

Determinação da orientação preferencial de forma (OPF) de silicatos em rochas graníticas: Granito Campina Grande (PB)

Sérgio Wilians de Oliveira Rodrigues¹, Carlos José Archanjo² & Patrick Launeau³

Resumo A utilização de imagens brutas e tratadas digitalmente de afloramentos de rochas graníticas na obtenção da OPF (orientação preferencial de forma) de silicatos foi avaliada utilizando-se os métodos do tensor de inércia, interceptos e R/ϕ (técnicas de Shimamoto & Ikeda 1976 e Peach & Lisle 1979). Os resultados obtidos também são comparados com OPFs obtidas por análise de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM). O estudo foi realizado no Granito de Campina Grande, localizado na Zona Transversal da Província Borborema. Os resultados obtidos com a utilização de imagens (métodos do tensor de inércia, interceptos e R/ϕ) apresentam OPFs com geometria e parâmetros de forma bem semelhantes entre si, mas com grau de anisotropia diferentes. As OPFs obtidas por ASM apresentam, em alguns casos, fortes discordâncias com os resultados obtidos pela análise de imagens, o que indica uma provável modificação da trama magnética no plúton estudado. As orientações e formas das OPFs obtidas são consistentes com a estrutura semi-concêntrica do Granito Campina Grande observada em campo. A caracterização nas bordas dos granitos de tramas plano-lineares com grau de anisotropia relativamente mais alto do que no centro, configura um domínio típico observado em zonas de acomodação de plútons em zonas profundas em regime dúctil.

Palavras-chave: orientação preferencial de forma (OPF), tensor de inércia, método dos interceptos, R/ϕ , Granito Campina Grande.

Abstract *Determination of silicates shape preferred orientation (SPO) in granitic rocks: Campina Grande granite (PB).* The use of raw and processed digital images to calculate the silicate shape preferred orientation (SPO) in granitic rocks was evaluated through the Inertia Tensor, Intercepts and R/ϕ methods (cf. Shimamoto & Ikeda 1976 and Peach & Lisle 1979). SPO results were compared with anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), which measures the bulk preferred orientation of para- and ferromagnetic grains. The study was focused in the Campina Grande granite pluton situated in the Transversal Zone of the Borborema Province. SPO shows that the ellipsoid symmetry of the silicate fabric was very similar in the Inertia Tensor, Intercepts and R/ϕ methods, but with different anisotropy values. Moreover, SPO and AMS may show contrasted shape and anisotropy parameters, although their tensor principal directions usually hold the same orientations. Differences between the silicate and magnetic fabrics were attributed to the mineral phases that carry the anisotropy, the feldspar and mafics in the shape fabric and mostly magnetite in AMS. The mineral and magnetic foliations, however, reproduced the semi-concentric shape of the Campina Grande pluton indicating that both methods can be used to describe the orientation of the magmatic fabric. In addition, the higher anisotropies close to the pluton margins and foliations that dip inward suggest the Campina Grande pluton exposes its deeper domains. These results agree with the relatively high amount of diorite mingled with porphyritic granite, suggesting it exposes the root of a magmatic chamber.

Keywords: shape preferred orientation (SPO), inertia tensor, intercepts and R/ϕ and Campina Grande Granite.

INTRODUÇÃO Os métodos de caracterização da orientação preferencial de forma (OPF) tomaram um novo impulso com a possibilidade da utilização de micro-computadores, câmeras digitais e programas específicos que conseguem tratar um grande número de informações. Estas novas tecnologias tornaram a caracterização da OPF em uma operação prática e relativamente rápida.

Nos últimos anos a caracterização da OPF em tramas minerais de rochas ígneas (principalmente graníticas), tem sido largamente utilizada para a caracterização da estrutura interna de corpos ígneos e seus mecanismos de alojamento.

Neste trabalho é enfocada a utilização de imagens de afloramento de rochas graníticas na obtenção da OPF.

1 - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, São Paulo (SP) e CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de São Paulo, São Paulo (SP), Brasil.

E-mail: srodrigues@sp.cprm.gov.br

2 - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Mineralogia e Geotectônica, São Paulo (SP), Brasil.

E-mail: archan@usp.br

3 - Laboratoire de Pétrologie Structurale, Université de Nantes, 2, Rue de la Houssière, 44072 Nantes, França.

E-mail: Patrick.Launeau@univ-nantes.fr

Estas imagens foram trabalhadas com diferentes tratamentos digitais (análise de imagens) e métodos de cálculo de forma e orientação de elipses em análises bidimensionais (2D). Os diferentes resultados obtidos são comparados utilizando-se os parâmetros escalares (magnitude, forma) e direcionais (orientação preferencial) do elipsóide de trama (3D). Também são comparados com petrotramas obtidas por anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM).

As imagens utilizadas foram obtidas em afloramentos do Granito Campina Grande da Província Borborema (Nordeste do Brasil), sendo realizado um perfil sistemático ao longo do mesmo.

MÉTODOS A obtenção da OPF através da análise de imagem obedece a quatro etapas distintas (Fig. 1): (i) fotografia digital das seções do afloramento, (ii) processamento da imagem, (iii) determinação dos parâmetros da OPF em cada seção e (iv) reconstituição do elipsóide correspondente à distribuição da sub-população de grãos. A reconstituição da trama em 3D a partir de seções 2D depende fundamentalmente do modo de ocorrência do afloramento rochoso. Este deve conter pelo menos três seções mutuamente ortogonais ou (sub)-ortogonais com área de exposição igual ou maior que 2500 cm². As seções devem ser preferencialmente planas com bom contraste entre fenocristais (se presentes) e a matriz, ou entre os minerais máficos e os félsicos. Estas condições são normalmente encontradas em cortes de estrada recentes e em pedreiras para extração de blocos rochosos. Cada

face foi cuidadosamente orientada (direção/mergulho) e fotografada com uma câmera digital. Utilizamos, neste trabalho, uma câmera com resolução de 5 MPixel.

O estudo da (sub)-trama de fenocristais de feldspato é indicado quando há contraste destes com a matriz. Dependendo dos objetivos do estudo, o contorno dos fenocristais pode ser desenhado sobre uma folha transparente, ou diretamente no computador em programas de edição como o *Adobe Photoshop* ou similares, e posteriormente trabalhado como imagens binárias (preto e branco). Também podem ser utilizadas imagens brutas em tons de cinza, nas quais o contraste de tons entre a matriz e os fenocristais possa ser utilizado para individualizar os fenocristais em uma imagem binária. Na conversão da imagem bruta para imagem binária são utilizados tratamentos digitais disponíveis em programas de edição de imagens que ressaltam o contraste entre a matriz e os fenocristais, como inversões de tons de cinza, ajustes de intensidade etc. Nas imagens binárias obtidas também são aplicados outros tratamentos digitais. Um destes tratamentos, utilizado neste trabalho, consiste basicamente na erosão de 1 *pixel* na periferia de cada objeto obtido na conversão da imagem (no caso representativos de fenocristais). Este procedimento normalmente elimina linhas de 1 *pixel* de comprimento, *pixels* isolados e estreitas "pontes" de *pixels* ligando objetos distintos. Posteriormente são eliminados os objetos com tamanho inferior a 32 *pixels* e os objetos cortados pela borda da imagem.

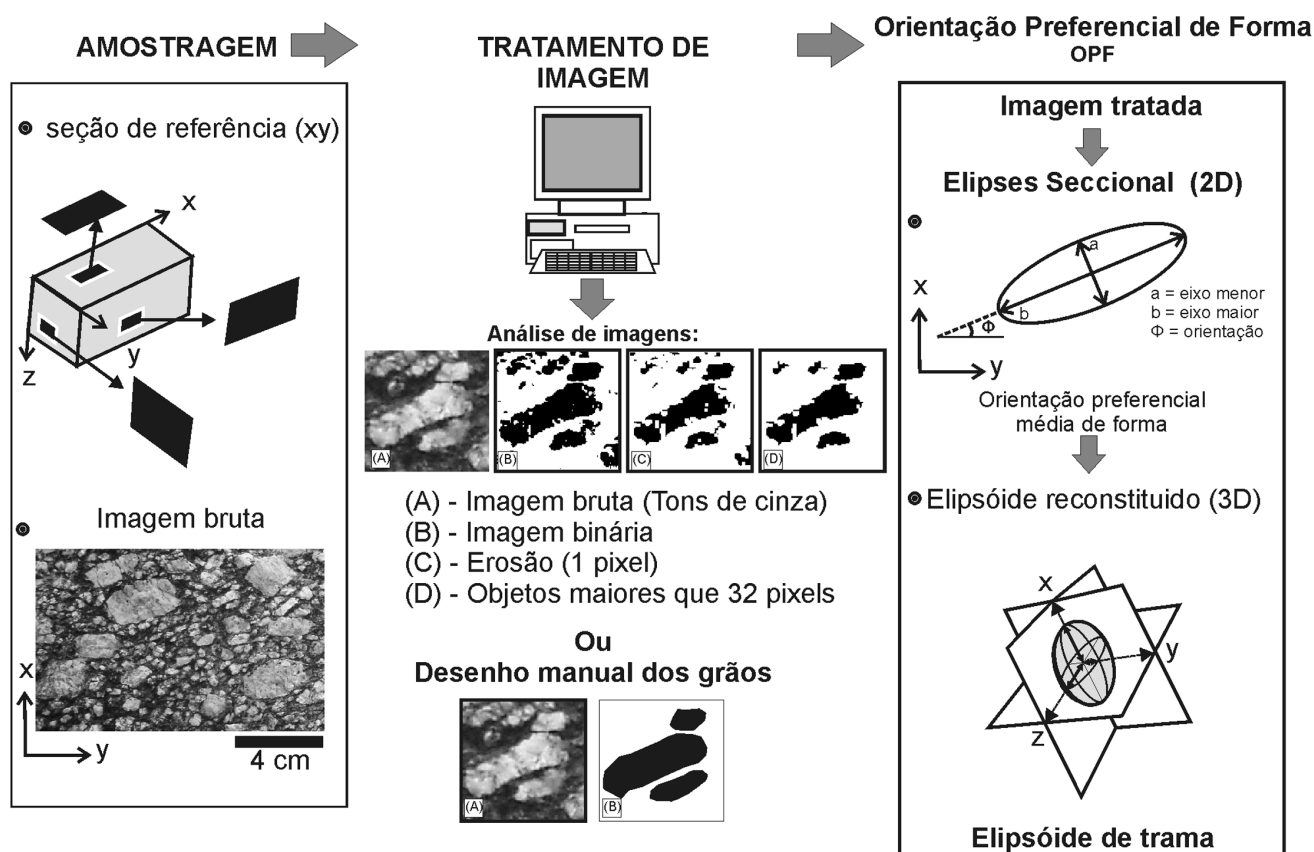


Figura 1 - Aquisição da imagem, procedimentos e determinação do elipsóide de forma (ver discussão no texto).

A determinação dos parâmetros de OPF em cada seção (imagem) foi obtida por meio da aplicação do método clássico de análise da orientação preferencial de forma: R/ϕ (Ramsay 1967, Ramsay & Huber 1983 e 1987) com a utilização das técnicas de Shimamoto & Ikeda (1976) e Peach & Lisle (1979). Também foram aplicados os métodos do tensor de inércia (Launeau & Cruden 1998) e dos Intercepts (Launeau et al. 1990, Launeau & Robin 1996).

Para os cálculos dos parâmetros de orientação e forma foram utilizados os programas Rf/Phi versão 1.0 (Mulchrone & Lisle 1999 e Mulchrone & Meere 2001), baseado na técnica de Peach & Lisle (1979), RFPESHIM (Brandon 1996) fundamentado em Shimamoto & Ikeda (1976), Intercepts v. 2003 (Launeau & Robin 2003a) e SPO v. 2003 (Launeau e Robin 2003b).

A reconstituição do elipsóide correspondente à distribuição da sub-população de grãos foi realizada utilizando-se o programa ELLIPSOID (Launeau & Robin 2003c) baseado no método do tensor quadrático de forma (Launeau & Cruden 1998), que será descrito a seguir.

Também em cada afloramento foram extraídos entre 4 a 6 cilindros orientados de rocha com 2,5 cm de diâmetro, utilizando-se uma perfuratriz portátil. Estes cilindros foram cortados em laboratório para produzir espécimes de 2,2 cm de altura. A determinação da ASM nestes espécimes e caracterização da petrotrama magnética seguiram os procedimentos descritos em Bouchez

(1997).

Método R/ϕ O método R/ϕ (Ramsay 1967, Ramsay & Huber 1983) pressupõe que, quando uma elipse inicial (com elipsidade R_i) é deformada homogeneamente, a forma resultante é também elíptica. A elipsidade final (R_f) depende diretamente da forma e orientação da elipse inicial e da elipse de deformação. A análise é feita por meio de um gráfico, em sistema cartesiano, relacionando a razão axial de um grande número de elipses contra a orientação de seus eixos maiores. Obtém-se um gráfico simétrico (Fig. 2B) em relação à orientação média (ϕ_1), que define a orientação do eixo maior da elipse de deformação. Sobre a linha de simetria situam-se dois pontos nos quais os eixos dos grãos e da elipse de deformação são coincidentes (Fig. 2A, elipses 1 e 2). A razão de deformação (R_s) pode ser calculada com as equações (1) e (2), utilizando os valores máximos e mínimos da elipsidade final (R_f máximo e R_f mínimo) obtidos na linha de orientação média (ϕ_1).

$$R_s = (R_f \text{ Máx}/R_f \text{ min})^{1/2} \quad (1),$$

quando $R_i > R_s$ (o que reflete em uma distribuição normal no gráfico de R_f versus ϕ).

$$R_s = (R_f \text{ Máx}/R_f \text{ min})^{1/2} \quad (2),$$

quando $R_i < R_s$ (que condiciona maior simetria do gráfico de R_f versus ϕ e uma taxa maior de deformação, sendo a distribuição em forma de gota).

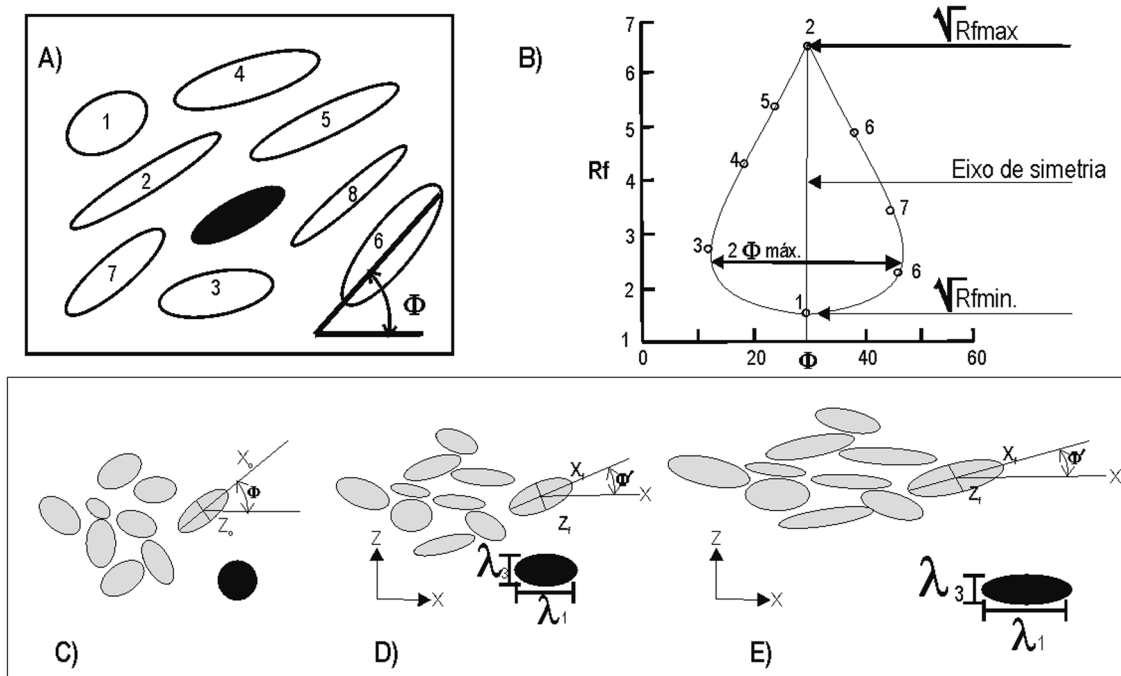


Figura 2 - A) Deformação homogênea de elipses de razão axial originalmente constante e orientações diferentes; B) Gráfico de R_f versus ϕ ; a diferença entre as orientações extremas é o ângulo de flutuação (2ϕ). C) Marcadores indeformados com mesma razão inicial (R_i); D) marcadores deformados homogeneamente; E) Marcadores intensamente deformados. As elipses preenchidas representam a elipse de deformação calculada para cada exemplo apresentado. Modificado de Ramsay (1967) e Ramsay & Huber (1983).

O gráfico de R_f versus φ mostra uma característica adicional das elipses ou marcadores deformados. Ocorre uma variação sistemática na orientação dos eixos maiores dos marcadores de deformação. Essa variação angular, denominada de flutuação ($2\varphi_{\text{máx}}$), é uma função dos valores relativos de R_i e de R_s . Desta forma, quando $R_s > R_i$ a flutuação é bastante pequena, diminuindo gradativamente à medida que aumenta a deformação (Fig. 2C e D). Para uma orientação originalmente aleatória a flutuação inicial anterior à deformação é 180° , isto é, as elipses não têm uma orientação preferencial. Nos casos em que a elipse de deformação tectônica tem elipsidade menor que a elipsidade inicial, a flutuação também é 180° . A inflexão ocorre quando $R_s = R_i$ e, a partir deste ponto, com um pequeno aumento da deformação, produz-se uma forte orientação (Fig. 2E).

Os comportamentos diferenciados de deformação (curvas normais ou em gota nos gráficos de R_f versus φ) foram integrados por Lisle (1977, 1985, 1986), que apresenta uma série de gráficos nos quais diferentes curvas (curvas teóricas *theta*) refletem variadas condições de R_p , R_f e R_s . A partir de diferentes famílias de curvas *theta* teóricas é possível calcular as razões de deformação adaptando-se os dados de R_f às mesmas. As técnicas de Shimamoto & Ikeda (1976) e Peach & Lisle (1979) ajustam matematicamente os dados de R_f e φ às curvas teóricas de *theta* a partir de testes de simetria.

Tensor de Inércia Este método foi desenvolvido por Launeau & Cruden (1998) originalmente para quantificação de tramas de rochas magmáticas, tendo sido tipicamente aplicado para batólitos graníticos.

A razão de forma e a orientação do eixo maior de cada grão podem ser calculadas a partir do tensor de inércia de sua forma (Launeau & Cruden, 1998). São obtidas a partir de imagens *raster* das seções analisadas, sendo constituídas por *pixels*. Se x_i e y_i são as coordena-

das dos *pixels* do grão j (Fig. 3) e A sua área superficial (igual ao número de *pixels*), então o tensor de inércia (\mathbf{M}_j) de sua forma é dado pela matriz (equação 3):

$$\mathbf{M}_j = \begin{vmatrix} m_{xxj} & m_{xyj} \\ m_{xyj} & m_{yyj} \end{vmatrix} \quad (3),$$

Onde:

$$\begin{aligned} m_{xxj} &= 1/A \sum_i (x_i - x_c)^2, \\ m_{xyj} &= 1/A \sum_i (x_i - x_c)(y_i - y_c), \\ m_{yyj} &= 1/A \sum_i (y_i - y_c)^2, \end{aligned}$$

são os componentes do tensor e $x_c = 1/A \sum_i x_i$ e $y_c = 1/A \sum_i y_i$ são coordenadas do centróide do grão.

A razão de forma do grão pode ser definida como $r = (\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ onde λ_1 e λ_2 são os autovalores de \mathbf{M}_j . Da mesma forma, a direção de máxima alongação do grão (Φ), é dada pelo maior autovetor de \mathbf{M}_j . O tamanho do semi-eixo maior (a), e do semi-eixo menor (b) de uma elipse representando o grão é dado por $a = 0,5(\lambda_1)^{1/2}$ e $b = 0,5(\lambda_2)^{1/2}$ em unidade de *pixels* (ou em milímetros se o tamanho do *pixel* é conhecido).

Para correlacionar as orientações preferenciais de forma (OPF) das populações de grãos com a OPF total, introduz-se a média do tensor de inércia de N formas de grãos (Launeau *et al* 1990) (equação 4),

$$\mathbf{M} = 1/N \sum_j \mathbf{M}_j = 1/N \begin{vmatrix} \sum_j m_{xxj} & \sum_j m_{xyj} \\ \sum_j m_{xyj} & \sum_j m_{yyj} \end{vmatrix} \quad (4),$$

que efetivamente fornece uma OPF ponderada pela área de cada grão. A razão de forma média dos grãos $SR_i = (\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ e sua orientação Φ são dadas pelos autovalores e autovetores máximos de \mathbf{M} , respectivamente. As dimensões médias a_i e b_i são calculadas da mesma forma.

A análise de população de grãos pelo tensor de inércia é bastante eficiente em delimitar as características geométricas de cada grão (eixo maior, eixo me-

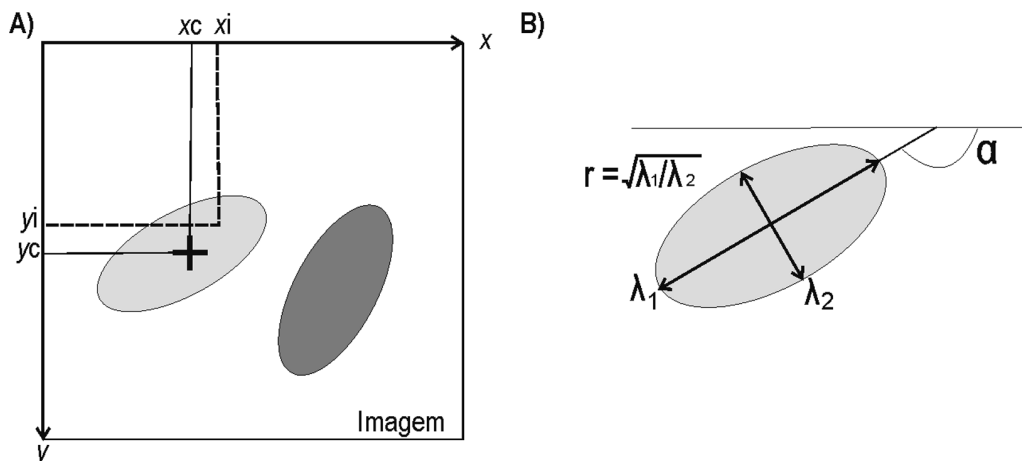


Figura 3 - Elementos do componente do tensor de inércia: A) Elementos da matriz do tensor de inércia. B) Descrição tensorial do objeto cujos autoparâmetros (λ_1 e λ_2) definem o seixos da elipse e sua orientação (α) no sistema de coordenadas xy .

nor e orientação do seu eixo maior), principalmente em formas irregulares. Os dados individuais de cada grão podem ser utilizados em outros programas de cálculo da razão de deformação e de forma.

O programa SPO v. 2003 (Launeau & Robin 2003 b) também calcula a SR_i e a orientação Φ fazendo normalização pela área dos grãos de modo que cada grão apresente o mesmo peso no cálculo.

O método dos interceptos O método dos interceptos (Launeau & Robin 1996), originalmente desenvolvido para quantificação de tramas de rochas ígneas, analisa camadas de objetos (fases) como uma população de linhas. A partir da seleção de fase a ser analisada, por exemplo, um intervalo específico de tons de cinza em uma imagem, é feita uma contagem dos interceptos. A base teórica do método e suas aplicações estão detalhadas em Launeau & Robin (1996).

A contagem dos interceptos é um método paramétrico de análise numérica da trama em uma imagem bidimensional. Ele consiste da determinação do número de interseções (número de *pixels*) entre o limite de um grão e sua matriz através da varredura completa da imagem por uma sucessão de linhas paralelas que giram entre 0 e 180° (Fig. 4). O resultado é representado pela projeção polar da contagem de interseções (rosa de interceptos) correspondendo a cada linha de direção α . O alongamento máximo da rosa de interceptos cor-

responde à direção de menor contagem. A magnitude e a orientação da anisotropia são fornecidas pela rosa de interceptos ponderada pela área total do grão. A rosa de direções, derivada da rosa de interceptos, permite ainda visualizar a geometria interna da trama através das diferentes orientações que constituem anisotropia total.

A direção principal de alongamento da população de grãos pode ser calculada utilizando os eixos de simetria fornecidos pelos autovetores da matriz G dos cosenos diretores dos interceptos (Harvey & Laxton 1980) (equação 5):

$$G = \begin{vmatrix} \sum n\alpha \cos^2 \alpha & \sum n\alpha \cos \alpha \sin \alpha \\ \sum n\alpha \cos \alpha \sin \alpha & \sum n\alpha \sin^2 \alpha \end{vmatrix} \quad (5),$$

onde n é o número total de interceptos e $n\alpha$ o número de interceptos na direção α . A magnitude da orientação preferencial de forma (sr_i) é fornecida pela razão entre os comprimentos médios dos interceptos (L) de uma dada população computado nas direções α e $\alpha+\pi/2$ onde (equação 6):

$$sr_i = L\alpha / L\alpha + \pi/2 \quad (6).$$

Para uma população de grãos circulares (isotrópicos), ou quando os grãos são anisotrópicos porém distribuídos aleatoriamente, a rosa de interceptos pon-

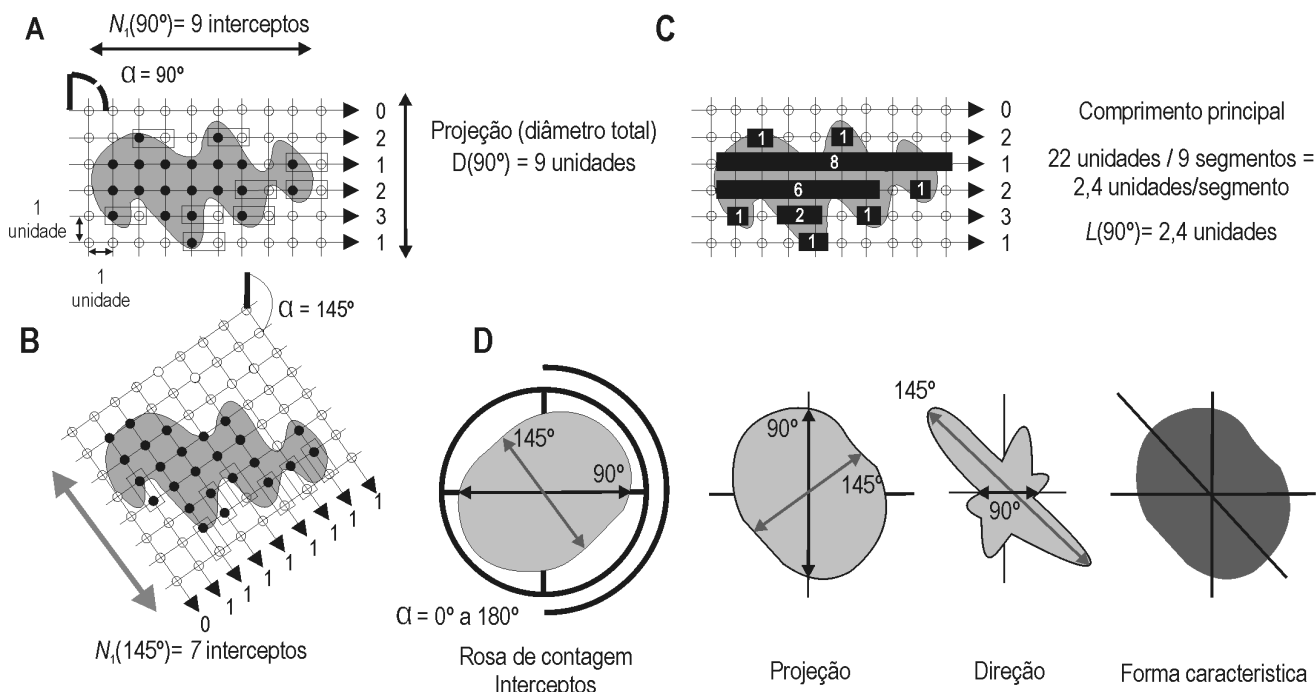


Figura 4 - Determinação da anisotropia pela contagem de interceptos (A) Malha de contagem de interceptos orientada a 90° em relação a um objeto (área sombreada). (B) Malha de contagem de interceptos orientada a 145° em relação a um objeto. A análise de pontos é materializada por círculos vazados (fora do objeto) e preenchidos (interior do objeto). Para várias linhas regularmente espaçadas, paralelas à direção α , o número de interceptos é $N_i(\alpha)$. (C) Malha de contagem de interceptos na direção 90° e definição do comprimento principal (valor direcional). (D) Diagramas em rosáceas de contagem, com projeção do diâmetro total, direção e forma característica. Modificado de Launeau & Robin (1996).

derada possui um $sr_i = 1$; se a população de grãos anisotrópicos for perfeitamente alinhada, teríamos $sr_i = r$; ou seja, a razão axial (a/c) média da população de grãos.

O método dos interceptos destaca-se dos demais por permitir trabalhar com imagens digitais sem um tratamento digital minucioso, como o desenho dos grãos, que na maioria dos métodos e programas se faz necessário. No processamento de imagens, geralmente, grãos isolados perdem suas características, sendo reconhecidos como um único grão. O método dos interceptos, por trabalhar sem a necessidade de individualizar os grãos, consegue reconhecer a anisotropia original destes.

Cálculo de elipsóides a partir das elipses de três seções perpendiculares: Método do tensor quadrático de forma

Quando uma seção bidimensional de análise é grande o bastante para representar a distribuição de uma população de grão, um conjunto de seções paralelas de uma amostra deve fornecer exatamente a mesma anisotropia, tanto em dimensão quanto em orientação (caso contrário, um grande número de seções devem ser analisadas). A partir dos tensores quadráticos bidimensionais de uma amostra calculados em três seções ortogonais, os coeficientes resultantes podem ser combinados para calcular o tensor quadrático tridimensional do elipsóide correspondente (Launeau & Cruden 1998). Este método foi introduzido na geologia estrutural por Shimamoto e Ikeda (1976) para a reconstrução do elipsóide de forma (3-D) a partir dos parâmetros de forma (orientação e grau de anisotropia) medidos em três planos ortogonais entre si. O método foi recentemente generalizado para 3 ou mais planos com orientação qualquer (Robin 2002). Para efetuar a reconstrução foi escrito um programa em Visual Basic, ELLIPSOID, que calcula o melhor elipsóide passando por três ou mais elipses caracterizadas por sua razão axial (eixo longo e curto da elipse; $sr = a/b$) e orientação (φ) do eixo longo (a).

Um elipsóide por ser descrito por uma equação quadrática e a correspondente matriz de forma quadrática. A equação geral do elipsóide, em um sistema de coordenadas próprio (de eixos x, y e z), pode ser expressa pela equação quadrática (equação 7):

$$s_{xx}x_1x_1 + s_{yy}x_2x_2 + s_{zz}x_3x_3 + 2s_{yz}x_2x_3 + 2s_{xz}x_1x_3 + 2s_{xy}x_1x_2 = 1, \quad (7)$$

Onde x_1, x_2 e x_3 são as coordenadas de um ponto sobre o elipsóide, na forma matricial:

$X^t S X = 1$, onde X é a matrix coluna das coordenadas de um ponto sobre o elipsóide, X^t a sua transposta e S a matriz de forma simétrica 3x3. Quando as dimensões do sistema de coordenadas são conhecidas, o tensor de forma quadrático de uma seção xy pode ser escrito como (equações 8 e 9):

$$S_{xy} = \begin{vmatrix} S_{xx} & S_{xy} \\ S_{xy} & S_{yy} \end{vmatrix} = R_{xy}^t \times \begin{vmatrix} 1/a_{xy}^2 & 0 \\ 0 & 1/b_{xy}^2 \end{vmatrix} \times R_{xy}, \quad (8)$$

$$\text{onde } R_{xy} = \begin{vmatrix} \cos\psi_{xy} & -\sin\psi_{xy} \\ \sin\psi_{xy} & \cos\psi_{xy} \end{vmatrix} \quad (9)$$

As outras duas seções mutuamente ortogonais xz e yz fornecem, respectivamente, os coeficientes s_{xx}, s_{xz}, s_{zz} e s_{yy}, s_{yz}, s_{zz} de tal forma que (equações 10 e 11),

$$S = \begin{vmatrix} S_{xx} & S_{xy} & S_{xz} \\ S_{xy} & S_{yy} & S_{yz} \\ S_{xz} & S_{yz} & S_{zz} \end{vmatrix} = R_v^t \times \begin{vmatrix} 1/A^2 & 0 & 0 \\ 0 & 1/B^2 & 0 \\ 0 & 0 & 1/C^2 \end{vmatrix} \times R_v, \quad (10)$$

Em que,

$$R_v = \begin{vmatrix} \cos\alpha \cos\theta \cos\psi & -\cos\alpha \sin\psi & \sin\alpha \sin\theta \\ \sin\alpha \cos\theta \cos\psi & -\sin\alpha \sin\psi + \cos\alpha \cos\theta \cos\psi & -\cos\alpha \sin\theta \\ \sin\theta \sin\psi & \sin\theta \cos\psi & \cos\theta \end{vmatrix} \quad (11)$$

e α, θ e ψ são os ângulos de Euler correspondendo ao azimute, direção e mergulho do elipsóide com comprimentos dos eixos $A \geq B \geq C$.

A matriz S é denominada “matriz de forma” do elipsóide. Contudo, como seus valores principais são funções inversas dos respectivos comprimentos dos eixos do elipsóide, a matriz S também é conhecida como “matriz de forma inversa”. Para que a equação quadrática represente um elipsóide, antes que um hiperbolóide ou um cilindro elíptico, os autovalores de S ($s_x > s_y > s_z$) devem ter valores positivos. As direções dos semi-eixos longo, intermediário e curto do elipsóide são equivalentes aos auto-vetores de S, e suas dimensões A, B e C dadas por (equação 12):

$$A = \frac{1}{\sqrt{S_x}}, B = \frac{1}{\sqrt{S_y}} \text{ e } C = \frac{1}{\sqrt{S_z}}, \quad (12)$$

As propriedades matemáticas do tensor de forma quadrático são as mesmas de outras grandezas físicas, tais como a anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) e a deformação interna (strain). A comparação entre a orientação preferencial de forma (OPF) e a ASM torna-se assim internamente consistente. O programa ELLIPSOID fornece a orientação das direções principais do elipsóide de forma e de seus parâmetros escalares. O programa fornece ainda um “índice de incompatibilidade” entre a medida de uma seção e o elipsóide calculado. Este parâmetro é determinado em cada seção e permite, eventualmente, eliminar do cálculo as seções ou sub-populações fortemente incompatíveis. A compatibilidade entre as elipses seccionais (2-D) e o elipsóide calculado (3-D) é dada pelo parâmetro \sqrt{F} (%). O ajuste das elipses seccionais a um elipsóide (ou hiperbolóide) é justificado quando \sqrt{F} (%) é pequeno (≤ 10) e ideal quando \sqrt{F} (%) = 0. O programa ELLIPSOID calcula os mesmos parâmetros utilizados na

ASM, a saber (equações 13 a 15):

$$-P \text{ (grau de anisotropia)} = A/C \quad (13),$$

$$-P^2 \text{ (anisotropia corrigida)} = \exp \left[2(l_1^2 + l_2^2 + l_3^2) \right], \quad (14),$$

onde $ln = \ln(A, B \text{ ou } C/l)$ e $l = (Ax/BxC)/3$;

- L = A/B (lineação);

- F = B/C (foliação);

$$-T \text{ (parâmetro de forma)} = [2(\ln b_2 - \ln b_3) / (\ln b_1 + \ln b_3)] - 1, \quad (15),$$

Onde: T = 1, se A = B > C planar ou oblato;

T = 0, se A > B > C plano-linear ou neutro;

T = -1, se A > B = C linear ou prolato.

GRANITO CAMPINA GRANDE O Complexo Granítico Campina Grande denominado por Almeida *et al.* (2002a), abrange dois corpos graníticos denominados de Campina Grande (GCG) e Serra Redonda (GSR). Localizam-se na Zona Transversal, na Província Borborema (Brito Neves *et al.* 2001a e b), caracterizada como uma ampla região brasileira que compreende a região nordeste da Plataforma Sul-Americana, formada por um sistema ramificado de orógenos neoproterozóicos que são separados principalmente por terrenos paleoproterozóicos e eventualmente por núcleos arqueanos (Brito Neves *et al.* 2000, Almeida *et al.* 1981).

Ambos os corpos são facilmente identificáveis em imagens de sensores remotos e fotografias aéreas, constituindo importantes feições morfológicas. O GCG destaca-se por sua estrutura radial e forma arredondada, já o GSR apresenta uma estrutura tabular alongada na direção NE-SW (Fig. 5). Apresentam-se delimitados principalmente por zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo (Matinhas, Galante, Campina Grande e São João dos Cariris) e empurrão (Riachão de Bacamarte), conforme Rodrigues & Archanjo (2008). As zonas de cisalhamento transcorrentes constituem importantes feições morfológicas lineares, sendo que formam sistemas de cisalhamento com cinemática sinistral (Matinhas e Galante) e dextral (Campina Grande e São João dos Cariris). O sistema de empurrão de Riachão de Bacamarte apresenta predomínio de transporte de topo para N-NW.

As bordas dos granitos do Complexo Granítico Campina Grande caracterizam-se por texturas e foliações miloníticas e protomiloníticas (Fig. 6A e B) geralmente paralelas às magmáticas, sendo que localmente observa-se a relação de discordância entre as mesmas. As foliações tectônicas nos granitos ocorrem no geral associadas a zonas de cisalhamento que limitam os mesmos, ou como faixas descontínuas e de pouca espessura nos domínios internos dos granitos. As texturas magmáticas predominam na porção interna dos plútons e formam uma foliação de megacristais de feldspatos e/ou de enclaves microgranulares máficos (dimensões variadas e fortemente estirados) com orientação geral

NE-SW (Fig. 6C). Apresenta o desenvolvimento de lineações de estiramento (Fig. 6D) no geral de baixo ângulo de caimento (lineações horizontais a sub-horizontais e também oblíquas) associadas às zonas de cisalhamentos regionais e lineações de alto ângulo de caimento (*down dip*) de caráter local e com distribuição descontínua ao longo do complexo granítico. As relações observadas entre as texturas dos granitos sugerem um desenvolvimento da milonitização ou parte do processo da mesma, em um evento sin a tardi-magmático.

Neste trabalho foram delimitadas duas fácies petrográficas, com base essencialmente em relações de campo: porfirítica e máfica para o Complexo Granítico Campina Grande.

A fácies porfirítica caracteriza-se por um granito porfirítico com fenocristais de K-feldspato (idiomórficos a sub-idiomórficos, de 2 a 5 cm, no geral) imersos em uma matriz constituída essencialmente por feldspato (plagioclásio e K-feldspato), quartzo, biotita e anfibólio, mesocrático a leucocrático (20 a 25% de minerais máficos) e inequigranular. Com presença constante de enclaves microgranulares máficos, em geral com formas arredondas e elípticas, às vezes alongadas e orientadas, apresentam dimensões que varia de alguns centímetros até 1,0 m. Estes enclaves são interpretados como autólitos e são considerados como evidência de coexistência e misturas de magmas. Almeida *et al.* (2002a) caracterizou semelhanças químicas e isotópicas entre as rochas máficas e félsicas sugerindo fontes similares para estas rochas.

A fácies máfica é identificada no campo pela presença de dioritos, quartzo-dioritos e granodioritos, no geral com contatos graduais ou bruscos entre si (Fig. 6E). No geral, predominam termos equigranulares faneríticos fino a médio. Localmente, ocorre bandamento caracterizado por diferenças de granulação e presença de fenocristais. Também ocorrem intercalações da fácies porfirítica com contatos brusco, irregulares ou paralelizados.

Datações geocronológicas pelo método U/Pb indicam a idade de 581 ± 2 Ma para o Granito Campina Grande (Almeida *et al.* 2002a) e 576 ± 3 Ma para o Granito Serra Redonda (Archanjo *et al.* 2008).

RESULTADOS OBTIDOS A caracterização da petrografia mineral foi realizada em um perfil geológico no Granito Campina Grande, sendo analisados um total de seis afloramentos (Fig. 5). As rochas graníticas analisadas tratam-se no geral de granitos porfiríticos de matriz grossa a muito grossa em que o contraste dos megacristais de feldspato é acentuado

Para a determinação dos parâmetros de OPF em cada seção foram trabalhadas imagens brutas, processadas e desenhadas de seções ortogonais de afloramento (seções ortogonais xy, yz e xz). Nas imagens brutas aplicou-se o método dos interceptos. O forte contraste dos megacristais de feldspato permitiu que além do tratamento digital da imagem (análise de imagem) também fosse efetuado o desenho manual dos grãos. As imagens tratadas permitiram a utilização dos métodos dos interceptos e do tensor de inércia. Nas imagens desenhadas

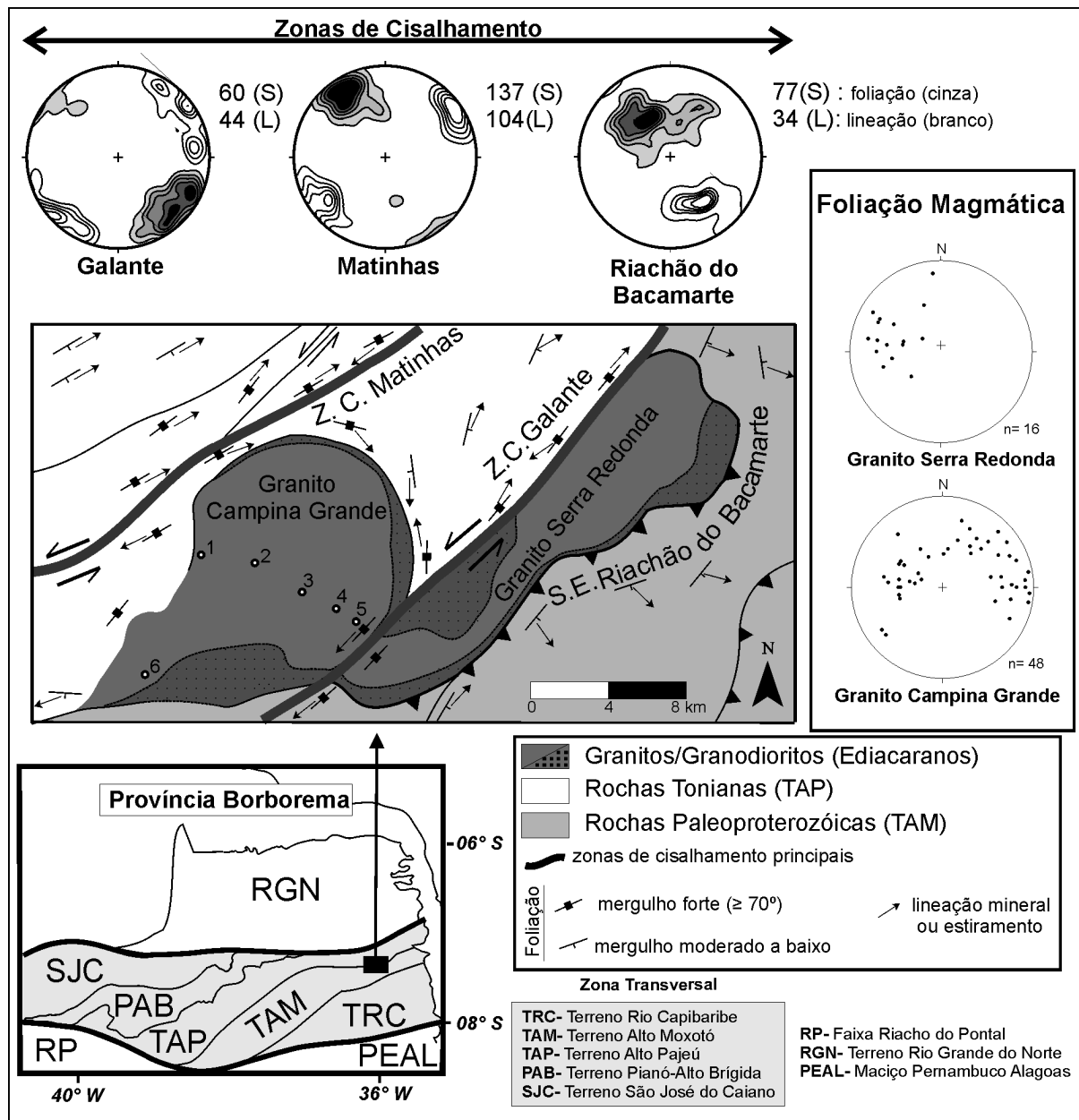


Figura 5 - Contexto Geotectônico e estrutural do Complexo Granítico Campina Grande, com a localização dos afloramentos estudados para obtenção de orientação preferencial de forma (OPF) por análise de imagens e Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM). Estereogramas em semi-esfera inferior com isofrequência de contagem (2, 4, 6, 8 e 10) da foliação milonítica (S) e lineações de estiramento e mineral das Zonas de Cisalhamento de Matinhas, Galante e Riachão do Bacamarte. Contorno em branco para lineações e preenchimento em cinza para foliações. Estereogramas em semi-esfera inferior das foliações magmáticas dos Granitos Campina Grande e Serra Redonda.

aplicaram-se os métodos: Rf/ϕ , com a utilização das técnicas de Shimamoto & Ikeda (1976) e Peach & Lisle (1979), além do tensor de inércia e dos interceptos.

Nas imagens brutas e tratadas, no cálculo das elipses seccionais, cada imagem é dividida em 9 partes, gerando assim 9 resultados. Estes resultados serão combinados com os das outras imagens no cálculo do elipsóide de forma. Assim, são geradas 729 combinações de elipsóides ($9 \times 9 \times 9 = 729$), sendo o resultado

final uma média tensorial e normalizada das combinações realizadas. Para as imagens de grãos desenhadas são realizadas 64 combinações ($4 \times 4 \times 4 = 64$), pois cada imagem é dividida em quatro partes. Este procedimento é adotado para as imagens desenhadas, para que o número de grãos em cada imagem tenha um significado estatístico confiável (população > 100 grãos).

A figura 7 apresenta as imagens analisadas do afloramento 1 (seções ortogonais xy, yz e xz), junta-

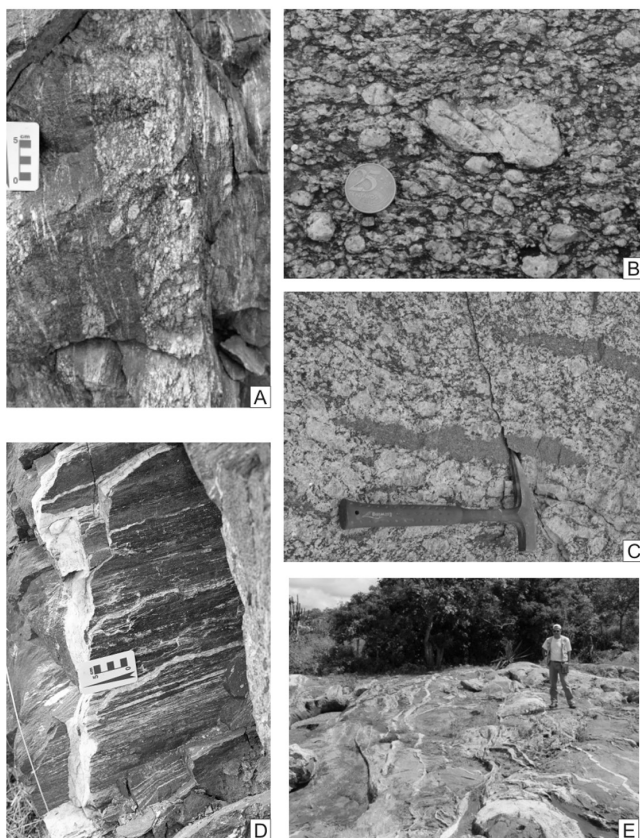


Figura 6 - A) Camadas de dioritos e granodioritos intercalados centimetricamente com fase granítica porfirítica, ambos paralelizados com foliação milonítica associada a Zona de Cisalhamento Galante (BR-220: 8 km a leste de Campina Grande). B) Estrutura do tipo dominó desenvolvida em granito protomilonítico associado à Zona de Cisalhamento Galante (Município de Serra Redonda). C) Enclaves microgranulares máficos da fácies porfirítica fortemente alongados e estirados (BR-220: 2 Km a leste de Campina Grande). D) Foliações miloníticas observadas no Complexo Granítico de Campina Grande, com desenvolvimento de lineação de estiramento proeminente (BR-220, 10 km a Leste de Campina Grande). E) Fácies máfica do Complexo Granítico Campina Grande: dioritos com intercalações centimétricas de fase granítica.

mente com o produto do processamento digital e os grãos desenhados, além dos gráficos Rf/φ dos grãos desenhados das seções analisadas. Nota-se que o tratamento de imagem apresenta uma série de limitações para individualizar grãos, existindo uma diferença significativa entre os produtos gerados pela análise de imagem e a individualização de grãos manual.

O gráfico Rf/φ (Fig. 7) fornece o padrão de distribuição dos fenocristais na face da rocha. Este gráfico relacionada a forma do objeto ($Rf = a/b$) com respeito a sua orientação (φ) no referencial adotado (origem = 0°). Se os pontos correspondentes à orientação dos eixos longos dos fenocristais se dispersam uniformemente, podemos afirmar que a distribuição tende a isotrópica na

face considerada. Por outro lado, se os pontos tendem a agruparem-se, concluímos que a população apresenta uma orientação preferencial. A variação de Rf , por outro lado, indica o grau de homogeneidade das razões axiais da população. No exemplo da figura 7 mostra que: (i) as razões axiais da população de feldspato variam principalmente entre $1 \leq Rf \leq 2,5$, podendo localmente chegar a $Rf = 5$ na face xz ; (ii) as faces xy e xz apresentam uma nítida orientação preferencial de forma, enquanto na face yz há uma acentuada dispersão das orientações. Este tipo de informação é útil para entender os eventuais problemas relacionados a OPFs anômalas o que permite, dependendo do caso, reamostrar a face ou mesmo o afloramento.

OPF obtidas As orientações preferenciais de forma dos eixos A (lineação mineral) e C (pólo da foliação) calculadas nos afloramentos estudados pelas diferentes técnicas e métodos, juntamente com os parâmetros de forma (T), grau de anisotropia (P), razão de forma (SR) e \sqrt{F} (%) são apresentadas na tabela 1. A figura 8 apresenta a plotagem em estereogramas das orientações dos eixos A, B e C juntamente com os cones de dispersão semi-ângulo do desvio-padrão (1σ). A figura 9 compara os parâmetros de forma e grau de anisotropia obtidos nos diferentes tratamentos realizados.

Nos afloramentos analisados, no geral a suscetibilidade magnética média (km) é maior que 1 mSI, indicando a presença de minerais ferromagnéticos. O grau de anisotropia varia entre 1,05 e 1,15 e a forma do elipsóide de fortemente oblato ($T \sim 0,7$) a fortemente prolato ($T \sim 0,7$). Na maioria das estações a trama magnética planar (foliação magnética) é melhor definida que a linear conforme observado no semi-ângulo do cone de dispersão (1σ) em torno das direções principais. Onde a trama linear é melhor definida (afloramento 2), o semi-ângulo do cone de dispersão é bem menor em torno do eixo longo K_1 ($1\sigma = 37,8^\circ$) do que em torno de K_3 ($\pm 64^\circ$). Apesar da dispersão das direções principais de ASM serem bem maiores que na análise de imagem, a trama magnética pode ser considerada bem definida. Mesmo nos afloramentos onde o semi-ângulo do cone de dispersão é importante ($1\sigma > 30^\circ$), os eixos K_1 , K_2 e K_3 agrupam-se em uma região comum do estereograma. As dispersões mais importantes, nos afloramentos 2 e 4, estão relacionadas a elipsóides fortemente prolato ($T = -0,72$) e oblato ($T = 0,73$), respectivamente. A correspondência entre K_1 e K_3 e, respectivamente, a lineação e foliação de forma pode ser considerada razoável a boa nas estações 2, 3 e 4. As pequenas variações angulares entre os eixos correspondentes (K_1 e A; K_3 e C) são atribuídas ao tipo de marcador da trama mineral, magnetita na ASM e feldspato na OPF. Na estação 1 a foliação de feldspato e magnética são paralelas, porém a lineação magnética é (sub)-paralela ao eixo intermediário B. Esta inversão dos eixos intermediário e longo deve estar relacionada ao elipsóide da OPF fortemente oblato ($T = 0,75$), onde tanto o eixo A como o B poderiam controlar a orientação preferencial de magnetita.

As orientações preferenciais de forma (OPF)

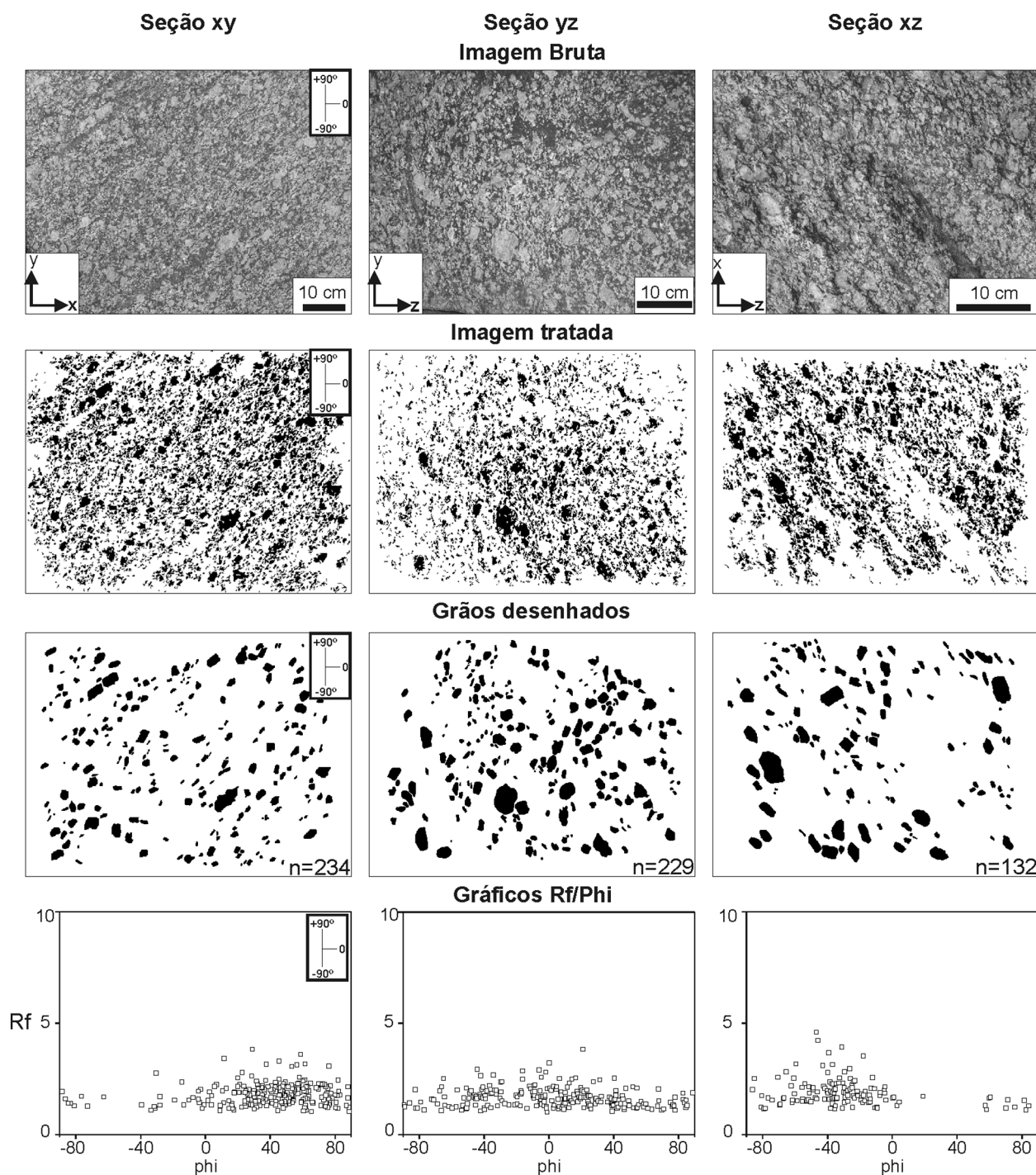


Figura 7 - Seções (sub)-ortogonais da estação CG1, com imagens brutas, tratadas e de grãos desenhados (n = número de grãos). A distribuição das razões axiais (R_f) e orientação (ϕ) dos eixos longos dos fenocristais desenhados mostram uma nítida orientação nos planos xy e xz .

obtidas pela análise das tramas minerais em alguns afloramentos analisados apresentam diferenças significativas quando são comparadas com os resultados obtidos pela análise de suscetibilidade magnética (ASM), conforme já exposto. O que denota uma diferença significativa entre a petrotrama mineral e magnética. Os afloramentos 1, 3 e 5 apresentam orientações de tramas magnéticas e minerais com diferenças de orientações bem significativas. Os demais afloramentos apresen-

tam orientações próximas das petrotramas de minerais silicáticos e magnética, principalmente para o pólo de foliação. Os parâmetros de forma e grau de anisotropia obtidos para as OPF e ASM também apresentam diferenças significativas. No caso, somente os afloramentos 2 e 3 apresentam formas de elipsóides magnéticos (prolatos) compatíveis com os dos elipsóides de OPF.

As OPFs obtidas a partir da análise da petrotrama mineral para os afloramentos estudados apresentam

Tabela 1 - Parâmetros do elipsóide de forma dos afloramentos analisados calculados a partir de imagens brutas, processadas e desenhadas de seções ortogonais de afloramento e tratados pelos métodos dos interceptos, tensor de inércia e Rf/φ (técnicas de Shimamoto & Ikeda 1976 e Peach & Lisle 1979).

CG01	T	P	SR	A	C	\sqrt{F}
ASM (km= 2.30 mSI)	-0,261	1,047	1,046	103/36 (41,7)	290/54 (56,6)	x
Interceptos - Imagem bruta	0,652	1,329	1,304	021/06 (31,8)	282/56 (5,0)	2,3
Interceptos -Imagem tratada	0,366	1,272	1,263	018/04 (22,9)	282/56 (7,4)	2,1
Tensor de Inércia-Imagem tratada	0,528	1,461	1,436	019/05 (28,3)	282/57 (6,1)	3,3
Interceptos- grãos desenhados	0,600	1,533	1,495	028/15 (19,9)	280/51 (4,4)	3,4
Tensor de Inércia- grãos desenhados	0,604	1,618	1,572	028/16 (38,2)	280/47 (8,5)	4,3
Shimamoto & Ikeda- grãos desenhados	0,682	1,681	1,617	003/23 (45,4)	279/49 (5,7)	3,9
Lisle - grãos desenhados	0,401	1,606	1,583	020/11 (19,7)	279/42 (12,8)	5,5
CG02						
ASM (km= 1.28 mSI)	-0,723	1,050	1,046	180/55 (37,8)	003/36 (64,6)	x
Interceptos-Imagem bruta	-0,191	1,111	1,110	180/43 (9,3)	333/43 (20,8)	1,4
Interceptos-Imagem tratada	-0,142	1,157	1,156	175/47 (10,8)	323/39 (17,4)	1,9
Tensor de Inércia-Imagem tratada	-0,079	1,243	1,242	178/50 (18,3)	323/34 (19,3)	2,7
Interceptos- grãos desenhados	-0,353	1,534	1,518	189/47 (5,0)	317/29 (13,0)	2,6
Tensor de Inércia- grãos desenhados	-0,251	1,461	1,551	193/47 (8,1)	315/26 (12,4)	3,4
Shimamoto & Ikeda- grãos desenhados	-0,254	1,559	1,549	194/48 (8,2)	317/27 (8,8)	3,1
Lisle - grãos desenhados	-0,138	1,598	1,593	194/47 (7,8)	317/27 (5,3)	3,1
CG03						
ASM (km= 1.84 mSI)	0,000	1,059	1,059	158/57 (32,5)	256/05 (20,0)	x
Interceptos-Imagem bruta	-0,386	1,151	1,147	180/29 (9,3)	068/35 (17,0)	2,6
Interceptos-Imagem tratada	-0,574	1,159	1,150	184/28 (10,1)	053/51 (34,0)	2,7
Tensor de Inércia-Imagem tratada	-0,535	1,225	1,214	184/30 (9,8)	059/45 (50,3)	4,8
Interceptos- grãos desenhados	0,008	1,293	1,293	180/43 (14,0)	028/42 (14,1)	3,9
Tensor de Inércia- grãos desenhados	0,032	1,359	1,358	178/40 (15,4)	023/47 (13,8)	4,6
Shimamoto & Ikeda- grãos desenhados	0,036	1,359	1,358	178/40 (15,7)	023/47 (14,0)	4,6
Lisle - grãos desenhados	-0,018	1,362	1,361	179/37 (19,6)	015/52 (16,0)	5,7
CG04						
ASM (km= 3.64 mSI)	-0,731	1,146	1,133	153/07 (53,5)	245/14 (19,9)	x
Interceptos-Imagem bruta	0,580	1,150	1,141	003/08 (51,3)	269/27 (15,1)	2,8
Interceptos-Imagem tratada	0,126	1,106	1,106	359/20 (27,7)	259/27 (21,7)	1,8
Tensor de Inércia-Imagem tratada	0,354	1,241	1,235	146/25 (31,7)	259/40 (10,5)	2,7
Interceptos- grãos desenhados	0,447	1,399	1,383	054/61 (31,9)	277/22 (11,4)	3,3
Tensor de Inércia- grãos desenhados	0,596	1,431	1,402	069/66 (38,4)	274/22 (8,6)	3,1
Shimamoto & Ikeda- grãos desenhados	0,589	1,430	1,402	069/66 (37,8)	274/22 (8,6)	3,0
Lisle - grãos desenhados	0,419	1,514	1,495	070/65 (30,9)	275/23 (9,0)	3,7
CG05						
ASM (km= 3.75 mSI)	-0,069	1,123	1,123	80/30 (38,1)	217/50 (36,4)	x
Interceptos -Imagem bruta	0,177	1,302	1,299	160/33 (51,3)	299/50 (15,1)	1,9
Interceptos -Imagem tratada	0,272	1,315	1,310	154/36 (27,7)	295/48 (21,7)	2,5
Tensor de Inércia -Imagem tratada	0,135	1,627	1,621	154/38 (31,7)	292/44 (10,5)	3,7
Interceptos - grãos desenhados	0,432	1,743	1,709	141/45 (31,9)	290/41 (11,4)	7,5
Tensor de Inércia - grãos desenhados	0,462	1,882	1,834	147/45 (38,4)	288/39 (8,6)	7,9
Shimamoto & Ikeda - grãos desenhados	0,461	1,881	1,835	147/45 (37,8)	288/39 (8,6)	7,8
Lisle - grãos desenhados	0,287	2,026	1,994	146/45 (30,9)	291/39 (9,0)	8,0
CG06						
ASM (km= 0,701 mSI)	0,173	1,050	1,050	086/51 (46,2)	296/35 (70,3)	x
Interceptos -Imagem bruta	-0,264	1,327	1,322	194/29 (13,2)	353/59 (20,4)	7,9
Interceptos -Imagem tratada	-0,489	1,246	1,235	200/29 (13,3)	018/61 (20,4)	6,0
Tensor de Inércia -Imagem tratada	-0,376	1,360	1,349	202/30 (18,0)	016/60 (28,3)	9,8
Interceptos - grãos desenhados	-0,496	1,679	1,641	199/33 (10,3)	001/51 (19,5)	11,3
Tensor de Inércia - grãos desenhados	-0,582	1,915	1,841	200/35 (10,1)	008/54 (20,9)	12,6
Shimamoto & Ikeda - grãos desenhados	-0,593	1,924	1,847	200/35 (13,8)	007/54 (32,4)	12,8
Lisle - grãos desenhados	-0,408	1,842	1,804	199/34 (14,5)	002/55 (22,7)	13,9

Km= suscetibilidade média, T, Parâmetro de forma; P, grau de anisotropia; SR, razão de forma; A e C, pólos da lineação mineral e foliação, respectivamente; Em parênteses, semi-ângulo do desvio-padrão (σ) em volta do tensor principal; e \sqrt{F} (%), parâmetro de ajuste das seções das elipses no elipsóide (< 15%).

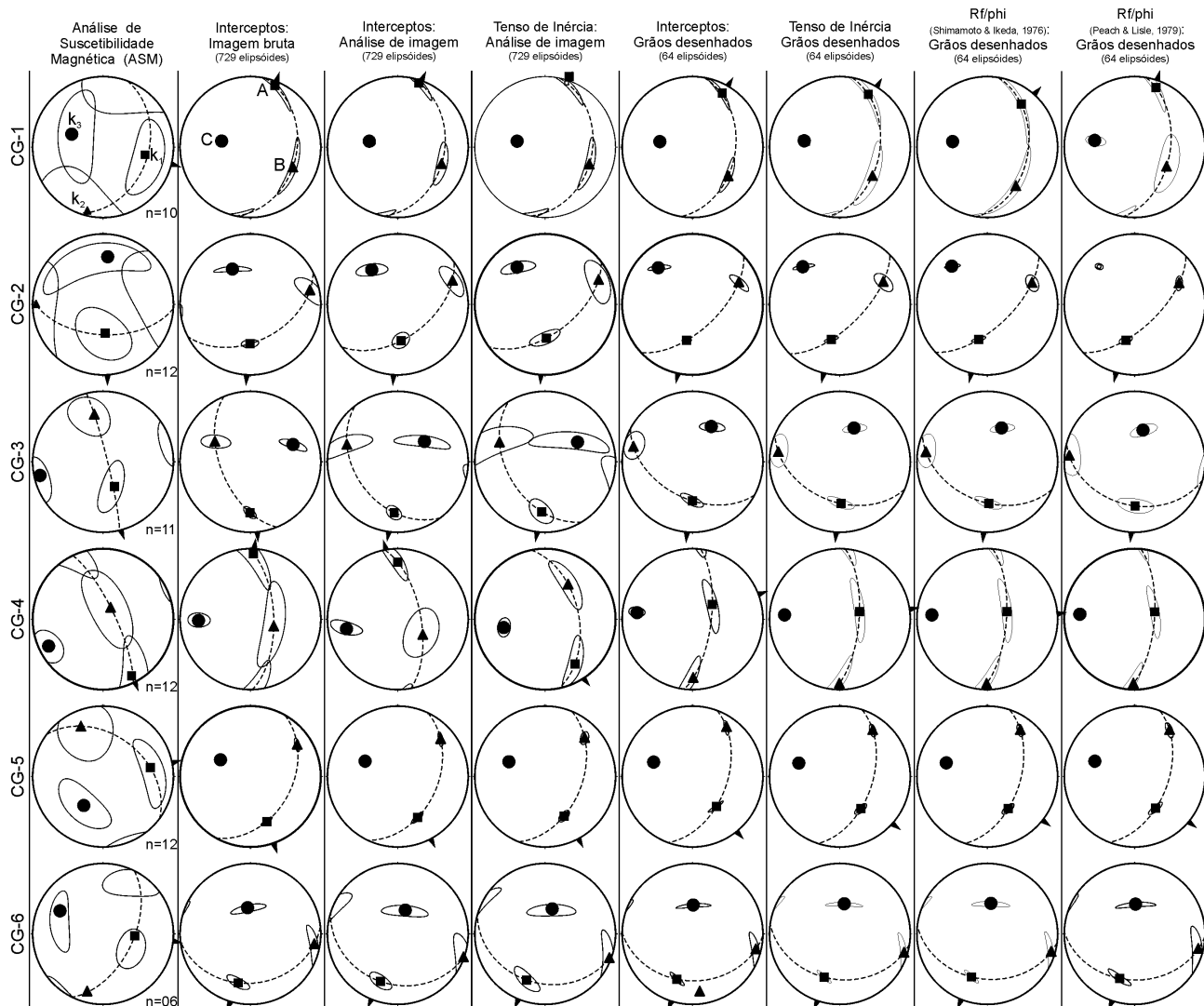


Figura 8 - Orientação dos eixos (A= lineação mineral, B= intermediário e C= pólo da foliação) do elipsóide de forma e de anisotropia de suscetibilidade magnética (K_1 = lineação magnética, K_2 = intermediário e K_3 = pólo da foliação magnética) juntamente com os cones de dispersão semi-ângulo do desvio-padrão (1σ) dos afloramentos analisados.

orientações bem parecidas, mesmo quando se utiliza técnicas diferentes e imagens diferentes (brutas ou processadas). Há diferenças significativas nos parâmetros calculados (P, T, SR), porém não existem mudanças em termos de interpretação (como o tipo de elipsóide: oblatu ou prolato).

Os resultados obtidos a partir de imagens brutas e processadas, comparados com os de imagens de grãos desenhados, apresentam valores menores de anisotropia. No caso, as imagens brutas e processadas apresentam valores de P inferiores a 1,5 (variando de 1,106 a 1,627). Já para as imagens de grãos desenhados os valores de P são superiores ou próximos de 1,5 (variando de 1,293 a 2,026). Os resultados sistematicamente menores para os elipsóides obtidos a partir de imagens tratadas e brutas são justificados por um número maior de grãos, que possuem menor tamanho e menor anisotropia, e são pertencentes no geral a matriz da rocha. Nas imagens desenhadas preferencialmente

há um favorecimento dos megacristais, que por sua vez podem apresentar diferenças significativas com os grãos que compõem a matriz da rocha.

Nota-se nos resultados obtidos que, sistematicamente para o método dos interceptos, o parâmetro P (grau de anisotropia) ocorre sempre com valores menores do que os demais, utilizando-se as diferentes imagens (brutas e processadas).

Os métodos do tensor de inércia e Rf/ϕ (técnicas de Shimamoto & Ikeda 1976 e Lisle 1979) apresentam valores bem próximos entre si (principalmente o tensor de inércia e Rf/Φ – Shimamoto & Ikeda 1976).

As orientações dos eixos A, B e C, no geral apresentam cones de dispersão com semi-ângulos do desvio-padrão (1σ) com ângulos pequenos, o que denota concentrações bem delimitadas de dados. Os afloramentos analisados também obtiveram valores de \sqrt{F} (%), parâmetro de ajuste das seções das elipses no elipsóide, com valores dentro do ideal que é menor do que

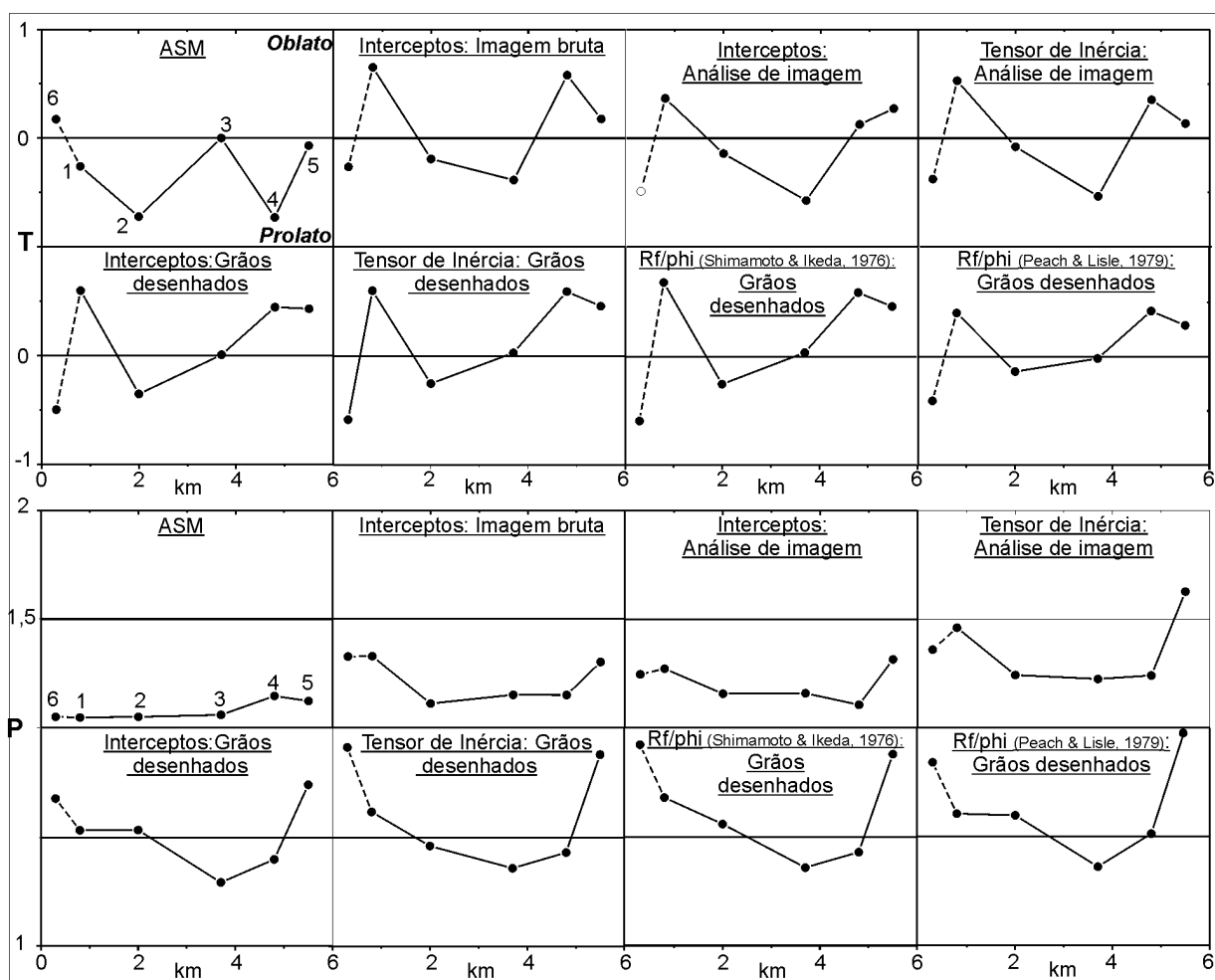


Figura 9 - Gráficos P (parâmetro de forma) x distâncias e T (grau de anisotropia) x distâncias dos afloramentos analisados na secção estudada no Granito Campina Grande.

15%. O afloramento 6 é o que apresenta maiores valores de \sqrt{F} (%), devido ao fato que as imagens do mesmo não apresentarem uma ortogonalidade entre si, perto da ideal, o que compromete os resultados.

Predomina uma orientação da foliação de direção NE-SW (5 e 2) e NNE-SSW (1 e 4) de médio ângulo (30° a 50°), com lineação orientada ao longo do eixo N-S e valores de caimento com médios a baixos ângulos (10° a 20°).

Quanto aos tipos de elipsóides os afloramentos 1, 4 e 5 são do tipo oblato (campo da deformação por achatamento, $T > 1$). O ponto 2 (nas análises de imagens de grãos desenhados), 3 (imagens brutas e processada) e 6 são do tipo prolato (campo da deformação por estiramento, $T < 1$). Os afloramentos 2 (imagens brutas e processadas) e 3 (imagens de grãos desenhados) por possuírem valores de T próximos de zero, caracterizam-se como elipsóides limites entre oblato e prolato (campo da deformação plana).

Os valores de P (grau de anisotropia) são maiores nas bordas da intrusão granítica (1, 5 e 3) e menores em seu centro (2, 3 e 4).

Mineralogia magnética Foram feitas medidas de

suscetibilidade magnética em temperaturas que variaram de -200°C a 700°C . Nestes intervalos são detectados a temperatura de Curie (T_c) e/ou transições de fase que permitem identificar os minerais responsáveis pelo sinal magnético. As curvas termomagnéticas são apresentadas na figura 10, sendo que no afloramento 6 não foi realizado este tipo de análise.

Nas análises termomagnéticas um fragmento de rocha é moído (fração areia média a fina), homogeneizado e separado um pequeno volume ($0,2\text{ cm}^3$) para análise. O pó é inicialmente resfriado em nitrogênio líquido até atingir -200°C , para em seguida ser aquecido progressivamente até a temperatura ambiente. Durante o aquecimento a suscetibilidade magnética é medida a cada intervalo de aproximadamente 3°C . Na etapa seguinte a amostra é reaquecida progressivamente até 700°C e, em seguida, novamente resfriada à temperatura ambiente. Neste ciclo de (re)-aquecimento/resfriamento a suscetibilidade é medida também a cada intervalo de aproximadamente 3°C .

As amostras 01, 02, 03 e 04 possuem uma assinatura semelhante. Em aproximadamente -160°C ocorre uma transição de fase, denominada de *Verwey*, relacionada com a reorganização da estrutura cristalina

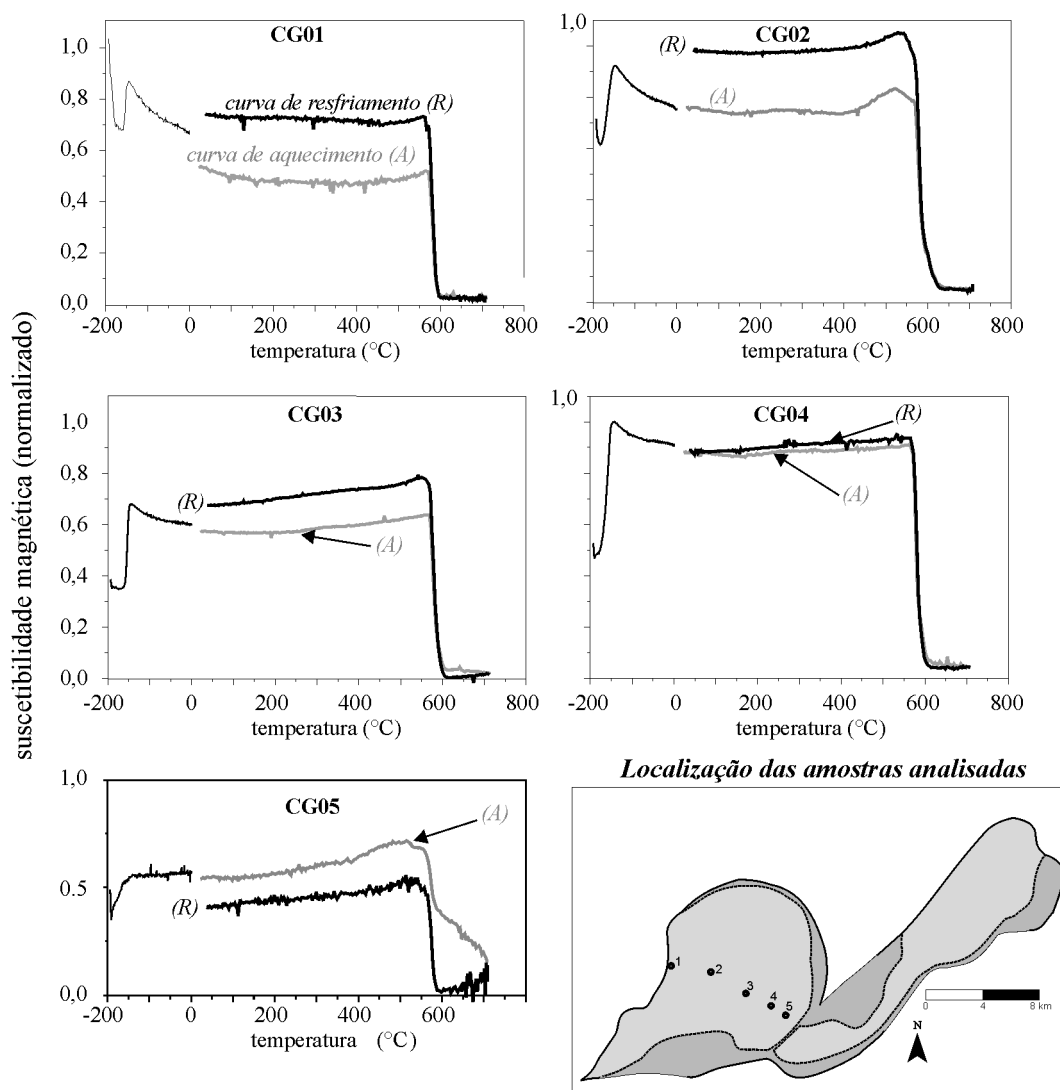


Figura 10 - Curvas termomagnéticas do Granito Campina Grande.

da magnetita e com o conseqüente aumento de suscetibilidade magnética. Com o aquecimento da amostra a suscetibilidade (k) decresce progressivamente até a temperatura ambiente. O ciclo de (re)-aquecimento até 700 °C é caracterizado por k aproximadamente constante (01 e 02) ou levemente crescente (03 e 04), antes de cair fortemente em torno de 580 °C. A partir de 600 °C a suscetibilidade praticamente desaparece da amostra. Este comportamento é típico de magnetita pobre em Ti, cuja temperatura de Curie é da ordem de 580 °C (O'Reilly 1984). No ciclo de resfriamento em temperatura ambiente k pode diminuir (01, 02, 04) ou permanecer constante (05). A diminuição da suscetibilidade final pode estar relacionada a formação de fases magnéticas secundárias durante o ciclo de aquecimento/resfriamento, com o conseqüente aumento de k após o experimento.

A amostra 05 exibe uma assinatura termomagnética um tanto diferente das demais. A transição de Verwey, embora presente, não está tão bem definida. No ciclo de aquecimento a suscetibilidade aumenta progressivamente (*efeito de Hopkinson*) antes de cair

abruptamente em torno de 580 °C, para em seguida diminuir progressivamente e praticamente desaparecer a 700 °C. Este padrão na curva é indicativo da presença de magnetita e hematita. A transição de Verwey, relativamente mal definida, sugere a presença de magnetita oxidada. Esta oxidação pode estar relacionado a presença de hematita na amostra, cuja temperatura de Néel é da ordem de 670 °C (O'Reilly 1984). A presença de hematita seria responsável pela progressiva queda de suscetibilidade após 600 °C. No ciclo de resfriamento a T_c da magnetita torna-se bem definida e, a temperatura ambiente, a suscetibilidade decresce de 10% comparada ao início do experimento. A diminuição de suscetibilidade final indica que, após o ciclo de aquecimento/resfriamento, parte da magnetita teria sido oxidada com conseqüente queda de magnetização da amostra. A presença de hematita no ponto 5 pode estar relacionada com a sua proximidade com a zona de cisalhamento de Galante, cujo movimento deve ter reaquecido a rocha encaixante e favorecido a circulação de fluidos hidrotermais oxidantes.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES A utilização do método do tensor quadrático de forma na reconstituição da OPF fornece importantes parâmetros estáticos, \sqrt{F} (%) e semi-ângulos do desvio-padrão (1σ), essenciais na análise e comparação dos dados fornecidos pelos diferentes métodos utilizados. As combinações resultantes obtidas (729 nas imagens brutas e tratadas e 64 nas imagens de grãos desenhados) pela divisão das imagens fornecem um conjunto de dados bastante representativo das petrotramas analisadas.

As diferenças de resultados entre os elipsóides obtidos por análise de suscetibilidade magnética (ASM) e por orientação preferencial de forma (OPF), conforme já exposto, indicam diferenças entre as tramas magnética e mineral nos afloramentos estudados. As diferenças entre as tramas obtidas podem ocorrer por possível alteração da trama magnética, como recristalização por eventos hidrotermais, metamorfismo, etc que alteram a estrutura cristalina dos minerais magnéticos (principalmente magnetita). Este fato é observado no ponto 5 que apresenta diferença significativa entre as tramas obtidas por OPF e por ASM e no qual foi detectada a presença de hematita (oxidação da magnetita). Os elipsóides obtidos por ASM possuem valores de grau de anisotropia baixos (valores entre 1,050 e 1,46), que também podem influenciar consideravelmente a forma e orientações do elipsóide de trama magnética.

As diferentes técnicas utilizadas para o cálculo da OPF possuem características intrínsecas que devem ser ponderadas na avaliação dos resultados obtidos. Por exemplo, o método dos interceptos apresenta resultados de grau de anisotropia (P) menores do que os outros métodos utilizados. No entanto, ressalta-se que este método trabalha com parâmetros bem diferentes em sua análise. Este método analisa as imagens considerando uma população de linhas com diferentes orientações, de forma que direções secundárias são levadas em conta no cálculo da razão de forma, podendo influenciar os valores finais. Subestimações são geradas quando há direções secundárias importantes, enquanto superestimações ocorrem quanto maior for o grau de orientação das linhas de contagens (interceptos) e menor for o peso das direções secundárias. Deste modo, justifica-se os resultados menores obtidos nas análises realizadas em imagens brutas e tratadas nas quais há maior heterogeneidade de formas e tamanhos de grãos, e maiores nas imagens de grãos desenhados que são mais uniformes (megacristais de feldspatos). Apesar de possuir uma resposta semi-quantitativa quanto aos parâmetros de forma, este método é indicado para o reconhecimento de anisotropias em análises utilizando imagens digitais brutas e tratadas, pois leva em conta fatores que os outros métodos não consideram (maiores detalhes em Launeau & Robin 1996). Este é o caso de agrupamentos de grãos no tratamento de imagem. Outro fator a favor do método dos interceptos é a facilidade para obter resultados em relações as técnicas tradicionais que demandam o desenho manual dos grãos.

Os resultados obtidos nos métodos do tensor de

inércia e Rf/ϕ (Shimamoto & Ikeda 1976 e Peach & Lisle 1979) são muitos próximos entre si, conforme exposto anteriormente. Ambos os métodos trabalham com o mesmo tipo de informação que são as orientações e a razão dos eixos maiores e menores dos grãos. No entanto, apesar de possuírem uma matemática distinta apresentam resultados bem parecidos entre si. O método do tensor de inércia é usualmente utilizado em análises de tramas de rochas ígneas, enquanto que o método Rf/ϕ é utilizado para tramas de rochas deformadas. Os resultados semelhantes entre estes métodos também são observados em experimentos de análises de deformação (Rodrigues & Faleiros 2007). Assim há a sugestão da utilização destes métodos tanto para caracterizar tramas magmáticas, quanto tramas associadas a deformação.

De forma geral, os resultados obtidos habilitam os métodos utilizados para a obtenção e validade interpretativa dos elipsóides construídos. Indicam o uso do método dos interceptos de forma semi-quantitativa, e os demais para o uso quantitativo na análise dos parâmetros de forma de tramas minerais associadas a deformação ou a fluxo magmático.

As orientações dos elipsóides obtidos são consistentes com a estrutura semi-concêntrica do Granito Campina Grande observada em campo (Fig. 11) e em sensores remotos. A caracterização nas bordas dos granitos de tramas plano-lineares e com grau de anisotropia relativamente mais alto do que no centro, configura um domínio típico observado em zonas de acomodação de plútons em zonas profundas em regime dúctil. Nestas zonas ocorrem a colocação forçada do plúton, a partir de mecanismos como o *balloning* no qual as paredes da encaixante são forçadas e empurradas para os lados pelo magma.

A estrutura radial e côncava e forma arredondada assimétrica do Granito Campina Grande juntamente com o arranjo das foliações externas observadas nas rochas encaixantes remetem a colocação associada a processos diapíricos e mecanismos como *balloning*. Já no Granito Serra Redonda a geometria das estruturas magmáticas é fortemente condicionada pela Zona de Cisalhamento Galante sendo que o padrão da foliação magmática caracterizado pela ASM (Rodrigues 2008), apresenta-se anastomosado e com formas sigmoidais correlacionável com bandas de cisalhamento do tipo C' compatíveis com a cinemática da zona de cisalhamento transcorrente Galante.

Granitos associados a zonas de cisalhamentos transcorrentes são relatados em diversos trabalhos (e.g. Hutton 1988, D'Lemos *et al.* 1992, Cruden 2005 etc.) e apresentam diversificadas formas (Roman-Berdiel *et al.* 1997), com geometria simétrica ou assimétrica, arranjo sigmoidal ou esferoidal etc. Esta diversidade de formas de granitos é influenciada pelos campos extensionais ou compressionais internos e externos a zona de cisalhamento, além de mecanismos como *balloning* ou intrusão de diques. Ambas as formas presentes nos granitos Serra Redonda e Campina Grande são correlacionáveis com exemplos de intrusões associadas a zona de cisalhamento transcorrente apresentadas na literatura (Hut-

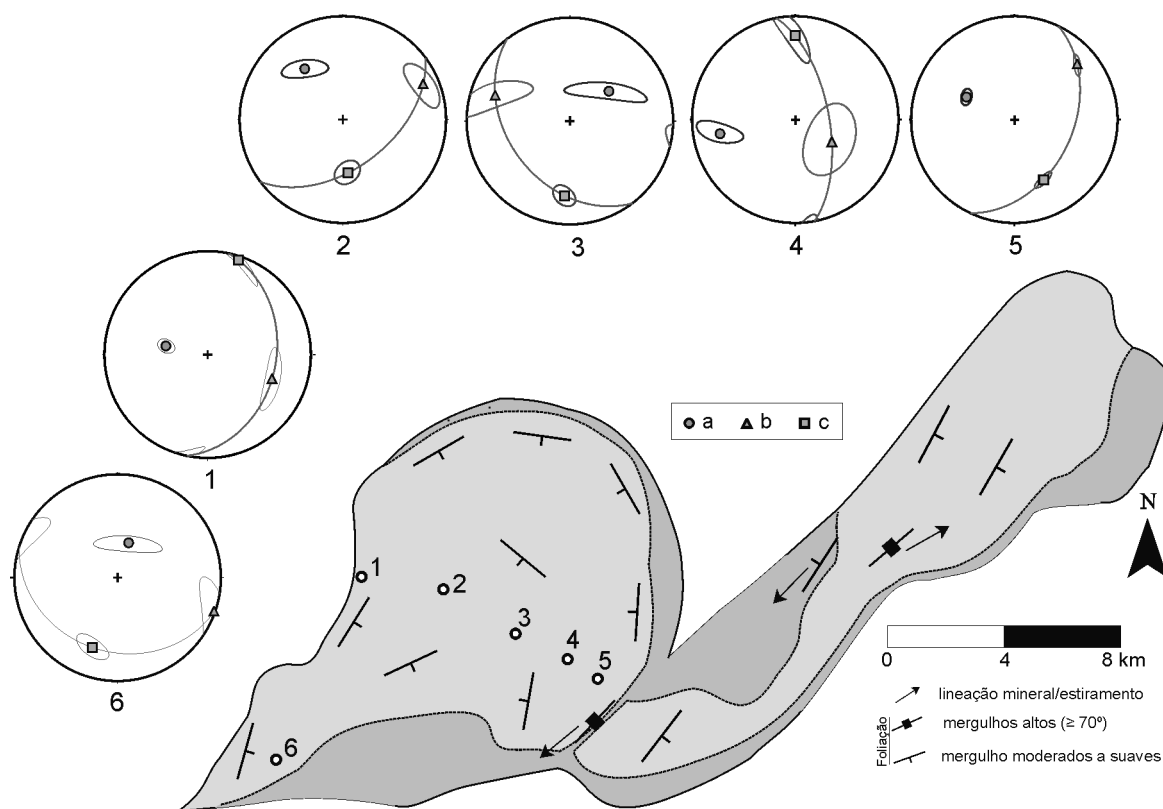


Figura 11 - Orientação dos eixos (A= lineação mineral, B= intermediário e C= pólo da foliação) do elipsóide de forma (método dos Interceptos) do Granítico de Campina Grande e estruturas medidas em campo.

ton 1996; Roman-Berdiel *et al.* 1997, Pitcher 1997 etc). Os contrastes das estruturas observadas nos plútons estudados, em parte são explicadas pelas diferenças de idades para o Granito Campina Grande (U/Pb= 581 ± 2Ma, Almeida *et al.* 2002a) e para o granito Serra Redonda (U/Pb= 576 ± 3Ma, Archanjo *et al.* 2008) e por campos de tensões diferenciados presentes no momento da colocação destes plútons.

Agradecimentos Os autores agradecem à FAPESP (processos: 02/13677-4 e 02/14687-1) pelo apoio financeiro e ao Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves e ao geólogo Dr. Frederico Meira Faleiros pelas discussões dos dados e auxílio nos trabalhos de campo. Em especial, o Prof. Dr. Patrick Launeau agradece a Universidade de São Paulo e a FAPESP (processo 04/13121-1) pelo estágio realizado no Instituto de Geociências- USP.

Referências

- Almeida C.N., Guimarães I.P., Silva Filho A. F. 2002 a. Petrogênese de rochas plutônicas félsicas e máficas na província Borborema, NE do Brasil: O complexo Cálcio Alcalino de Alto-K de Campina Grande. *Rev. Bras. de Geoc.*, **32**:205-216.
- Almeida F.F.M.de, Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981 Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci.Reviews*, **17**:1-21.
- Archanjo C.J., Hollanda M.H.B.M., Rodrigues S.W.O., Brito Neves B.B., Armstrong R. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **30**:310-326.
- Bouchez J.L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez J.L., Hutton D., Stephens W.E. (eds.) *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, p.95-112.
- Best M.G. & Christiansen E.H. 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, 458 p.
- Brandon R. 1996. *RFPSHIM* – freeware, Yale University, Disponível em: <http://earth.geology.yale.edu/~brandon/Software/YALEDEFM/>. Acessado em 30/10/2000.
- Harvey P.K. & Laxton R.R. 1980. The estimation of finite strain from the orientation distribution of passively deformed linear markers: eigenvalue relationships. *Tectonophysics*, **70**:285-307.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campo D.A. (eds.) *Tectonic evolution of the South America*. International Geological Congress, 31st, p.151-182.

- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C.C., Van Schmus W.R., Santos E.J. 2001a. O Sistema Pajeú-Paraíba e o Maciço São José do Campestre no Leste da Borborema. *Rev. Bras. de Geoc.*, **31**:173-184.
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C.C., Van Schmus W.R., Fernandes M.G.G., Souza S.L. 2001b. O Terreno Alto Moxotó no Leste da Paraíba (Maciço Caldas Brandão). *Rev. Bras. de Geoc.*, **31**:185-194.
- Cruden A.R. 2005. Emplacement and growth of plutons: implications for rates of melting and mass transfer in continental crust. In: Brown M. & Rushmer T. (eds.) *Evolution and differentiation of the continental crust*. Cambridge University Press, p. 455-517.
- D'Lemos R.S., Brown M., Strachan R.A. 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society of London*, **149**:487-490.
- Hutton D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **79**:245-255.
- Hutton D.H.W. 1996. The "space problem" in the emplacement of granites. *Episodes*, **19**:114-119.
- Launeau P., Bouchez J.L., Keith B. 1990. Shape preferred orientation of object population: automatic analysis of digitized images. *Tectonophysics*, **180**:201-211.
- Launeau P. & Cruden A.R. 1998. Magmatic fabric acquisition mechanism in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *Journal of Geophysical Research*, **103**:5067-5068.
- Launeau P. & Robin P.Y.F. 1996. Fabrics analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, **267**:91-119.
- Launeau P. & Robin, P.Y.F. 2003a. *INTERCEPTS v. 2003* (freeware). Université de Nantes (França)/University of Toronto (Canadá). Disponível em: <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/Intercepts.html>. Acessado em 26/09/2000.
- Launeau P. & Robin P.Y.F. 2003b. *SPO v. 2003* (freeware). Université de Nantes (França)/University of Toronto (Canadá). Disponível em: <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/SPO.html>. Acessado em 13/01/2005.
- Launeau P. & Robin P.Y.F. 2003c. *ELLIPSOID v. 2003* (freeware). Université de Nantes (França)/University of Toronto (Canadá). Disponível em: <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/Ellipsoid.html>. Acessado em 13/01/2005.
- Lisle R.J. 1977. Estimation of tectonic strain ratio from mean shape of deformed elliptical markers. *Geologie en Mijnbouw*, **56**:110-144.
- Lisle R.J. 1985. *Geological strain analysis - A manual for the Rf/phi technique*. Oxford, Pergamon Press, 60 p.
- Lisle R.J. 1986. The sectional strain ellipse during progressive coaxial deformation. *Journal of Structural Geology*, **8**:809-818.
- Mulchorone K.F. & Lisle R.J. 1999. *Rf/Phi v.1* (freeware). Disponível em: <http://207.176.140.93/documents/oldftp/VOL27/v27-10-12.zip>. Acessado em 26/09/2000.
- Mulchorone K.F. & Meere P.A. 2001. A windows program for analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computers & Geosciences*, **27**:1251-1255.
- O'Reilly W. 1984. *Rock and mineral magnetism*. Glasgow, Blackie, 220 p.
- Peach C.J. & Lisle R.J. 1979. A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computer & Geosciences*, **5**:325-334.
- Pitcher W.S. 1997 *The nature and origin of granite*. Chapman & Hall, London, 387 p.
- Ramsay J.G. 1967. *Folds and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, 568 p.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1983. *The Techniques of modern structural geology. Volume I: Strain analysis*. London, Academic Press, 307 p.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume II: Folds and Fractures*. London, Academic Press, 391p.
- Robin P.Y.F. 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - Theory. *Journal of Structural Geology*, **24**:531-544.
- Rodrigues S.W.O. 2008. *Evolução estrutural brasileira da Província Borborema na região de Campina Grande (PB)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 173 p.
- Rodrigues S.W.O. & Faleiros F.M. 2007. Avaliação de métodos de quantificação da deformação finita por meio de simulações computacionais de deformação progressiva. *Rev. Bras. de Geoc.* **37**:504-514.
- Rodrigues S.W.O. & Archanjo C.J. 2008. Microestruturas e tramas de eixo C de quartzo em milonitos do Sistema de Cisalhamento Campina Grande (PB), Província Borborema. *Rev. Bras. de Geoc.* **38**:392-405.
- Roman-Berdiel T., Gapais D., Brun J.P. 1997. Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. *American Journal of Science*, **297**:651-678.
- Shimamoto I. & Ikeda Y. 1976. A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal methods. *Tectonophysics*, **36**:315-317.

Manuscrito ID 9787

Submetido em 19 de novembro de 2007

Aceito em 14 de agosto de 2009