

Alojamento do granito Lavras e a mineralização aurífera durante evolução de centro vulcano-plutônico pós-colisional, oeste do Escudo Sul-riograndense: dados geofísicos e estruturais

Lavras granite emplacement and gold mineralization during the development of the post-collisional volcanoplutonic center, west of the Sul-riograndense Shield: Geophysical and structural data

Maria do Carmo Gastal^{1*}, Francisco José Fonseca Ferreira², Jefferson Ulisses da Cunha², Camila Esmeris³, Edinei Koester⁴, Maria Irene Bartolomeu Raposo⁵, Marcos de Magalhães May Rossetti⁴

RESUMO: A construção do granito Lavras é analisada mediante integração de dados geológicos, geofísicos e estruturais originais e compilados, em consonância com a evolução do centro vulcano-plutônico. Esse centro engloba o complexo intrusivo Lavras do Sul e a sequência traquiandesítica da Formação Hilário (604 – 590 Ma), ambos formados em posição de antepaís durante o período pós-colisional da Orogênesse Dom Feliciano, no oeste do Escudo Sul-riograndense. A análise de estruturas rúpteis e lineamentos magnéticos indica que o vulcanismo teve início próximo ao colapso dessa orogenia, condicionado por sistemas transtensivos dextrais NW-SE a WNW-ESE que invertem para sinistrais com o relaxamento tectônico. A formação do complexo intrusivo, principiando com a intrusão subvulcânica do monzonito Tapera no norte, acompanhou a inversão no regime de *stress* regional ao longo de zona de falha N70-75°W que o secciona. Ao final, ocorreu o posicionamento do granito Lavras no sul, o qual possui dimensões modestas (325 km³) e forma tabular (comprimento – L: espessura – E ≈ 3:1) afinando para sul, como deduzido dos dados gravimétricos. Dois domínios composicional-estruturais, equivalentes aos granitos magnesianos centrais (granodiorito e monzogranito) e os ferrosos da borda (sienogranito e feldspato alcalino granito), são definidos pela trama ASM (anisotropia de suscetibilidade magnética). Tais dados, aliados aos de estruturas rúpteis, apontam um *pluton* multicíclico construído em dois eventos de ressurgência, envolvendo: (1) o lacólito central decorrente do alojamento do granodiorito sob a soleira de monzogranito; e (2) as intrusões anulares de granitos

ABSTRACT: Based on the integration of original and available geological, geophysical and structural data, we assess the construction of the Lavras granite in an evolving volcanoplutonic center. This center encompasses the Lavras do Sul intrusive complex and the Hilário trachyandesitic sequence (604 – 590 Ma), both formed in the western foreland setting during the post-collisional period of the Dom Feliciano Orogeny, Sul-riograndense Shield. Brittle structures and magnetic lineaments indicate the volcanic activity starting near the orogenic collapse, since it was initially controlled by NW-SE and WNW-ESE-striking dextral transtensive systems that inverted to sinistral during tectonic relaxation. The intrusive complex was formed from the north to the south, with emplacement of the Tapera monzonite and the Lavras granite respectively, following slip change along the N70-75°W fault zone cutting it across. The granite has moderate dimensions (325 km³) and a tabular shape (length – L: thickness – T ≈ 3:1) tapering to the south, as deduced from gravity data. AMS petrofabric (anisotropy of magnetic susceptibility) reinforces two compositional-structural domains in the center and in the border of this granite body, represented by the magnesian terms (granodiorite and monzogranite) and the ferroan ones (sienogranite and alkali feldspar granite) respectively. These data together with brittle structures point to a multistage pluton constructed in two resurgent episodes involving: (1) the central laccolith through the emplacement of granodiorite beneath the monzogranite sill; and (2) the annular

¹Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre (RS), Brasil. E-mail: maria.gastal@ufrgs.br

²Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada, Universidade Federal do Paraná – UFPR, Curitiba (PR), Brasil. E-mail: franciscoferreira@ufpr.br e prospecgeo@gmail.com

³Amarillo Mineração do Brasil Ltda., Belo Horizonte (MG), Brasil. E-mail: camila@amarillogold.com

⁴Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre (RS), Brasil. E-mail: koester@ufrgs.br e marcos_rossetti@hotmail.com

⁵Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo (SP), Brasil. E-mail: irene@usp.br

*Autor correspondente.

Manuscrito ID: 30208. Recebido em: 22/11/2014. Aprovado em: 28/01/2015.

ferrosos, induzidas pela expansão do reservatório epizonal em razão da recarga com magmas máfico-ultramáficos lamprofíricos. O controle estrutural, a distribuição espacial e a associação com diques lamprofíricos corroboram o vínculo da mineralização aurífera com o último episódio de ressurgência em um centro vulcano-plutônico maduro.

PALAVRAS-CHAVE: *Pluton* ressurgente; Estruturas rúpteis; Tectônica Transtensiva; Lamprófito; Dados Magnéticos.

intrusions of ferroan granites, induced by expansion of the high-level reservoir due to recharge with lamprophyric mafic-ultramafic magmas. Its structural control, spatial distribution and association with lamprophyric dykes attest the link of gold mineralization with the last resurgent episode in a mature volcanoplutonic center.

KEYWORDS: *Resurgent Pluton; Brittle Structures; Transtensive Tectonic; Lamprophyre; Magnetic Data.*

INTRODUÇÃO

O complexo intrusivo Lavras do Sul (604 – 590 Ma) e a sequência vulcânica da Formação Hilário, portadores de mineralização de Au-Cu (Pb-Ag), ocorrem no oeste do Escudo Sul-riograndense e são pós-colisionais à Orogênese Dom Feliciano (640 – 620 Ma; Silva *et al.* 2005). O *pluton*, a seguir designado de granito Lavras, compõe a parte sul do complexo intrusivo. As duas propostas para seu alojamento, subsidência de caldeira em profundidade (Nardi 1984) ou ressurgência pós-colapso (Gastal *et al.* 2006), são consistentes com um centro vulcano-plutônico. As intrusões, no primeiro caso, são alojadas durante o decréscimo da pressão interna na câmara magmática (*cauldron subsidence*; Roberts 1970; Burchardt *et al.* 2012), enquanto as ressurgentes representam o magma residual que, após a subsidência, retoma o movimento ascendente na supraestrutura vulcânica (Smith & Bailey 1968; Kennedy *et al.* 2012).

O posicionamento de intrusões rasas (profundidade < 8 km), controlado por forças internas e condições de *stress* regional, envolve deslocamento vertical via abatimento do assoalho e/ou soerguimento do teto (Petford *et al.* 2000; Cruden & McCaffrey 2001). Deslocamento lateral é restrito à tectônica com componente extensivo importante (Bartley *et al.* 2008). Processos variáveis no tempo e espaço, como amalgamação de pulsos ou incrementos sucessivos de magma, têm implicações relevantes na exploração de depósitos magmático-hidrotermais associados a corpos intrusivos, pois definem o “como e onde” (Kloppenburger *et al.* 2010). A conexão entre centros vulcano-plutônicos e zonas de falha transtensivas é reportada em arcos continentais e ambientes pós-colisionais (Acocella & Funicello 2010; Pirajno 2010). Quando as atividades ígnea e tectônica são coevas, o reservatório magmático atua como barreira dúctil que segmenta a falha em propagação, modificando o desenvolvimento de estruturas e centro ígneo (Holohan *et al.* 2008; Dooley & Schreurs 2012).

A reconstituição dos processos formadores de corpos intrusivos requer, portanto, a investigação conjunta do desenvolvimento petrológico e estrutural (padrões de propagação segundo parâmetros internos e externos). Adotando essa linha para o granito Lavras, são abordados:

1. o arcabouço estrutural fundamentado em imagens de sensores remotos, mapas aeromagnetométricos e análise de estruturas rúpteis; e

2. os mecanismos de alojamento com a integração geológico-geofísica, incluindo petrotrama (Raposo & Gastal 2009) e gravimetria (Cunha *et al.* 2008).

O propósito é avaliar o vínculo deste granito com a tectônica rúptil, o vulcanismo coevo e a mineralização aurífera, consoante a evolução do centro vulcano-plutônico pós-colisional.

MATERIAIS E MÉTODOS

Alinhamentos e lineamentos tectônicos foram extraídos do modelo digital de elevação, derivado do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*, NASA-USGS, 2000; resolução de 90 m) e da imagem de satélite ASTER (AST-L1B-003-05112002134359-05222002151702), bandas do visível ao infravermelho de ondas curtas (VNIR-SWIR, resolução de 15 m). São utilizados dados magnetométricos dos projetos aerogeofísicos Escudo do Rio Grande do Sul (CPRM 2010) e Lavras do Sul (Amarillo Mineração do Brasil Ltda. 2007, relatório interno), incluindo a gamaespectrometria do último. Os dois levantamentos foram obtidos segundo linhas de voo N-S com altitude de 100 m e espaçamento médio de, respectivamente, 500 m (intervalo de amostragem de 6 – 7 m) e 100 m (intervalo de amostragem de 8 – 10 e 80 – 100 m). Os dados originais foram interpolados em malha regular com dimensão de 100 e 20 m (1/5 do espaçamento das linhas de voo), pelo método da curvatura mínima. O mapa do campo magnético anômalo (CMA), obtido a partir do sinal original previamente micronivelado e subtraído do modelo do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field* para a época do levantamento), foi reduzido ao polo (RTP) para inclinação e declinação, respectivamente, de -37°13' e -13°28' e de -36°33' e -12°57'. Aos dados resultantes CMA-RTP, foram aplicados filtros de continuação para cima (500 – 1.000 e 200 – 500 m) que removem os sinais de pequeno comprimento de onda, reduzem o ruído e salientam estruturas mais profundas. Após essas etapas, foram aplicadas técnicas de realce como amplitude do sinal analítico (ASA) (Nabighian *et al.* 2005), derivadas verticais (Milligan & Gunn 1997) e gradiente horizontal total (GHT) (Cordell & Grauch 1985). Quando gradientes e anomalias de

diferentes níveis crustais são comparados em mapas magnéticos continuados, é possível qualificar em 3D a geometria e natureza de litologias e estruturas. Valores de suscetibilidade magnética aparente, referidos na interpretação, equivalem à média de medidas em afloramento.

A arquitetura tectônica é realçada pela correspondência entre lineamentos tectônicos e magnéticos, porém os últimos podem também refletir paleovales com lava, pequenas intrusões ou condutos de magma. Zonas de falha foram identificadas pelas feições morfológicas e estruturas rúpteis, utilizando indicadores cinemáticos diversos (Petit 1987; Hippolyte *et al.* 2012). As populações de falhas e mesofalhas (cm–m; Hancock 1985) foram separadas pelo método dos diedros retos P&T (Angelier & Mechler 1977), no programa Faultkin 5.6.3 (Marret & Allmendinger 1990; Allmendinger *et al.* 2012), conferindo peso menor ao vetor deslocamento deduzido das relações angulares de fraturas Riedel. O método consiste em determinar o vetor que coincide com o maior número de quadrantes P (contração) de um conjunto de falhas, a fim de estimar os componentes principais de *strain* (X, Y e Z), que aproximam os de *stress*. Além de eventos tectônicos, os regimes cinemáticos podem indicar fases sucessivas, partição da deformação ou flutuações no campo de *stress*, de modo que reorientações e ramificações são avaliadas em estereogramas dos eixos P.

O mapa de anomalias Bouguer do granito, em malha regular de 500 x 500 m, foi gerado a partir dos dados gravimétricos corrigidos (Gastal *et al.* 2006), e a separação regional-residual resultou da subtração de uma superfície de tendência de primeiro grau (Cunha *et al.* 2008). Esses autores utilizam a técnica de inversão gravimétrica de Cordell e Henderson (1968) na obtenção das profundidades do assoalho em relação a um plano de referência, calculadas para contraste específico de densidade. Os valores de densidade em amostras de rocha equivalem à diferença de peso no ar e na água.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Região de Lavras do Sul

A região em estudo está localizada no Bloco São Gabriel, próximo ao Bloco Taquarém (Fig. 1A). Esses dois terrenos do oeste do Escudo Sul-riograndense consistem, respectivamente, de associações de arco magmático toniano-criogeniano (900 – 700 Ma) e da borda do Craton Rio de La Plata. Representam o antepaís durante a Orogênese Dom Feliciano, ocorrida no leste e cujo clímax colisional, entre 640 – 620 Ma (Silva *et al.* 2005), é marcado por zonas de cisalhamento dúctil subverticais N30–40°E sinistrais. As unidades do embasamento toniano-criogeniano aflorantes

a oeste ocorrem em dois setores, sul e norte (Figs. 1B e 2A). No setor sul, as unidades mais antigas exibem trama desenvolvida segundo zonas de cisalhamento dúctil E-W a ENE-WSW de médio ângulo (Fernandes *et al.* 1995), que evoluem a dúctil-rúpteis subverticais (Figs. 2A, 2C e 2D). Estas unidades são representadas pela sequência metassedimentar da Formação Arroio Marmeleiro (Fig. 1B) e pelo Complexo Máfico-ultramáfico Cerro Mantiqueira (UFRGS 2004; CPRM 2007), os quais estão tectonicamente imbricados a ortognaisses do Complexo Imbicuí, por sua vez, intrudidos pelo metatonalito Meireles (Fig. 2A). O granodiorito Fazenda do Posto é tardi-tectônico ao cisalhamento subvertical. Neste, a foliação magmática e a milonítica são subconcordantes segundo ENE-WSW no sul e inflectem para N-S e NW-SE ao norte (Figs. 2A e 2C). No setor norte, predominam rochas graníticas condicionadas por zonas transcorrentes dúctil-rúptil subverticais N50–60°E sinistrais (Figs. 2A e 2B). O diorito Arroio Branquilha e o tonalito Arroio dos Carros são, respectivamente, pré- e sin-tectônicos (UFRGS 2003). Ortognaisses são restritos, e as sequências supracrustais do Complexo Metamórfico Vacacaí afloram no extremo noroeste (Fig. 1B). Rochas supracrustais correlatas constituem o alto do embasamento no leste.

A Bacia do Camaquã, na metade leste (Fig. 1B), inclui sequências sedimentares e vulcânicas ediacaranas a cambrianas. A Formação Maricá, na base, tem o limite inferior definido pela idade U-Pb em zircão de 630 ± 3 Ma (seixo de rocha piroclástica; Borba *et al.* 2008). Consiste de arenitos arcoseanos a conglomeráticos com nível intermediário de pelitos, que afloram a sul e a norte do complexo intrusivo (Fig. 2A). Os estratos, com direção NNW-SSE a NNE-SSW e mergulho suave para leste, estão basculados e rotados próximo a falhas NW-SE e NE-SW (Figs. 2A e 2E). No sul, os arenitos basais estão a oeste e os pelitos a leste (UFRGS 2004), onde os estratos mostram maior movimentação tectônica.

A Formação Hilário inclui lavas traquiandesíticas intercaladas a rochas particuladas diversas (Lima 1995), em estratos NNW-SSE, com mergulho suave para nordeste (Fig. 2F). Camadas de direção NW-SE e alto ângulo para sudoeste ocorrem a nordeste e sudeste do monzonito Tapera (Figs. 2A e 2F). Esta sequência é intrudida por *stocks* de quartzo monzonito porfirítico e pelo granito peralcalino Estrela (Fig. 2A). Idades Ar-Ar em plagioclásio para rochas traquiandesíticas variam entre 590 ± 6 Ma e 586 ± 8 Ma (Janikian *et al.* 2008). Diques intermediários correlatos, de direção NW-SE a NNW-SSE e NE-SW subordinada, estão concentrados nos arredores do complexo intrusivo a norte (Fig. 3). Predominam traquiandesitos variados e quartzo monzonito, com espessartito e diorito subordinados.

Sequências sedimentares mais jovens incluem a Formação Santa Fé e o Grupo Santa Bárbara (Fig. 1B), para o qual

Bica *et al.* (2013) obtiveram a idade média U-Pb em zircão de 558 ± 13 Ma (conglomerado e arenito). A primeira, na base, corresponde à deposição em pequenos *grabens* no final do período de soerguimento regional (Borba *et al.* 2008), contemporâneo ao vulcanismo félsico da Formação Acampamento Velho (575 – 560 Ma), inexpressivo na região. Nas duas seqüências, os estratos são sub-horizontais, com basculamento restrito (Figs. 2A e 2F). O complexo intrusivo em estudo e os granitos Jaguari (569 \pm 6 Ma, U-Pb em zircão; Gastal *et al.* 2010) e Fazenda Saibro são coevos, respectivamente, às formações Hilário e Acampamento Velho (Figs. 1B e 2A).

Complexo intrusivo Lavras do Sul

O complexo intrusivo, alongado na direção N-S (10,3 x 16,2 km; Fig. 2A), inclui o monzonito Tapera (MT) no norte e o granito Lavras no sul. O primeiro consiste de diorito e monzodiorito com foliação magmática subvertical na borda externa, e monzonito pouco foliado no centro (UFRGS 2003). Quartzo monzonito porfirítico (QMP), em pequenos *stocks*, exhibe contato brusco com os termos da borda e gradativo com aquele central. O monzodiorito Arroio do Jacques (MAJ), em corpo alongado e estreito entre o monzonito e o granito, é também seccionado pelo QMP.

O granito Lavras (GL), grosseiramente circular em planta (12,2 x 10,4 km), intrude granitoides no oeste-sudoeste e as formações Hilário (leste) e Maricá (sul-sudeste), sendo seccionado no oeste pelo granito Jaguari (Fig. 2A). Lavas e tufos estão intensamente oxidados no contato, enquanto metamorfismo termal de baixo grau é localizado nos arenitos (Fig. 3A). O granito exhibe zonização composicional reversa, contendo termos texturalmente isotrópicos, preferencialmente magnesianos no centro e ferrosos na borda (Fig. 4). Os termos centrais incluem biotita granodiorito circundado por hornblenda-biotita monzogranito, que grada a hornblenda-biotita sienogranito com geoquímica mista na porção intermediária. Biotita-hornblenda sienogranito e feldspato alcalino granito compõem aqueles da borda (Fig. 2A). O contato entre eles é gradativo ou brusco, sem registros de margem resfriada. O monzogranito é comum em porções decamétricas envoltas pelo granodiorito ou sienogranito intermediário, e o último é intrudido pelos termos da borda no nordeste-leste. A granulação em todos varia de grossa a média com tipos equigranulares ou seriados. No granodiorito, contudo, a fácies seriada dominante grada à porfirítica grossa e fina, em domínios orientados segundo NE-SW (Fig. 2A). Enclaves microgranulares máficos são comuns, exceto no granodiorito.

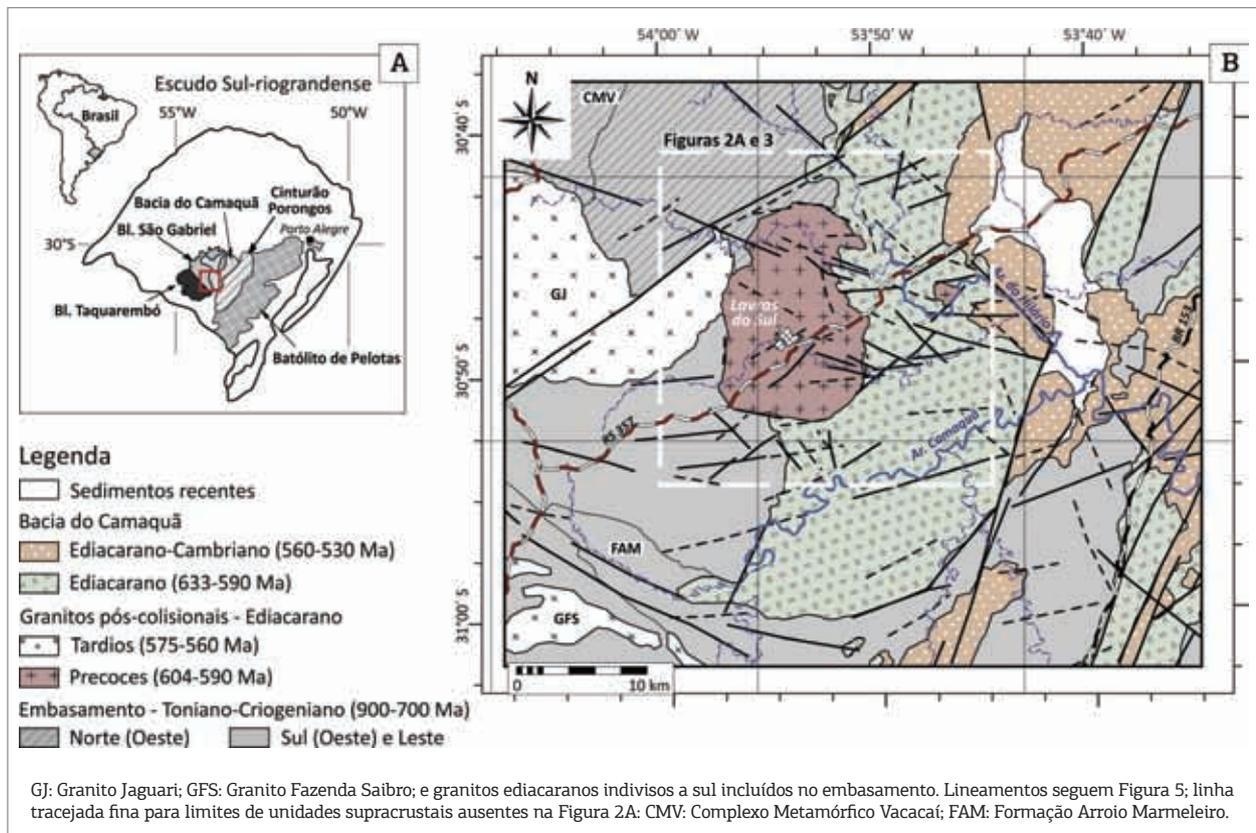


Figura 1. (A) Compartimentos do Escudo Sul-riograndense; (B) Mapa geológico simplificado de Lavras do Sul (Porcher & Lopes 2000; CPRM 2007; linha pontilhada fina para coordenadas UTM, datum SAD69).

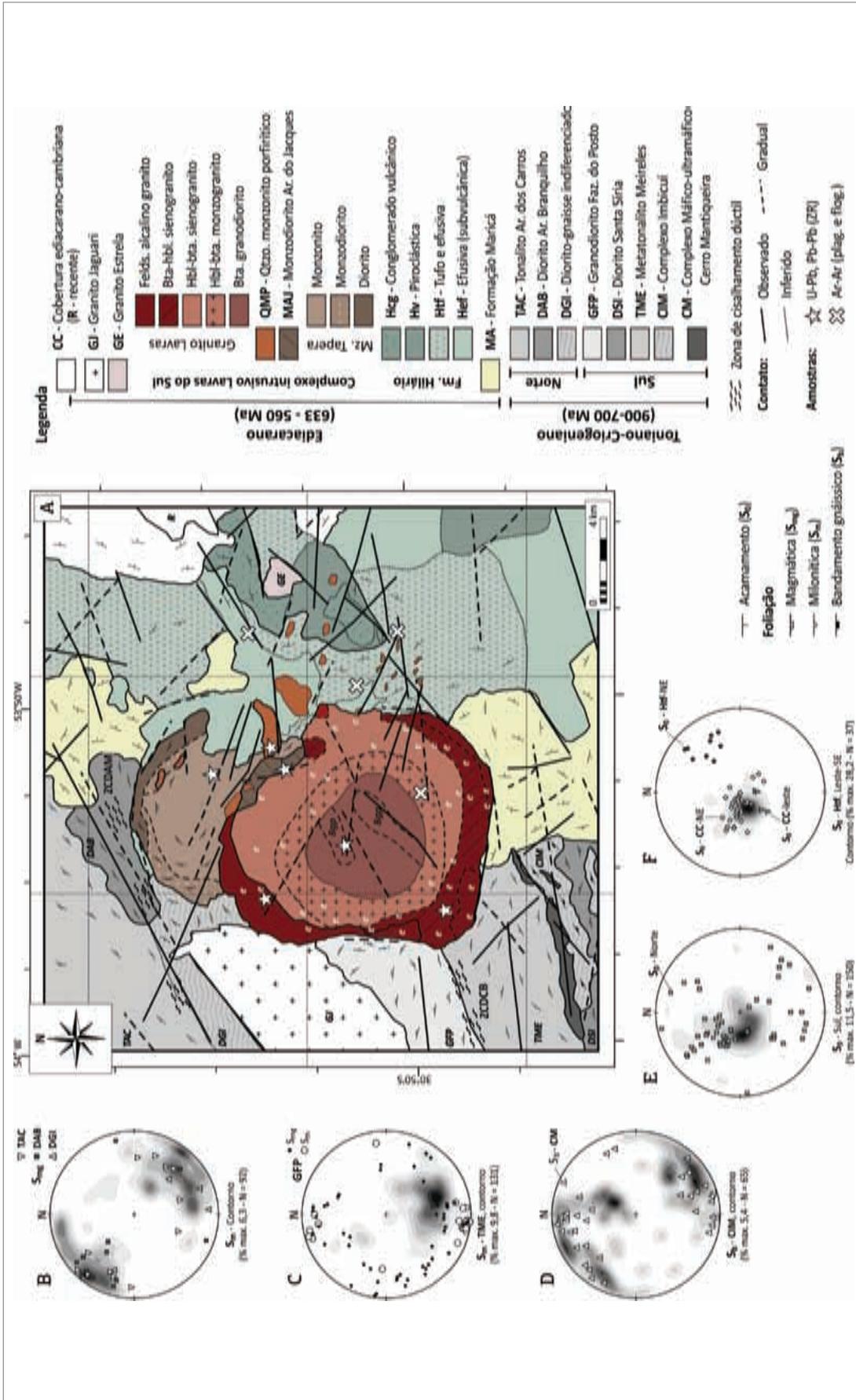


Figura 2. (A) Mapa geológico do complexo intrusivo Lavras do Sul (inclui dados de UFRGS 2005, 2004; linha pontilhada fina para coordenadas UTM, datum Córrego Alegre). Lineamentos conforme Fig. 5; Bgp: fácies porfirítica do biotita granodiorito; “e”: afloramentos com enclave microgranular máfico; e zonas de cisalhamento dúctil subverticais: Arroio América - ZCDAM e Cerro Branco - ZCDAB. Amostras datadas pelos métodos Ar-Ar (Gastal et al. 2005; Janikian et al., 2008), U-Pb (Remus et al. 2000; Liz et al. 2009) e Pb-Pb (Gastal et al. 2006). B-F - Estereogramas (Rede de Schimidt, hemisfério inferior) para polo dos planos de foliação ou acamamento (contornos segundo distribuição de Fisher para K = 100, produzidos no OpenStereo 1.2, de Grohmann & Campanha 2010); (B) Embasamento norte (contorno para foliação milonítica em todas); (C e D) Embasamento sul (S₁ - xistossidade); (E) Formação Maricá, setores norte e sul; e (F) Formação Santa Fé e Grupo Santa Bárbara).

As relações de contato entre o GL e MT-MAJ são diversificadas. O sienogranito intermediário faz contato tectônico com o MAJ. O feldspato alcalino granito intrude este e o MT, e forma apófises e diques a oeste e sul-sudeste (Fig. 3A). Idades isotópicas em zircão, revistas por Gastal *et al.* (2006), mostram que granodiorito (U-Pb, 601 ± 2 Ma; Remus *et al.* 2000), sienogranito da borda (Pb-Pb, 598 ± 3 Ma) e rochas monzonito-dioríticas (Pb-Pb, MT – 601 ± 5 Ma e MAJ – 599 ± 7 Ma) registram evento magmático expressivo ao redor de 600 Ma. Duas populações de idade U-Pb em zircão, cuja interpretação é ainda controversa, são obtidas para o feldspato alcalino granito (599 ± 2 Ma e 586 ± 3 Ma; Remus *et al.* 2000) e quartzo monzonito porfírico (607 ± 6 Ma e 587 ± 4 Ma; Liz *et al.* 2009). Diques máfico-ultramáficos lamprofíricos de direção WNW-ESE a NW-SE ocorrem indistintamente no GL (Fig. 3), sendo frequentes junto às zonas mineralizadas em testemunhos de sondagem. Para uma amostra de minete aflorante, a idade Ar-Ar em flogopita é

de 590 ± 2 Ma (Gastal *et al.* 2005). Diques félsicos incluem dacito nos granitos centrais (NE-SW e WNW-ESE) e riolito mais jovem no noroeste (NNE-SSW).

Distritos mineiros

Os prospectos, no distrito aurífero de Lavras do Sul (DAL) (Fig. 3A), estão distribuídos no granito Lavras (Au±Cu±Ag) e na seqüência vulcânica (Cu-Au-Pb±Ag). A zonalidade da mineralização (Au *versus* Cu-Pb) tem sido atribuída à posição relativa ao granito (Nardi & Lima 1988), onde o minério (0,3 – 16 g/ton de Au) consiste de pirita aurífera e Au livre subordinado, associados à blenda e galena em veios de quartzo e na forma disseminada. A mineralização varia do tipo pórfiro no granito a epitermal na seqüência vulcânica (Bongiolo 2006), todavia Kaul e Rheinheimer (1974) descrevem controle estrutural similar em ambos, segundo direções preferenciais WNW-ESE a ENE-WSW e N50-60°W sinistrais com variações localizadas (N40-70°E dextral e N20-30°W). Controle

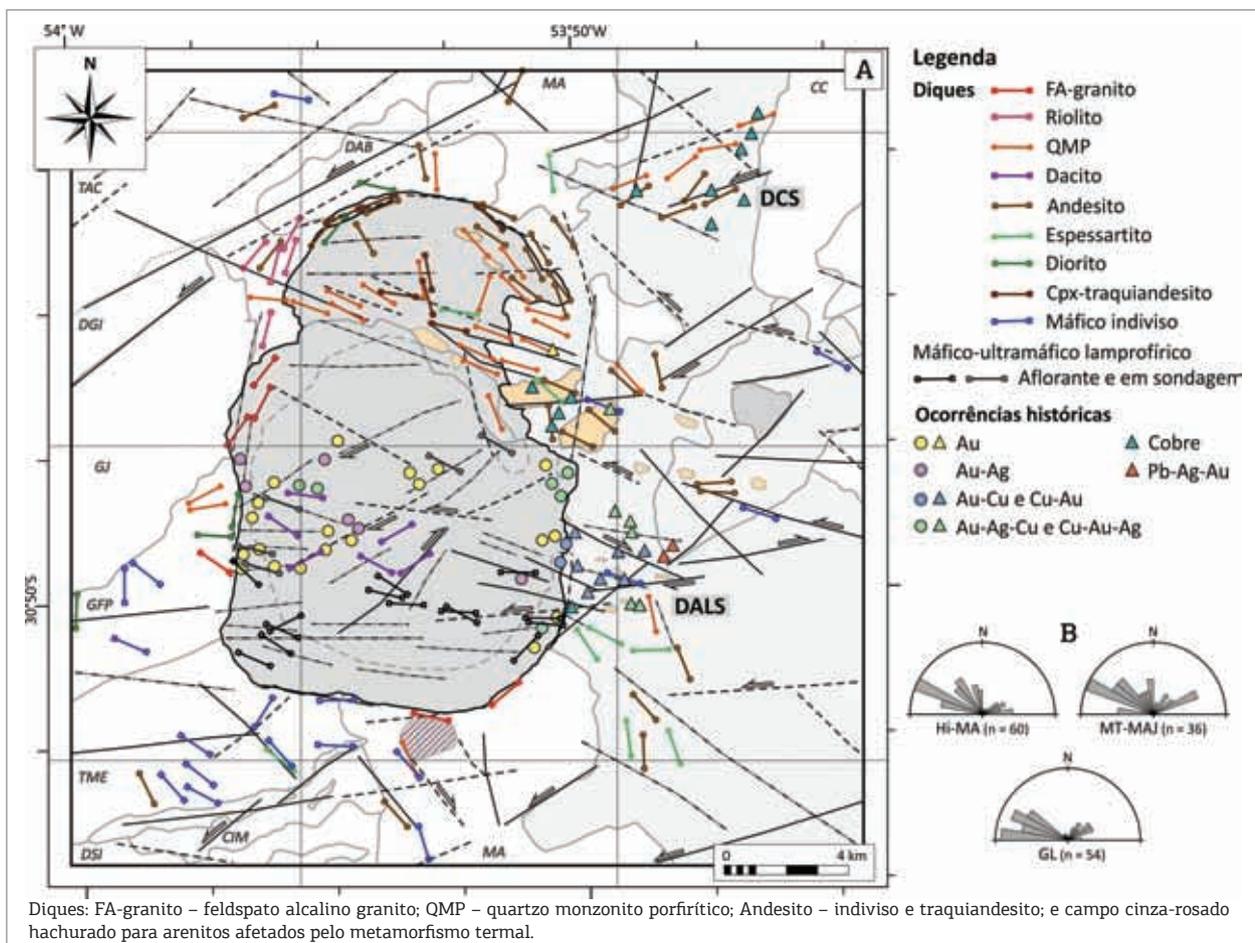


Figura 3. (A) Mapa simplificado realçando as unidades do centro vulcano-plutônico (contatos e coordenadas seguem Fig. 2A, e lineamentos Figs. 6 e 10). Ocorrências históricas de metais no granito (círculo) e na seqüência vulcânica (triângulo), distribuídas nos distritos auríferos de Lavras do Sul – DAL (Kaul & Rheinheimer 1974) e cuprífero do Seival - DCS (Reischl 1978); (B) Diagramas de rosetas para direção de diques nas formações Hilário e Maricá (Hi-MA), no monzonito Tapera e monzodiorito Arroio do Jacques (MT-MAJ) e no granito Lavras (GL).

distinto é advogado por Reischel (1978) para o distrito cuprífero do Seival, na mesma sequência a norte (DCS – Fig. 3A), onde predominam as direções NNE-SSW a NNW-SSE e NE-SW.

TECTÔNICA RÚPTIL REGIONAL

Lineamentos tectônicos

Lineamentos longos e densos ocorrem na metade leste, sendo limitados no oeste pelo sistema Segredo-Cerro Alegre (Figs. 5A, 5C e 5D). Esses lineamentos representam zonas de falha sinistrais N15-25°E que controlam os limites entre unidades da Bacia do Camaquã e dessas com o embasamento (Fig. 1B). A Z. F. Cerro dos Cabritos de direção N45-55°E a N65°E, mais a oeste, condiciona *graben* estreito e desloca o granito Jaguari com movimento lateral esquerdo. Direções similares a leste são interrompidas pelos primeiros (*e.g.*, Z. F. Rincão dos Mouras). Os demais lineamentos, igualmente interrompidos, incluem aqueles N80-85°E até N70-75°E expressivos a sul-sudeste (Fig. 5A e 5D), e N50-70°W espaçados, longos e contínuos no oeste (Fig. 5B). As estruturas ENE-WSW limitam as unidades do embasamento e seccionam as formações Hilário e Maricá (Figs. 1B). Falhas NW-SE a WNW-ESE, subparalelas à Z. F. Suspiro-Linhares, coincidem com o Lineamento de Ibaré. Esse lineamento, interpretado como limite entre os dois terrenos geológicos, representa zona de cisalhamento dúctil-rúptil subvertical dextral, reativada em regime rúptil sinistral (Fernandes *et al.*

1992). As zonas de falha Passo das Carretas (N55-60°W) e Palma-Jacques (N70-75°W) se interceptam a leste-nordeste, e a última secciona o complexo intrusivo (Fig. 5B).

Dados magnetométricos

No embasamento a oeste, lineamentos magnéticos ENE-WSW a E-W pouco espaçados, estreitos e contínuos caracterizam o setor sul, diferenciando-o daquele do norte marcado por amplitude do sinal analítico mais elevada (Figs. 6A e 6B). A Formação Hilário exhibe padrão contrastante relativo às sequências sedimentares, com sinal heterogêneo nos mapas ASA-GHT (Figs. 6B e 6C), relevo mais acentuado naquele da primeira derivada vertical (Fig. 6D) e anomalias variadas, estando as principais em seus limites. No entorno do complexo intrusivo, sobressaem três anomalias magnéticas com amplitude elevada (700 – 500 nT), condicionadas por estruturas WNW-ESE a ENE-WSW (Fig. 6B). Comprimento de onda moderado em duas, “a” e “c” (1,2 – 1,5 km), indica fontes mais profundas. Valores de suscetibilidade magnética aparente, sobre a primeira, variam em amplo intervalo nos dioritos encaixantes e fácies da borda do monzonito Tapera (35 a 190*10⁻³ SI e 15 a 60*10⁻³ SI, respectivamente). Variação similar é registrada apenas nas encaixantes do granito Lavras (e MAJ) sobre as anomalias “b” (15 a 130*10⁻³ SI em tufo e MT) e “c” (4 a 50*10⁻³ SI em arenitos). A julgar por estes dados, os eventos causadores das anomalias “a” e “b” seriam concomitantes ou posteriores ao monzonito, e os daquelas “b” e “c” anteriores ao granito.

Altos magnéticos nos mapas GHT-RTP (Fig. 6C e veja Fig. 10), em cristas alongadas irregulares NE-SW a NNE-SSW nos limites do granito a leste, apontam condutos de magma. Feições similares ocorrem ao longo da Z. F. Cerro Alegre (N15-20°E) e daquela ENE-WSW, ambas no limite da sequência vulcânica, e também em segmentos da Z. F. Palma-Jacques (N70-75°W). Altos magnéticos mais largos e difusos, de direção E-W a ENE-WSW, sobressaem na zona de transferência desta falha, sugerindo duplex sinistral (Fig. 6). A Z. F. Cerro dos Cabritos equivale a lineamento magnético expressivo, apesar do menor contraste petrofísico no interior do granito Jaguari. Nas proximidades, a Z. F. Passo das Carretas (N55-60°W) é expressa por gradiente linear abrupto com amplitude moderada a alta.

Sistemas tectônicos regionais

Estruturas rúpteis

Estruturas rúpteis, em nível regional (Fig. 7A), exibem alto ângulo (> 60°) e obliquidade baixa a moderada (< 30 – 40°). No granito Jaguari equivalem às direções N40-50°E a N15-25°E sinistrais, e antitéticas N30-40°W (Fig. 7B), que confirmam a Z. F. Cerro dos Cabritos como transcorrência sinistral

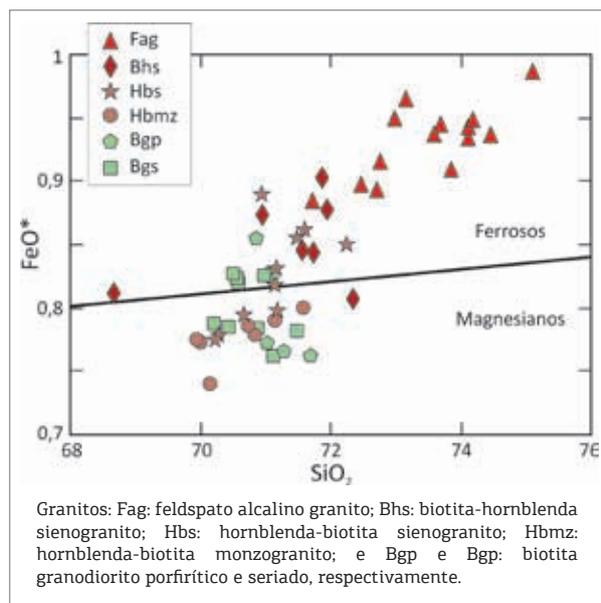


Figura 4. Diagrama FeO* (= FeO_t/(FeO_t+MgO) vs. SiO₂ para o granito Lavras, exibindo a classificação dos granitos em ferrosos e magnesianos segundo Frost *et al.* (2001).

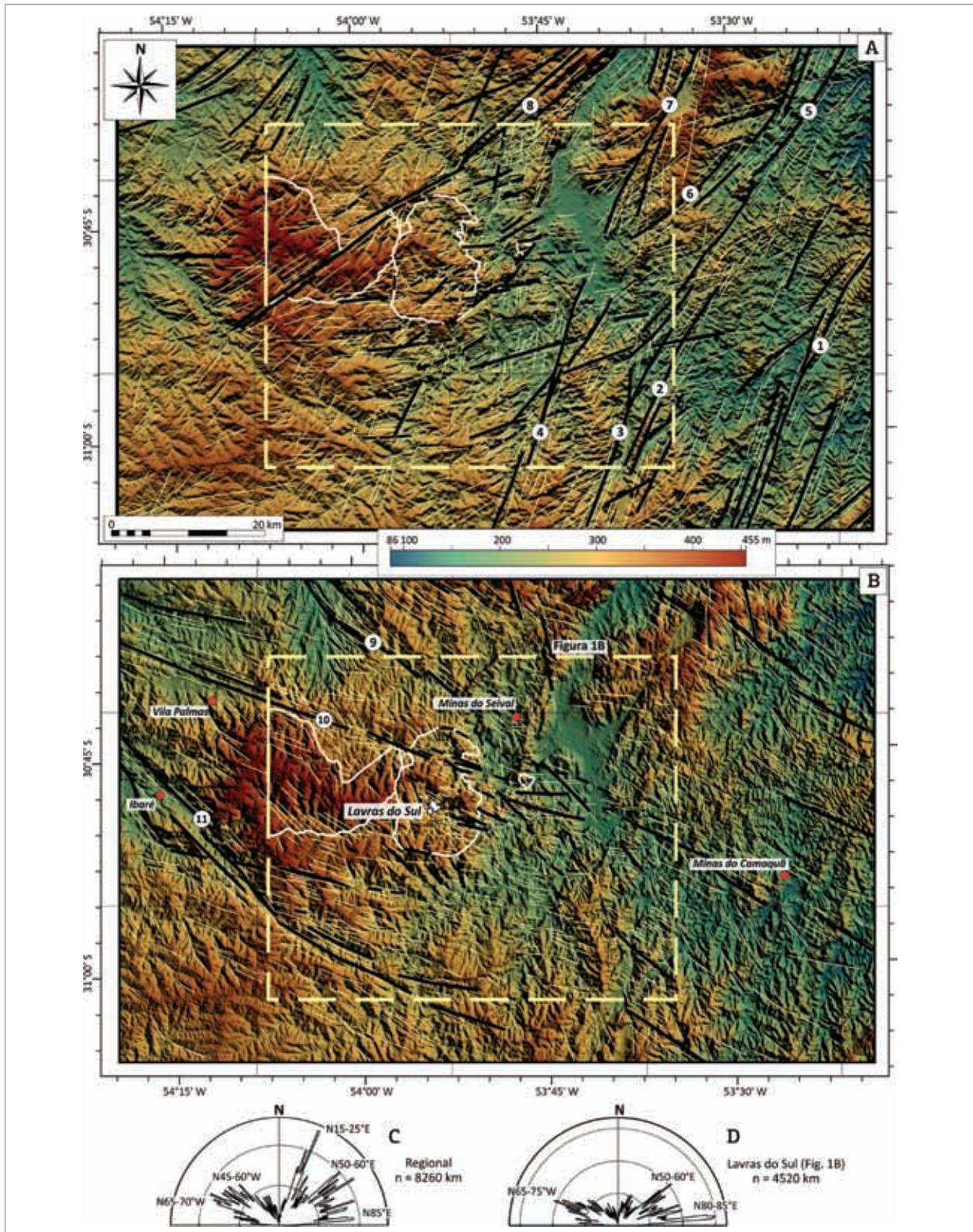
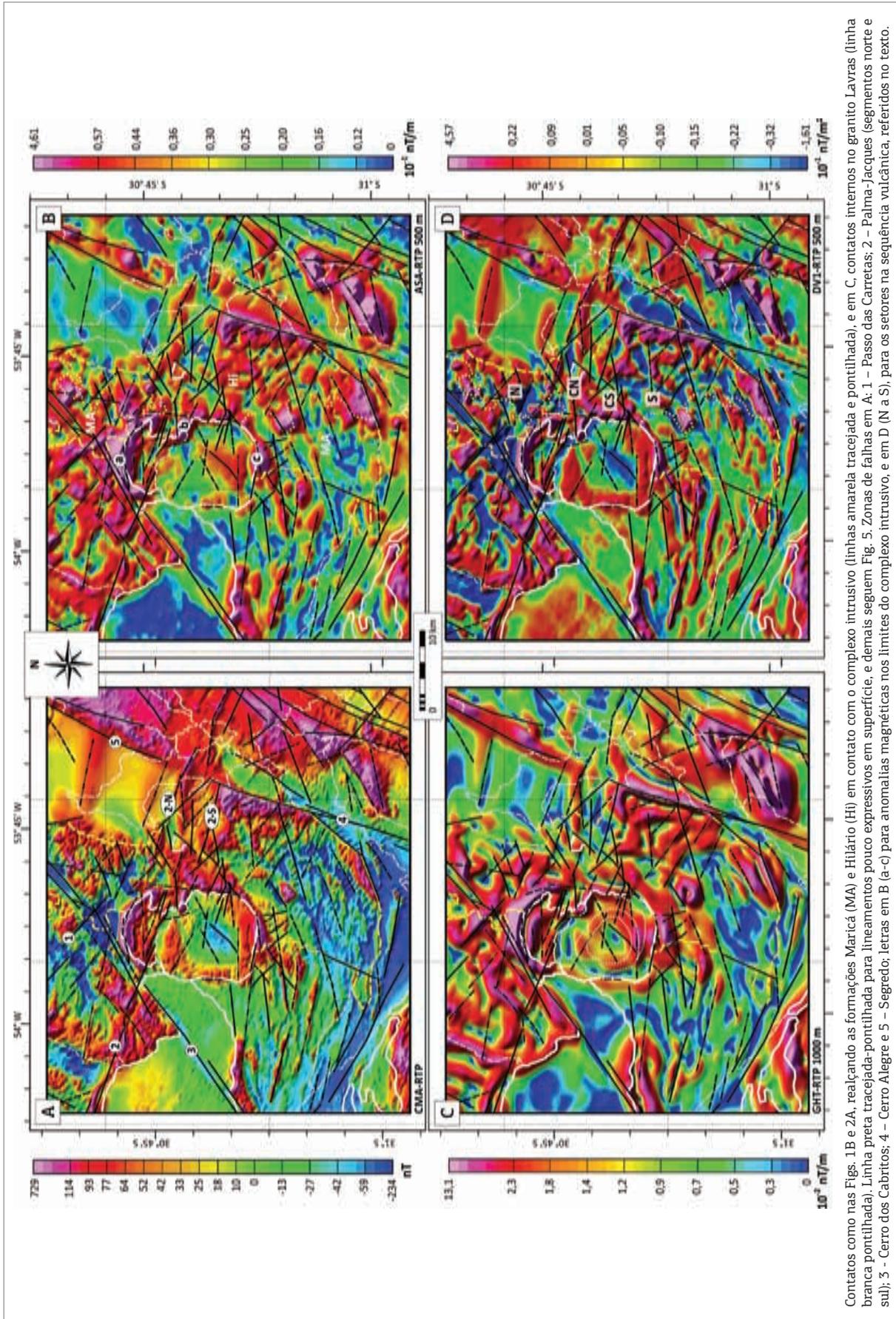


Figura 5. Modelo digital de elevação (MDE-SRTM; coordenadas seguem Fig. 1B), exibindo alinhamentos (linha amarela fina) e lineamentos tectônicos regionais (linha preta grossa contínua, e tracejada para subordinado). Relevo sombreado com filtros de iluminação direcional: (A) NE-SW (Az 0°); e (B) NW-SE (Az 60°). Zonas de falha (Ribeiro *et al.* 1966; Ribeiro 1978): 1 - Tapera Emiliano; 2 - Lichiguana; 3 - Passo dos Enforcados; 4 - Cerro Alegre; 5 - Angélica (ou dos Lopes); 6 - Rincão dos Mouras; 7 - Segredo; 8 - Cerro dos Cabritos; 9 - Passo das Carretas (UFRGS 2003); 10 - Palma-Jacques (neste trabalho) e 11 - Suspiro-Linhares. Histograma circular para alinhamentos (intervalos de 50 e 30 km): (C) Regionais; e (D) Lavras do Sul.



Contatos como nas Figs. 1B e 2A, realçando as formações Maricá (MA) e Hiliário (HI) em contato com o complexo intrusivo (linhas amarela tracejada e pontilhada), e em C, contatos internos no granito Lavras (linha branca pontilhada). Linha preta tracejada-pontilhada para lineamentos pouco expressivos em superfície, e demais seguem Fig. 5. Zonas de falhas em A: 1 – Passo das Carretas; 2 – Palma-Jacques (segmentos norte e sul); 3 – Cerro dos Cabritos; 4 – Cerro Alegre e 5 – Segredo; letras em B (a-c) para anomalias magnéticas nos limites do complexo intrusivo, e em D (N a S), para os setores na sequência vulcânica, referidos no texto.

Figura 6. Mapas magnéticos de Lavras do Sul (CPRM 2010), como na Fig. 1B: (A) Campo magnético anômalo reduzido ao polo; (B-D) – Mapas calculados com base nos dados em A, aos quais foram aplicados filtros de realce: (B) Amplitude do sinal analítico continuado 500 m; (C) Gradiente horizontal total continuado 1.000 m; e (D) Primeira derivada vertical continuado 500 m.

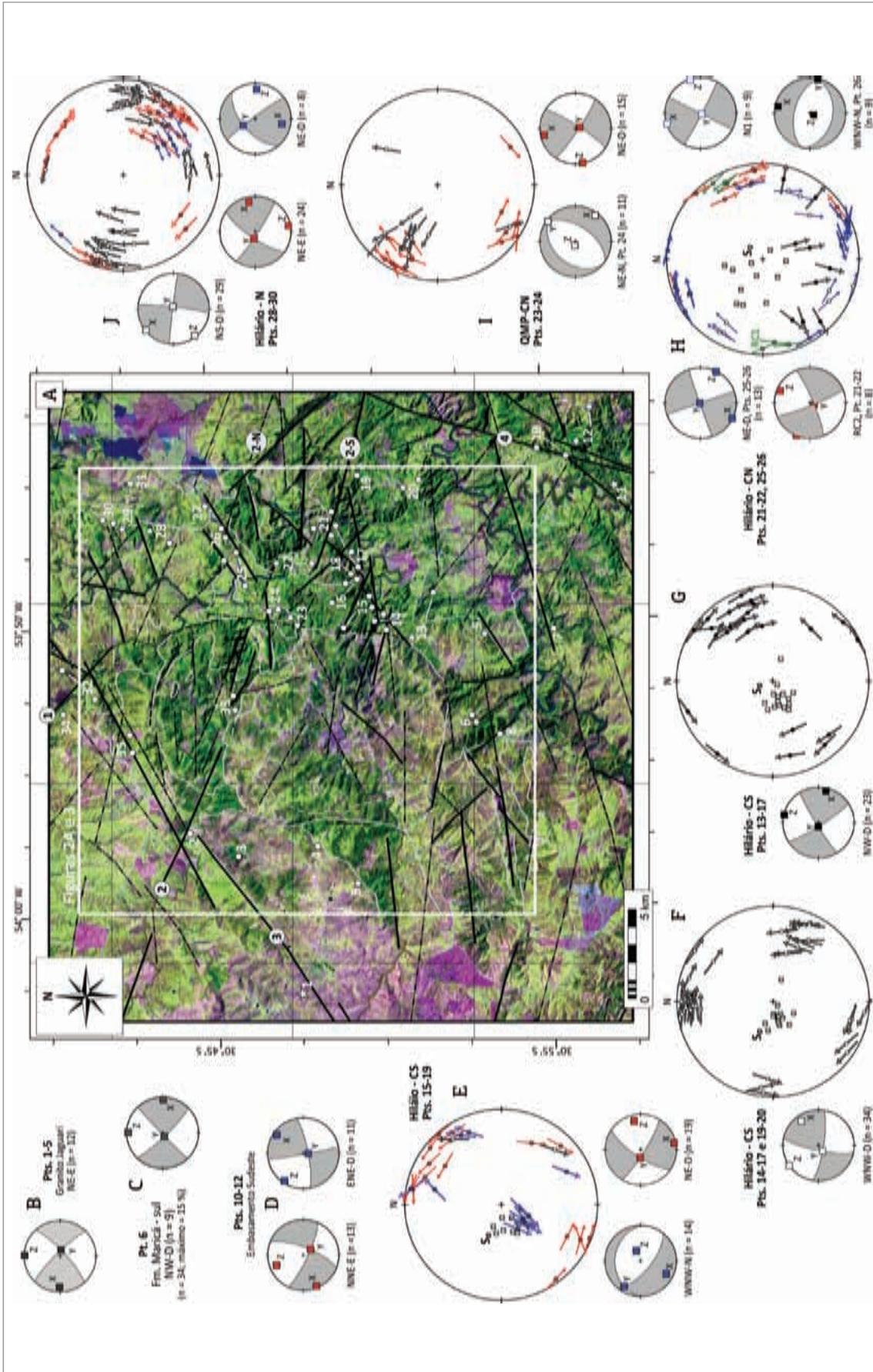


Figura 7. (A) Composição colorida 432 (RGB, VNIR-SWIR) da imagem ASTER, exibindo afloramentos considerados na análise cinemática (coordenadas e contatos seguem Fig. 2A, e lineamentos Fig. 6), incluindo dados de Roldão (2000) - pts. 1, 11 e 29. (B-I) Diedros P-T (cinza para campo de extensão e quadrado para os eixos principais de strain) e estereogramas (Rede de Schimdt, hemisfério inferior) das tangentes de lineação (seta posicionada sobre o polo, indicando o sentido de deslocamento do muro relativo ao teto) para falhas consideradas e, em alguns, são exibidos o contorno dos polos de falhas e fraturas (densidade máxima conforme Fig. 2) e polos de S_0 (quadrado cinza claro): (B) Granito Jaguari; (C) Formação Maricá, setor sul; (D) Embasamento sudeste; e Formação Hilário; (E-G) Setor centro-sul; (H-I) Setor centro-norte e stock de QMP, respectivamente; e (J) Setor norte. Setas brancas, em D e E, para falha compatível com mais de uma população.

N45°E SE. A Formação Maricá, no sul, é afetada por falhas dextrais N25-30°W a N50-60°W e sinistrais N45-65°E (Fig. 7C). Duas populações de falhas, no embasamento a sudeste, sugerem sistema transcorrente dextral N79°E/SE mais antigo, marcado por intensa cataclase, planos com estrias sobrepostas e dobras de arrasto subordinadas. Este é interrompido por estruturas rasas N20-50°E (fraturas densas e duplex), restritas ao lineamento da Z. F. Cerro Alegre (Fig. 7D).

Os dados na Formação Hilário são tratados em setores de acordo com os principais lineamentos (Fig. 6D). São frequentes planos de falha com superposição de estrias, zonas de cataclase e fraturas densas, associados a brechas e hidrotermalismo (Fig. 8). Nos setores ao sul (CS e S – Fig. 6D), sobressaem três populações de falha lateral. Aquelas dextrais N40-60°W a N10-35°W e as subsidiárias N50-75°E sinistrais constituem a população mais antiga (Fig. 7G), como apontam relações de interseção e estrias superpostas. A segunda inclui estruturas dextrais N75-85°W a N80-90°E (Fig. 7F), que predominam no centro-sul e estão associadas às antitéticas N05-30°E. As duas populações são sobrepostas por falhas normais de alto ângulo (Figs. 8A a 8C) e interrompidas por aquelas sinistrais N60-80°W a N35-45°W e dextrais N45-65°E (Fig. 7E). Esse terceiro conjunto é também sobreposto ou coevo a falhas normais de alto ângulo para oeste-sul ou norte-leste (Figs. 7E e 8D). Em ignimbritos, sobrepostos a sedimentos finos vulcanogênicos, falhas normais NW-SE discretas de baixo ângulo para norte são atribuídas à deformação frágil facilitada por materiais menos competentes na base (pt. 18; Figs. 7E e 8E). Isso é comum após alojamento e resfriamento deste tipo de rocha (Catalano *et al.* 2014).

Estruturas rúpteis variadas caracterizam o setor centro-norte, equivalente à área de transferência da Z. F. Palma-Jacques (CN – Fig. 6D). Ao longo do lineamento NE-SW (pts. 25-26 – Fig. 7A), predominam falhas dextrais N55-75°E, interrompidas pelas normais de alto a moderado ângulo para norte. Estruturas N20-45°E (N1 – Fig. 7H), parcialmente compatíveis, ocorrem próximo ao *stock* de quartzo monzonito (QMP), enquanto aquelas N15-45°W a leste são mais variadas (RC1 e 2). No *stock* de QMP (Fig. 7I), as falhas dextrais N20-30°E a N45-60°E e antitéticas N50-70°W interceptam as normais NE-SW de alto a moderado ângulo para sudeste (Figs. 8F e 8G). No setor norte (N – Fig. 6D e 7J), duas populações com moderado a baixo ângulo comum confirmam os sistemas tectônicos referidos por Roldão (2000). Aquele NE-SW sinistral, mais antigo, definido pelas direções N40-55°E a N15-30°E (N45-60°W direitas), e o N-S dextral por aquelas N0-30°E a N0-15°W (E-W esquerdas), que deslocam falha normal NE-SW localizada (Fig. 8H). Conjunto menor de estruturas dextrais NE-SW sobreposto pelas sinistrais é também observado.

Regimes cinemáticos

- Sistema transtensivo sinistral do final do Ediacarano ($\leq 565 - 570$ Ma): NE-SW a NNE-SSW, com máxima compressão N-S (Fig. 9A), representado pela reativação da Z. F. Cerro dos Cabritos no final do Ediacarano, como aponta a relação com o granito Jaguarí. O mesmo é sugerido para direções similares no setor norte da Formação Hilário (Fig. 9C) e para a Z. F. Cerro Alegre, que equivaleria à reativação concomitante de falhas antitéticas da transcorrência dextral prévia (Fig. 9B).
- Sistema transtensivo do Ediacarano ($\approx 590 - 600$ Ma): WNW-ESE a NW-SE sinistral e NE-SW dextral, com máxima compressão ENE-WSW a WNW-ESE, expresso na área de transferência da Z. F. Palma-Jacques. Compatibilidade parcial entre falhas NW-SE sinistrais, NE-SW dextrais e as normais, evidenciada pelos eixos P (Figs. 9D a 9F), sugere fases alternadas do mesmo evento tectônico. O *stock* de QMP sinaliza a idade deste evento dado que, ao contrário da sequência vulcânica, registra apenas as fases a ele vinculadas.
- Sistemas transcorrentes dextrais do início do Ediacarano ($\leq 620 - 630$ Ma e > 600 Ma): WNW-ESE a ENE-WSW e NW-SE (NE-SW sinistral), registrados nos setores das formações Hilário e Maricá ao sul, e, talvez, no embasamento sudeste. Os dois sistemas correspondem a fases tectônicas sucessivas com máxima compressão variando de N-S a NW-SE (Figs. 9G e 9H). Aquele NW-SE seria o mais antigo na base da Bacia do Camaquã, de modo que pequenas oscilações nas tensões crustais teriam ativado estruturas E-W pré-existentes. Este aparenta ser o evento tectônico mais abrangente, responsável pela formação das zonas de falha Passo das Carretas, Cerro dos Cabritos e Palma-Jacques.

GRANITO LAVRAS

Magnetometria

Importante baixo magnético no centro do granito Lavras (-115 nT), alinhado segundo NE-SW (Fig. 10A), corrobora estrutura rúptil profunda. Este baixo deve também refletir diferenças composicionais realçadas pela suscetibilidade magnética (Fig. 13E), que tende a crescer dos termos magnesianos centrais ($< 8 \cdot 10^{-3}$ SI) para os ferrosos da borda ($8 - 16 \cdot 10^{-3}$ SI). Nos mapas GHT-RTP continuados, sobressai o alto magnético circular sob o monzogranito, que é mais largo e de maior amplitude em profundidade (Fig. 6C). Em níveis sucessivamente mais rasos, este é interrompido e deslocado por falhas dextrais NE-SW no noroeste (Fig. 10C), tornando-se a seguir fino e segmentado

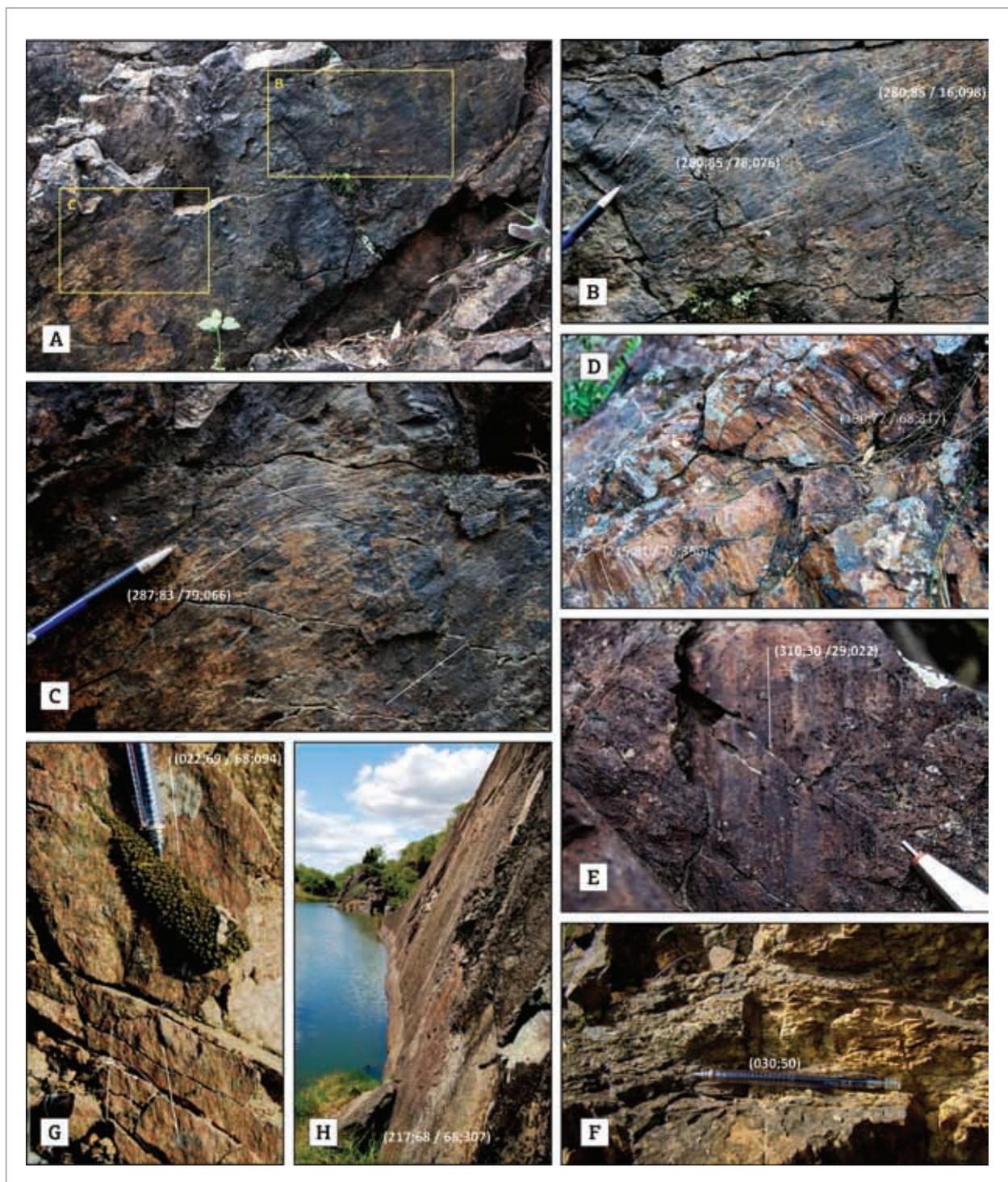


Figura 8. Fotografias de estruturas frágeis regionais (pontos na Fig. 7A, atitude *cf.* regra da mão esquerda): (A-C) Plano de falha WNW-ESE com superposição de estrias, em lápili-tufo (pt. 15-oeste). Estrias com caimento moderado e sentido direito (B), encurvadas e sobrepostas pelas subverticais com sentido normal (C); (D) Planos estriados N10-35°E/NW com alto caimento, em lápili-tufo (pt. 16-sudeste; largura da foto = 0,6 m); (E) Plano discreto de falha normal NW-SE de baixo ângulo, seccionando veios finos de quartzo N25°W/SW, em ignimbrito (pt. 18); (F) Zona de cataclase estreita (15 – 20 cm), com microfraturas abundantes, em quartzo monzonito porfírico (QMP; pt. 23-norte); (G) Plano estriado em falha normal no sul do QMP (pt. 24-norte); e (H) Plano de falha normal NE-SW, em tufo (pt. 30-norte).

(Fig. 10B). Enclaves microgranulares máficos distribuídos ao longo e na porção externa sugerem algum tipo de estrutura circular profunda, vinculada à alimentação de magmas máficos (Fig. 10C). Lineamentos magnéticos N60-70°E a

N40-50°E são expressivos no centro, ocupado pelo granodiorito (Figs. 10 e 11A). Estes são interrompidos no sul por aqueles ENE-WSW a WNW-ESE, que condicionam os granitos da borda. Para norte predominam lineamentos

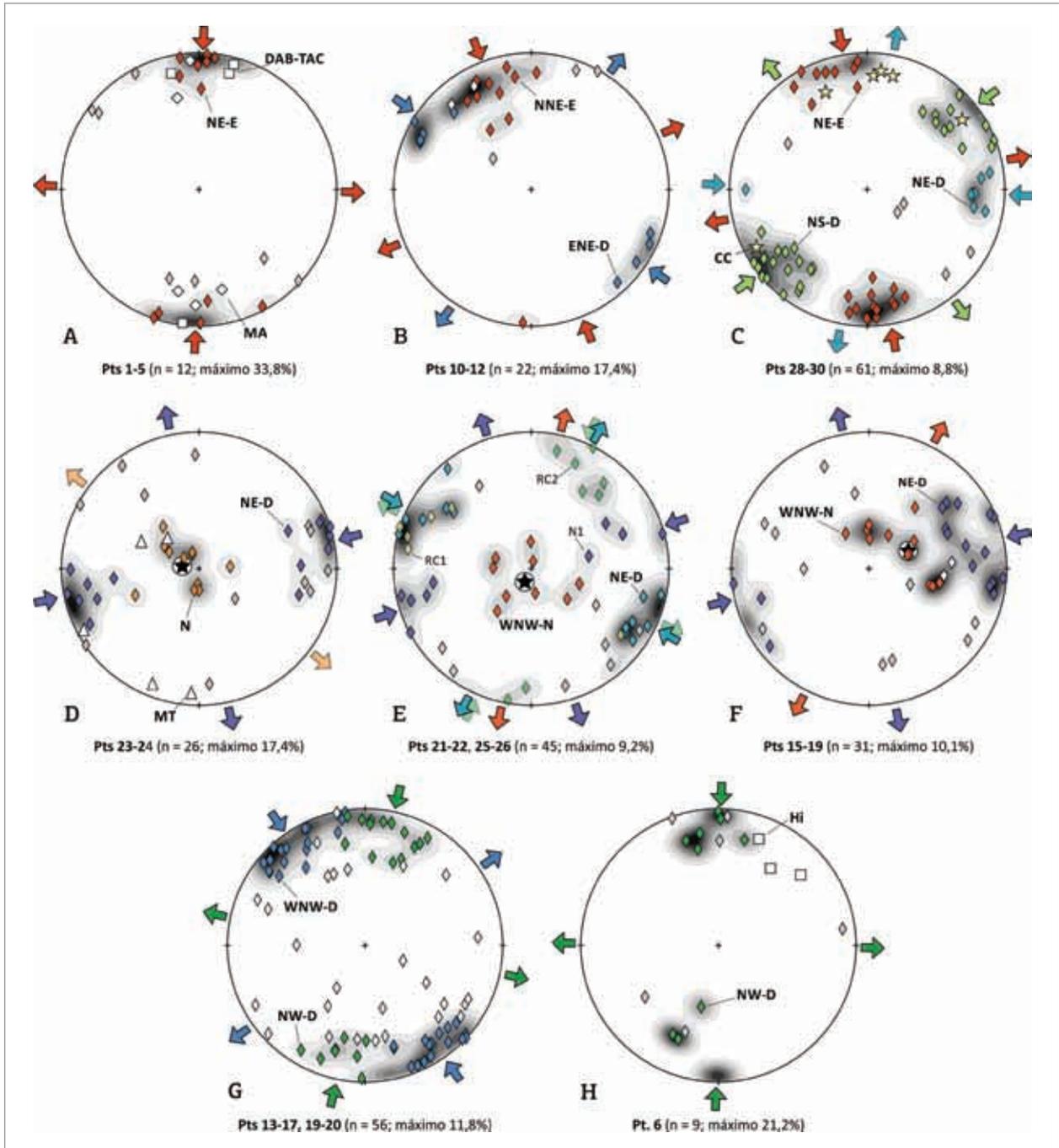


Figura 9. Estereogramas exibindo o contorno e os eixos P (contração) para as populações de falhas consideradas (Rede de Schmidt, hemisfério inferior; contornos e pontos seguem Fig. 7), e a direção dos componentes de máximo e mínimo stress. Losangos coloridos para falhas consistentes com a solução, cinza para as não consistentes e branco para aquelas que satisfazem mais de uma solução. São mostradas as falhas não consideradas nas soluções no embasamento e Formação Maricá (A) (DAB-TAC, pts. 34-35 e 32), na cobertura sedimentara leste (C) (CC, pts. 24 e 27), no monzonito (D) (MT, pt. 33), e no setor sul da Formação Hilário (H) (Hi, pts. 7-9).

de direção WNW-ESE a $N60-75^{\circ}W$, enquanto aqueles NNE-SSW controlam os limites leste e oeste do *pluton*.

Estruturas rúpteis

Falhas de mergulho alto a moderado, WNW-ESE a NW-SE sinistras e NE-SW dextras, exibem feições similares às regionais (Figs. 11 e 12) e são correlacionadas ao sistema

transtensivo sinistral da Z. F. Palma-Jacques (Figs. 9D a 9F). Estruturas com deslocamento contrário são localizadas no monzogranito central e sienogranito intermediário e muito escassas no granodiorito seriado (Figs. 11B e 11C). Estas são interrompidas ou deslocadas por aquelas dextras NE-SW, e todas interceptadas pelas sinistras WNW-ESE a NW-SE. No monzogranito e sienogranito intermediário,

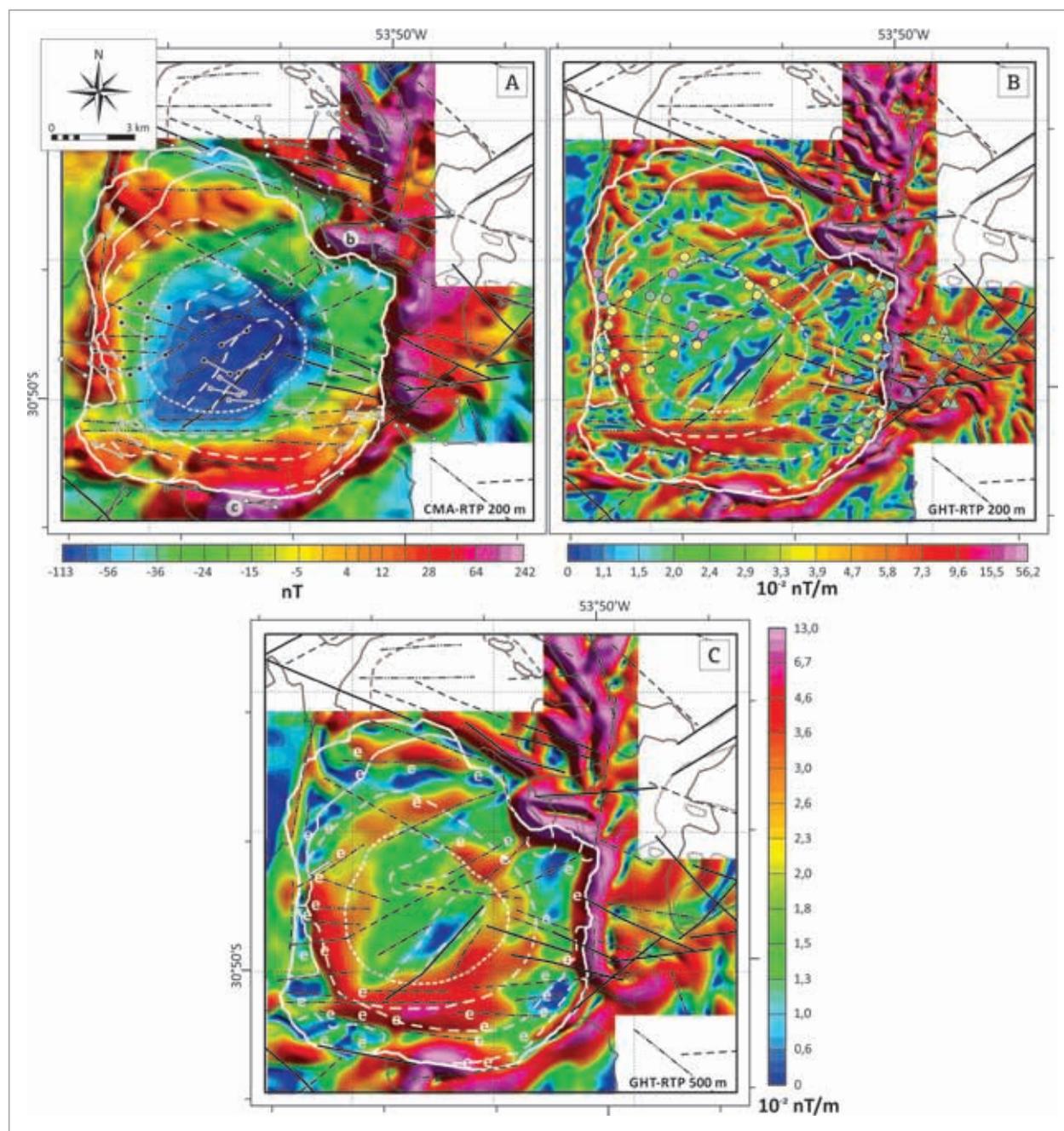


Figura 10. Mapas magnéticos do granito Lavras (Amarillo 2007), calculados com base nos dados do campo magnético anômalo reduzido ao polo (coordenadas e contatos seguem Fig. 2A: (A) Campo magnético anômalo continuado 200 m; (B e C) Gradiente horizontal total continuado 200 e 500 m, respectivamente. São mostrados diques (A) e ocorrências de metais (B), conforme Fig. 3A; afloramentos com enclaves microgranulares (C) (Fig. 2A); anomalias magnéticas (A) (Fig. 6B). Lineamentos como na Fig. 6, acrescidos daqueles detalhados nestes mapas (linha tracejada-pontilhada).

falhas dextrais N50-70°E a N80-85°E na porção norte do *pluton* são associadas às normais com mergulho para noroeste ou sudeste (pts. 5-6 e 16-17 - Figs. 11A e 11B), enquanto as antitéticas N10-30°W predominam no leste. No granodiorito predominam falhas dextrais N45-60°E a N70-75°E (Figs. 11C e 12B e 12C), e as antitéticas são mais variadas, algumas com deslocamento normal ou reverso. A população WNW-ESE sinistral, nos termos magnesianos, inclui as direções N70-90°W a N45-60°W (Fig. 12A). Estruturas subsidiárias dextrais N05-15°E a N25-35°E são comuns, todavia no oeste (pt. 2) formam zonas de fraturamento cerrado com escassos indicadores cinemáticos.

A população mais jovem, dominante nos granitos da borda (Fig. 11D), inclui direções variadas de N75-85°W a N35-40°W e N85-90°E, além das antitéticas N-S em zonas amplas de fraturas densas no leste (Fig. 12D). Falhas NNW-SSE sinistrais e zonas de cataclase N30-50°E a N65-75°E são subordinadas. Na cava Boa Vista (Fig. 11E), sobressaem as direções WNW-ESE a N40-50°W sinistrais e as antitéticas NNE-SSW, ambas em zonas de fraturamento mais intenso (5 – 10 m de largura), em cuja interseção estão as áreas hidrotermalizadas. Naquelas NNE-SSW dextrais, intensa cataclase com padrão anastomosado e falhas reversas sugerem sítios transpressivos (Fig. 12E). Interação entre segmentos *enéchelon* de dique máfico referenda atividade ígnea durante esta fase tectônica (Fig. 12F).

Gravimetria

O mapa de anomalias Bouguer mostra o *pluton* associado a uma depressão assimétrica (Fig. 13A), com anomalias negativas no oeste-noroeste (-14,3 a -23,1 mGal) e positivas no sudeste-leste (8 a 2 mGal). A densidade de 2.620 kg/m³ equivale à média dos valores, entre 2.643 kg/m³ no monzogranito e 2.578 kg/m³ no feldspato alcalino granito, ponderada pela área. Essa média é inferior à densidade das rochas circundantes, com exceção dos granitos a oeste (GJ e GFP - Fig. 2A) e dos arenitos a sul, onde resíduos positivos confirmam corpo máfico subsuperficial. Depressão das anomalias residuais (< -9 a -19 mGal), limitada no sul por lineamentos WNW-ESE a ENE-WSW (Fig. 13B), caracteriza a porção centro-norte do granito Lavras, na qual são definidos quatro baixos circulares a elípticos, interpretados como raízes alimentadoras (I a IV - Fig. 13C). Em face da assimetria das anomalias, o contorno do granito não corresponde a um único nível no mapa gravimétrico residual. Tal complexidade, agravada por lacunas na malha de medidas, dificulta o ajuste do modelo 3D (Cunha *et al.* 2008). O mapa de profundidades, apesar disso, é consistente com os demais dados (Fig. 13C). O assoalho é quase plano no centro-norte (profundidades de 3,4 – 3,0 km), com quatro raízes discretas

(0,35 – 0,60 km), enquanto no sul, profundidades entre 3,0 e 1,2 km definem uma rampa com aclave acentuada (55 – 70°).

Domínios composicional-estruturais

Os dois domínios composicionais no GL são realçados por forte contraste do sinal nos mapas do eTh (Fig. 14A) e eU (não mostrado), e por resposta irregular no do K (Fig. 14B). Os valores de eTh e eU são baixos nos dois termos centrais e elevados nos demais. O sinal diferenciado do sienogranito intermediário parece refletir sua composição particular (Fig. 4), como discutido em Gastal *et al.* (2006). A fácies porfírica do granodiorito, pouco destacada no mapa do eTh, forma altos no mapa do K, alinhados segundo N60-70°E no leste e irregulares no oeste.

Os estudos de magnetismo de rocha neste granito revelam que a trama ASM (anisotropia de suscetibilidade magnética) é magmática e é dada pela magnetita multidomínio (Raposo & Gastal 2009). Lineações e foliações magnéticas, subparalelas aos contatos (Fig. 13D), indicam alimentação de magma a partir da base com fluxo condicionado pelas margens. Estrutura dômica centrada no granodiorito é definida pelas foliações, cujos mergulhos crescem deste para os termos da borda (Figs. 13D e 13F). Todavia nos últimos, os mergulhos passam a verticais e invertem para centrípetos no sul, indicando alojamento distinto. O mesmo é sugerido, no oeste-noroeste, pelo contraste acentuado no mergulho das foliações entre o feldspato alcalino granito ($\geq 72^\circ$) e o monzogranito ($\leq 32^\circ$). As lineações exibem baixo caimento ($\leq 22^\circ$), exceto nos termos da borda no sudeste, onde inclinação elevada ($\geq 53^\circ$) é consistente com conduto de magma segundo falha periférica NE-SW. No granodiorito, as lineações exibem disposição algo radial, sugerindo fluxo de magma no topo da intrusão a partir do centro (Fig. 13D). Em todos, o elipsoide ASM varia de oblato a triaxial (ou neutro; Fig. 13E), e o grau de anisotropia é moderado a baixo (< 13%). Parâmetro de forma mais elevado nos termos centrais ($T = 0,4 - 0,7$), com exceção de uma amostra de granodiorito porfírico, indica deformação planar no topo do domo central, corroborando dois domínios composicional-estruturais.

DISCUSSÃO

Mecanismos de alojamento do granito Lavras

O granito Lavras é um *pluton* de dimensões modestas ($\approx 107 \text{ km}^2$ e 325 km^3), com forma tabular (L:E $\approx 3:1$) afinando para sul sugerida pela gravimetria (Fig. 13C). O alongamento e o alinhamento das raízes alimentadoras referendam o alojamento influenciado por estruturas preexistentes,

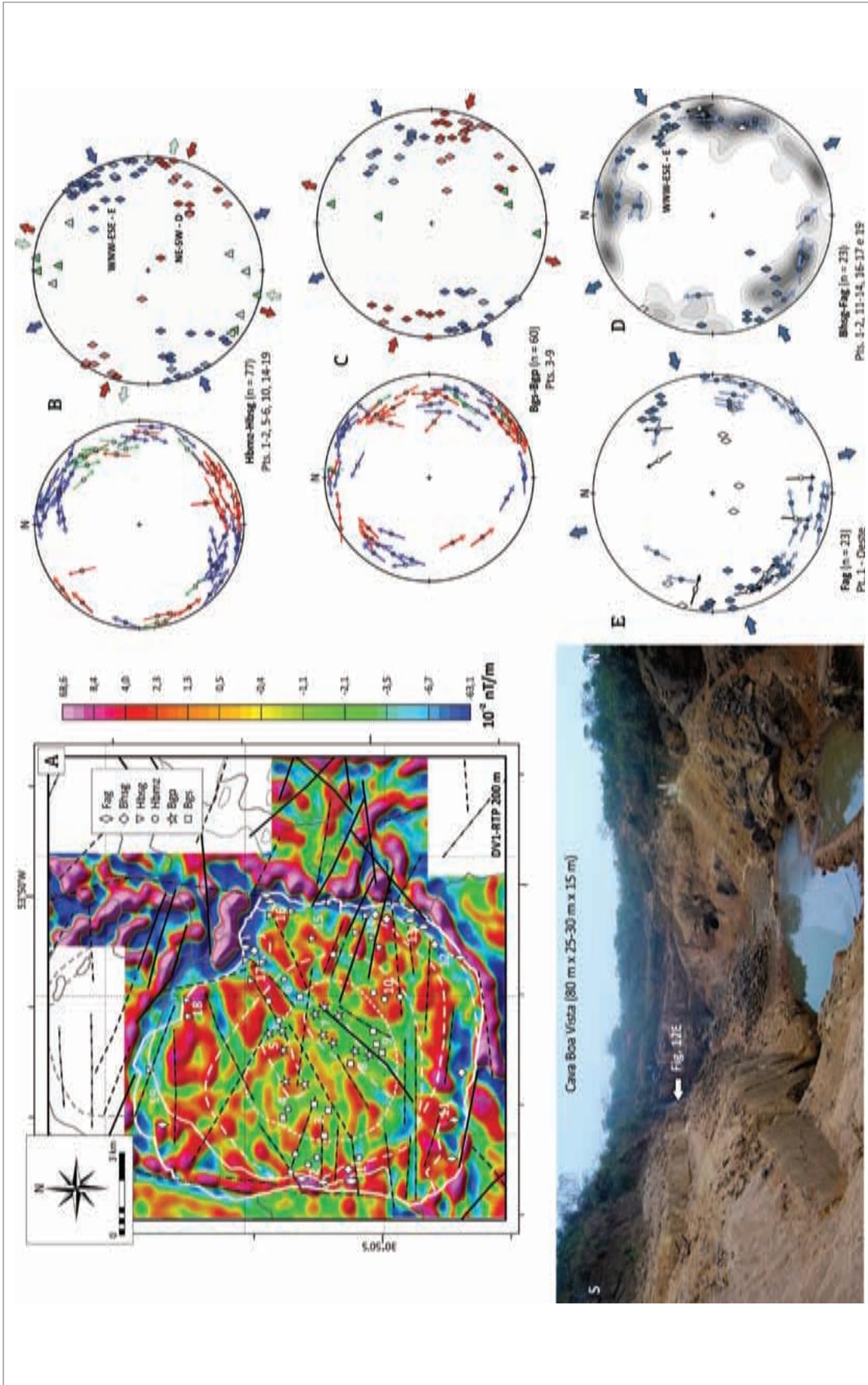


Figura 11. (A) Mapa magnético da primeira derivada vertical para o granito Lavras, obtido como na Fig. 10 (coordenadas, lineamentos e contatos como nesta figura), exibindo afloramentos considerados. Populações de falhas discriminadas em estereogramas das tangentes de lineação e dos eixos P (como nas Figs. 7 e 9). (B e C) Granitos magnesianos: B - Monzogranito (Hbmz - cores escuras) e sienogranito intermediário (Hbmg - cores claras) e C - Biotita granodiorito, fácies serizada e porfírica (Bgs e Bgp - cores escuras e claras); e (D e E) Granitos ferrosos (tangentes e eixos P juntos): D - Sienogranito da borda e feldspato alcalino granito (Bhsg e Fag), incluindo o contorno dos polos de falhas e cataclase (n = 64; máxima densidade 7,3%). (E) Feldspato alcalino granito (Fag) na cava Boa Vista (pt 1-oeste), que é alongada segundo E-W, como mostra fotografia a esquerda (junho/2012).

NE-SW e WNW-ESE a NW-SE (Fig. 13B). Sua natureza multicíclica é definida por dois domínios composicional-estruturais (Figs. 4, 10A, 13D a 13F e 14), com os termos magnesianos associados a corpo do tipo lacólito e os ferrosos, a intrusões periféricas, parcialmente concordantes no norte e divergentes no sul. Nos primeiros, a trama ASM indica arqueamento de camadas ou pulsos de magma alojados a partir

da base, como desenvolvimento do lacólito central (Raposo & Gastal 2009). Isso pressupõe processos de ressurgência da câmara magmática, dado que subsidência em profundidade implica alimentação lateral a partir do topo em razão do abatimento passivo de blocos centrais (Burchardt *et al.* 2012). Dois pulsos de magma, pelo menos, são requeridos na formação da soleira monzogranítica e do granodiorito

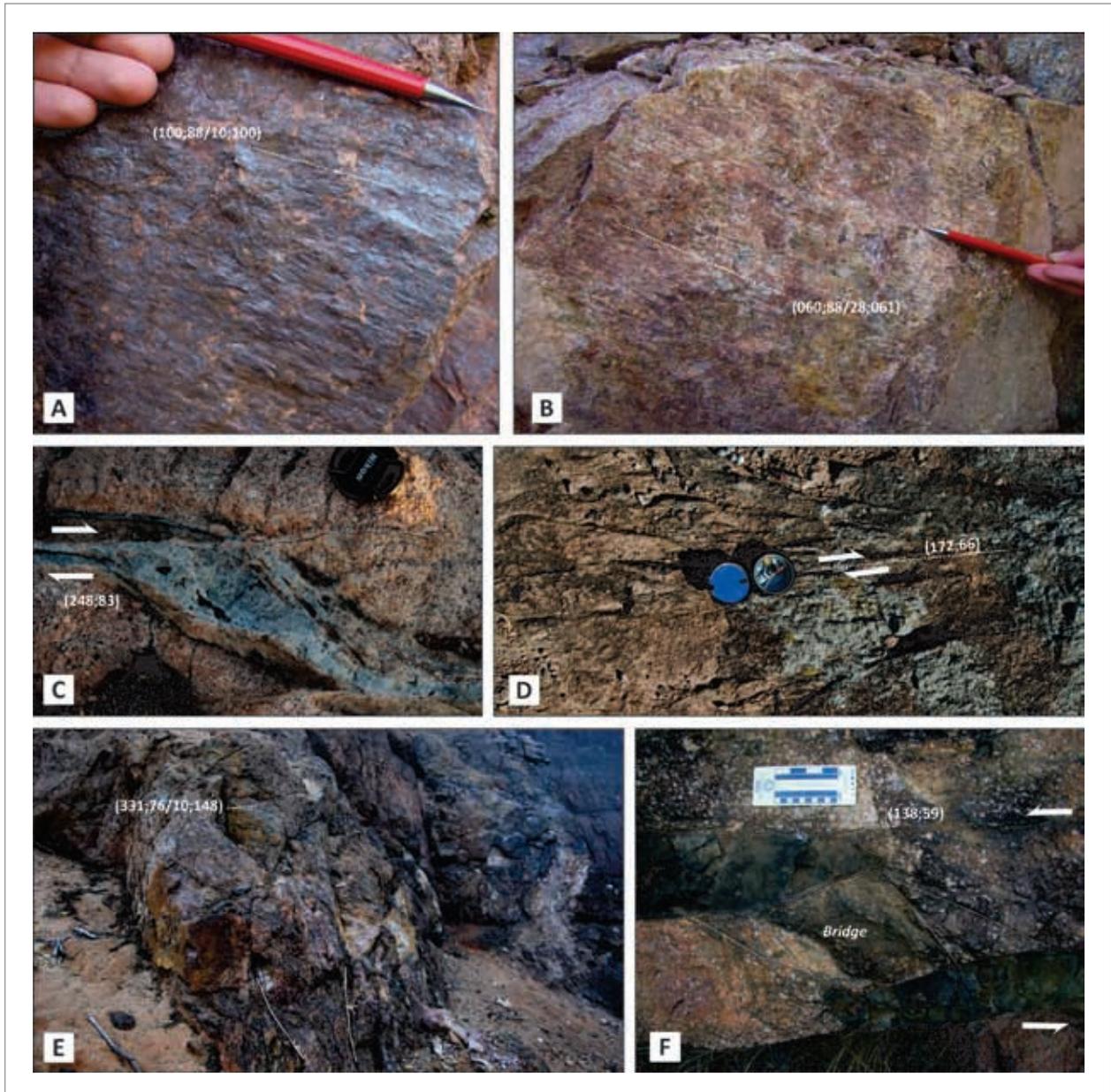


Figura 12. Fotografias de estruturas rúpteis no granito Lavras (pontos e siglas na Fig. 11A; atitude *cf.* regra da mão esquerda): (A) Plano de falha estriado WNW-ESE sinistral, coberto com hematita (pt. 6-norte, Hbmz); (B) Plano de falha estriado NE-SW dextral (pt. 7-sudeste, Bgp); (C) Jog transtensivo dextral, em veio de quartzo NE-SW (pt. 8-leste, Bgp); (D) Splay dextral NNW-SSE, em sistema denso de fraturas (pt. 14-oeste, Bhsg); (E) Zona de intensa cataclase NNE-SSW, interrompida por plano estriado NW-SE sinistral (bancada sul, cava Boa Vista; Fag); e (F) Interação parcial entre segmentos de dique máfico *en échelon* (10 - 15 cm de espessura; pt. 1-oeste; Fag).

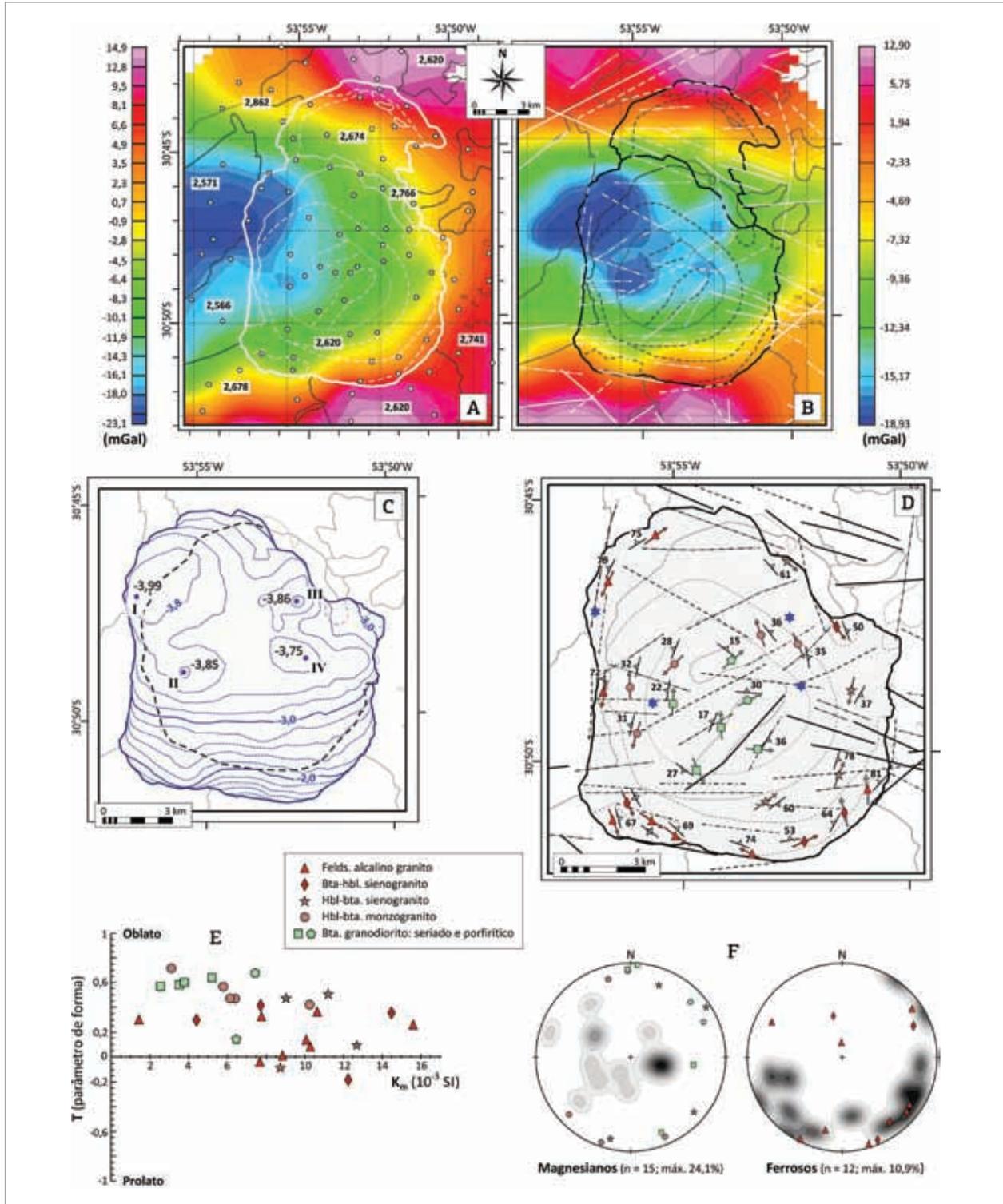


Figura 13. Granito Lavras: (A-C) Gravimetria (Cunha *et al.* 2008). Mapas das anomalias Bouguer (A) e residuais (B). Em A, estações de medida e valores médios de densidade (em 10^{-3} kg/m³) (contatos, lineamentos e coordenadas seguem Figs. 2A e 10); (C) Mapa das profundidades do assoalho, obtidas por inversão gravimétrica 3D (isóbatas a 0,20 km; contraste de densidade de $-105,7$ kg/m³). Números romanos para as principais raízes; (D-F) Anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) (Raposo & Gastal 2009). (D) Mapa simplificado exibindo foliação e lineação magnética. Números para mergulho da foliação e seta branca para lineação subvertical; e as quatro raízes como em C; (E) Diagrama do parâmetro de forma do elipsoide ASM - T versus o valor médio da suscetibilidade magnética - K_m ; e (F) Estereogramas (Rede de Schmidt, hemisfério inferior) para contorno dos polos da foliação (densidade máxima conforme Fig. 2, para $K = 60$) e símbolos para lineação, nos granitos magnesianos e ferrosos.

subjacente. Ao intrudir a soleira, o granodiorito promoveu seu arqueamento e o rompimento do teto segundo falhas NE-SW dextrais, acarretando a descompressão do magma (*quenching*) e a formação da fácies porfírica do granodiorito (Fig. 2A). Entretanto, não é possível descartar o vínculo da soleira precursora com possível dique anelar (Figs. 6C, 10B, 10C e 15B).

Corpos distintos de granitos ferrosos foram alojados ao longo de estruturas rúpteis periféricas, na interseção ou próximo daquelas ativadas com a formação do lacólito, como os de nordeste e noroeste (Figs. 10 e 11). No sul, o alojamento foi favorecido pela ruptura das encaixantes segundo falhas periféricas ENE-WSW e NE-SW (Figs. 13D), o que pode explicar a maior movimentação dos estratos sedimentares (Fig. 2A). Os granitos ferrosos promoveram, assim, a ampliação lateral do *pluton* durante máxima extensão segundo NW-SE a NNW-SSE (Figs. 11D e 11E), o que requer expansão da câmara magmática sotoposta (Fig. 15D). Portanto, não representam diques ou intrusões anelares, dado que a definição original de tais termos inclui critérios descritivos e genéticos, específicos do momento da subsidência (Roberts 1970; Stevenson *et al.* 2008). Sua geometria é consistente com episódios finais na câmara magmática, quando intrusões anulares ressurgentes reativam falhas periféricas ou antigos diques anelares (Johnson *et al.* 2002; Saunders 2005;

Kennedy & Stix 2007). O crescimento dessas intrusões, em incrementos de magma, envolve mecanismos do tipo *crack-seal* que dependem das condições de extensão, da pressão do magma e do restabelecimento do comportamento reológico favorável à fratura a cada incremento (Bartley *et al.* 2008). Isso implica crescimento lento das intrusões anulares no GL, explicando contatos bruscos sem a redução da granulação por causa do contraste termal. A expansão da câmara sotoposta pode ser atribuída à recarga com magma hidratado de alta temperatura, análogo aos diques máfico-ultramáficos lamprofíricos (Fig. 3), o que justifica a composição distinta dos granitos (Fig. 4).

Tectônica rúptil e o centro vulcano-plutônico

Os dois eventos tectônicos com cinemática contrária e direção NW-SE a WNW-ESSE foram determinantes no posicionamento e na evolução do centro vulcano-plutônico. O sistema transcorrente NW-SE dextral (< 620 – 630 Ma e > 600 Ma) corresponde aos eventos finais da Orogênese Dom Feliciano (< 620 – 640 Ma) no antepaís. A fase tardia WNW-ESE dextral, respondendo a menor *stress* diferencial próximo ao colapso desta, teria favorecido o início da atividade vulcânica (\approx 600 – 610 Ma). O sistema WNW-ESE transtensivo sinistral (\approx 590 – 600 Ma), restrito à Z. F.

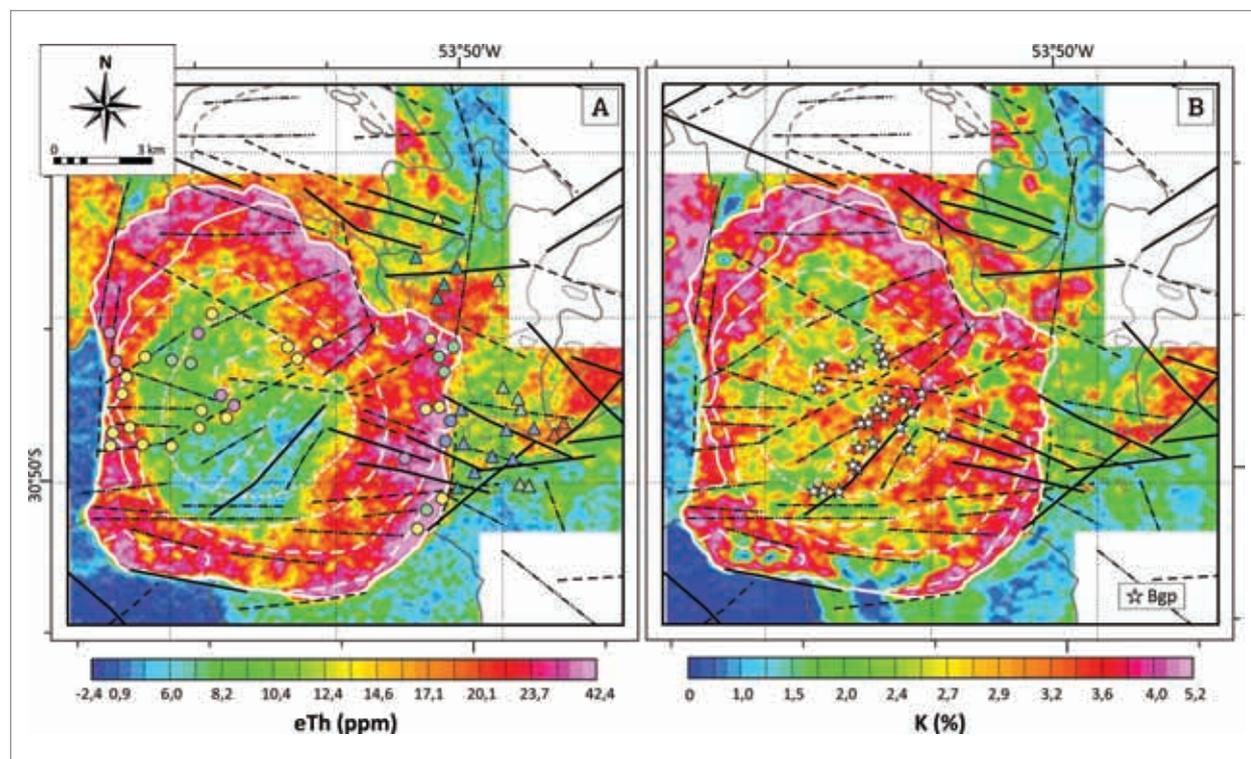


Figura 14. Mapas gamaespectrométricos do granito Lavras (Amarillo 2007): (A) e Th (ppm) e (B) K (%). Prospectos de Au-Cu-Pb (Ag) em A (Fig. 3A), e afloramentos da fácies porfírica do granodiorito em B (Bgp). Contatos, lineamentos e coordenadas seguem Figs. 2A e 10.

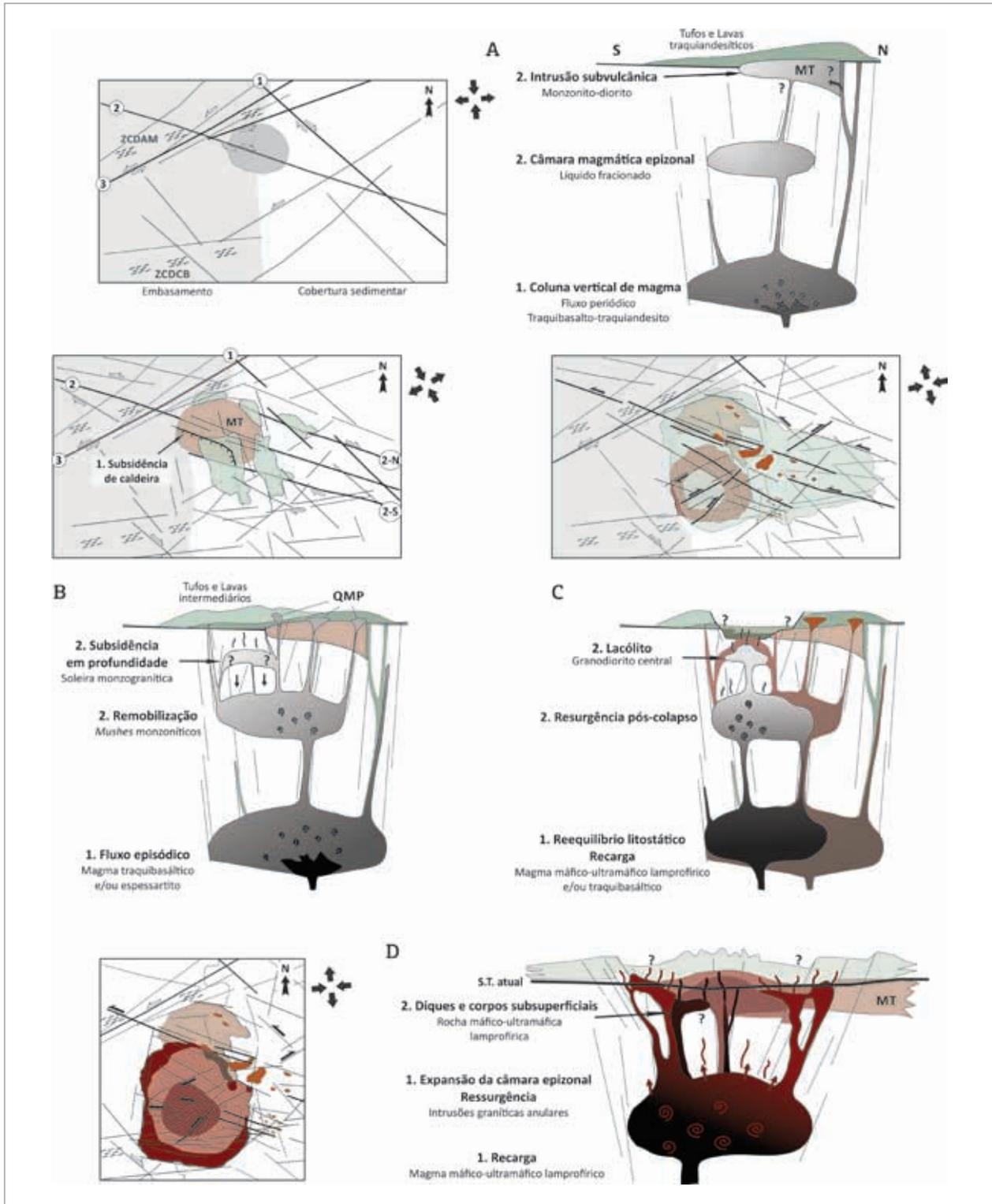


Figura 15. *Cartoons* ilustrando estágios na construção do centro vulcano-plutônico durante a mudança no deslocamento da Z. F. Palma-Jacques, de dextral (A e B) para sinistral (C e D). São indicados os componentes de máximo e mínimo *stress*, a atividade magmática e estruturas rúpteis em mapa esquemático (linhas contínuas para falhas ativas – preta e pré-existentes ou inexpressivas – cinza; feições seguem Figs. 2A, 6, 9 e 11), e na coluna vertical de magma (\approx N-S, sem escala): (A) Estabelecimento da coluna vertical de magma traquibasáltico; (B) Remobilização de *mushes* cristalinos na câmara epizonal, seguida por episódios de subsidência de caldeiras em superfície e em profundidade; (C) Restabelecimento do equilíbrio litostático com o ascenso de magmas a partir de níveis mais profundos, ocasionando a ressurgência central; e (D) Ressurgência via intrusões anulares graníticas induzidas por magma máfico-ultramáfico lamprofírico no nível epizonal.

Palma-Jacques (ZFPJ), marca a inversão nas condições de *stress* regional atribuído ao relaxamento tectônico, comum em orogenias oblíquas. A ZFPJ corresponde a lineamento longo e difuso (Figs. 5 e 7A), sendo difícil interpretá-la como uma descontinuidade litosférica, em analogia a outros locais em que a atividade ígnea e a movimentação destas estruturas são coevas (Acocella & Funicello 2010; Pirajno 2010).

Em ambiente pós-colisional distante do *front* colisional, contudo, as zonas de transtensão apresentam atividade irregular e cinemática difusa (Shabaniyan *et al.* 2012). Este parece ser o caso da ZFPJ, cuja movimentação foi coeva à atividade magmática. Seus segmentos condicionam os limites do monzonito Tapera (MT), sugerindo o papel do reservatório magmático na partição da deformação (Figs. 6 e 15B). Estes segmentos atuaram como condutos para magmas diversos, traquiandesíticos no norte e também quartzo monzoníticos no sul (Fig. 3A). Além disso, diques ao longo da ZFPJ sugerem atividade magmática paralela à ruptura do MT durante episódio de subsidência de caldeira, consistente com tectônica transtensiva. Nesse caso, a falha mestra acima do reservatório magmático acomoda estruturas extensivas durante o deslocamento lateral, porém não é ativada com a subsidência (Holohan *et al.* 2008). Atua como barreira à propagação de falhas subsidiárias que condicionam o colapso, de modo que o limite da área abatida é irregular e escalonado, como no sudeste do MT (Fig. 2A).

A inversão no deslocamento das estruturas rúpteis é evidente na sequência vulcânica, porém apenas o evento tardio está registrado no *stock* de QMP e granito Lavras (Figs. 7, 9 e 11). A interseção das zonas de falha Palma-Jacques e Passo das Carretas seria suficiente para ocasionar intenso fraturamento a leste (Fig. 5B), todavia a geometria e a sucessão de falhas na zona de transferência da ZFPJ corroboram duplex transtensivo esquerdo (Fig. 6). A alternância entre fases tectônicas de direção WNW-ESE sinistral e NE-SW dextral, com movimento lateral e normal na sequência vulcânica e lateral no granito, é consistente com esse tipo de estrutura duplex (Dooley & Schreurs 2012). As últimas (NE-SW), em alto ângulo com o deslocamento principal, teriam sido ativadas pela rotação local dos tensores de *stress* em face da construção do centro vulcano-plutônico (Fig. 11), paralela à migração para sul das zonas de extensão (Fig. 15C). O granito, então, é construído na interseção da falha NE-SW com o segmento sul da ZFPJ. A mudança na composição dos diques WNW-ESE a ENE-WSW acompanha esta migração (Fig. 3A).

Apesar da equivalência entre eventos tectônicos e ígneos, levantamentos futuros são requeridos para detalhar o efeito da saturação em fraturas em terrenos antigos e as reativações posteriores. A inversão no regime tectônico, contudo, é a alternativa adequada para explicar magmas máfico-ultramáficos lamprofíricos no final da evolução do centro

vulcano-plutônico e sua relação com a ZFPJ. Tal inversão é suficiente para que o manto litosférico metassomatizado, em condição próxima à *solidus*, entre em regime de fusão parcial por descompressão. Segundo Vaughan e Scarrow (2003), este processo é também capaz de induzir a reativação de zonas transtensivas difusas em ambiente pós-colisional. O intervalo de *c.a.* 30 m.a., entre o término desses eventos ígneos em Lavras (\approx 590 Ma) e o clímax colisional Dom Feliciano (620 – 640 Ma), é condizente ao descrito em contexto similar por Prelevic *et al.* (2005).

Considerações sobre a mineralização

Estruturas rúpteis ativadas durante regime sinistral da ZFPJ constituem o principal controle da mineralização no distrito aurífero de Lavras do Sul (Figs. 3A, 10A e 14A). As ocorrências não mostram correlação clara com a zonação dos granitos, estando distribuídas próximas ou na interseção de falhas WNW-ESE (\pm NW-SE) com as NE-SW e NNE-SSW. O papel exercido por essas estruturas durante o alojamento das intrusões anulares sugere que elas sejam reflexo do comportamento das rochas encaixantes diante da expansão do reservatório magmático sotoposto. Granitoides mais resistentes no oeste induziram a reativação de estruturas rúpteis no interior do *pluton*, enquanto no leste, as rochas vulcânicas estavam intensamente fraturadas em razão do desenvolvimento do duplex transtensivo sinistral e do centro vulcano-plutônico. Consequentemente, os prospectos são frequentes na metade oeste e restritos ao contato no leste (Fig. 3A). Isso fortalece o vínculo da mineralização com os últimos episódios de ressurgência, ocasionados por magmas máfico-ultramáficos lamprofíricos. As intrusões anulares decorrentes, formadas em pequenos incrementos, seriam capazes de reter fluidos e magma no nível epizonal (\geq 4 km), requisito-chave para depósitos do tipo pórfiro (Sillitoe 2010; Kennedy *et al.* 2012).

A gênese das ocorrências neste distrito, entretanto, não está vinculada diretamente aos granitos como argumentam Remus *et al.* (2000) e Bongiollo (2006), ao contrário do que ocorre nos depósitos clássicos do tipo pórfiro (Sillitoe 2010). No caso de depósitos do tipo Cu-Au pórfiro e Au-epitermal em posições isoladas nos arcos continentais e em ambientes pós-colisionais, a mineralização cuprífera está associada a magmas intermediários e a aurífera àqueles máficos lamprofíricos tardios (Richards 2009). Tal alternativa seria capaz de explicar a zonalidade no distrito de Lavras do Sul, Au *versus* Cu-Pb (Fig. 3A), bem como paragêneses do minério distintas em rochas vulcanogênicas dos dois distritos, Lavras do Sul (Cu-Au) e Seival (Cu). Em Lavras, essas rochas ficaram expostas à atividade hidrotermal prolongada, sujeitas à superposição de diferentes episódios mineralizadores.

Modelo integrado

O modelo esboçado considera a coluna vertical de magma (*Mush column*; Marsh 2000), estabelecida durante regime dextral da Z. F. Palma-Jacques. A diversidade de magmas nessa coluna depende da frequência na atividade magmática, que é reduzida no período pós-colisional (1 – 5 Ma). O estágio inicial (Fig. 15A), com fluxo periódico de magma traquibasáltico a traquiandesítico, traduz a formação do reservatório precursor alojado em interface entre o embasamento e a cobertura sedimentar (Formação Maricá), na interseção das zonas de falha Palma-Jacques (WNW-ESE dextral) e Cerro dos Cabritos (NE-SW sinistral). O monzonito Tapera (MT) equivale à intrusão subvulcânica, talvez alimentada por conduto lateral durante a expansão deste reservatório (anomalia “a” – Fig. 6B).

A crescente descompressão, próxima ao final do período pós-colisional, propicia a diversificação na produção de magmas no manto a partir de fontes mais profundas metassomatizadas, provendo magmas lamprofíricos ao sistema. Magmas hidratados como esses, ao reativarem a coluna vertical, vesiculam no nível epizonal (≤ 400 MPa) (Edmonds 2010), acarretando grande expansão do reservatório. Embora mais esparsas, as recargas ocasionam períodos muito dinâmicos, com ciclos sucessivos de subsidência-ressurgência em superfície e em profundidade. No segundo estágio (Fig. 15B), fluxo mais esparsa ao longo da coluna, incluindo também magma espessartítico, seria responsável pelo alojamento de corpos máficos (anomalias “b” e “c” – Fig. 6B) e pela reativação de *mushes* cristalinos monzoníticos no nível epizonal, com a geração de líquidos quartzo monzonitos. Esses líquidos magmáticos foram alojados em inúmeros corpos subvulcânicos (QMP – Figs. 2A e 4A) em razão da evasão lateral facilitada pelo intenso fraturamento a leste. Tal processo de evasão sela as estruturas rúpteis ao redor e ocasiona deflação na câmara magmática, favorecendo subsidência em profundidade, que poderia ser associada à soleira monzogranítica. A ruptura e o colapso parcial do MT teriam ocorrido durante um ou mais episódios de subsidência, aparentemente, anteriores e mais superficiais.

A resposta crustal ao desequilíbrio litostático, gerado com o colapso de caldeira, envolve o ascenso de magma de níveis mais profundos, que remobiliza e interage com o líquido residual na câmara, ocasionando a ressurgência. Isso intensifica o fraturamento do teto, facilitando a intrusão e erupção de parcelas de magma, o desenvolvimento de amplo sistema magmático-hidrotermal e sua interação com fluidos meteóricos. Intrusões centrais, na forma de lacólito ou domo estrutural, acarretam deslocamento vertical expressivo (hm-km) em centros vulcano-plutônicos maduros (Smith & Bailey 1968; Kennedy *et al.* 2012), encerrando o ciclo do edifício vulcânico (Delcamp *et al.* 2012).

Intrusões anulares promovem ressurgência prolongada, embora em menor escala por causa do volume reduzido de líquido residual (Saunders 2001). O terceiro estágio ilustra a ressurgência na câmara epizonal durante período de maior dinamismo do sistema, quando é estabelecida a estrutura vulcano-plutônica central (Fig. 15C). A formação do lacólito no granito Lavras ocorre após a mudança no regime tectônico, dado que a intrusão do granodiorito acompanhou o deslocamento dextral de estruturas NE-SW. Isso permite supor a entrada de magmas máfico-ultramáficos lamprofíricos em níveis mais profundos.

O último estágio esquematiza os eventos finais em um centro ígneo em declínio e mais frio (Fig. 15D), quando a ressurgência foi induzida pela presença destes magmas lamprofíricos de alta temperatura no nível epizonal. Disso resultaram as intrusões anulares e a intensa atividade geotermal e hidrotermal, responsável pela mineralização aurífera. Como consequência, magmas graníticos e fluidos teriam interagido com o lacólito central via processo do tipo *filter-pressing*, justificando a geoquímica peculiar do sienogranito intermediário (Figs. 4 e 14). O complexo intrusivo, de acordo com o proposto, está conectado à câmara magmática epizonal com atividade prolongada submetida a sucessivas reativações, o que pode ser a causa do amplo intervalo nas idades U-Pb, Pb-Pb e Ar-Ar (604 – 586 Ma). Isso, aliado ao rejuvenescimento de sistemas isotópicos em razão da intensa atividade geotermal e hidrotermal, poderia ser aventado para explicar diferenças nas idades, em parte contrastantes, entre intrusivas e vulcânicas.

CONCLUSÕES

O modelo do centro vulcano-plutônico, que inclui o complexo intrusivo Lavras do Sul e a sequência vulcânica coeva, fornece uma alternativa aos eventos tectono-magmáticos pós-colisionais no oeste do escudo (≈ 610 – 590 Ma), com implicações relevantes à geodinâmica, petrogênese e metalogênia. Realça a importância de levantamentos integrados estruturais, geofísicos e geológicos no entendimento de intrusões epizonais nestes centros ígneos. Por fim, estabelece as bases para que dados petrográficos, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos sejam mais bem equacionados na investigação de processos e mecanismos de diferenciação magmática. A análise de estruturas rúpteis e lineamentos magnéticos aponta que a construção do centro ocorreu durante a inversão no regime de *stress* regional ao longo da Z. F. Palma-Jacques (N70 – 75°W), acompanhada pela migração das zonas de extensão para sul e, ao final, pela entrada de magmas máfico-ultramáficos lamprofíricos. Falhas ativadas durante a construção do granito Lavras, que equivale ao *pluton* ressurgente central posicionado no sul

do complexo intrusivo, representam o principal controle das estruturas mineralizadas. Isso, aliado à associação comum com diques lamprofíricos, corrobora o vínculo da mineralização aurífera com o último episódio de ressurgência em um centro vulcano-plutônico maduro.

AGRADECIMENTOS

Manifestamos nossos agradecimentos ao Prof. Carlos Eduardo Mesquita de Barros cujas sugestões e comentários

contribuíram à elaboração das ideias expostas, aos revisores anônimos e editores da revista e aos bolsistas de IC Laércio Dal Omo Barbosa, Melissa Abrão Zeni e Pedro Henrique Sulzbach de Andrade. Agradecemos à Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, que cedeu os dados aerogeofísicos regionais, e à Amarillo Mineração do Brasil Ltda. que forneceu os dados geofísicos de detalhe e financiou parcialmente este trabalho. Contamos com recursos oriundos dos auxílios CNPq n° 475388/2008-9, PRONEX/FAPERGS n° 10/0045-6 e FAPERGS n° 12/1980-3.

REFERENCES

- Acocella V. & Funicello F. 2011. Structural control of arc volcanism and related kinematic setting: An overview. *Earth and Planetary Science Letters*, **289**:43-53.
- Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D. 2012. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge, Cambridge University Press, 289 p.
- Angelier J. & Mechler P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: La méthode des dièdres droits. *Bulletin de Société Géologique de France*, **19**:1309-1318.
- Bartley J.M., Coleman D.S., Glazner A.F. 2008. Incremental pluton emplacement by magmatic crack-seal. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **97**:383-396.
- Bica M.M., Chemale Jr., Jelinek A.R., Oliveira C.H.E., Guadagnin F., Armstrong R. 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **48**:173-192.
- Bongiolo E.M. 2006. *Integração de dados mineralógicos, isótopos estáveis (O, H) e porosidade de rochas (¹⁴C-PMMA) no reconhecimento da evolução da alteração no sistema hidrotermal de Lavras do Sul/RS, Brasil*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 188p.
- Borba A.W., Mizusaki A.M.P., Santos J.O.S., McNaughton N.J., Onoe A.T., Hartmann L.A. 2008. U-Pb zircon and ⁴⁰Ar-³⁹Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research*, v. 20, n. 3, p. 359-375.
- Burchardt S., Tanner D., Krumbholz M. 2012. The Slaufudalur pluton, southeast Iceland – An example of shallow magma emplacement by coupled cauldron subsidence and magmatic stoping. *Geological Society of America Bulletin*, **124**:213-227.
- Catalano S., Tortorici L., Viccaro M. 2014. Regional tectonic control on large size explosive eruptions: Insights into the Green Tuff ignimbrite unit of Pantelleria. *Journal of Geodynamics*, **73**:23-33.
- Cordell L. & Henderson R.G. 1968. Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics*, **33**(4):596-601.
- Cordell L. & Grauch V.J.S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinze W.J. (ed.). *The utility of regional gravity and magnetic anomalies maps*. Oklahoma, Society of Exploration Geophysicists, v. 16, p. 181-197.
- CPRM. 2007. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Projeto Geologia do Brasil ao Milionésimo – Programa Geologia do Brasil, CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- CPRM. 2010. *Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro, Programa Geologia do Brasil (PGB), Relatório Técnico da Lasa Prospecções Ltda, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 260p.
- Cruden A.R. & McCaffrey K.J.W. 2001. Growth of plutons by floor subsidence: Implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction mechanisms. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A*, **26**:303-315.
- Cunha J.U., Ferreira F.J.F., Gastal M.C., Magro F.H.S. 2008. Modelo gravimétrico 3D do pluton granítico principal, Complexo Intrusivo Lavras do Sul – RS. In: 4º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Foz do Iguaçu, *Resumos Extendidos* (CD-Room), 5p.
- Delcamp A, van Wyk de Vries B., James M.R., Gailler L.S., Lebas E. 2012. Relationships between volcano gravitational spreading and magma intrusion. *Bulletin of Volcanology*, **74**:743-765.
- Dooley T.P. & Schreurs G. 2012. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics*, **574-575**:1-71.
- Edmonds M. 2008. New geochemical insights into volcanic degassing. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, **366**:4559-4579.
- Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1992. Deformation patterns in the Southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, **5**:77-96.
- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Porcher C.C., Tommasi A., Kraemer G., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: parte I - Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4):351-374.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2033-2048.
- Gastal M.C., Teixeira W., Lafon J.M., Remus M.V.D. 2005. Geocronologia ⁴⁰Ar/⁴⁰Ar, ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb e ²⁰⁷Pb/²³⁸U do complexo intrusivo Lavras do Sul, RS. In: 3º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cabo Frio, *Resumo expandido*, 6p.
- Gastal M.C., Lafon J.M., Ferreira F.J.F., Magro F.U.S., Remus M.V.D., Sommer C.A. 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo

- Lavras do Sul – RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte I: Geologia, geofísica e geocronologia ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). *Revista Brasileira de Geociências*, **36**:109-124.
- Gastal M.C., Lafon J.M., Chemale Jr. F. 2010. U-Pb and Pb-Pb zircon ages of Neoproterozoic-Eopaleozoic granites from the western portion of the southern Brazilian Shield. In: 7^o Southern America Symposium on Isotope Geology, Brasília. *Extended Abstracts*, 4 p.
- Grohmann C.H. & Campanha G.A.C., 2010. *OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis*. Presented at the AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco, CA.
- Hancock P.L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, **7**:437-457.
- Hippolyte J.C., Bergerat F., Gordon M.B., Bellier O., Espurt N. 2012. Keys and pitfalls in mesoscale fault analysis and paleostress reconstructions, the use of Angelier's methods. *Tectonophysics*, **581**:144-162.
- Holohan E.P., van Wyk de Vries B., Troll V.R. 2008. Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regimes. *Bulletin of Volcanology*, **70**:773-796.
- Janikian L., Almeida R.P., Trindade R.I.F., Fragoso Cesar A.R.S., D'Agrella fl.M.S., Dantas E.L., Tohver E. 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary succession in southern Brazil and their global implications. *Terra Nova*, **20**:259-266.
- Johnson S.E., Schmidt K.L., Tate M.C. 2002. Ring complexes in the Peninsular Ranges Batholith, Mexico and the USA: magma-plumbing systems in the middle and upper crust. *Lithos*, **61**:187-208.
- Kaul P.F.T. & Rheinheimer D. 1974. *Projeto Ouro no Rio Grande do Sul e Santa Catarina*. Porto Alegre, DNP/CPRM, v.1, 372 p.
- Kennedy B. & Stix J. 2007. Magmatic processes associated with caldera collapse at Ossipee ring dyke, New Hampshire. *Geological Society of America Bulletin*, **119**:3-17.
- Kennedy B., Wilcock J., Stix J. 2012. Caldera resurgence during magma replenishment and rejuvenation at Vallesand Lake City calderas. *Bulletin of Volcanology*, **74**:1833-1847.
- Kloppenburg A., Grocott J., Hutchinson D. 2010. Structural setting and synplutonic fault kinematics of a Cordilleran Cu-Au-Mo porphyry mineralization system, Bingham Mining District, Utah. *Economic Geology*, **105**:743-761.
- Lima E.F. 1995. *Petrologia das rochas vulcânicas e hipoabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 338p.
- Liz J.D., Lima E.F., Nardi L.V.S., Sommer C.A., Saldanha D.L., Pierosan R. 2009. Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Revista Brasileira de Geociências*, **39**:244-255.
- Marret R. & Allmendinger R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, **12**:973-986.
- Marsh B.D. 2000. Magma chambers. In: Sigurdsson H. (ed.). *Encyclopedia of Volcanoes*, San Diego, Academic Press, p. 191-206.
- Milligan P.R. & Gunn P.J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**:63-75.
- Nabighian M.N., Grauch V.J.S., Hansen R.O., LaFehr T.R., Li Y., Peirce J.W., Phillips J.D., Ruder M.E. 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, **70**:33ND-61ND.
- Nardi L.V.S. 1984. *Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil*. PhD Thesis, Department of Geology King's College, University of London, London, 268p.
- Nardi L.V.S. & Lima E.F. 1988. Hidrotermalismo no Complexo Granítico Lavras e vulcânicas associadas. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**:269-375.
- Petford N., Cruden A.R., McCaffrey K.J.W., Vigneresse J.L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, **408**:669-675.
- Petit J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, **9**:597-608.
- Pirajno F. 2010. Intracontinental strike-slip faults, associated magmatism, mineral systems and mantle dynamics: examples from NW China and Altay-Sayan (Siberia). *Journal of Geodynamics*, **50**:325-346.
- Porcher C.A. & Lopes R.C. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB: Cachoeira do Sul* (folha SH.22-Y-A), Porto Alegre, CPRM/DNPM (CD-ROOM).
- Prelevic D., Foley S.F., Romer R.L., Cvetkovic V., Downes H. 2005. Tertiary ultrapotassic volcanism in Serbia: Constraints on petrogenesis and mantle source characteristics. *Journal of Petrology*, **46**:1443-1487.
- Raposo M.I.B. & Gastal M.C. 2009. Emplacement setting of the granite pluton of the Lavras do Sul Intrusive Complex (Rio Grande do Sul State), south Brazil: Determined by magnetic anisotropies. *Tectonophysics*, **466**:18-31.
- Reischl J.L. 1978. Mineralizações cupríferas associadas a vulcânicas na Mina Seival – RS. In: 30^o Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, v. 4, p.1568-1582.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Reischl J.L. 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu(Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research*, **3**(2):155-174.
- Ribeiro M., Bocchi P.R., Figueiredo Filho P.M., Tessari R.I. 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, RS. *Boletim do Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia*, v. 127, 252 p.
- Ribeiro M.J. 1978. Mapa preliminar do cobre no Escudo Sul-riograndense. Nota Explicativa. Departamento da Produção Mineral, Brasília. *Série Geologia*, v. 3, 104 p.
- Richards J.P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, **37**:247-250.
- Roberts J.L. 1970. The intrusion of magma into brittle rocks. In: Newall G. & Rast N. (eds.). *Mechanism of Igneous Intrusion*. Geological Journal, Special Issues, **2**:287-338.
- Roldão D.G. 2000. *Análise integrada de dados estruturais e geofísicos no controle de depósitos minerais na região oeste do Escudo Sul-riograndense*. MS Dissertation, Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 133p.
- Saunders S.J. 2005. The possible contribution of circumferential fault intrusion to caldera resurgence. *Bulletin of Volcanology*, **67**:57-71.
- Shabanian E., Acocella V., Gioconda A., Ghasemi H., Bellier O. 2012. Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. *Tectonics*, **31**:TC3012.

- Silva L.C., McNaughton N.J., Armstrong R., Hartmann L.A., Fletcher I.R. 2005. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, **136**:203-240.
- Sillitoe R.H. 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, **105**:3-41.
- Smith R.L. & Bailey R.A. 1968. Resurgent cauldrons. In: Coats R.R., Hay R.L., Anderson C.A. (eds.). *Studies in Volcanology. Geological Society of America Memoir*, **116**:613-662.
- Stevenson C.T.E., O'Driscoll B., Holohan E.P., Couchman R., Reavy R.J., Andrews G.D.M. 2008. The structure, fabrics and AMS of the Slieve Gullion ring-complex, Northern Ireland: testing the ring-dyke emplacement model. *The Geological Society, London, Special Publications*, **302**:159-184.
- UFRGS. 2003. Mapa Geológico de Parte da Folha Arroio América - SH-22-Y-A-IV-1 (MI 2995/1). Trabalho de mapeamento, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul.
- UFRGS. 2004. Mapa Geológico de Parte da Folha Lavras do Sul - SH-22-Y-A-IV-3. Trabalho de mapeamento, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul.
- Vaughan A.P.M. & Scarrow J.H. 2003. K-rich mantle metasomatism control of localization and initiation of lithospheric strike-slip faulting. *Terra Nova*, **15**:163-169.

[Arquivo digital disponível on-line no site www.sbgeo.org.br](http://www.sbgeo.org.br)