se na topografia.

Seguindo o caminhamento, encontra-se um afloramento em planta, aproximadamente 30 x 30 m, onde é encontrado o granodiorito em estado mais preservado. A rocha ignea é de composição granodiorítica, granulação grossa e mesocrática, entrecortada por pegmatitos contendo turmalina orientados na direção N20E concordantes com o trend regional e cortados por planos de cisalhamento destral de direção N65W. São encontradas fraturas com atitude em trama de 060/80 e 125/73, enquanto que os dique e veios mesclam direções que variam entre N25W a N35W (Figuras 6 e 7).



Figura 6. Aspecto do afloramento de granitóide entrecortado por dique, veios e pegmatitos. Ao fundo alguns blocos de granitóides de composição granodiorítica, melanocrática e com pórfiros de fedslpato orienados.



Figura 7. Dique pegmatítico de orientação N20E.

Deste ponto em diante, na direção NE, caminha-se por um terreno onde predominam blocos rolados de rochas de composição granodioritica a dioritica, melanocrático, com pórfiros de feldspato centimétricos euédricos, estirados e rotacionados (vergência destral) orientados e marcando planos de foliação metamórfica e milonítica. Paralelamente a este caminhamento realizado, nota-se que a poucos metros para oeste, ocorre um afloramento orientado de acordo com o trend NE-SW e apresentando uma zona de transição marcada pelo contato entre paragnaisses, granodioritico mesocrático, granodiorito foliado e ortognaisse, evidenciando, dessa forma, a existência de uma relação entre os litotipos mapeados na Serra da Abundância até esta observação.

Em frente, no sentido ao topo da serra, observou-se uma zona de mata fechada em que há inúmeros blocos gigantescos (3 x 3 aproximadamente) de ortognaisse porfiritico, com bandamento gnaissico e composicional marcado por intercalações de bandas félsicas e máficas, presença de pórfiros estirados, e biotita lepidoblásticas e outros máficos nematoblásticos. Frequentemente, associou-se, com base em observações nos limites dos blocos fraturados, a ocorrência de granodiorito mesocrático, e quantidades subordinadas de granodiorito foliado, sobretudo na base deste perfil analisado. Esse perfil estende-se desde uma zona de altiplano, até o topo da serra.

O ortognaisse porfirítico ocorre por quase toda a extensão do alto da serra, condicionando a morfologia local no trend NE-SW. A rocha apresenta bandamento gnaissico bem marcado pela orientação de pórfiros de feldspato estirados e textura lepidoblástica da biotita na direção N20E/70SE (também verticalizado) Na mesma rocha são vistos planos de milonitização com direção N35E a N50E, mergulhando para SW ou então verticalizados, marcados pela ocorrência de porfirós de feldspato estirados e/ou rotacionados e geração de

foliação S-C (Figura 8). Estes aspectos evidenciam que o conjunto mapeado esteve sob atuação de deformação de alto grau.



Figura 8. Diferentes ocorrências de zonas de cisalhamento no ortognaisse. Nota-se a geração de foliação S-C na imagem do centro. O trend geral das estruturas é NE-SW.

GEOLOGIA APLICADA – VOLUME I

Perebe-se que a transição da foliação gnaissica para o desenvolvimento para foliação milonítica é marcada pelo aparecimento de pórfiros de feldspatos tabulares com bordas corroídas ou rompidas, que mudam gradualmente sua orientação entre N20E até o paralelismo e desenvolvimento junto ao plano milonítico de direção N35-55E, ambos, na maioria das vezes, verticalizados. A aproximação de zonas de cisalhamento bem desenvolvidas na Serra da Abundância é visível pelo aumento de planos de foliação milonítica, sendo o pórfiro de feldspato estirado e rotacionado o mais importante referencial cinemático observado em campo (Figura 9).



Figura 9. Pequenas zonas de cisalhamento desenvolvidas no ortognaisse.

Também foram encontrados veios, diques e pegmatitos, além de dobras assimétricas intrafoliares indicando cinemática destral de movimento (Figura 10). Enclaves de rocha máfica levemente rotacionados e de composição dioritica são encontrados concordantes com o bandamento gnaissico, porém com os minerais máficos acompanhando o plano de milonitização, podendo ou não conter pórfiros de feldspato assimilados (Figura 11). Todo o conjunto de estruturas observadas na Serra da Abundância até este ponto indicam vergência de movimento destral, sob influência de tectônica transpressiva com componente oblíqua.



Figura 10. Dobras com cinemática destral.



Figura 11. Enclave máfico rotacionado tendendo ao paralelismo ao plano de foliação milonítica.

No ponto mais alto da Serra da Abundância, ocorre uma rocha de textura granular, de composição tonalitica, com pórfiros de feldspatos arredondados imersos em matriz máfica. O afloramento possui orientação de acordo com o trend NE-SW, e a sua vertente mais ingreme mergulha na direção SE. Apesar do afloramento apresentar orientação, não foi possível fazer medidas estruturais devido a ausência de estruturas planas e lineares que possibilitassem medidas precisas. Essa rocha foi definida como uma variação do ortognaisse com deformação incipiente, mas que registra processos de metamorfismo de alto grau.

No leito do Rio Itapemirim, o ortognaisse ocorre intercalado com o paragnaisse, formando bandamento gnaissico marcado por alternância de bandas félsicas e máficas, centimétricas, com contatos regulares e orientadas na direção N20E/85SE. Em um dos pontos aflora uma série de estruturas que registram uma sequência de eventos de deformação regionais. Do topo para base, observa-se bandamentos gnaíssicos planares, seguidos de dobras isoclinais, dobras intrafoliares fechadas do tipo "Z" que encerram seus flancos oeste em diatexitos félsicos formados durante o desenvolvimento transpressivo em conjunto com a instalação da zona de cisalhamento (Figura 12).



Figura 12. Sequência de estruturas mostrando diferentes estágios de deformação na evolução do Orógeno.

Em pontos mais próximos do CISA, as evidências de deformação são acumulações félsicas (leucossomas) agindo como indicadores cinemáticos destrais. Uma das acumulaçãoes adquire um formato do tipo delta e outro se apresenta com dobras do tipo "Z", consistindo-se de um veio de leucossoma rompido. Essas estruturas mostram que o CISA exerce influência no comportamento estrutural da encaixante, que se comporta desta maneira devido à transferência de calor na crosta devida à formação do complexo intrusivo (Figura 13). O rompimento do leucossoma pode estar associado à diferença de velocidades de movimento na crosta entre o conjunto do CISA em contato com as encaixantes durante a orogenia.



Figura 13. Leucossomas deformados na encaixante próxima ao contato com o CISA.

No sopé da Pedra Severina, local mais próximo do contato do ortognaisse com o CISA, a rocha encontra-se intensamente milonitizada, com matriz cominuída e pórfiros de feldspatos intensamente estirados e rotacionados, indicando vergência de movimento destral e o plano de foliação milonítica de direção N30E/85SE. Foi diagnosticado o desenvolvimento de foliação S-C, com geração de C' direcionado para o interior do CISA. A medida que se aproxima da intrusão, são encontrados intrusões felsicas dobras e rompidas, além de exibirem dobramento passivos devido a influência da genese do CISA (Figura 14).



Figura 14. Foliação S-C bem deselvolvida e leucossomas deformados por cisalhamento passivo.

Na borda leste da Pedra Severina, já nos domínios do CISA, inicialmente no granito milonitico, correlacionável ao ortognaisse do Grupo Estrela, porém mais intensamente deformado devido aos processos que envolveram a formação do complexo intrusivo, são encontrados milonitos S-C com geração de C' entrecortando todo as estruturas geradas até o momento nas rochas analisadas. O plano C' tem direção N35E/90 e mostra uma forte tendência em orientar-se de acordo com os granitos miloniticos da borda do CISA. No plano C', desenvolve-se um granito de granulação muito fina, homogêneo e tonalitico (Figura 15).



Figura 15. Zona de cisalhamento e foliação S-C bem desenvolvida.

Intercalado ao granito milonitico, são vistos monzo-sienogranitos com pórfiros de feldspato centimétricos imersos em matriz máfica rica em biotita. São encontrados pacotes de zonas de cisalhamento, evidenciados pela ocorrências de pórfiros de feldspatos estirados, rotacionados e cisalhados, formando milonitos S-C'. Estes pacotes sobrepoem-se ao plano de bandamento gnaissico, marcado na rocha por pórfiros de feldspato euédricos orientados na mesma direção. A cinemática nesse caso é destral e o plano C' mostra-se fortemente penetrativo nas rochas do CISA (Figura 16).



Figura 16. Granito de textura porfíritica contendo foliação S-C com direção NE-SW. Notar canto inferior esquerdo da figura.

O último litotipo analisado nesse trabalho consiste de um granodiorito do CISA, de granulação fina e levemente orientado de acordo com o bandamento gnaíssico. Neste ponto foi possível observar que a zona de cisalhamento é formada pela reorientação de elementos presentes na rocha como resposta a um esforço tectônico regional (Figura 17). Neste trabalho apenas pode-se notar seu caráter penetrativo pervasivo regional, facilitando o entendimento da

associção e contribuição da Zona de Cisalhamento Guaçui na estruturação e genese das rochas do Orógeno Araçuai no sul do estado do Espírito Santo, embora seja necessário a realização de estudos com análises mais detalhadas para comprovar e construir modelos mais exatos para elucidar esse desenvolvimento.



Figura 17. Zona de cisalhamento no granodiorito.

CONCLUSÃO

Todo o conjunto esteve sob influência dos esforços produzidos durante a orogenia Brasiliana, devido ao caráter penetrativo pervasivo das estruturas encontradas em campo, e a recorrência de diversos estilos estruturais nos litotipos analisados, como foliação milonítica, pórfiros estirados e rotacionados indicando cinemática destral e reorientações de lecossomas se adequando ao regime estrutural vigente. As características físico-químicas, como composição, reologia, entre outras, foram preponderantes na gênese de estruturas que registram os efeitos da orogenia.

A ocorrência de zonas de cisalhamento em diversos locais, foliações miloniticas e S-C, pórfiros rotacionados e deformação em leucossomas na encaixante indica que a formação do complexo intrusivo foi sob ação de zona de cisalhamento, evidentemente, sendo a Zona de Cisalhamento Guaçuí o principal controle estrutural. O progressivo aumento em direção ao CISA mostra que o complexo intrusivo exerce influência na formação de estruturas na encaixante devido à transferência de calor e reposta aos esforços regionais.

As zonas de cisalhamento remobilizam materiais da rocha no sentido de formar novas estruturas em respostas aos esforços direcionais. Frequentemente, observou que as zonas de cisalhamento produzem fusões ditas tardias em relação ao momento de colisão, e que estão nas encaixantes, como veios, dique graníticos e pegmatíticos. No CISA, nota-se intensa remobilização de material félsico. Uma vez que granitos agem como marcadores ativos na crosta, é possível afirmar que o CISA é uma unidade granítica que teve seu momento de cristalização, concomitante à orogenia e que sofreu deformação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A.C; NOCE, C. M.; CRUZ, S. C. P. Sobre a Evolução do Orógeno-Araçuaí-Congo Ocidental. GEONOMOS, 15: 25-43 2007.

BAYER, P., SCHMIDT-THOMÉ, R., WEBER-DIEFENBACH, K., HORN, H. A. Complex Concentric Granitoid intrusions in the coastal mobile belt, Espírito Santo, Brazil: the Santa Angélica Pluton – an example. Geologische Rundschau, **76**: 357-371, 1987.

DELGADO, I. DE M., SOUZA, J. D DE., SILVA, L. C DA., FILHO, N. C. DA S., SANTOS R. A DOS, PEDREIRA, A. J., GUIMARÃES, J. T., ANGELIM, L. A. DE A., VASCONCELOS, A. M., GOMES, I. P., FILHO, J. V. DE L., VALENTE, C. R., PERROTTA, M. M. & HEINECK, C. A. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In*: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti & J. H. Gonçalves (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, mapas e SIG.* Serviço Geológico Brasileiro, Brasília, 692 pp, 2003.

GEOBASES. Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo. INCAPER. Disponível em:http://www.geobases.es.gov.br/portal/. Acesso em: 4 abr 2013, 2002.

HASUI, Y. A grande colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a estruturação regional. Revista Brasileira de Geociências, **29:** 141-169, 2010.

HEILBRON, M. PEDROSA-SOARES, A. C., NETO, M. DA C. C., SILVA, L. C., TROUW, R. A. J., JANASI, V. de A. **Província Mantiqueira.** *In*: V. M. Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro & B. B. de Brito-Neves (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* Beca, São Paulo, 647 pp, 2004.

HORN, A. H. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Espera Feliz- SE.24-V-A-IV, escala 1:100.000. MG/ES/RJ: UFMG/CPRM, 2007.

IEMA – INSTITUTO ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE. Levantamento Aerofotogramétrico na escala 1:35.000. Ortofotomosaico. 2007. PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., ALKMIM, F. F. de., SILVA, L. C. da., BABINSKI, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. *Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977.* GEONOMOS, **15**: 1-16. 2007

WIEDEMANN - LEONARDOS, C. M., LUDKA, I.P., MEDEIROS, S.R DE., MENDES, J.C., COSTA-DE-MOURA, J. Arquitetura de Plutons Zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira. GEONOMOS, 8: 25-38, 2001.

WIEDEMANN - LEONARDOS, C. M., LUDKA, I.P., MEDEIROS, S.R DE., MENDES, J.C., COSTA-DE-MOURA, J. Architecture of Late Orogenic Plutons in the Araçuaí-Ribeira Fold Belt, Southeast Brazil. Gondwana Research, 5: 381-399, 2002.

Capítulo 7

Análise de deformação no Complexo Intrusivo Santa Angélica, Alegre - ES, por petrografia

Calvin da Silva Candotti¹, Eduardo Araújo², Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel³

RESUMO. Localizado no sul do Espírito Santo, o CISA possui composição bimodal e está encaixado em gnaisses aluminosos e migmatíticos formados em ambiente orogênico, quando se deu a colisão progressiva entre os crátons São Francisco e Congo Ocidental, durante o proterozóico. O complexo é tratado como sendo posterior a esse evento de colisão, correspondendo aos episódios finais de magmatismo na região (570-480 Ma). Sua composição interna transita de gabro/diorito nos núcleos, termos híbridos nas porções intermediárias e, por fim, termos graníticos ácidos nas bordas elevadas. Estas bordas se destacam na paisagem, e estão condicionadas na direção NE-SW semelhante à das encaixantes. A extração de lineamentos fotointerpretados a partir de feições morfológicas, tais como escarpas alinhadas e vales encaixados, mostra duas tendências para a ocorrência de estruturas no complexo e nas encaixantes, em parte concordantes entre estas unidades. A orientação das estruturas e a cinemática da deformação encontradas em bolsões quartzo-feldspáticos e pórfiros de feldspato no interior do CISA também são concordantes com as dos gnaisses encaixantes, e indicam a atuação de cinemática destral. A presença de fitas de quartzo nos termos ácidos indica recristalização dinâmica. Sendo assim, pode-se atribuir ao CISA período de formação contemporâneo ao processo de orogenia na região.

PALAVRAS-CHAVE. Magmatismo, lineamentos, cinemática, deformação.

INTRODUÇÃO

A colisão dos paleocontinentes São Francisco e Congo Ocidental durante o proterozóico foi responsável pela formação de um cinturão de dobramentos e cavalgamentos conhecido como Orógeno Araçuaí (Alkmim*et al* 2007 & Pedrosa-Soares *et al* 2007). No seu arcabouço estrutural são reconhecidos planos de bandamento gnáissico e foliação milonítica com direção NE-SW e mergulho para SE, além de dobras com flancos e plano axial mergulhando para SE com eixo orientado na direção NE (Hasui 2010). Os principais litotipos são gnaisses aluminosos, cálcio alcalinos e migmatíticos, além de granitos gerados em cinco episódios de granitogênese, cada um com suas próprias características em relação ao estágio orogênico em que se formaram. (Heilbron*et al* 2004). A Figura 1 mostra os principais componentes geográficos, tectônicos e litológicos do Orogeno Aracuai (Modificado de Pedrosa-Soares *et al* 2007).

Inserido neste contexto, esta o CISA, unidade associada aos episódios finas de magmatismo na região (570 – 480 Ma), caracterizados por apresentar complexos intrusivos de caráter bimodal, em que zonas de cisalhamento profundas permitem a ascensão de magma ¹Geólogo autônomo – Manaus, AM, Brasil

²Geólogo na empresa MDGEO, Belo Horizonte, MG, Brasil

³Professor Associado, Centro de Formação em Ciências Ambientais, Universidade Federal do Sul da Bahia, Porto Seguro, BA, Brasil

Análise de deformação no Complexo Intrusivo Santa Angélica, Alegre - ES, por petrografia

mantélico que induz a fusão parcial da crosta onde o produto final é um complexo intrusivo com núcleo gabro/diorítico, uma zona de mistura entre os dois magmas e, por fim, termos graníticos ácidos (Bayer *et al* 1987, Wiedemann *et al* 2002 e Silva *et al* 1992).



Figura 1. Componentes geológicos estruturais e perfil longitudinal do orógeno Araçuaí. Modificado de Pedrosa-Soares *et al* 2007 e Alkmim *et al* 2007.

Paradella *et al* (1978), reconheceram por meio de imagens Landsat o contraste morfológico entre as bordas graníticas e as encaixantes metamorfisadas, ressaltando o contato abrupto entre as duas unidades, além do formato elíptico do complexo com orientação do eixo maior NE-SW concordante com a estruturação dos gnaisses. O CISA é considerado livre da deformação regional (Wiedemann*et al* 2002), embora o seu formato elíptico, as estruturas

GEOLOGIA APLICADA – VOLUME I

internas coincidentes com as das encaixantes e a cinemática de deformação impressa em pórfiros de feldspato e em bolsões quartzo-feldspáticos indiquem a atuacao da tectônica compressiva destral (Pedrosa-Soares*et al* 2007 e Bayer *et al* 1987).

LOCALIZAÇÃO

A Figura 2 mostra a localizalção da área de estudo no contexto do estado do Espírito Santo-ES O Complexo Intrusivo Santa Angélica esta localizado na porção nordeste do município de Alegre, sul do estado. Os principais acessos são pelas rodovias ES-482, ES-181 e ES-483, além de várias estradas vicinais distribuídas ao redor da área de estudo.



Figura 2. Localização da área de estudo. Fonte: IEMA 2007 e GEOBASES 2002.

OBJETIVOS

O objetivo do trabalho é caracterizar a deformação impressa nas rochas do CISA e das encaixantes através de sensoriamento remoto, controle estrutural de campo e interpretação de microestruturas sobre lâmina delgada. A caracterização e comparação das estruturas nas duas unidades fornecerão subsídios para uma correlação em tempo mais aproximada do ideal para a formação do CISA em relação à orogenia.

METODOLOGIA

A caracterização estrutural prévia foi feita a partir de sensoriamento remoto utilizando ortofotos e consistiu na identificação, em ambiente SIG utilizando o ArcGis 10.1, de feições curvilíneas e retilíneas na superfície do terreno.A essas feições interpretadas dá-se o nome de

Análise de deformação no Complexo Intrusivo Santa Angélica, Alegre - ES, por petrografia

lineamentos e estão associadas a elementos morfoestruturais, como escarpas alinhadas e drenagens encaixadas, tratados aqui como cristas e vales, respectivamente.

Em campo, a caracterização estrutural consistiu na tomada das atitudes, com o uso de bússola, das estruturas planares e lineares, e na análise cinemática de pórfiros de feldspato e bolsões de quartzo no CISA nas encaixantes, ao longo do perfil que partiu do distrito de Santa Angélica e seguiu para NW até a Pedra Severina, por aproximadamente 15 km.

As atitudes foram plotadas e analisadas em estereogramas, com foco analítico nas distribuições dos polos das estruturas planares. O uso do estereograma tem a finalidade de representar a estrutura em um diagrama 2D, onde o grande círculo representa a linha de *strike*, e o polo do plano é a projeção de uma linha perpendicular ao plano, imaginando ambos entrando na folha de caderno (Fossen 2013).

Além da análise estrutural, a petrografia com enfoque na caracterização de microestruturas foi realizada em campo e sob microscópio de luz refletida, focando nas microestruturas e nas relações de contato entre os minerais, uma vez que é possível caracterizar dois momentos de deformação relativos ao estado de cristalização de magmas graníticos a partir de texturas e tramas: A) Tramas deformacionais pré-cristalização total; B) Trama de *strain*cristal-plástico (Figura 3) (Hutton 1998).



A - Trama deformacional pré-cristalização total.



B - Trama de strain cristal-plástico.

Figura 3. Momentos de deformação relativos ao estado de cristalização de magmas. Conforme a trama fica estruturada ao final da cristalização, e possível saber, com base na textura da rocha, o tipo de deformação atuante na rocha. Fonte: Hutton 1988.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

O conjunto de lineamentos interpretados permitiu a segregação de domínios morfoestruturais distintos baseados na distribuição e frequência da ocorrência dessas estruturas pela área (Figura 4).

GEOLOGIA APLICADA – VOLUME I



Figura 4. Principais zonas identificadas no CISA com base na fotinterpretação.

Análise de deformação no Complexo Intrusivo Santa Angélica, Alegre - ES, por petrografia

Com exceção das cristas no interior do complexo intrusivo, os demais parâmetros analisados são concordantes em orientação azimutal, enquanto que a frequência e distribuição dos lineamentos por quadrante é diferente para todos os parâmetros analisados (Figura 5).



Figura 5. A) Diagrama de roseta gerado para as cristas do CISA, B) vales do CISA, C) cristas das encaixantes, e D) vales das encaixantes.

Em campo foram encontradas estruturas planares ocorrendo em estágio de deformação dúctil, como planos de bandamento gnáissico, fluxo magmático, foliação milonítica nas encaixantes e nas intrusivas, e diques e fraturas como deformação em estágio rúptil. Todas foram plotadas nos estereogramas, com exceção das estruturas lineares, haja vista a pouca quantidade de medidas efetuadas.

A concentração de polos dos planos do bandamento gnáissico concentra-se no quadrante NW, enquanto que para a foliação milonítica nas encaixantes e no CISA a concentração ocorre em todos os quadrantes, sendo as maiores frequências nos quadrantes NW e SE, semelhante ao comportamento do fluxo magmático (Figura 6).



Figura 6. Estereogrmas gerados para A) foliação milonitica nas encaixantes, B) bandamento gnaissico, C) foliação milonitica no CISA, e D) fluxo magmático no CISA.
As unidades mapeadas consistem em monzogranitos, quartzo-monzogabros e titanitabiotita-hornblenda-plagioclásio-quartzo gnaisse (Wiedeman*et al* 2002, Bayer *et al* 1987). Também foram descritas a variedade de granitomilonitico a protomilonitico. Para estas duas variedades não foram confeccionadas lâminas. A seguir são listadas as características das principais estruturas encontradas seguida do litotipo onde elas foram identificadas ao longo do perfil (Figura 7).



Figura 7. Caminhamento realizado. Fonte: GEOBASES 2002.

Encaixante (Titanita-biotita-hornblenda-plagioclásio-quartzo gnaisse)

O bandamento gnáissico é caracterizado pela alternância de níveis máficos e félsicos de espessuras centimétricas com direção NE-SW e caimento para SW ou SE. Com menor frequência, são vistos polos no quadrante SW, indicando a ocorrência de planos na direção NW-SE.

A foliação milonítica nas encaixantes é marcada pelo estiramento de pórfiros de feldspato emersos em matriz contendo quartzo e biotita em alto grau de cominuição e em maior proporção na rocha. Os pórfiros são estirados e rotacionados indicando a atuação de cinemática destral, embora ocorra, subordinadamente, cinemática sinistral. O quartzo exibe contatos retos, interlobados e poligonais, com rara extinção ondulante, e o plagioclásio exibe maclas recurvadas e formação de subgrãos por migração de borda. Também foram encontrados veios quartzo-feldspáticos, diques graníticos deformados e estruturas S-C. O plano de foliação milonítica varia sua atitude entre N45E/60SE e N70E/60SE. A Figura 8 mostra os principais componentes estruturais encontrados nesse litotipo.

Análise de deformação no Complexo Intrusivo Santa Angélica, Alegre - ES, por petrografia



Figura 8. A) Estrutura S-C nas encaixantes, B) bolsao quartzo-feldspatico deformado indicando vergência de movimento destral, C) aspecto da foliação milonitica na encaixante com cinemática destral e sinistral impressas nos pórfiros, D) porfiro deformado deformado no interior de estrutura S-C (notar sombra de pressão), e E) minerais orientados vistos em lamina.Qrtz = quartzo, Bio = biotita, Horn = hornblenda.

Granitomilonitico a protomilonitico

A foliação milonítica no interior do CISA é mais pronunciada no granito milonitico a protomilonitico, diminuindo a sua ocorrência nas porções internas, onde a concentração de félsicos diminui em relação aos máficos. Ambasvariedades contém pórfiros de feldspato orientados, estirados e rompidos e marcam o plano de foliação milonítica na rocha. A biotita está orientada na mesma direção que os feldspatos e exibe tanto as seções basais e laterais no plano. O quartzo ocorre, juntamente com a biotita, em quantidades subordinadas em relação aos feldspatos. Formam-se fitas de quartzo nas sombras de pressão dos pórfiros de feldspato rotacionados, que indicam cinemática destral. Sigmóides de quartzo e cinemática destral são encontrados, e planos de faturamento intergranular foram identificados nos feldspatos. Assim como nas encaixantes, também foram encontradas estruturas S-C. A direção do plano de

foliação milonítica no CISA varia entre N35E/55SE e N40E/50SE. A Figura 9 mostra os principais componentes estruturais encontrados nesse litotipo.



Figura 9. A) Bloco rolado de granito milonitico, B) rocha promilonitica contendo reduzida quantidade de material máfico e enriquecimento em pórfiros estirados e fraturados indicando cinemática destral, C) granito milonitico transitando para o elemento hibrido (notar orientação dos pórfiros e assimilação de material mafico, D) recristalização de quartzo em sombras de pressão dos feldspatos, e E) granito protomilonitico com pórfiros estirados e orientados segundo o plano de foliação protomilonitica.

Rocha Hibrida (Monzogranitos, Quartzo-monzogabro)

O fluxo magmático é mais bem caracterizado nos locais em que a razão félsicos/máficos diminui, e maior quantidade de pórfiros euédricos é observada, inclusive pórfiros fraturados. O eixo maior dos feldspatos esta orientado na direção N75E. Exibe estrutura de fluxo magmático quando a quantidade de feldspato é pequena (Quartzo-monzogabro), e foliação milonítica com direção N35W/65SE e estrutura S-C quando ele é porfirítico (Monzogranito). Da mesma forma, enclaves máficos ocorrem nas porções com mesmo feldspato e mostram sinais de assimilação

Análise de deformação no Complexo Intrusivo Santa Angélica, Alegre - ES, por petrografia

contendo pórfiros no seu interior. Os enclaves são alongados e paralelos à direção de fluxo magmático e foliação milonítica. A microclima na rocha exibe geminação 'tartan' e 'carlsbad', os grãos possuem algumas fraturas preenchidas por quartzo e plagioclásio. Há formação de mirmequitas na borda dos grãos. O quartzo apresenta extinção ondulante e contatos poligonais, ocorrendo em certos casos junção tríplice dos grãos e *ribbons*. O plagioclásio possui fraturas preenchidas por quartzo, geminação polissintética e intercrescimento de mirmequita em sombras de pressão nas bordas dos grãos. A biotita possui extinção ondulante, a titanita possui fraturas preenchidas por quartzo. Clorita, muscovita e zircão constituem o resto da rocha. As Figuras 10 e 11 mostra os principais componentes estruturais encontrados nesse litotipo.



Figura 10. A) Fluxo magmático marcado pela orientação de fenocristais de feldspato, B) aspecto textural da rocha hibrida.



Figura 11. E) geminação polissintetica em plagioclásio, F) juncao tríplice nos contatos entre grãos de quartzo, G) sobrecrescimento de mirmequita, H) contato interlobado dos minerais da rocha híbrida, Plg = plagioclásio, Apt = apatita, Oli = olivina, Bio = biotita, Opx = ortopiroxenio, Cpx = clinopiroxenio.

GEOLOGIA APLICADA – VOLUME I

As fraturas ocorrem em todas as rochas da área de estudo e apresentam direções N20E, N45E e N40W, com mergulhos verticalizados. Ocasionalmente são preenchidas por veios quartzo-feldspáticos. Os diques são de composição básica (gabro/diorito) e ácida (granito equigranular fino), sendo ambas assinaturas geradas em estágios sin ou pós-intrusivos (Silva *et al* 1992). A orientação dos diques básicos é N70W, e dos diques ácidos é N60W.

Outras estruturas com menor quantidade de medidas e ocorrendo com menor frequência também foram estudadas, mas a sua representação em estereogramas não seria viável em função da pouca quantidade de medidas. São planos de cisalhamento de caráter rúptil, dúctil e indiferenciado, bem como orientação de enclaves máficos paralelos à foliação milonítica nas rochas intrusivas e bolsões graníticos nas encaixantes (Figura 12).



Figura 12. A) Plano de Cisalhamento ruptil impresso em granito intrusivo na rocha hibrida fina, B) plano de Cisalhamento dúctil no granito protomilonitico, C) Cisalhamento rúptilductil e pórfiro rotacionado com cinemática sinistral no centro da imagem, D) enclave mafico orientado segundo o plano de foliacaomilonica

O plano de Cisalhamento rúptil é encontrado nas porções mais internas do CISA e possui atitude N5W/80NE. Neste plano são encontradas injeções microgranulares de granito.

O plano de Cisalhamento dúctil possui direções N60E/90 e N90E/90 e é caracterizado pela existência de níveis félsicos deformados, com pórfiros de feldspato estirados e rotacionados. As medidas da orientação do eixo maior dos pórfiros nestes locais mostram atitudes de 30/060.

O plano de cisalhamento indiferenciado possui atitudes que variam entre N10W/90 e N70W/90 e com eles ocorrem pórfiros de feldspato rotacionados indicando vergência sinistral.

CONCLUSÃO

A distribuição dos lineamentos e mais pronunciada onde ocorrem o granito milonitico a protomilonitico e a rocha hibrida de granulação grossa. Nestes litotipos a ocorrência de foliacao milonítica a protomilonitica, e o fluxo magmático foram diagnosticados, o que sugere

Análise de deformação no Complexo Intrusivo Santa Angélica, Alegre - ES, por petrografia

que feições morfológicas importantes na área de estudo, como a Pedra Severina e a Pedra da Lesma possam estar condicionadas por essas estruturas.

A rocha hibrida de granulação fina apresenta uma leve orientação das biotitas. Sabendose que a biotita é o mineral mais susceptível ao intemperismo químico em relação aos outros constituintes desta rocha, a sua alteração formara vales associados ao plano de orientação deste mineral, que é concordante com o *trend* NE. A não concordância do diagrama de roseta das cristas do CISA com os demais é devido ao comportamento estrutural da porção leste do complexo intrusivo. Uma associação mais detalhada e com mais objetividade será elaborada após estudos nesta região.

Quanto ao comportamento dos estereogramas, pode-se concluir que o evento deformacional responsável por gerar as foliações milonítica no CISA e nas encaixantes foi o mesmo, conforme mostra a concentração dos polos nos mesmos quadrantes dos estereogramas gerados para as duas estruturas. A foliação milonítica, junto com o bandamento gnáissico das encaixantes, envelopa o CISA, o que responde à distribuição de polos nos quatro quadrantes do estereograma. No interior do complexo intrusivo ela tende para a direção NE-SW.

A edificação do CISA foi em caráter diacrônico com a orogenia e teve início em algum momento durante o processo de colisão continental. A medida que o magma máfico fundia a crosta, a camara magmática recém formada foi sofrendo os mesmos processos de deformação associados a uma orogenia, e que também afetaram as encaixantes.

No início do processo havia calor suficiente para fundir a crosta e gerar uma quantidade de magma que fosse suficiente para absorver a deformação,o que explica a existência de estruturas como o fluxo magmático marcado por pórfiros de feldspatos euédricos nas rochas máficas e nos termos híbridos. Porém, com a evolução do processo, as partes externas da camara magmática não foram completamente fundidas e as transformações foram feitas em estados sólidos e sub-sólidos, o que explica a existência de sombras de pressão, foliação milonítica, pares S-C' e mirmequitas nos granitóides das bordas.

Dessa forma, fica evidente a atuação da deformação nos granitoides do CISA sob atuação de tectônica compressiva destral, alternando eventos estáticos e dinâmicos conforme variou a porcentagem de fluídos magmáticos disponíveis no sistema magmático. Aparentemente, a deformação transita do caráter rúptil para o dúctil a medida que se afasta o centro do complexo intrusivo, bem como a intensidade da deformação. Um estudo pormenorizado das estruturas em micro e macroescala, bem como a aplicação de técnicas analíticas, permitira posicionar os momentos de deformação abordados por Hutton 1988.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A.C; NOCE, C. M.; CRUZ, S. C. P. Sobre a Evolução do Orógeno-Araçuaí-Congo Ocidental.GEONOMOS, 15: 25-43 2007.

BAYER, P.; SCHMIDT-THOMÉ, R.; WEBER-DIEFENBACH, K.; HORN, H. A. Complex Concentric Granitoid Intrusions in the Colisional Mobile Belt, Espírito Santo, Brazil: The Santa Angélica Pluton – an Example. GeologischeRundschau, 76:357-371. 1988

FOSSEN, H. GeologiaEstrutural. Cambridge University Press, 2010. 584p.

HASUI, Y. A Grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional. Revista Brasileira de Geociências. 29: 141-169. 2010

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NETO, M. C. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. **Província Mantiqueira.**In: V.M. NETO, A. BARTORELLI, C. D. R. CARNEIRO & B. B. BRITO-NEVES. 2004.

HUTTON, D. H. W. Granite Emplacement Mechanisms and Tectonic Controls: Inferences from Deformation Studies. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sience, 79:245-255, 1988.

PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., ALKMIM, F. F. de., SILVA, L. C. da., BABINSKI, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. GEONOMOS, 15: 1-16.2007
ROWLAND, S. M.; DUEBENDORFER, E. M.; SCHIEFELBEIN, I. M. Structural Analisis& Synthesis: A Laboratory Course in Structural Geology. Terceira Edição. Blackwell Pulishing, 2007. 322p.

SILVA, J. N.; PADILHA, A. V.; PINTO, C. P. **Mapa Geológico da Folha SF.24-V-A-V-Cachoeiro de Itapemirim.** Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, 1 mapa geológico, escala 1:100.000. 1992.

WIEDEMANN, C. M., LUDKA, I.P., MEDEIROS, S.R de., MENDES, J.C., COSTA-DE-MOURA, J. Arquitetura de Plutons Zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira. GEONOMOS, 8: 25-38. 2001

Capítulo 8

Mapeamento geológico de semidetalhe e caracterização petrológica na região de São José do Calçado – ES

Ariadne Verônica Andrade Rossi¹; Loruama Geovanna Guedes Vardiero²; Luma Pimentel Ribeiro²; Rodson de Abreu Marques²; Beatriz Paschoal Duarte³

RESUMO. A área estudada se situa em uma região constituída por rochas gnáissicas de alto grau metamórfico, na região de São José do Calçado- ES, próxima à interface dos orógenos Aracuaí e Ribeira. Este trabalho consiste em um mapeamento geológico de semidetalhe, na escala de 1: 25.000. O estudo justifica-se devido à complexidade dos granitoides gnaissificados e rochas paraderivadas. Os dados foram obtidos através da interpretação geológica de imagens na etapa de pré-campo, da identificação das rochas e estruturas encontradas em afloramentos na etapa de campo, na descrição macroscópica de amostras e interpretação de estereogramas na etapa pós-campo. As unidades mapeadas foram classificadas como: Gnaisse Protomilonítico Migmatítico, no qual a foliação milonítica bem marcada é a principal característica; Granada-Biotita Gnaisse, com quantidade de granada mais expressiva e granulação geralmente mais grossa; Biotita Gnaisse, com bandamento mais regular e presença de minerais magnéticos; Unidade Heterogênea, assim denominada pelos afloramentos serem bastante anisotrópicos (com até quatro litotipos em um mesmo afloramento) e conter feições migmatíticas características de um metatexito; Unidade Migmatítica Diatexítica associada a leucogranitos e leucocharnocktóides, ora bem estruturada com nítidas feições migmatíticas, ora com textura macica e presença de ortopiroxênio. Constatou-se ainda, que estas unidades possuem trend estrutural NE, semelhante ao trend da Faixa Ribeira.

PALAVRAS-CHAVE. Faixa Ribeira; Mapeamento geológico de semidetalhe, Metamorfismo de alto grau; Metamorfismo dinâmico.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho justifica-se pela complexidade de granitoides gnaissificados e rochas paraderivadas que ocorrem de forma complexa na região, devido ao alto grau metamórfico. Este é capaz de gerar porções anatéticas nas rochas que compõem os sistemas orogênicos neoproterozóicos da Província Mantiqueira. A área estudada insere-se no contexto da Faixa Ribeira, e já possui algumas unidades litoestratigráficas cartografadas em outros trabalhos, mas, a partir de estudos recentes, é possível propor uma subdivisão das mesmas em termos faciológicos.

Sendo assim, como objetivo principal tem-se a confecção de um mapa geológico de semidetalhe, na escala de 1: 25.000 (em formato digital), e a caracterização petrográfica dos principais litotipos da área de estudo. Como objetivos mais específicos, inclui-se a identificação das estruturas e feições associadas às rochas e a interpretação da geologia estrutural e metamorfismo da região.

¹ Departamento de Eng. Geológica, Escola de Minas – Universidade Federal de Ouro Preto – Ouro Preto, MG, Brasil

² Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) - Alegre, ES, Brasil

³ Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Maracanã, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

Mapeamento geológico de semidetalhe e caracterização petrológica de São José do Calçado - ES

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo abrange a região próxima da Serra do Jaspe, no município de São José do Calçado, estado do Espírito Santo, Brasil. O município de São José do Calçado situa-se na região sul do estado do Espírito Santo e na microrregião do Caparaó Capixaba (IBGE, 2010). A região está próxima da divisão dos estados do Espírito Santo e Rio de Janeiro. As coordenadas dos vértices SO e NE desta área são respectivamente 220250 mE / 7670375 mN e 223625 mE/ 7673375 mN, em UTM, no DATUM WGS-84.

O principal acesso à área, a partir de Vitória, capital do Espírito Santo, dá-se seguindo pela rodovia BR-101 até encontrar a rodovia ES-297. Segue-se então, na ES-297 até a rodovia BR-484 até alcançar a Estrada do Jaspe, a qual deve ser seguida até o município de São José do Calçado-ES. A partir do município, o acesso à área de estudo é feito principalmente pela BR-484, por estradas vicinais e trilhas de fazendas (Figura 1).

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

De forma mais abrangente, a área de estudo insere-se no contexto da Província Mantiqueira. Esta, por sua vez, é considerada como um sistema orogênico de idade Neoproterozóica, que ocorre do sul da Bahia até o Rio Grande do Sul, e constituído pelos orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (HEILBRON et al., 2004).

Orógeno Araçuaí

Quanto ao Orógeno Araçuaí, os primeiros trabalhos que o caracterizaram foram elaborados por Fernando Flávio Marques de Almeida, em 1977, compreendendo sua área entre as margens sudeste e sul do Cráton São Francisco, definida pelo autor como um cinturão orogênico brasiliano. Segundo a teoria de Alkmim et al. (2006), um Ciclo de Wilson teria se iniciado com o *rift* Macaúbas, o qual foi interrompido por eventos tectônicos de grandes magnitudes, antes da separação total do supercontinente Rodínia. Assim, o mecanismo de fechamento da bacia Macaúbas teria se dado de maneira diferente, como um "quebra-nozes", resultado da colisão das paleoplacas São Francisco-Congo, Amazônia, Paraná-Paranapanema-Rio de La Plata e Kalahari, culminando na formação do Gondwana Ocidental. O choque de placas das margens opostas à bacia teria sido o mecanismo responsável pelo início do fechamento do pequeno oceano, que deu origem ao Orógeno Araçuaí.



Figura 1. Acima, principais vias de acesso à área de estudo, a partir da capital Vitória-ES, até o município de São José do Calçado.Google: acesso em 2014.

A definição de Alkmim et al. (2006) para compartimentação do orógeno é mais complexa, pois os autores diferenciam os compartimentos tectônicos conforme a orientação espacial, cinemática e nucleação das estruturas dominantes, em: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; Zona de Dobramentos de Salinas; Corredor Transpressivo de Minas Novas; Saliência do Rio Pardo e sua zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; Bloco de Guanhães; Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; Zona de Cisalhamento de Itapebi; e Núcleo Cristalino.

Já Heilbron et al. (2004) e Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) dividem o Orógeno Araçuaí nos seguintes domínios: Domínio de Antepaís, correspondente à cobertura do Cráton do São Francisco; Domínio Externo, com metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito; Domínio Interno, correspondente ao núcleo do orógeno, com metamorfismo de alto grau e presença de plutonismo; e Inflexão Setentrional, definida pela grande curvatura do orógeno, onde as estrututras brasilianas infletem para leste.

Para este trabalho, enfatiza-se o estágio pré-colisional, no qual ocorreu a edificação do arco magmático cálcio-alcalino, correspondente à suíte G1. Esta por sua vez, é composta por tonalitos, granodioritos, dioritos subordinados e enclaves máficos (HEILBRON et al., 2004), contendo xenólitos de rochas metassedimentares, considerada como um granitóide do tipo- I (WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2007). Enfatiza- se ainda o período entre os estágios pré- e sin- colisional, no qual ocorreu a sedimentação em bacia de retroarco dos protólitos do complexo paragnássico, correspondentes aos gnaisses peraluminosos e seus termos menos aluminosos, com intercalações de grafita gnaisse, quartzito e rocha cálciossilicática (HEILBRON et al., 2004).

Mapeamento geológico de semidetalhe e caracterização petrológica de São José do Calçado - ES

METODOLOGIA

A etapa pré-campo consistiu primeiramente na elaboração de uma base cartográfica em ambiente de SIG (Sistema de Informação Geográfica). Para isso, utilizou-se como base a Folha Bom Jesus do Itabapoana, na 1:50000 (SF-24-G-I-2), *Datum* Córrego Alegre confeccionada em 1969, adquirida através do IBGE. Um recorte da ortofoto de São José do Calçado - ES, adquirida através do IBGE, também foi utilizada com a finalidade de se conhecer melhor a área e visualizar afloramentos. Esta imagem está em escala de 1: 25.000, no *Datum* SIRGAS 2000, e foi impressa em papel de tamanho A2, para dar suporte à etapa de campo. Através da base cartográfica, da ortofoto e da imagem de relevo sombreado, foi possível realizar a interpretação geológica por imagem da área de estudo, estabelecendo-se os padrões de drenagem e relevo, a geomorfologia, a definição de zonas homólogas e uma prévia da estruturação das rochas que seriam encontradas na região. A interpretação geológica por imagem também permitiu selecionar os melhores locais a serem explorados durante o mapeamento, assim como aqueles de acesso mais difícil.

A etapa de campo foi realizada nos dias 17, 18 e 19 de março, e nos dias 12 e 13 de abril. A metodologia utilizada em campo foi baseada em Lahee (1959), com o uso dos seguintes materiais: caderneta, lápis, bússola, GPS, base cartográfica, ortofoto, lupa de mão, régua e máquina fotográfica.

As técnicas de mapeamento empregadas, conforme as instruções de Lahee (1959), consistiram na verificação e identificação das rochas encontradas, seguido da determinação do local dos afloramentos e dos pontos onde as observações foram feitas, por meio do GPS e da base cartográfica. Em seguida, realizou-se a plotagem destes dados de campo no mapa. Juntamente com os litotipos foram analisadas as respectivas estruturas encontradas na área. A atitude dessas estruturas foi determinada através da bússola, determinando a direção e mergulho de planos (camadas, plano de dobra, foliação e bandamento) e linhas (lineação e eixo de dobra). Após a identificação e medição de estruturas, estas foram correlacionadas com as demais, e plotadas no mapa.

1. Etapa Pós-campo

Após a etapa de campo, iniciou-se a confecção do mapa geológico final da área de estudo. Para a classificação das diferentes litologias encontradas, todas as amostras coletadas em campo foram lavadas, catalogadas, fotografadas e descritas macroscopicamente em laboratório. Estas descrições se encontram em anexo neste trabalho.

As unidades cartografadas foram vetorizadas na forma de polígonos com suas respectivas cores, e o limite entre elas foi estabelecido com base em contatos inferidos. Os elementos curvas de nível, drenagem, mancha urbana, vias urbanas e interurbanas utilizados no mapa, foram adquiridas através do Geobases (Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo).

O mapa de Relevo Sombreado também foi utilizado nesta etapa, para melhor identificação dos contatos litológicos e para interpretação das estruturas encontradas na área. Através da imagem do Relevo Sombreado, foram traçados alinhamentos de cristas e vales no programa *Terra View* 4.2.1. Em seguida, importou-se o *shape* com essas informações para o programa *Spring* 5.1.7, onde foi gerado um digrama de rosetas.

As estruturas medidas em campo foram organizadas em tabelas, e em seguida importadas no programa *Stereonet 8*, para a elaboração dos estereogramas de cada unidade mapeada e da área total. Estes estereogramas foram gerados a partir de 26 medidas de planos de foliação metamórfica e protomilonítica. Os pólos foram plotados a 90° dos planos, e através deles puderam ser geradas linhas de contorno (*Kamb*), para interpretação das medidas. Assim, foi possível realizar a descrição e interpretação da geologia estrutural, presente nos resultados e discussões deste trabalho.

O mapa final, assim como define Lahee (1959), consistiu em um mapa geológico contendo a distribuição dos litotipos com as respectivas estruturas encontradas na área de estudo. Sobre as unidades cartografadas inseriu-se a hidrografia, as curvas de nível, as vias de acesso e a mancha urbana. O mapa geológico foi então, sobreposto à imagem de relevo sombreado, e encontra-se em coordenadas UTM, na escala de 1:25.000, no Datum WGS-84. O *layout* final do mapa foi confeccionado no programa *Arcgis 10.1*.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Granada- Biotita Gnaisse

Esta unidade se localiza na porção leste do mapa, em cotas mais baixas. É limitada pelo Gnaisse Protomilonítico Migmatítico e a Unidade Heterogênea, compreendendo cerca de 15% da área mapeada.

As rochas desta unidade são bem estruturadas, com foliação bem marcada e regular em todo afloramento com direção entre 30 e 65 NE, e mergulho entre 60 e 70 NW, ou até 75 SE. Observa-se ainda uma foliação milonítica, dada por grãos de feldspato rotacionados, no ponto BJ-AR-22 e bandamento metamórfico bem marcado, normalmente centimétrico (e milimétrico nas bandas mais máficas) acompanhando a foliação Por vezes, ocorre de forma incipiente, devido à anatexia.

Também foram observadas lentes leucossomáticas e melanossomáticas dentro da rocha predominantemente bandada no ponto BJ-AR-37, senodo que em uma das lentes félsicas foram encontrados pares de fraturas com padrão de *Riedel* com atitudes de N87W/ 65 SW e N10E/ 85 NW. Ocorrem ainda, em alguns afloramentos, veios de quartzo que acompanham a foliação, como no ponto BJ-AR-47.

A unidade Granada- Biotita Gnaisse é representada por uma rocha metamórfica, frequentemente homogênea de cor acinzentada. Caracterizada como inequigranular porfiroblástica com granulação variando de fina (nas bandas máficas) a grossa (nas bandas félsicas), e textura granolepidoblástica (dada por grãos de quartzo, feldspato e biotita).

Compõem a associação mineralógica desta rocha: grãos de quartzo (cerca de 40%) incolores a amarelados, alguns estirados, com granulação variando de fina a média, mais abundante nas bandas félsicas; grãos de feldspato (aproximadamente 35%) de cor esbranquiçada, subidioblásticos com granulação que varia de fina a grossa, também abundante nas bandas félsicas; grãos de biotita (cerca de 15%) de coloração escura, idioblásticos com granulação variando de fina a média, abundante nas bandas máficas; granada (até 10%) com grãos de coloração avermelhada, sub- a idioblásticos, com granulação variando de fina a grossa, concentrados principalmente nas bandas máficas.

Gnaisse Protomilonítico Migmatítico

O Gnaisse Protomilonítico Migmatítico é unidade mais abundante na área mapeada, correspondendo a cerca de 40% da região, ocorrendo na porção central e leste do mapa.

Em geral, a rocha é bem estruturada com foliação bem marcada e regular em toda a rocha. A foliação é considerada como milonítica e a rocha é considerada protomilonítica, pois possui quantidade de matriz recristalizada inferior a 50%. O bandamento metamórfico varia de milimétrico a centimétrico, e geralmente é irregular por injeção, podendo ocorrer de forma regular por segregação em alguns locais.

Em alguns afloramentos, como no ponto BJ-AR-03, observaram-se dobras de arraste e feldspatos rotacionados pouco assimétricos, que marcam cinemática dextral. Já no ponto BJ-

Mapeamento geológico de semidetalhe e caracterização petrológica de São José do Calçado - ES

AR-40, ocorrem porfiroclastos de feldspato (de até 3 cm) dispersos pelo afloramento, e alguns deles ocorrem com estrutura tipo "dominó", com cinemática dextral.

A direção da foliação desta unidade varia de 15 a 36 NE, e o mergulho de 60 a 90 SE, e de 65 a 85 NW. No ponto BJ-AR-03, ainda ocorrem falhas paralelas entre si, que geram as dobras de arraste.

Além das feições miloníticas citadas, também são encontradas feições migmatíticas, sendo o melhor exemplo o ponto BJ-AR-03 com: textura dobrada (Figura 34 A), onde veios dobrados de neossoma recortam o paleossoma; estictolítica (Figura 34 B), na qual minerais máficos se concentram em manchas, deixando ao seu redor material rico em minerais claros; e *schilieren* (Figura 34 C), com separação bem nítida de faixas claras e escuras. Ressalta-se que os afloramentos ora possuem mais feições migmatíticas ora menos.

De acordo com a análise petrográfica, esta unidade compreende uma rocha metamórfica de coloração acinzentada, comumente heterogênea, ocorrendo também de forma homogênea. A rocha, em geral, é inequigranular porfiroclástica com granulação variando de fina a média ou de fina a grossa, e quando ocorrem porfiroclastos de feldspato dispersos no aflorameno, estes apresentam granulação grossa de até 7 cm. As porções de granulação mais grossas da rocha se encontram menos deformadas, como ocorre no ponto BJ-AR-32 (Figura 35 C). A rocha possui textura lepidoblástica dada pela biotita e/ou granoblástica dada por quartzo e feldspato. A mineralogia é composta basicamente por cerca de 40% de quartzo, 35% de feldspato e 20% biotita, podendo conter K-feldspato com coloração rosada e plagioclásio de coloração esbranquiçada como minerais essenciais distinguíveis a olho nu, granada como mineral varietal e Piroxênio e/ ou Anfibólio que compõem a textura estictolítica.

Em meio à Unidade Gnaisse Protomilonítico Migmatítico, foram cartografadas lentes da Unidade Migmatítica Diatexítica, com direção NE, representadas pelos pontos BJ-AR- 05, BJ-AR- 30, BJ-AR- 36 e BJ-AR 49 (este último corresponde a um bloco rolado).

Biotita Gnaisse Homogêneo

A Unidade Biotita Gnaisse Homogêneo é comumente encontrada em afloramentos do tipo lajedo, ocorrendo também em algumas encostas e blocos rolados. Os afloramentos geralmente são contínuos com boa exposição nos lajedos e encostas, variando de pouco a muito intemperizados. Alguns ainda ocorrem de forma descontínua com exposição escassa e muito intemperizados.

O Biotita Gnaisse Homogêneo ocupa cerca de 20% da área mapeada com *trend* NE, concentrado na porção leste do mapa, em áreas mais baixas, entre o Gnaisse Protomilonítico Migmatítico e a Unidade Migmatítica Diatexítica.

A rocha encontrada, em geral, é bem estruturada com foliação bem marcada e regular, em todo afloramento. Uma foliação milonítica pôde ser observada em alguns pontos amostrados. A direção da foliação varia de 05 a 25 NE, e o mergulho de 65 a 80 SE, com exceção do ponto BJ-AR-44 com atitude N35W / 65SE. Já o bandamento metamórfico, pode ser considerado como regular por segregação, geralmente milimétrico, acompanhando a foliação. As bandas félsicas são mais espessas e com granulação mais grossa que as bandas máficas. Por vezes, pequenas dobras apertadas deformam o bandamento.

Ainda são observados veios de quartzo que cortam o afloramento, como no ponto BJ-AR-44. Nesta unidade podem ocorrer diques leucossomáticos em escala de afloramento, conferindo a presença de feições migmatíticas, descritos no ponto BJ-AR-43.

A análise petrográfica mostra que esta unidade é representada por uma rocha metamórfica, normalmente homogênea, podendo ser equigranular com granulação fina, ou inequigranular porfiroblástica com granulação variando de fina a média (até grossa, em poucos casos). A coloração da rocha é acinzentada, mas pode apresentar algumas porções mais rosadas,

como no ponto BJ-AR-61. As texturas predominantes nas amostras são granoblástica dada por quartzo e feldspato, e a lepidoblástica dada pela biotita.

O Biotita Gnaisse Homogêneo é composto por: aproximadamente 45% de grãos quartzo incolores, por vezes estirados, com granulação variando de fina a média; cerca de 35% de feldspato, com coloração esbranquiçada, com alguns grãos rotacionados, de granulação fina a média, podendo chegar à grossa; e 20% biotita, como grãos idioblásticos de cor preta e granulação fina, abundante nas bandas máficas.

Em menor proporção, algumas amostras possuem: k-feldspato (até 25%) como mineral essencial, de coloração rosada e granulação fina a média, abundante nas bandas félsicas (exemplo: ponto BJ-AR-61); granada como mineral varietal de granulação fina, e minerais magnéticos como acessórios, identificados por ímã de mão, geralmente nas amostras de granulação mais fina e bandamento milimétrico (amostras BJ-AR-44-A e BJ-AR-45-A).

Unidade Heterogênea

Os afloramentos onde se encontram as rochas da Unidade Heterogênea comumente são do tipo lajedo, ocorrendo ainda em cachoeiras, blocos rolados, e encostas. Os afloramentos mais representativos são contínuos com boa exposição e pouco intemperizados. De forma menos freqüente, ocorrem afloramentos menores e descontínuos com exposição escassa e muito intemperizados.

A Unidade Heterogênea é assim caracterizada por conter, de forma irregular, quatro litotipos em um mesmo afloramento, estes sem contatos nítidos ou definidos. A unidade ocupa cerca de 15% da área mapeada, disposta como faixas estreitas e contínuas, com direção NE. Concentra-se na porção leste da área, associada principalmente ao Gnaisse Protomilonítico Migmatítico.

As rochas desta unidade possuem forte heterogeneidade, destacando-se os pontos BJ-AR-12 e BJ-AR-17, como os mais representativos. A rocha pode ser considerada: nas porções de cor acinzentada, inequigranular porfiroblástica com granulação variando de fina a média e textura granolepidoblástica, com bandamento irregular (litotipo predominante); nas porções graníticas rosadas, é inequigranular porfiroblástica com granulação variando de fina a grossa, pouco estruturadas, mais maciça, podendo apresentar textura lepidoblástica; nas porções de cor escura, principalmente na forma de lentes máficas, possui granulação variando de fina a média e textura granolepidoblástica; e nas porções mesocráticas, é inequigranular porfiroblástica de granulação fina a média, com texturas nematoblástica e lepidoblástica, contendo essencialmente, minerais máficos e plagioclásio.

De acordo com a análise petrográfica, os litotipos são caracterizados por conter: na porção cinza claro, cerca de 40% de feldspato, 25 de quartzo, 20% de biotita e 15% de piroxênio e/ou anfibólio além de minerais magnéticos, considerado como um Biotita Gnaisse; na porção rosada classificada como um Metagranitoide (sieno-granito, segundo Le Maitre, 2002), 40% de k-feldspato, 30% de quartzo, 20% de plagioclásio, 10% de biotita e menos de 1% de piroxênio e anfibólio; na porção mesocrática, classificada como metagranodiorito, cerca de 30% de biotita, 25% de piroxênio e/ou anfibólio, 20% de plagioclásio e 15% de quartzo e minerais magnéticos; na porção acinzentada escura, classificada como um Piroxênio e/ou Anfibólio-biotita feldspato Gnaisse, cerca de 30% de biotita, 25% de quartzo, 25% de plagioclásio, 20% de piroxênio e/ou anfibólio-biotita feldspato Gnaisse, cerca de 30% de biotita, 25% de quartzo, 25% de plagioclásio, 20% de piroxênio e/ou anfibólio e menos de 1% de pirita (amostra de mão BJ-AR-17 AI).

Os grãos de quartzo e feldspato podem estar estirados em alguns locais. Nos afloramentos, também ocorrem grãos euédricos de feldspato dispersos, com geminação *Calrsbad*, vista a olho nu, como no ponto BJ-AR- 20). Observa-se que todos os litotipos citados podem estar associados, ora intercalados em bandas (ponto BJ-AR- 12) ora de forma irregular

Mapeamento geológico de semidetalhe e caracterização petrológica de São José do Calçado - ES

cortando uns aos outros, e minerais característicos de um litotipo, podem estar presentes em outro (por exemplo, nos pontos BJ-AR-17, BJ-AR-24 e BJ-AR-33).

A Unidade Hetergênea possui litotipos bem estruturados como o Biotita Gnaisse, com foliação bem marcada ora regular ora irregular. A direção desta foliação varia de 10 a 55 NE, e o mergulho de 75 a 80 SE (com exceção do ponto BJ-AR-17, cuja foliação mergulha para 79 NW). Encontra-se ainda, foliação milonítica em algumas partes da rocha (ponto BJ-AR-12), e dobras de arraste (com cinemática dextral), como o ponto BJ-AR-18.

Quando o bandamento metamórfico é nítido (litotpo Biotia Gnaisse), pode-se considerálo como irregular por injeção, variando de milimétrico a centimétrico, com bandas máficas e rosadas (leucossoma). Por vezes, este bandamento encontra-se dobrado (como dobras fechadas), podendo ser observado em amostras de mão. Também podem ocorrer *boudins* em porções neste litotipo, por exemplo, no ponto BJ-AR-17.

Podem ocorrer dobras cisalhadas na porção mais bandada (no ponto BJ-AR-12, mostra cinemática dextral). Mas, a heterogeneidade das estruturas é um diferencial nesta unidade, como ocorre no ponto BJ-AR-12, onde há porções dispersas com foliação interna discordante da rocha predominante.

As várias texturas migmatíticas encontradas em afloramento são características importantes da Unidade Heterogênea como lentes máficas, enclaves graníticos com k-feldspato e porfiroblastos de feldspato dispersos no afloramento. Estas feições permitem classificar as rochas de alguns afloramentos como um migmatito metatexítico, onde ainda se pode distinguir o paleossoma do neossoma. Destacam-se assim: a textura estromática, com material neossômico paralelos à foliação, observada nas porções mais bandadas; textura dobrada, com dobras pequenas e apertadas que seguem a direção da foliação; *schollen* ou em placas, com sinais de rotação; *schilieren*, com separação nítida de faixas claras e escuras; e estictolítica, onde os minerais máficos se concentram em manchas, em meio a um material félsico.

Unidade Migmatítica Diatexítica associada a Leucogranitos e Leucocharnockitoides

Os afloramentos onde se encontra a Unidade Migmatítica Diatexítica ocorrem principalmente como de lajedos e são comumente contínuos, com boa exposição e pouco intemperizados, podendo conter capa de alteração.

Esta é a unidade menos abundante na região, compreendendo cerca de 10% da área mapeada. Na porção leste, ocorre como pequenas lentes dentro do Gnaisse Protomilonítico Migmatítico, e na porção oeste, encontra-se em cotas mais elevadas ao lado da unidade Biotita Gnaisse Homogêneo.

A principal característica desta unidade é a abundância de feições migmatíticas, que podem caracterizá-la, na maioria dos afloramentos como um Diatexito, onde não se distingue o paleossoma do neossoma. As feições encontradas que indicam fusão parcial correspondem à textura do tipo dobrada (Figura 46 A), estictolítica, *scholen* (composta por blocos isolados de paleossoma mergulhados no neossoma) e *schilieren*, algumas porções anastomosadas e deformação discordante em seu interior, lentes máficas orientadas segundo a foliação e porfiroblastos de feldspatos euédricos dispersos pela rocha. Nas rochas com aparência mais maciça não é possível observar essas texturas, pois se assemelham a uma rocha ígnea.

Nos afloramentos onde a rocha encontrada é bem estruturada, a foliação é bem marcada e descontínua. As feições migmatíticas observadas seguem a foliação, e em alguns pontos, é possível observar estrutura oftálmica e foliação milonítica em porções da rocha. Quando a rocha possui bandamento metamórfico, este é irregular por injeção, e varia de milimétrico a centimétrico, onde as bandas mais claras possuem granulação mais grossa. A direção da foliação metamórfica desta unidade varia de 15 a 45 NE, e o mergulho de 65 a 70 SE, porém,

a medida de sua atitude só foi possível em alguns pontos. Em alguns afloramentos, a rocha é aparentemente maciça ou mal estruturada como, por exemplo, o ponto BJ-AR-36.

Com relação à petrografia, esta unidade é representada por rochas metamórficas com forte anisotropia e coloração cinza claro, com exceção daquelas mais maciças de coloração acinzentada a esverdeada, onde só é observada a porção homogênea do migmatito. Em geral, as rochas são inequigranulares porfiroblásticas, a granulação varia de fina a média (em rochas bem estruturadas) ou de fina a grossa (em rochas mais maciças), com textura granoblástica e/ou lepidoblástica. As lentes máficas que foram encontradas dentro desta unidade são homogêneas, pouco estruturadas com granulação fina, podendo conter granada.

A mineralogia é composta por: cerca de 40% de quartzo como grãos incolores de granulação média; 35% de feldspato com grãos de granulação fina a média, coloração esbranquiçada a amarelada, podendo ocorrer em forma de *augens* ou grãos euédricos de granulação grossa, dispersos pelo afloramento; e cerca de 25% de biotita com granulação fina, podendo estar levemente orientada. Ainda pode conter: piroxênio e/ou anfibólio (até 15%) com grãos de cor escura e granulação variando de fina a média, presente em lentes máficas ou em aglomerados máficos envolto por um material mais claro, formando a textura estictolítica; ortopiroxênio (até 10%) como grãos arredondados de granulação fina a grossa, cor marrom, brilho nacarado e dois palnos de clivagem a 90°, neste caso, a rocha é classificada como um leucocharnockito (por exemplo o ponto BJ-AR-36); e granada (até 10%) com formas arredondadas, de coloração avermelhada com granulação variando de fina a grossa, como ocorre nos pontos BJ-AR-36, BJ-AR-41 e BJ-AR-42.

As rochas maciças com presença de ortopiroxênio (leucochanorckitos), possuem estrutura diatexítica, e podem corresponder a uma porção com maior grau de fusão parcial dento desta unidade.

CONCLUSÃO

O mapeamento geológico realizado neste trabalho permitiu classificar e subdividir, em termos faciológicos e litológicos, as unidades litoestratigráficas já cartografadas na região. A área de estudo abordada se encontra no entorno da cidade de São José do Calçado – ES, próxima do limite estabelecido entre as Faixas Ribeira e Araçuaí. Através das análises de campo, petrográfica e estrutural, foi possível determinar as seguintes unidades (Figura 2): As unidades mapeadas foram classificadas como: Gnaisse Protomilonítico Migmatítico, no qual a foliação milonítica bem marcada é a principal característica; Granada- Biotita Gnaisse, com maior quantidade de granada e granulação geralmente mais grossa; Biotita Gnaisse, com bandamento mais regular e presença de minerais magnéticos; Unidade Heterogênea, assim denominada por ser bastante heterogênea (com até quatro litotipos em um mesmo afloramento) e conter feições migmatíticas características de um metatexito; Unidade Migmatítica Diatexítica associada a leucogranitos e leucocharnocktóides, ora bem estruturada com nítidas feições migmatíticas, ora com textura maciça e presença de ortopiroxênio.



Mapeamento geológico de semidetalhe e caracterização petrológica de São José do Calçado - ES

Figura 2. Mapa geológico da região de São José do Calcado - ES.

Ocorrem dois tipos de metamorfismo na região: o metamorfismo regional, observado a partir de estruturas, texturas, conteúdo mineral e feições migmatíticas, o qual pode ter ocorrido sob condições termais intensas, possibilitando o aparecimento de porções anetéxicas vistas em campo; e o Dinâmico, que pode ocorrido concomitante ou posterior ao metamorfismo Regional, determinado através das estruturas como foliação milonítica e indicadores cinemáticos, o qual evidencia uma deformação dúctil-rúptil, gerada pela influência de uma zona de cisalhamento dextral a sudeste da área mapeada.

Nas etapas de campo (mapeamento faciológico) e laboratório (descrição de amostras e tratamento de dados), foi possível reconhecer a complexidade desses terrenos e associá-los aos granitoides gnaissificados (possivelmente pré e sincolisionais) e rochas paraderivadas, que compõem os sistemas orogênicos neoproterozóicos da Faixa Ribeira, descritos por Duarte et al. (2012).

O mapeamento geológico de semidetalhe (em escala de 1: 25.000), portanto, consistiu em uma importante ferramenta de estudo para terrenos de alto grau metamórfico. As observações e análises realizadas em campo foram utilizadas na definição e caracterização das unidades mapeadas. Amostras de mão ou lâminas, apenas, não forneceriam todas as informações necessárias para a esta classificação, pois não seriam representativas de toda a complexidade dos afloramentos visitados.

Como trabalhos futuros, sugere- se a continuação do mapeamento no entorno da área e o adensamento de pontos, para que se possa definir com maior detalhe a continuação e disposição das unidades e suas feições. Recomenda-se ainda, a confecção e de lâminas delgadas para análises petrográfica e microtectônica, a fim de detalhar a abordagem do metamorfismo e geologia estrutural. Análises de geoquímica seriam úteis para a determinação dos protólitos das suítes e suas fontes bem como ambiência tectônica, o que permitirá uma melhor interpretação

sobre a evolução do terreno estudado. Propõe-se também uma análise de geocronologia, para obtenção de dados mais concisos sobre a área de estudo e sua posição nos terrenos tectono-estratigráficos da Faixa Ribeira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S.; PEDROSA- SOARES, A.C.; CRUZ, S.; PERES, G.G.; CRUZ, S.C.P.; WHITTINGTON, A. **Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa:** Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. Precambrian Research, 2006. n.149, p. 43-64.

ALMEIDA, F.F.M. DE, HASUI, Y., NEVES, B.B.B. & FUCK, R.A. **Províncias estruturais brasileiras.** In: Simpósio Geologia do Nordeste 8, Campina Grande, 1977. Anais do... Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1977, p. 363-391.

CARTA DO BRASIL - ESC. 1:50.000. Folha SF-24-G-I-2. IBGE. 1^a ed. Rio de Janeiro: Serviço Gráfico da Fundação IBGE, 1969.

DUARTE, B.P.; TUPINAMBÁ, M.; NOGUEIRA, J. R.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; PORTO JUNIOR, R.; MENEZES, P. T. L. 2012a. Unidades Litoestratigráficas. In: Nota explicativa da Folha Itaperuna (SF.24-V-C-I). Programa Geologia do Brasil. Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte: CPRM. 2012.

FONSECA, M. J. G. et al. Zona de Sutura e organização do Orógeno Ribeira Setentrional. Geociências 42(4) São Paulo, 2012.

FIGUEIREDO, C.M.S. **O** Arco Magmático brasiliano na conexão entre os orógenos Araçuaí e Ribeira, Região de Muriaé-MG. Belo Horizonte, MG: Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 2009. 103 p. Dissertação Mestrado (Mestrado em Geologia) Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, 2009.

GEOBASES.InterfacesGeográficas.Disponívelem:<http://www.geobases.es.gov.br/portal/index.php/geobases-online.html>.Acesso em: 20mar.2014.

GOOGLE. Google Earth Website. Disponível em:<<u>http://earth.google.com/</u>>. Acesso em: 20 mar. 2014.

HACKSPACHER, P. C. et al. **Magmatismo há ca. 660 - 640 Ma no Domínio Socorro:** registros de convergência pré-colisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, 2014 . Disponível em: <http://ppegeo.igc.usp.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1519-874X2003000100007&lng=pt&nrm=iso>. Acesso em: 05 abr. 2014.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. Geociênc. (São Paulo), São Paulo, v. 29, n. 2, 2010 . Disponível em: http://ppegeo.igc.usp.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0101-90822010000200001&lng=pt&nrm=iso. Acesso em: 04 abr. 2014.

Mapeamento geológico de semidetalhe e caracterização petrológica de São José do Calçado - ES

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; MOHIAK, W.; MILANI, E. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: Geology and Geophysics of Continental Margins, Special Number of International Geophysical Association. Washington DC, EUA: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 2000, v. 115, p. 1-34.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. **Província Mantiqueira**. In: MANTESSO NETO, V. et al. (Org.) Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. 647p.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TASSINARI, C. C. G.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBA, M., SIGA; O., TROUW, R. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST, R.J.; TROUW, R.A.J, BRITO NEVES; B.B., DE WIT M.J. (Eds). West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. The Geological Society Special Publication. 2008. v.294, p.211 -237.

HOWELL, D. G. **Principles of Terrane Analysis**: new applications for global tectonisn. London: Chapman & Hall, 1995. 245 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Disponível em: http://www.ibge.gov.br. Acesso em: 03 mar. 2014.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Ortofoto 1:25.000 do Projeto RJ-25.** IBGE, 2008. Disponível em: http://geoftp.ibge.gov.br/imagens_aereas/ortofoto/projeto_rj_escala_25mil/tif/. Acesso em: 02/03/2014.

LAHEE, F. H. Field Geology. 6 ed. New York: McGraw-Hill, 926 p. 1959.

LE MAITRE, R.W. A Classification and Glossary of Terms. 2 ed. Cambridge University Press, 2002.

MARQUES, R.A. Evolução metamórfica do Terre no Oriental da Faixa Ribeira entre Italva e Bom Jesus do Itabapoana, noroeste do RJ. Rio de Janeiro, RJ: FGEL-UERJ, 2009. 180 p. Dissertação de Mestrado (Mestrado (Mestrado em Geologia), FGEL-UERJ, Rio de Janeiro, RJ, 2009.

PEDROSA-SOARES, A. C.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M. **Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil.** In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.), Tectonic Evolution of South America. International Geological Congress, Rio de Janeiro, 2000. p. 265-285.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M., ALKIMIM F.F.; SILVA, L. C., BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí:** Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida. Revista Geonomos, 2007. V. 15, n- 2, p 1-16.

ROSSI, A.V.A. **Mapeamento geológico de semidetalhe (1:25000) na região de São José do Calçado – ES**. Trabalho de Conclusão de Curso. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo, Alegre, Espírito Santo. 107p. 2014.

WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M., LUDIKA, I.P., MEDEIROS, S.R., MENDES, J.C., COSTA-DE-MOURA, J. Arquitetrura de plútons zonados da OrógenoAraçuaí-Ribeira. In: Revista Geonomos. v. 8, n. 1, p. 25-38. 2000.

Capítulo 9

Cavidades naturais subterrâneas em depósitos de ferro na Serra da Gandarela, Quadrilátero Ferrífero/MG

Adam Barros Fernandes¹; Gabrieli Santos Boulhosa²; Rodson de Abreu Marques²

RESUMO. O objetivo desse estudo foi localizar espacialmente as áreas de maior interesse espeleológico, onde estão situadas as cavidades naturais subterrâneas, e verificar as suas relações com as regiões onde ocorrem as maiores reservas minerais de minério de ferro do Quadrilátero Ferrífero (QF), presentes no Parque Nacional da Serra do Gandarela. Tendo isso em vista, podemos identificar onde estão situados os locais em que há um possível conflito entre áreas de exploração mineral e a presença de cavernas. A partir dos dados obtidos foram produzidos gráficos e mapas, com o auxílio de *softwares* de Sistema de Informações Geográficas (SIG). Esses produtos foram posteriormente interpretados e apresentaram as regiões de maior conflito entre o interesse econômico e o interesse ambiental. Dessa forma, foi verificado que é possível realizar a atividade de mineração de forma a respeitar os preceitos do desenvolvimento sustentável, sem impactar de forma significativa as cavidades, desde que respeitada à legislação.

PALAVRAS-CHAVE. canga; cavernas; formação ferrífera

INTRODUÇÃO

De acordo com o Decreto N° 6.640 de 2008, "Entende-se por cavidade natural subterrânea todo e qualquer espaço subterrâneo acessível pelo ser humano, com ou sem abertura identificada, popularmente conhecido como caverna, gruta, lapa, toca, abismo, furna ou buraco, incluindo seu ambiente, conteúdo mineral e hídrico, a fauna e a flora ali encontrados e o corpo rochoso onde os mesmos se inserem, desde que tenham sido formados por processos naturais, independentemente de suas dimensões ou tipo de rocha encaixante".

O Parque Nacional (Parna) da Serra do Gandarela, criado em 13 de outubro de 2014, constitui-se importante área de conservação ambiental na porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero. O parque apresenta um conjunto cênico de exuberantes serras, rios e cachoeiras. A vegetação é composta de um dos mais contínuos fragmentos de Mata Atlântica de Minas Gerais e formações do cerrado, como os campos rupestres ferruginosos e quartzíticos, além de cangas ferruginosas (ICMBio, 2018).

Vale ressaltar que esse trabalho tem como intuito mostrar onde está situado o patrimônio espeleológico identificado até o momento, abrigado em canga e formação ferrífera, com relação aos empreendimentos minerários que realizam o aproveitamento econômico do minério de ferro nas proximidades da Serra do Gandarela.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

¹Mestrando no Núcleo de Geotecnia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto - Ouro Preto, MG, Brasil

²Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) - Alegre, ES, Brasil

Cavidades naturais subterrâneas em depósitos de ferro na Serra da Gandarela – Quadrilatero Ferrífero/MG

O Parna da Serra do Gandarela está situado nos municípios Nova Lima, Raposos, Caeté, Santa Bárbara, Mariana, Ouro Preto, Itabirito e Rio Acima, na porção sul da Cadeia do Espinhaço, a 40 km de Belo Horizonte/MG (Figura 1).



Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. Fonte: ICMBio.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

A área em estudo encontra-se em terrenos inseridos na região do Quadrilátero Ferrífero, cuja estratigrafia foi primeiramente levantada por Dorr (1969) e, mais recentemente, por Alkmim & Marschak (1998). São observados quatro conjuntos litoestratigráficos principais: Complexos Metamórficos, compostos por terrenos granito-gnáissicos de idade arqueana; Supergrupo Rio Velhas, formado sequência arqueana das por de rochas greenstonebelt; metavulcanossedimentares tipo Supergrupo Minas, formado por metassedimentos clásticos e químicos de idade proterozóica; e Grupo Itacolomi, formado por metassedimentos clásticos proterozóicos. Toda a seguência é seccionada por diques máficos, sendo de idade em torno de 906 Ma, representando a principal época de intrusão destes (SILVA et al., 2011).

É importante ressaltar que os itabiritos da Formação Cauê, Grupo Itabira, relacionamse aos imensos depósitos de ferro do Quadrilátero Ferrífero, como Águas Claras, Alegria, Capanema, Cauê. As reservas de ferro são estimadas em algumas dezenas de bilhões de toneladas de minério com teor entre 50-65% de ferro. Além disso, os itabiritos também se relacionam com algumas mineralizações de ouro, recebendo o nome de jacutinga, como em Gongo Soco (DARDENNE & SCHOBBENHAUS, 2003). Vale ressaltar que as cavidades naturais subterrâneas são encontradas em maior abundância em cangas e formações ferríferas, pertencentes à Formação Cauê (RIBEIRO, 2015).

Os Grupos supracitados e suas respectivas unidades litoestratigráficas podem ser resumidas e representadas na Figura 2.



Figura 2. Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero. Fonte: Alkmim & Marschak, 1998.

METODOLOGIA

No que se refere às informações referentes às cavidades naturais subterrâneas, foi utilizado o *site* do ICMBio, bem como a legislação vigente (Decreto N° 6.640/2008) que dispõe sobre a proteção das cavidades naturais subterrâneas existentes no território nacional. Já com relação às Unidades de Conservação (UCs) estudadas, foi levada em consideração a legislação referente à criação do Parna da Serra do Gandarela e a Lei nº 9.985 de 2000, que estabelece o Sistema Nacional de Unidades de Conservação (SNUC).

Cavidades naturais subterrâneas em depósitos de ferro na Serra da Gandarela – Quadrilatero Ferrífero/MG

As informações sobre o patrimônio espeleológico brasileiro tiveram como fonte a base de dados das cavernas do Brasil, organizada pelo Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV), disponível em: http://www.icmbio.gov.br/cecav/canie.html. Já com relação aos dados sobre títulos minerários, foram utilizados os arquivos disponibilizados pela Agência Nacional de Mineração (ANM), disponível em http://www.anm.gov.br/assuntos/aominerador/sigmine. Em relação às unidades de conservação os dados são provenientes do Conservação Cadastro Nacional de Unidades de (CNUC), disponível em: www.mma.gov.br/areas-protegidas/cadastro-nacional-de-ucs, pertencente ao Ministério do Meio Ambiente.

Para elaboração dos gráficos, foi utilizado o *software* Microsoft Excel 2010. Além disso, os arquivos vetoriais, em formato *shapefile*, foram analisados e transformados em mapas por meio do programa Quantum GIS (QGIS 2.18).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

De acordo com os dados do CECAV do dia 18/08/2018, o estado de Minas Gerais é o com maior quantidade de cavidades no Brasil, 7445 (41% das cavidades brasileiras), se destacando com relação ao segundo colocado, o estado do Pará, com 2620 (14%). (Figuras 3 e 4).



Figura 3. Gráfico evidenciando a quantidade de cavidades por estado brasileiro. Fonte: Modificado dos dados do CECAV.



Figura 4. Gráfico evidenciando o percentual de cavidades por estado brasileiro. Os estados AM, RO, ES, PB, AP, AL e RR não passam de 1% do valor total de cavidades. Fonte: Modificado dos dados do CECAV.

GEOLOGIA APLICADA – VOLUME I



Atualmente, no dia 18/08/2018, encontra-se registradas 268 cavidades no Parque Nacional da Serra do Gandarela, representando 1,47% das cavidades brasileiras (Figura 5).

Figura 5. Mapa contendo a localização das cavidades em relação ao Parna da Serra do Gandarela. Fonte: arquivos do tipo shapefile – CECAV e CNUC. Elaboração do mapa: autores.

No que se refere aos processos minerários, conforme os dados obtidos através do SIGMINE, da ANM, no dia 18/08/2018, podemos verificar que 38 Concessões de Lavra (24 para a substância mineral Ferro) e 19 Requerimentos de Lavra (8 para a substância mineral Ferro) estão contidos na Floresta Nacional da Serra do Gandarela. Além disso, todas as cavidades do Parna estão delimitadas por poligonais de processos minerários, sendo que 150 (70,4%) dessas cavidades estão presentes em polígonos de concessões de lavra (Figura 6).



Figura 6. Mapa contendo a localização das cavidades em relação aos processos minerários e ao Parna da Serra do Gandarela. Fonte: arquivos do tipo shapefile – ANM, CECAV e CNUC. Elaboração do mapa: autores.

Cavidades naturais subterrâneas em depósitos de ferro na Serra da Gandarela – Quadrilatero Ferrífero/MG

Com base nos dados gerados e supracitados é possível verificar que o estado de Minas Gerais possui grande destaque no cenário nacional no que se refere à diversidade espeleológica, principalmente com relação às cavidades presentes em rochas com elevado teor de minério de ferro. Logo, através da pesquisa científica, nas diversas áreas do conhecimento, que envolvam todo o ambiente dessa região é possível conciliar a atividade mineral com a preservação da fauna, flora e das cavidades naturais subterrâneas. Porém, para que isso ocorra é necessária a parceria entre órgãos do governo federal (IBAMA, Ministério do Meio Ambiente, Instituto Chico Mendes), órgãos estaduais de meio ambiente, Sociedade Brasileira de Espeleologia, grupos de espeleologia e representantes do setor mineral, com o intuito de promover debates técnicos com todos os interessados para aprofundamento da discussão sobre o tema e consequentemente a promoção de políticas públicas efetivas que levem à adequada conservação do patrimônio ambiental e espeleológico nacional.

CONCLUSÃO

Este trabalho mostrou que é possível se obter bons resultados a partir das informações disponíveis gratuitamente, através da elaboração e análise de gráficos e mapas. Além disso, vale ressaltar que esse estudo tem caráter preliminar, porém, ele mostra que com o aumento do número de pesquisas científicas será possível descobrir novas cavidades naturais subterrâneas no estado de Minas Gerais. Sendo esse reconhecido como um estado muito promissor no que se refere à presença de cavidades em meio à litologias ferríferas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE MINERAÇÃO. **SIGMINE**. Disponível em: < http://www.anm.gov.br/assuntos/ao-minerador/sigmine>. Acesso em: 18 ago. 2018.

ALKMIM, F.F. & MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the QuadriláteroFerrífero. PrecambriamResearch. v. 90. p. 29-58. 1998.

BRASIL. Decreto nº 1.298, de 27 de outubro de 1994. **Aprova o Regulamento das Florestas Nacionais, e dá outras providências**. Brasília, Brasil. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/Decreto/1990-1994/D1298.htm>. Acesso em: 17 ago. 2018.

BRASIL. Lei nº 9.985, de 18 de julho de 2000. **Regulamenta o art. 225, § 1º, incisos I, II, III e VII da Constituição Federal, institui o Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza e dá outras providências**. Brasília, Brasil. Disponível em: < http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/Leis/L9985.htm>. Acesso em: 17 ago. 2018.

BRASIL. Decreto nº 6.640, de 07 de novembro de 2008. Dá nova redação aos arts. 1º, 2º, 3º, 4º e 5º e acrescenta os arts. 5-A e 5-B ao Decreto nº 99.556, de 1º de outubro de 1990, que dispõe sobre a proteção das cavidades naturais subterrâneas existentes no território nacional. Brasília, Brasil. Disponível em: <www.planalto.gov.br/ccivil_03/decreto/1990-1994/D99556.htm>. Acesso em: 17 ago. 2018.

BRASIL. Decreto de 13 de outubro de 2014. **Cria o Parque Nacional da Serra do Gandarela**, localizado nos Municípios de Nova Lima, Raposos, Caeté, Santa Bárbara, Mariana, Ouro **Preto, Itabirito e Rio Acima, Estado de Minas Gerais**. Brasília, Brasil. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/CCIVIL_03/_Ato2011-2014/2014/Dsn/Dsn14013.htm>. Acesso em: 17 ago. 2018.

CENTRO NACIONAL DE PESQUISA E CONSERVAÇÃO DE CAVERNAS. **Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas – CANIE**. Disponível em: < http://www.icmbio.gov.br/cecav/canie.html >. Acesso em: 18 ago. 2018.

DARDENNE M.A., SCHOBBENHAUS C. **Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas**. In: L. A. BIZZI, C. SCHOBBENHAUS, R. M. VIDOTTI E J. H. GONÇALVES (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (textos, mapas & SIG). CPRM, Brasília, p. 365-449. 2003.

DORR, J. V. N. Physiographic stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 641-A, p.110. 1969.

FOREST-GIS. **Base de dados** *shapefile* **do Brasil**. Disponível em: < http://forest-gis.com/2009/04/base-de-dados-shapefile-do-brasil-todo.html/ >. Acesso em: 18 ago. 2018.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. **Cadastro Nacional de Unidades de Conservação**. Disponível em: http://www.mma.gov.br/areas-protegidas/cadastro-nacional-de-ucs. Acesso em: 18 ago. 2018.

QGIS DEVELOPMENT TEAM. QGIS User Guide, Release 2.18: QGIS Project. 2016. Disponível em: https://www.qgis.org/pt_BR/site/. Acesso em: 18 ago. 2018.

RIBEIRO, A.A.. Ameaças à conservação do patrimônio espeleológico em canga e litologias ferríferas. In: RASTEIRO, M.A.; SALLUN FILHO, W. (orgs.) CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 33, 2015. Eldorado. *Anais...* Campinas: SBE, 2015. p.635-644. Disponível em: http://www.cavernas.org.br/anais33cbe/33cbe_635-644.pdf). Acesso em: 17 ago. 2018.

SILVA, J. R.; MOURA, A. C. M.; GLERIANE, J. M.; SOUZA, W.P.; MAGALHÃES, L. C. **Detecção de mudanças da cobertura e uso da terra no município de Ouro Preto – MG, no período de 1989 a 2010**. In: SBSR, XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 15, 2011, Curitiba. Anais... Curitiba: INPE, 2011. 6501 p.

Capítulo 10

Elaboração de um mapa de favorabilidade ao escoamento superficial para análise da ocorrência de inundações na Bacia do Rio Castelo-ES

Laís de Carvalho Faria Lima Lopes¹; Cláudio Eduardo Lana²

RESUMO. O município de Castelo, situado no sul do estado do Espírito Santo, se desenvolveu na planície de inundação do rio Castelo, em seu baixo curso. Esta condição coloca a zona urbana do município em situação de risco, em relação às inundações. Por esta razão, o presente trabalho analisa e discute as razões para a ocorrência dos fenômenos de inundação, com base na análise dos diversos usos dos solos e suas taxas de declividade, com o objetivo de compreender os possíveis efeitos dessas variáveis. A identificação das possíveis causas da ocorrência de inundações nas áreas antropicamente ocupadas teve como base os mapas gerados pelo SIG (Sistema de Informações Geográficas), os parâmetros morfométricos e os lineamentos morfoestruturais que foram essenciais para o entendimento da dinâmica da bacia. Investigações como esta podem auxiliar às prefeituras dos municípios envolvidos uma vez que criticam certos procedimentos metodológicos comuns à problemática das inundações, sugerindo abordagens em escala de maior detalhe, evitando o mau uso do espaço físico futuramente.

PALAVRAS-CHAVE. Análise morfométrica; escoamento superficial; inundação; rio Castelo.

INTRODUÇÃO

O crescimento populacional de áreas urbanas no Brasil tem ocorrido de forma desordenada, desencadeando uma série de problemas ambientais, que se reproduzem de diferentes formas na sociedade (SOUZA *et al.*, 2008). A problemática das inundações nestes locais tornou um dos principais dilemas vivenciados pelas populações no cenário das consequências dos impactos do uso do solo indevido (RIBEIRO &; OLIVEIRA 2009).

De acordo com TOMINAGA *et al.*, (2009) o Brasil encontra-se entre os países do mundo mais atingidos por inundações, tendo registrado 94 desastres cadastrados no período de 1960 a 2008, com 5720 mortes e mais de 15 milhões de pessoas afetadas. Considerando somente os desastres hidrológicos que englobam inundações e movimentos de massa, em 2008 o Brasil esteve em 10° lugar entre os países do mundo em número de vítimas de desastres naturais, com 1,8 milhões de pessoas afetadas.

A utilização indevida de recursos hídricos, aliada a falta de planejamento e gestão adequada dos usos de ocupação do solo, tem gerado graves problemas econômicos e ambientais, especialmente em áreas urbanas (MACHADO *et al.*, 2009). Entende-se então que, o estudo detalhado de uma bacia hidrográfica é fundamental para que se proceda à utilização e ao manejo adequado dos recursos naturais, especialmente os hídricos.

O município de Castelo, situado no sul do estado do Espírito Santo, se desenvolveu no baixo curso da planície de inundação do Rio Castelo. Esta condição coloca a zona urbana do município em situação de risco, em relação às inundações. Por esta razão, o presente trabalho pretende elaborar um diagnóstico ambiental para a BHRC, com base no uso dos solos e padrões de drenagem, utilizando metodologias simples e de baixo custo, com objetivo de compreender

¹Geotécnica na Fonntes Geotécnica LTDA– Belo Horizonte, MG, Brasil ²Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) – Ouro Preto, MG, Brasil

Elaboração de um mapa de favorabilidade ao escoamento superficial para análise da ocorrência de inundações na Bacia do Rio Castelo-ES

o comportamento da bacia como um todo, para que seja possível discutir as razões para a ocorrência dos fenômenos de inundação.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A Bacia Hidrográfica do Rio Castelo (BHRC) localiza-se no sul do Espírito Santo é parte integrante da Bacia Hidrográfica do Rio Itapemirim (BHRI), que por sua vez pertence à Região Hidrográfica Costeira do Sudeste (RHCS), sendo essa última constituída pelas bacias hidrográficas de rios que deságuam no Atlântico (Castro Junior, 2007).

A Figura 1 apresenta a BHRC que possui uma área de drenagem com cerca de 850 Km² de superfície. A mesma tem o Rio Castelo como seu principal curso d'água, que corresponde ao principal afluente do Rio Itapemirim.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A BHRC está inserida na região de dobramentos brasilianos, antigamente denominada de Cinturão Atlântico (ALMEIDA, 1976) e mais atualmente de Província da Mantiqueira (ALMEIDA *et al*, 1987). O setor setentrional deste cinturão é denominado Araçuaí representado pelas rochas do Complexo Paraíba do Sul. Nesta região, além de gnaisses e migmatitos, também ocorrem rochas magmáticas, rochas paleozóica e sedimentos inconsolidados cenozóicos.

Nesta região o Complexo Paraíba do Sul é composto por rochas metassedimentares arqueanas, geradas em ambiente marinho, por gnaisses quartzo feldspáticos, milonitos e migmatitos, gnaisses granatíferos, charnockitos, e lentes de quartzitos, mármores, calcossilicáticas, anfibolitos e metabásicas. MACHADO FILHO *et al.*, (1983); SILVA *et al.*, (1987).

No estado do Espírito Santo, alguns corpos intrusivos do Complexo Paraíba do Sul foram individualizados e representados por rochas graníticas a granodioríticas neoproterozóicas interpretadas como pós-tectônicas. Tais litologias são afetadas por sistemas de falhas e fraturas, provocando diversas descontinuidades nos seus limites. Entre os representantes mais típicos, teríamos o maciço de Castelo. PARADELLA *et al.*, (1978).

Por fim, ocorrem sedimentos inconsolidados, de idade quaternária, depositados em ambientes fluviais e flúvio-lacustres, que ocorrem como aluviões e são compostos por cascalho, areia e silte. MACHADO FILHO *et al.*, (1983); SILVA *et al.*, (1987). O contexto geológico simplificado da BHRC pode ser observado na Figura 2.



Figura 1. Localização da BHRC.

METODOLOGIA

Inicialmente, este projeto abrangeu a geração de um banco de dados digital, o qual foi alimentado com informações sobre as características físicas e ambientais da BHRC. Para construir este banco de dados, foram utilizadas ferramentas de tecnologia SIG, *software* ArcGis 9.3[®] e pesquisa bibliográfica.

Como suportes cartográficos, foram utilizadas bases oriundas do Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo (GEOBASES, 2002), com diversos planos de informação temáticos em escala de visualização 1:320.000, na Projeção UTM e Datum WGS84.

A partir das informações citadas anteriormente, foi gerado um mapa de favorabilidade ao escoamento superficial, onde foi dada ênfase ao tipo de uso do solo e à declividade da região, pois, de acordo com a EMBRAPA (2010), esses são condicionantes importantes em relação à infiltração. O tipo de textura dos solos influencia na ação de processos erosivos, em especial quando sofrem desmatamento e concentração de águas pluviais. Já a declividade, interfere de maneira inversa na infiltração da água no solo, ou seja, quanto maior a declividade menor a taxa de infiltração. Elaboração de um mapa de favorabilidade ao escoamento superficial para análise da ocorrência de inundações na Bacia do Rio Castelo-ES



Figura 2. Mapa Geológico da BHRC. Folha Cachoeiro 1:250.000, (2000).

Seguindo essa linha de pensamento, inicialmente foi gerado o mapa de declividade da BHRC a partir do MNT, utilizando o software ArcGis 9.3®. Posteriormente, esse foi classificado em três classes de valores iguais, como se pode observar na Tabela 1.

Classes	Declividade	Escoamento
1	46° - 70°	Alto
2	26° - 45°	Média
3	0° - 25°	Baixo

Tabela 1. Classificação da declividade da BHRC.

Vários autores têm relacionado a taxa de escoamento superficial a diversos padrões de uso e ocupação do solo. Dessa forma, procedeu-se a reclassificação do plano de informação temático "uso do solo" conforme 4 classes que foram definidas, a partir de revisão bibliográfica, e são apresentadas na Tabela 2 abaixo.

GEOLOGIA APLICADA – VOLUME I

Classes	USO DO SOLO	Escoamento
0	Rios e Áreas alagadas	Nulo
1	Afloramento/solo exposto e área urbana	Alto
2	Agricultura, Pastagem e Pastagem/Sombra	Alto à médio
3	Floresta plantada em crescimento e Vegetação natural/secundária	Alto à médio à baixo
4	Floresta natural/sombra e Floresta natural primária ou secundária	Médio à baixo

Tabela 2. Classificação do uso do solo da BHRC.

Para a geração do mapa de favorabilidade ao escoamento superficial foi utilizada a ferramenta de intercessão do *software* ArcGis 9.3®. Este procedimento consiste na multiplicação de cada classe, resultando índices de 1 a 12 como se pode observar na Tabela 3. Esse mapa foi classificado de acordo com o grau de escoamento superficial, onde foi considerado que índices menores ou iguais a 3 representam alto escoamento superficial intermediário e índices maiores que 3 e menores ou iguais a 6 representam escoamento superficial intermediário e índices maiores que 6 são considerados como escoamento superficial baixo.

Uso Do Solo	Declividade	Escoamento	Classificação
1	1	1	ALTO
2	1	2	ALTO
3	1	3	ALTO
4	1	4	MÉDIO
0	1	0	NULO
1	2	2	ALTO
2	2	4	MÉDIO
3	2	6	MÉDIO
4	2	8	BAIXO
0	2	0	NULO
1	3	3	ALTO
2	3	6	MÉDIO
3	3	9	BAIXO
4	3	12	BAIXO
0	3	0	NULO

Tabela 3. Cruzamento dos índices de "uso do solo" e "declividade", com geração dos índicesde escoamento superficial e sua respectiva classificação.

Nesta etapa também foi elaborado um mapa de lineamentos morfoestruturais sobre ortofotos de 2007 cedidas pelo Instituto Estadual de Meio Ambiente (IEMA) compatíveis com a escala 1:15.000, com 1 metro de resolução espacial. Os mesmos foram traçados a partir do talvegue das drenagens, com o objetivo de viabilizar uma análise qualitativa das direções predominantes. Um perfil topográfico também foi confeccionado através do software ArcGis 9.3® por meio da ferramenta *3D Analyst*.

Ainda na fase de laboratório foram calculados e medidos vários parâmetros físicos da BHRC. A utilização das ferramentas de SIG foi indispensável nesta etapa. Os parâmetros adotados no presente estudo atendem aos objetivos iniciais da pesquisa já que seus valores se

Elaboração de um mapa de favorabilidade ao escoamento superficial para análise da ocorrência de inundações na Bacia do Rio Castelo-ES

referem à forma da bacia, aos componentes da rede hidrográfica e à variação da altitude da região, que posteriormente serão relacionados à ocorrência de cheias. Esses parâmetros encontram-se relacionados na Tabela 4.

Tuberu in Futurieu os mortometricos putu u Difice.					
Parâmetro	Fórmula	Autor			
Deleção de Delevo	$Dr = \Delta \alpha$	SCHUMM, 1956;			
Relação de Relevo	$KT = \frac{L}{L}$	LANA et al., 2001			
Densidade Hidrográfica	$Dh = \frac{n}{4}$	TEODORO et al., 2007			
	C				
Densidade de Drenagem	$Dd = \frac{1}{A}$	HORTON, 1945			
Cooficiente de Manutenção	$C_{m} = \frac{1}{1000}$				
	$Cm = \frac{1000}{Dd}$	SCHUMM, 1956			
Gradiente de Canais	$Gc = \frac{a_{m \pm x}}{r}$	HOPTON 1045			
		MULLED 1052 E			
Índice de Circularidade	$Ic = \frac{A}{\Box}$	MULLER, 1953 E			
	Ac	SCHUMM, 1956			
Índias de Sinvesidade	L				
Indice de Sindosidade	$IS = \frac{1}{dv}$	SCHUMM, 1963			
	P				
Coeficiente de Compacidade	$Kc = 0,28 \frac{1}{\sqrt{A}}$	TONELLO et al., 2006			
Estor de Estres	A				
rator de Forma	$F = \frac{1}{L^2}$	CARDOSO et al., 2006			

Tabela 4. Parâmetros morfométricos para a BHRC.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Inicialmente os mapas de declividade e de uso do solo foram reclassificados, de acordo com os índices apresentados anteriormente, para a BHRC. De acordo com estes produtos verificou-se que a alta declividade, caracterizada pelo índice 3 (Tabela) é pouco expressiva na região, enquanto que a declividade baixa, índice 1, é considerada significativa no mapa, principalmente nas áreas de cabeceira da Bacia.

O produto da reclassificação do mapa de uso do solo demonstrou que a unidade "pastagem e agricultura", indicada pelo número 2, prevalecem em toda região. O índice 1, "afloramentos e áreas urbanas", ocorre distribuído por toda a bacia, porém aparece em menores proporções. A vegetação em crescimento é representada por eucaliptos e está presente apenas na porção Norte e Leste da Bacia. O índice 4, vegetação nativa, destaca-se em toda a bacia, principalmente na parte norte.

Um dos resultados principais deste trabalho é apresentado na Figura 3 que representa o mapa de favorabilidade ao escoamento superficial. Neste mapa, a região de cor vermelha, que está presente na maior parte da bacia, sugere o baixo escoamento superficial, ou seja, é onde deve ocorrer a maior retenção de águas. A porção amarela demonstra a susceptibilidade intermediária em relação ao escoamento e, finalmente, a parte verde, pouco representativa, apresenta o alto escoamento superficial e infiltração provavelmente menor.

Na sequência dos trabalhos foi possível obter os valores (Tabela 5) que consistem em dados preliminares utilizados na etapa de cálculo dos índices morfométricos, e posteriormente os valores obtidos através do cálculo dos parâmetros morfométricos da BHRC, dispostos na Tabela 6.
Perímetro	260 km
Área	856 km ²
Variação da altitude	1100 m
Comprimento do canal principal	53 km
Distância vetorial do canal principal	85 km
Comprimento total dos canais	1974 km

 Tabela 5. Valores de áreas, perímetros, variação da altitude e comprimentos dos canais da BHRC.

	/			
Tabela 6.	Indices	morfométricos	da	BHRC

Índices Morfométricos	Valores/ Unidades
Coeficiente de compacidade (Kc)	2,49
Coeficiente de manutenção (Cm)	434,78 m
Densidade de drenagem (Dd)	2,3 km/km ²
Densidade hidrográfica (Dh)	1,95 canais/km
Fator de forma (Kf)	0,62
Gradiente de canais (Gc)	0,14%
Índice de circularidade (Ic)	0,16
Índice de sinuosidade (Is)	1,6
Relação de relevo (Rr)	0,13 km

A forma da bacia é determinada por índices que se relacionam com formas geométricas conhecidas, como o fator de forma (Kf), coeficiente de compacidade (Kc) e índice de circularidade (Ic).

A BHRC apresenta menor tempo de concentração de água da chuva pelo fato de o coeficiente de compacidade apresentar o valor afastado da unidade (2,49) e de seu fator de forma exibir valor baixo (0,62). Esses valores indicam que a bacia possui formato uma bacia alongada. Tal fato pode, ainda, ser comprovado pelo índice de circularidade, cujo valor é de 0,16. Segundo VILLELA & MATTOS (1975), as bacias alongadas possuem menor concentração do deflúvio. Logo, pode-se inferir que a BHRC, como um todo, apresenta pequeno risco de inundações nas condições normais de precipitação. Porém visualmente se percebe que o vale onde Castelo se encontra é "afunilado", sugerindo que toda a carga sedimentar e a vazão do sistema fluvial seja concentrada na área onde ocorre a redução abrupta na largura da bacia (exatamente onde foi edificado o núcleo urbano de Castelo). Mas isso não é explicitado pela morfometria, demonstrando que o método não tem este nível de alcance.

Elaboração de um mapa de favorabilidade ao escoamento superficial para análise da ocorrência de inundações na Bacia do Rio Castelo-ES



Figura 3. Mapa de favorabilidade ao escoamento superficial, gerado no software ArcGis 9.3® a partir dos dados de declividade e uso do solo, na escala 1:230000.

A densidade de drenagem obtida foi de 2,3 km/km². Segundo VILELLA & MATTOS (1975), esse índice indica, portanto, que a bacia em estudo apresenta um índice relativamente alto, logo representa grande capacidade de drenagem. Apontando nesse mesmo sentido a densidade hidrográfica de 1,95 canais/km² evidência que a bacia é bem drenada.

O Coeficiente de Manutenção é de 434,78 m²/m, sendo área mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento. Dessa maneira, quanto maior o resultado, maior a concentração do deflúvio e mais forte é a predisposição à erosão.

Os valores obtidos para os parâmetros relação de relevo (0,013) e gradiente de canais (0,016%), que apresentam aspectos sobre a declividade da bacia, revelaram que, no que diz respeito ao canal principal da BHRC, a declividade é baixa e o relevo é relativamente suave, em comparação com Lana (2001), que assume como declividade baixa valores de Rr = 0,0082 e Gc = 0,012\%.

O índice de sinuosidade encontrado para a BHRC foi 1,6. Para RICCOMINI *et al.*, (2000), o valor de 1,5 classifica os rios com alta sinuosidade, logo a BHRC foi então considerada com sinuosidade elevada.

Neste trabalho foi considerando a bacia como um todo, por isso ela tende a apontar um comportamento geral de pouca tendência à inundação. No entanto, esse índice não registra a existência das áreas de retenção de sedimentos localizadas, as quais favorecem a ocorrência de inundações. Prova disso é a constatação em campo de uma série de áreas propensas à ocorrência isolada de inundações.

Os patamares morfoestruturais influenciam o valor do índice de sinuosidade, conferindo à bacia uma tendência ao meandramento. Apesar disso vários segmentos aparentemente controlados por estrutura geológicas marcam o padrão hidrográfico da região, fato não retratado pela morfometria.

Devido à falta de estudos específicos na BHRC a influência da neotectônica na rede de drenagem será aqui abordada segundo os lineamentos morfoestruturais traçados sobre ortofotos e estudos de outros autores sobre o tema em outras porções do estado do Espírito Santo.

O mapa de lineamentos da rede de drenagem (Figura 4) mostra que existe uma predominância de direções de lineamentos de NW-SE e NE-SW, secundariamente NNE-SSW. Os lineamentos mais longos da direção NW são mais expressivos na porção oeste da bacia, o que justifica o padrão treliça encontrado nessa mesma região, confirmando. Há predomínio de lineamentos NE, mais extensos, da porção leste da área de estudo.

Pode-se observar através do mapa que os lineamentos predominantes cruzam-se no estreitamento da bacia, próximo a cidade de Castelo, canalizando o escoamento superficial para as porções mais baixas. A simples redução da largura da bacia já potencializa a propensão às inundações, pois consiste num processo natural de retenção de vazão.

Elaboração de um mapa de favorabilidade ao escoamento superficial para análise da ocorrência de inundações na Bacia do Rio Castelo-ES



Figura 4. Mapa de lineamentos morfoestruturais da BHRC, elaborado a partir de ortofotos (IEMA, 2007) através do software ArcGis 9.3®.

O perfil topográfico (Figura 5) confirma a existência de patamares ao longo do canal principal da BHRC. Tais patamares seriam esperados em uma bacia hidrográfica fortemente marcada pela presença de famílias de fratura truncantes entre si, mas a ocorrência sistemática e tão visível de pontos de inflexão (*knickpoints*) sugere a ocorrência de reajustes tectônicos ao longo do Cenozóico, a exemplo do que sabidamente ocorre a Norte do estado.

A partir da Figura 54 pode-se observar também que a área urbana da cidade de castelo situa-se na porção de menor declividade da região, mais especificamente onde há uma estabilização na variação de cota, logo o escoamento superficial será baixo, como é mostrado pelo mapa de favorabilidade ao escoamento superficial, resultam deste fato a forte tendência ao acúmulo de água, e os consequentes pulsos de inundação.

Mesmo se tratando de uma bacia onde as taxas de escoamento superficial tendem a ser altas, em função da topografia, a conformação do relevo em patamares favorece o confinamento dos segmentos fluviais, com provável aceleração dos processos de saturação dos aquíferos, corroborando a forte propensão de áreas localizadas à ocorrência de inundações.



Figura 54. Perfil topográfico da BHRC, gerado no software ArcGis 9.3®. O segmento vermelho destaca a posição aproximada de Castelo no perfil.

CONCLUSÃO

A utilização do SIG para a geração de um banco de dados foi muito importante no decorrer do trabalho, se mostrou eficiente no que diz respeito à velocidade de produção de mapas e na etapa de análises preliminares ao trabalho de campo. O SIG foi um elemento essencial para a análise de dados espaciais, mostrando resultados claros e de fácil interpretação. A caracterização morfométrica da bacia também contribuiu para a reflexão dos resultados obtidos no trabalho em questão.

Entretanto, cabe ressaltar que nenhuma das etapas citadas deve ser entendida como capaz de simplificar a dinâmica da bacia hidrográfica estudada ou permitir a formulação de conclusões sobre os condicionantes da ocorrência de cheias. Os resultados desse trabalho demonstram que essas ferramentas se aplicam de melhor forma em regiões homogêneas, onde não há variabilidade litológica ou controle estrutural.

Vale lembrar que em estudos sobre inundações as variáveis geológicas são fundamentais para a interpretação segura dos resultados obtidos, enquanto a morfometria, por exemplo, herda bases conceituais para as quais as características geológicas e estruturais são por vezes desconsideradas ou tratadas perifericamente.

A definição das faixas de valores compreendidas neste estudo dependeu da percepção individual das características fisiográficas e urbanas de cada área distinta pois cada região possui particularidades em termos de relevo e uso do solo, cuja qualificação e distribuição em faixas de valores numéricos pode variar conforme necessidades específicas.

Diante dos resultados obtidos, percebe-se que a geometria da rede de drenagem da BHRC é controlada por estruturas (prováveis fraturas) presentes nas rochas e talvez reforçada por eventos tectônicos recentes.

Os lineamentos condicionariam a retenção de sedimentos e redução de vazão, já que viabilizam a instalação de patamares morfoestruturais, que são locais preferencialmente ocupados pelo ser humano, e de maior tendência a redução de vazão resultando no processo recorrente de inundação. Esta conclusão é reforçada pelo perfil topográfico que mostra a

Elaboração de um mapa de favorabilidade ao escoamento superficial para análise da ocorrência de inundações na Bacia do Rio Castelo-ES

instalação da cidade de castelo no local onde a topografia se torna mais plana e a concentração de água e sedimentos diversos tende naturalmente a ser maior.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. & FUCK, R. A. **Províncias** estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Paraíba, 1987. Sociedade Brasileira de Geologia, Atas, pp. 363-391. 1987.

ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B. **The Upper Precambrian of South America.** Boletim IG, Instituto de Geociências da USP, 7:45-80. 1976.

CARDOSO, C. A.; DIAS, H. C. T.; SOARES, C. P. B.; MARTINS, S. V. Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. Revista Árvore., 30: 241-248. 2006.

CASTRO JUNIOR, R. M., SOBREIRA, F. G., BORTOLOTI, F. D. Modelagem geoestatística a partir de parâmetros de qualidade da água (iqa-nsf) para a sub-bacia hidrográfica do Rio Castelo (ES) usando sistema de informações geográficas. Revista Brasileira de Cartografia., 3. 2007.

Embrapa - Empresa Brasileira Pesquisa Agropecuária. Disponível em: http://www.cnpma.embrapa.br/unidade/index.php3?id=243&func=unid. Acessado em 07 set 2010.

ESRI. ArcGIS – ArcMap 9.3 Help On Line. Redlands: ESRI, 2008.

GEOBASES. Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo. 2002.

INCAPER. Disponível em: http://www.geobases.es.gov.br/portal/. Acesso em: 17 ago 2010.

HORTON, R. E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Geological Society of America Bulletin., 56, 275-370. 1945.

IEMA – Instituto Estadual do Meio Ambiente. Levantamento Aerofotogramétrico na escala 1: 35.000. Ortofotomosaico. 2007.

LANA, C. E., ALVES, J. M. P., CASTRO, P. T. A. Análise morfométrica da bacia do Rio Tanque, MG – Brasil. Revista Escola de Minas., 53. 2001.

MACHADO FILHO, L., RIBEIRO, M. W., GONZALEZ, S. R., SCHENINI, C. A., SANTOS NETO, A., PALMEIRA, R. C. B., PIRES, J. L., TEIXEIRA, W., CASTRO, H. E. F. **Projeto RADAMBRASIL Folha SF.23/24. Rio de Janeiro/Vitória**. v.32, 278p. 1983.

MULLER, V.C. A quantitative geomorphology study of drainage basin characteristic in the Clinch Mountain Area. Virginia and Tennesse. Dept. of Geology., 3: 30. 1953.

PARADELLA, W.R., MENESES, P.R., LIU, C.C. Caracterização dos maciços ácidos e diferenciados do sul do Estado do Espírito Santo através de técnicas de análise

automáticas de dados Landsat. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 1, Atas, p.657-678. 1978.

RIBEIRO A. L. P. & OLIVEIRA R. C. **Parâmetros morfométricos e enchentes e inundações no município de Guaruja – SP**. In: SBGFA, Simpósio Brasileiro de geografia e física aplicada. Viçosa, 12, Atas. 2009.

RICCOMINI, C., GIANNINI, P. C. F., MANCINI, F. **Rios e Processos aluviais**. In: W. TEXEIRA, M. C. M. TOLEDO, T. R. FAIRCHILD, F. TAIOLI. **Decifrando a Terra.** Oficina de Textos, São Paulo, 191-214. 2000.

SCHUMM, S.A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. Geological Society of America Bulletin., 67, 597-646. 1956.

SCHUMM, S.A. Sinuosity of alluvial rivers on the great plains. Geological Society of America Bulletin., 74, 1089-1100. 1963.

SILVA, J. M. R., LIMA, M. I. C., VERONESE, V. F., RIBEIRO JUNIOR, R. N., ROCHA, M. L., SIGA JUNIOR, O. **Projeto RADAMBRASIL. Folha SE-24 Rio Doce. Rio de Janeiro**, v.34, p.23-174. 1987.

SOUZA M. L., GASPARETTO N. V. L., NAKASHIMA P. **Diagnóstio geoambiental da Bacia do Córrego Tenente em Mariluz, Paraná, Brasil.** Revista brasileira de geociências., v.38. 2008.

TOMINAGA, L. K., SANTORO, J., AMARAL, R. Desastres naturais: Conhecer para prevenir. Instituto geológico, São Paulo, 196p. 2009.

TONELLO K. C.; DIAS, H. C. T.; SOUZA, A. L. DE; RIBEIRO, A. A. S. E LEITE, F. P. **Morfometria da bacia hidrográfica da Cachoeira das Pombas**, Guanhães - MG. Revista Árvore, 30: 849-857. 2006.

VILLELA, S. M. & MATOS, A. Hidrologia Aplicada. São Paulo. 1975.