

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Anisotropia de susceptibilidade magnética dos plútons  
Ribeirão Branco, Sguário e Capão Bonito e implicações  
tectônicas para a Faixa Ribeira (Domínio Apiaí, SP)**

**CARLOS ALEJANDRO SALAZAR**

**Orientador: Prof. Dr. CARLOS JOSÉ ARCHANJO**

**TESE DE DOUTORAMENTO**

**Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica**

**Área Geotectônica**

**SÃO PAULO**

**2010**



# **CARLOS ALEJANDRO SALAZAR**

Anisotropia de susceptibilidade magnética dos plútons Ribeirão Branco, Sguário e Capão Bonito e implicações tectônicas para a Faixa Ribeira (Domínio Apiaí, SP)  
V.1

Tese apresentada ao Instituto de Geociências da  
Universidade de São Paulo para obtenção do título  
de Doutor em Geologia

Área de concentração:  
Geotectônica

Orientador:  
Prof. Dr. Carlos José Archanjo

São Paulo

2010



## AGRADECIMENTOS

O autor expressa uma especial gratidão às seguintes pessoas, por contribuir com a realização deste trabalho:

A Carlos José Archanjo por sua orientação, amizade, contribuição na redação do texto, e pela paciência.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, programa CAPES por financiar a bolsa de doutorado.

Ao professor Ricardo Trindade pelas sugestões e colaboração na realização das análises de magnetismo de rochas.

Aos funcionários do instituto de Geociências e do laboratório de paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Ana Paula, Magali, Tadeu pela colaboração com o apoio logístico e a Vasco, Walter, Samuel, Angélica, Marcos, Paulinho, Isaac, Danielle, Maisa na preparação de amostras, análises de laboratório, elaboração de lâminas, análises petrográficas, e magnetismo de rochas.

Ao colega *anisotropista* Sérgio Willians, incansável companheiro no trabalho de campo com quem além de idéias, interesses acadêmicos e boas lembranças, compartilho uma sincera amizade.

A Luiz Machado Filho, colega, amigo e companheiro de sala, pela sua importante ajuda na correção dos textos.

A Andrés, Paula, Carlos Mario, Mauricio, Maria, Sol, Paul e Edwin, colegas e amigos de longas tertúlias acadêmicas que sempre estiveram dispostos a me ajudar.

A minha família, Arianna e Marta Edith, por seu irrestrito apoio, imponderável ajuda e permanente colaboração.



## RESUMO

A trama de magmas graníticos alojados na crosta intermediária e superior pode-se originar pela ação de forças de corpo (ascensionais, convectivas) e/ou tectônicas. Diferentes mecanismos podem concorrer para a formação de tramas, embora a interação entre a deformação magmática e a tectônica regional seja um dos mecanismos fundamentais, notadamente nos granitos alojados em faixas orogênicas. No Domínio Apiaí da Faixa Ribeira (SP – PR), os batólitos graníticos alongados têm sido historicamente classificados como sin-tectônicos, ou seja, colocados durante o desenvolvimento de um arco magmático continental neoproterozóico. Os plútons menores, de forma circular a ovalada, geralmente discordantes e com típica coloração avermelhada, são considerados pós-tectônicos ou alojados após a colisão continental entre os diferentes blocos litosféricos que formaram a Faixa Ribeira. Essa classificação esquemática tem sido baseada em geoquímica e geocronologia dos granitos. Este trabalho identificou e mapeou a trama interna dos plútons sin-tectônicos (Ribeirão Branco) e pós-tectônicos (Capão Bonito e Sguário) utilizando a anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM), de forma a inserí-los propriamente nos modelos de classificação tectônica, cujas premissas básicas são de natureza estrutural.

Os granitos porfiríticos (Ribeirão Branco e Itaóca) possuem uma elevada suscetibilidade magnética ( $k \geq 10^{-2}$  SI), a qual é menor ( $k \leq 5 \times 10^{-3}$  SI) nos granitos vermelhos (Capão Bonito e Sguário). A suscetibilidade dos granitos porfiríticos é proveniente de óxidos ferromagnéticos, notadamente magnetita pobre em Ti, que encontra-se frequentemente associada com titanita, biotita e anfibólio. Nos granitos vermelhos a suscetibilidade é gerada por magnetita, variavelmente oxidada (maghemita) e Ti-hematita (hemo-ilmenita), havendo também significativa contribuição da fração paramagnética (biotita cloritizada) à suscetibilidade total nas rochas, quando  $k < 10^{-3}$  SI. O grau de anisotropia magnética (P) tanto nos granitos porfiríticos como nos vermelhos é variável, porém tipicamente maior nos porfiríticos ( $P = 1,14$ , dp. 0,08), se comparado aos vermelhos ( $P = 1,07$ , dp. 0,05). A maior anisotropia de suscetibilidade no plúton Ribeirão Branco é atribuída a uma incipiente foliação detectada em vários setores do granito, que contrasta com a microestrutura aparentemente isotrópica dos granitos vermelhos. O estudo da trama de silicatos no granito porfirítico Itaóca e no granito Capão Bonito mostrou que os eixos principais de anisotropia de suscetibilidade

magnética e da orientação preferencial de forma (OPF) de feldspato e de biotita, são correspondentes, porém, comumente oblíquos. Essa obliquidade entre eixos é atribuída às características físicas próprias (forma, tamanho e anisotropia) dos minerais marcadores da trama. O estudo combinado da ASM e da OPF revelou ainda que P tende a crescer com a intensidade da orientação preferencial de silicatos, o que permitiu identificar os domínios de maior deformação magmática e correlacioná-los com a estrutura regional.

A trama magnética do granito Ribeirão Branco organiza-se em coerência com uma tectônica regional transcorrente sinistral. Na margem ocidental deste granito, contudo, a orientação da trama é diferente do restante do maciço, tendo sido aparentemente afetada pela intrusão do granito Sguário. A trama magnética do Ribeirão Branco contrasta com a do plúton Itaóca, este último exibindo um padrão concêntrico que antecedeu ao desenvolvimento da deformação transcorrente regional. Zircões do Itaóca forneceram uma idade U-Pb (SHRIMP) concordante de  $623 \pm 10$  Ma, atribuída à cristalização deste plúton. Dados da literatura indicam que o granito Capão Bonito é aproximadamente 15 Ma mais jovem que os batólitos de granito porfírico. O Capão Bonito, entretanto, apresenta uma trama muito bem organizada, típica de intrusões sin-tectônicas, destacando-se excelente alinhamento da lineação magnética. No granito Sguário, o arranjo da trama é tipicamente helicoidal e, junto com a estrutura do Capão Bonito, podem ter sido organizadas em resposta a uma deformação transcorrente E-W dextral. Este evento tardio estaria associado à reativação da zona de cisalhamento Ribeira, que afetou a borda sul do granito Itaóca e que contém uma componente extensional.

A deformação transtensiva E-W, que favoreceu a injeção dos granitos vermelhos no Domínio Apiaí, sucederia a um evento tectonomagmático principal, que teria sido responsável pela colocação e deformação dos batólitos de granito porfírico. A intrusão dos grandes corpos graníticos ocorreu em torno de 615 Ma e foi relacionada à convergência crustal e estiramento subparalelo à Faixa Ribeira, com a deformação localizada notadamente nas estruturas transcorrentes de direção NE-SW.

**Palavras chave.** Domínio Apiaí, anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), orientação preferencial de forma (OPF), batólito Três córregos, granito Ribeirão Branco, granito Sguário, granito Capão Bonito, remanência magnética, mineralogia magnética



## RESUMEN

La trama de magmas graníticos alojados en la corteza media y superior pueden ser originadas por la acción de tensiones durante la ascensión y convección de plutones y/o tectónicas. Varios mecanismos pueden concurrir para lo anterior, sin embargo la interacción entre la deformación y tectónica es el dominante, principalmente en granitos emplazados en cinturones orogénicos. En el dominio Apiaí del cinturón Ribeira (SP-PR) los batolitos graníticos alargados han sido históricamente clasificados como sin-tectónicos o se considera que ellos se emplazaron durante el desarrollo de un arco magmático continental neoproterozoico. Plutones pequeños con formas subcirculares a ovaladas generalmente discordantes con respecto a la disposición de las estructuras regionales y que a su vez poseen feldespatos de color rojizo típico, son considerados pos-tectónicos y por lo tanto, alojados después de la colisión que juntó las distintas unidades lito-tectónicas que constituyen el orógeno Ribeira. Esta clasificación esquemática se apoya en datos de geoquímica y geocronología de granitos. En este estudio se identificaron y mapearon las tramas internas del granito sin-tectónico Ribeirão Branco y de los granitos pos-tectónicos Capão Bonito y Sguário utilizando la anisotropía de susceptibilidad Magnética (ASM) con el propósito de insertarlos adecuadamente en los modelos de clasificación tectónica cuyas premisas básicas son de naturaleza estructural.

Los granitos porfiríticos (Ribeirão Branco e Itaóca) poseen una elevada susceptibilidad magnética ( $k \geq 10^{-2}$  SI), la cual es menor ( $k \leq 5 \times 10^{-3}$  SI) en los granitos rojos (Capão Bonito, Sguário). En los primeros la susceptibilidad emana principalmente de magnetita pobre en Ti comúnmente asociada a titanita, biotita y anfíbol. En los granitos rojos la susceptibilidad es proporcionada por magnetita variablemente oxidada (maghemita) y Ti-hematita (hemo-ilmenita), además de la significativa contribución de biotita alterada por procesos hidrotermales. El grado de anisotropía medio (P) en los granitos porfiríticos ( $P = 1,14$ , dp. 0,08) es mayor que en los rojos ( $P = 1,07$ , dp. 0,05). En el plutón Ribeirão Branco el alto valor de P es atribuido a una incipiente foliación detectada en varios sectores, que contrasta con la microestructura aparentemente isotrópica de los granitos rojos. El estudio de las tramas de silicatos en los granitos porfiríticos Ribeirão Branco e Itaóca reveló que las orientaciones de los ejes principales de ASM y de orientación preferencial de forma (OPF) de feldespato y

biotita + anfíbol son correspondientes, sin embargo comúnmente oblicuos. Dichas oblicuidades son atribuidas a la influencia de las características propias (forma, tamaño, anisotropía) de los minerales marcadores de las respectivas subtramas. Del mismo modo, dicho estudio de tramas de silicatos evidenció que P tienda a aumentar con la intensidad de la OPF de los silicatos, lo que permitió identificar dominios con mayor deformación magmática y correlacionarlos con la estructura regional.

En general, la trama magnética del granito Ribeirão Branco se organiza coherentemente con la tectónica regional transcurrente de tipo sinistral, sin embargo, en el borde occidental de este, la orientación de la misma es diferente, posiblemente modificada por la acomodación del granito Sguário. En el granito Itaóca la organización de la trama magnética es bien diferente a la del plutón anterior, ya que presenta una organización concéntrica cuya estructuración antecedió la activación de la deformación transcurrente regional en  $623 \pm 10$  Ma. (MSWD 0,31), según la edad concordante U-Pb (SHRIMP) en circones obtenida para la cristalización del mismo.

Datos geocronológicos de la literatura indican que el granito Capão Bonito es unos 15 Ma. más joven que los batolitos de granito porfirítico. Entre tanto, el granito Capão presenta una trama bien organizada típica de intrusiones sin-tectónicas en la que se destaca el excelente alineamiento de la lineación magnética. En el granito Sguário la organización de la trama es helicoidal, la cual pudo haberse organizado, de igual manera que en Capão Bonito, como respuesta a la acción de una deformación transcurrente dextral de dirección W-E. Este evento sería tardío y estaría relacionado con la reactivación de la zona de cizallamiento Ribeira la cual afectó el borde sur del granito Itaóca, con la participación de un componente extensional. La deformación transtensiva W-E que favoreció la inyección de los granitos rojos en el Dominio Apiaí habría sucedido a un evento tetonomagmático principal el cual debió ser responsable por la colocación y deformación de los batolitos de granito porfirítico. La intrusión de los grandes cuerpos graníticos ocurrió alrededor de 615 Ma. y fue relacionada a la convergencia entre bloques corticales y al consecuente estiramiento subparalelo del cinturón Ribeira, en el que la deformación se localizó notablemente en las estructuras transcurrentes de dirección NE-SW.

**Palabras clave.** Domínio Apiaí, anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), orientação preferencial de forma (OPF), Batólito Três córregos, Granito Ribeirão Branco, Granito Sguário, Granito Capão Bonito, Remanência magnética, mineralogia magnética.

## ABSTRACT

The fabric of granitic magmas emplaced in the middle and upper crustal levels can be caused by the stress action during the ascension and convection of plutons and/or tectonic strain. Several mechanisms can contribute for the previous thing, nevertheless the interaction between the distortions and tectonic is the domineering one, principally in granites located in orogenic belts. In the Apiaí domain of the Ribeira belt (SP-PR) the elongated granitic batholiths have been historically classified like syn-tectonic and them was emplaced during the development of a neoproterozoic continental magmatic arch. Small Plutons with subcircular to oval forms generally discordant with regard to the disposition of the regional structures and that in turn possess feldspars of reddish typical colour, had been considered pos-tectonic, and therefore, emplaced after the collision that joined the different litho-tectonic units that constitute the Ribeira orogenic belt. This schematic classification of these granites relicts on geochemistry and geochronology data. In this study was identified and recorded in map the internal fabric of the syn-tectonic Ribeirão Branco granite and of the pos-tectonic Capão Bonito and Sguário granites using the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) with the aim of inserting them appropriately in the models of tectonic classification whose basic premises are of structural nature.

The porphyritic Ribeirão Branco and Itaóca granites have a high magnetic susceptibility ( $k = 10^{-2}$  SI), which is minor than ( $k = 5 \times 10^{-3}$  SI) in the red granites (Capão Bonito, Sguário). In the first ones the poor Ti magnetite is the main source of susceptibility, commonly associated to titanite, biotite and amphibole. In the red granites, the susceptibility is provided by magnetite variability rusty (maghemite) and Ti - hematite (hemo-ilmenite), in addition to the significant contribution of biotite altered by hydrothermal processes. The grade of anisotropy rise (P) in the porphyritic granites ( $P = 1,14$  SD. 0,08) and this is bigger than in the red ones ( $P = 1,07$ , SD. 0,05). In the Ribeirão Branco pluton, the high value of P is attributed to an incipient foliation detected in several sectors, which contrasts with the microstructure seemingly isotropic of the red granites. The study of the fabrics of silicates in the porphyritic granites Ribeirão Branco and Itaóca revealed that the orientations of the main axes of AMS and of shape preferred orientation (SPO) of feldspar and mafic silicates (biotite + amphibole) are congruent, nevertheless some obliquities occur. Those obliquities are attributed to the influence of the proper characteristics (form, size, anisotropy) of the marker minerals of the respective sub fabrics. In the same way, the above-mentioned study of silicates fabric

demonstrated that P tends to grow up with the intensity of the SPO of silicates, which allowed to identify domains with major magmatic distortion into de granitic bodies and to correlate them with the regional structure.

In general, the magnetic fabric of the Ribeirão Branco granite is organized coherently with the tectonic regional sinistral strike-slip shear zones; nevertheless, in the western sector the orientation of the magnetic fabric was likely modified by the accommodation of the Sguário granite. In the Itaóca granite, the organization of the magnetic fabric is different if compared with fabrics of the previous pluton. In Itaóca granite was recorded a fabric with a concentric organization in  $623 \pm 10\text{Ma}$ . (MSWD 0,31), according to the concordant U-Pb (SHRIMP) age in zircons obtained for the crystallization of the granite, that seems to be occurred before the strain related with the activation of the regional strike-slip shear zones.

Geochronology data of the literature indicates that the Capão Bonito granite is approximately 15 Ma. younger than the batholiths of porphyritic granite. The Capão Bonito granite has an organized fabric typical of syn-tectonic intrusions that has an excellent alignment of the magnetic lineation. In the granite Sguário, the fabric has a spiral organization, in the same way as recorded in Capão Bonito, like response to a strain associated with to a small strike-slip shear zone with W-E direction. This event would be related to the reactivation of the Ribeira strike-slip shear zone, which affected the south sector of the Itaóca granite, with the participation of an extensional component.

The W-E transtensive deformation that favoured the injection of the red granites in the Apiaí Domain likely was subsequent to a main tetonomagmatic event and this should have been the responsible by the emplacement and strain in the porphyritic granites. The intrusion of the big granitic bodies  $\sim 615\text{ Ma}$ . and could be it related to the convergence between crustal blocks and to the consequent stretching sub parallel of the Ribeira belt, in which the distortion was located remarkably in the strike-slip shear zones with NE-SW direction.

**Keywords:** Apiaí Domain, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), shape preferred orientation (SPO), Três Córregos batholith, Ribeirão Branco granite, Sguário granite, Capão Bonito granite, magnetic remanence, magnetic mineralogy

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Domínio Apiaí e localização da área de trabalho (adaptado do Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 2008, IG-SMA, São Paulo) 18
- Figura 2 - Geologia dos Granitos Ribeirão Branco, Sguário e Capão Bonito (Adaptado de Prominério 1970). 24
- Figura 3 – Campo magnético total (em nanoTesla) da região estudada. SG e CB correspondem respectivamente á localização dos granitos Sguário e Capão Bonito. 27
- Figura 4 - Distribuição de densidades entre Jaguariaíva (PR) e Sete Barras (SP) tendo como base a interpretação do modelo gravimétrico 2.5D da anomalia residual Bouguer (modificado de Rosales 2004). 28
- Figura 5 - Características texturais dos óxidos presentes no granito Itaóca. A) agregado de magnetitas em diferentes tamanhos em contacto com titanitas, B) magnetitas aciculares contidas em clivagens de biotita, C e D) óxidos de ferro e titânio com hábitos lamelares desenvolvidos ao interior de titanitas. 29
- Figura 6 - Texturas principais que afloram no granito Ribeirão Branco. A) unidade porfirítica média a grossa caracterizada pela ocorrência de fenocristais de K-feldspato rosa (RB30), base da foto 10 cm B) unidade cinza mais máfica com escassos fenocristais de K-feldspato (RB31), base da foto 6 cm. 31
- Figura 7 - Associação mineral típica do granito porfirítico. A) Cristais de K-feldspato (Kfs) internamente alterados e de plagioclásio (Pl) com geminação polisintética, em contato com titanita, biotita e minerais opacos, B). Quartzo (Qtz) com extinção ondulante associado com hornblenda (Hbl), K-feldspato (Kfs), biotita, titanita e minerais opacos, C) hornblenda em contato como biotita, epidoto, K-feldspato e quartzo, D) magnetita associada a titanita, hornblenda, biotita e plagioclásio. Base da microfotografia = 5 mm. 32
- Figura 8 - Associação K-feldspato, titanita, biotita, quartzo e minerais opacos. A) Hematita (Hem) inclusa em magnetita (Mgt) e titanita (Ttn), e ilmenita (Ilm) em cristais aciculares em biotita. B) grãos xenomórficos e lamelas de hematita - ilmenita, hematita incluída em titanita, e acículas de ilmenita e hematita na clivagem da biotita. Base da microfotografia = 5 mm. 33
- Figura 9 - Granito porfirítico deformado situado na borda norte do plúton (RB54), caracterizado pela alternância de protocataclasito e cataclasito (faixa diagonal na imagem). Base da foto 8 cm. 34
- Figura 10 - Texturas típicas do granito Capão Bonito, A) Agregado e feldspato de cor “vermelho-carne” com fenocristais e agregados de feldspato inseridos na matriz de granulação média consistindo de quartzo, biotita e plagioclásio, B) discreto alinhamento de fenocristais de feldspato rosa. Base da foto 10 cm 35
- Figura 11 – Alteração tardi a pós – magmática em minerais do granito Capão Bonito. A) Biotita grossa alterada em contato com biotita mais fina na borda (CB32). B) Biotita verde em contato com quartzo (Qtz) e microclina; opacos aciculares aparecem na clivagem e na borda do grão (CB59), C) K-feldspato em contato com biotita e quartzo, D) K-feldspato perítico com geminação Carlsbad. Lado maior 5 mm 36

- Figura 12 - Texturas dos feldspatos no granito Sguário. A) feldspato com geminação Carlsbad contendo inclusões de plagioclásio (Pl), em contato serrilhado com biotita (Bt), feldspato (Kfs) e quartzo (Qtz) (SG35). B) Fenocristais de K-feldspato (Kfs) contendo inclusões zonadas de plagioclásio (Pl), mais cálcico no centro (alterado) e sódico na borda (SG43). Microfotografias com nicóis cruzados; base da microfotografia = 5 mm. 38
- Figura 13 - Biotita cloritizada com minerais opacos alongados na clivagem e na borda do grão (A) (SG38), e cristal de hornblenda (Hbl) parcialmente substituído por clorita (Chl) e epidoto (Ep) (SG17). Base da imagem = 5 mm. 39
- Figura 14. Localização dos sítios com estudo de análise de imagem no granito Capão Bonito (SP). Os sítios CB78-9 e CB10 são atualmente utilizados para extração de rocha ornamental pela SOMIBRAS Ltd. 42
- Figura 15 - Parâmetros direcionais (estereograma de Schmidt, hemisfério inferior) e escalares (T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia) dos tensores de anisotropia de susceptibilidade (ASM), remanência anisterética (ARA) e OPF de silicatos calculado pelo Tensor de Inércia (máficos), e Método dos Interceptos (feldspato) do sítio CB47-1. 43
- Figura 16 - Trama de forma de minerais máficos (Tensor de Inércia), de K-feldspato (Método de Interceptos) e a respectiva anisotropia de susceptibilidade (ASM), assim como da anisotropia de remanência anisterética (ARA). Símbolos como na figura 15. T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia. 47
- Figura 17 - Trama de forma de minerais máficos (Tensor de Inércia) e feldspato (Método de Interceptos) e respectiva anisotropia de susceptibilidade (ASM) e anisotropia de remanência anisterética (ARA). Símbolos como na figura 15. T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia. 48
- Figura 18 - Anisotropia de susceptibilidade (ASM) e OPF de minerais máficos e feldspato (Método de Interceptos) do sítio CB4. A OPF de máficos é descrita pelo Método do Tensor de Inércia utilizando o cálculo do tensor médio e da elipse inversa. T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia. Símbolos como na figura 15. 49
- Figura 19 - Anisotropia de susceptibilidade (ASM) e OPF de minerais máficos descritos pelo Método do Tensor de Inércia utilizando o cálculo do tensor médio e da elipse inversa T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia. Símbolos como na figura 15 50
- Figura 20 - Anisotropia de susceptibilidade (ASM) e anisotropia de remanência anisterética (ARA) e respectiva OPF de minerais máficos (Tensor de Inércia) e feldspato (Método de Interceptos). Símbolos como na figura 15. T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia 52
- Figura 21 - Anisotropia de susceptibilidade (ASM) e anisotropia de remanência anisterética (ARA) e respectiva OPF de minerais máficos (Tensor de Inércia) e feldspato (Método de Interceptos). Símbolos como na figura 1. T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia. 53
- Figura 22 - Anisotropia de susceptibilidade (ASM) e OPF de minerais máficos (Tensor de Inércia) e feldspato (Método de Interceptos). Símbolos como na figura 15. T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia 54
- Figura 23 - Relação entre a OPF de minerais máficos calculada pelos métodos de inércia (SRT, tensor médio (em vermelho os dados de K-feldspato, obtidos com o Método de Interceptos); SRe, elipse inversa) e a anisotropia de susceptibilidade (P). 56

Figura 24 - Magnitude da trama mineral (SR) e anisotropia de susceptibilidade (P) do granito Itaóca (Salazar, 2005). r, coeficiente de correlação	57
Figura 25 - Grau de anisotropia de susceptibilidade (P) no granito Capão Bonito.	58
Figura 26 - Relação entre anisotropia (P) a susceptibilidade (k) do granito Ribeirão Branco. (n=100)	65
Figura 27 - Magnetização remanente isotérmica e variação da susceptibilidade (k) com a temperatura no granito porfirítico (RB27 A). Mr, magnetização remanente; H, campo indutor; knorm, susceptibilidade magnética normalizada para o valor de k a temperatura ambiente.	66
Figura 28 - Variação da susceptibilidade magnética com a temperatura em diferentes amostras do granito porfirítico. knorm, susceptibilidade normalizada para o valor de k a temperatura ambiente	67
Figura 29. Associação magnetita, titanita e biotita (A) típica do granito porfirítico. A magnetita pode ocorrer como pequenas inclusões na titanita (B), ou como grandes cristais apresentado contatos em equilíbrio com titanita e biotita (RB40).	68
Figura 30 - Frequência dos valores de susceptibilidade magnética (k) dos granitos vermelhos e do granito porfirítico Ribeirão Branco (número de espécimes em parênteses).	69
Figura 31 - Relação entre anisotropia (P) a susceptibilidade (k) dos granitos de Capão Bonito (esquerda) e Sguário (direita). N, número de estações	69
Figura 32 - Magnetização remanente isotérmica e variação da susceptibilidade (k) com a temperatura em granitos com baixa susceptibilidade. Mr, magnetização remanente, H, campo indutor, knorm, susceptibilidade magnética normalizada para o valor de k a temperatura ambiente	71
Figura 33 - Magnetização remanente isotérmica e variação da susceptibilidade (k) com a temperatura em granitos com susceptibilidade moderada. Mr, magnetização remanente, H, campo indutor, knorm, susceptibilidade magnética normalizada para o valor de k à temperatura ambiente	72
Figura 34 - Magnetização remanente isotérmica e variação da susceptibilidade (k) com a temperatura em granitos com susceptibilidade moderada. Mr, magnetização remanente, H, campo indutor, knorm, susceptibilidade magnética normalizada para o valor de k à temperatura ambiente	73
Figura 35 - Magnetização remanente isotérmica entre 0,5T e 2,2T das amostras CB55B e CB69C (ver figura 34) para mostrar como a magnetização remanente cresce com a indução. r, coeficiente de correlação.	74
Figura 36 - Magnetização remanente isotérmica e variação da susceptibilidade com a temperatura em granitos vermelhos com $k > 2$ mSI. H, campo indutor; r, coeficiente de correlação, knorm, susceptibilidade normalizada.	75
Figura 37 - Cristais de magnetita (mt) (A), e magnetita e ilmenita (ilm) (B) no granito Capão Bonito (CB35 e CB59, respectivamente). As fases mais claras em torno ou no interior da magnetita são de minerais contendo elementos de elevado número atômico, como zircão, e epidoto contendo Terras Raras.	76
Figura 38 - Cristal de magnetita contendo microfraturas preenchidas por clorita (SG47).	76

Figura 39 - Cloritização da biotita e desenvolvimento de óxidos de Fe e Ti nos granitos Capão Bonito (CB13, A, B) e Sguário (SG2; C e D). (A) Biotita cloritizada contendo "baguetes" de Ti-hematita (tons claros); (B) Cristal de magnetita (mt) parcialmente incluso na biotita cloritizada (A) em contato com óxidos de Fe > Ti e de Ti > Fe. (C) Biotita cloritizada com baguetes de Ti-hematita. (D) Inclusão em biotita de Ti-hematita rica em Fe contendo internamente lamelas descontínuas mais ricas em Ti (tons de cinza mais escuro).	77
Figura 40 - Estações de amostragem para medida de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) do granito Ribeirão Branco	79
Figura 41 - Anisotropia de susceptibilidade magnética média (P) de cada estação do granito Ribeirão Branco e respectivos contornos (1,05; 1,1; e > 1,2). O grau de anisotropia é menor a leste (domínio I) e maior a oeste (domínio IV)	81
Figura 42 - Frequência do grau de anisotropia (P) e forma do elipsóide (T) do Domínio I do granito Ribeirão Branco	82
Figura 43 - Frequência do grau de anisotropia magnética (P) e forma do elipsóide (T) do Domínio II do granito Ribeirão Branco	82
Figura 44 - Frequência do grau de anisotropia (P) e forma do elipsóide (T) do Domínio III do granito Ribeirão Branco	83
Figura 45 - Frequência do grau de anisotropia magnética (P) e forma do elipsóide (T) do Domínio IV do granito Ribeirão Branco	84
Figura 46 - Variação da dispersão angular ( $\alpha_{k1,3}$ ) das direções principais de ASM de cada sítio em relação à direção média ( $k_{1,3}$ ) do sítio. A trama é considerada definida se $\alpha_{k1,3} < 28^\circ$ , e indeterminada ou dispersa se $\alpha_{k1,3} > 42^\circ$ (Borradaile 2001)	84
Figura 47 - Orientação da lineação ( $k_1$ ) e polos de foliação ( $k_3$ ) magnética no granito porfirítico Ribeirão Branco. O traço do alongamento principal do maciço está representado por uma linha cheia de direção NE. Diagrama de Schmidt, hemisfério inferior; contornos de 1,5% e 1%. N, número de estações	85
Figura 48 - Mapa de lineação magnética ( $k_1$ ) e sua distribuição em domínios. Estereograma de Schmith. Hemisfério inferior; contornos de 1,5% e 1%. N: número de espécimes	87
Figura 49 - Mapa de foliação magnética ( $k_3$ ) e sua distribuição em domínios. Estereograma de Schmith. Hemisfério inferior; polos de foliação e contornos de 1,5% e 1%. n: número de espécimes.	88
Figura 50 - Mapa de relevo (topo e principais lineamentos em torno do plúton Ribeirão Branco. As setas indicam alinhamento do relevo na direção E-W. SG, Sguário, CB, Capão Bonito	90
Figura 51 - Modelo tectônico para o alojamento do granito Ribeirão Branco. Rosa de direções de $k_1$ , com o alongamento do plúton representado pelo traço de direção N75E. ZCI, zona de cisalhamento de Itapirapuã, N, número de estações de ASM.	91
Figura 52 - Distribuição de estações de medidas de ASM no plúton Capão Bonito	93
Figura 53 - Relação entre a forma do elipsóide (T) e o grau de anisotropia (P)	94
Figura 54 - Variação da dispersão angular ( $\alpha_{k1,3}$ ) das direções principais de ASM do granito Capão Bonito. A trama é considerada definida se $\alpha_{k1,3} < 28^\circ$ , e indeterminada ou dispersa se $\alpha_{k1,3} > 42^\circ$ (Borradaile 2001)	94
Figura 55 - Trama magnetic do granite Capão Bonito. Estereograma de Schmidt, hemisfério inferior. Contorno de 2% e 1%	96



Figura 56 - Sítios de amostragem do granito Sguário. A linha tracejada no interior do maciço corresponde à fácies de leucogranito equigranular	97
Figura 57 - Distribuição da da anisotropia de susceptibilidade no granito Sguário. A linha tracejada no interior do maciço corresponde à fácies de leucogranito equigranular	98
Figura 58 - Variação da anisotropia ( $1,04 < P < 1,08$ ) com a susceptibilidade ( $k$ ) dos espécimes da faixa central do granito Sguário.	99
Figura 59 - Parâmetro de forma ( $T$ ) dos sítios onde a anisotropia média ( $P$ ) é menor que 1,04 (esquerda), ou entre $1,04 < P < 1,08$ .. Os elipsóides variam indistintamente de oblatos ( $T > 0$ ) a prolatos ( $T < 0$ )	99
Figura 60 - Dispersão angular das direções de ASM em torno das direções médias ( $\alpha k_1$ , $\alpha k_3$ ) de cada sítio (ver discussão no texto).	100
Figura 61 - Contornos de densidade (1% e 2% ) da lineação ( $k_1$ ) e polo da foliação magnética ( $k_3$ ) do granito Sguário. Estereograma de Schmidt, hemisfério inferior. $n$ , número de espécimes.	100
Figura 62 - Trama magnética do granito Sguário. A área sombreada delimita o domínio com lineações de forte caimento. A linha tracejada no interior do maciço corresponde à área de exposição do leucogranito equigranular	101
Figura 63 - Trajetórias de lineação (A) e foliação magnética (B). A área sombreada corresponde ao domínio de lineações com forte caimento e respectivo contorno de densidade (Estereograma de Schmidt, hemisfério inferior; contornos de 2% e 1%). $n$ , número de espécimes	103
Figura 64 - Lineamentos regionais identificados em mapas de relevo e aeromagnéticos em torno dos granitos “Pós-tectônicos” Sguário e Capão Bonito.	104
Figura 65 - Orientação da trama de silicatos (foliação, lineação) do granito de Capão Bonito. A trama é sub-horizontal no setor central do maciço principal (área sombreada). A lineação ( $k_1$ ) e polos de foliação magnética ( $k_3$ ) do setor central estão plotados em diagrama de Schmidt, hemisfério inferior (contorno de 2% e 1%). $n$ , número de espécimes	106
Figura 66 - (A) Elipse de deformação resultante de cisalhamento simples dextral; $\lambda_1$ e $\lambda_3$ são, respectivamente, as direções principais de estiramento e encurtamento da elipse; $\lambda_2$ é perpendicular ao plano $\lambda_1\lambda_3$ e $\lambda_2$ esquematicamente situada no centro da elipse. (B) Rotação anti-horária da foliação na parte interna de um plitton submetido a cisalhamento simples dextral (in Brun & Pons 1981). (C) Rotação anti-horária de planos em torno de um eixo vertical; note que o cisalhamento externo ã estrutura $\iota$ dextral (in Fowler 1996)	107

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Parâmetros da OPF de minerais máficos e K-feldspato e a respectiva ASM no granito Capão Bonito	44
Tabela 2- Parâmetros de ASM do granito porfírico Ribeirão Branco	60
Tabela 3 - Parâmetros de ASM do granito Capão Bonito	62
Tabela 4 - Parâmetros de ASM do granito Sguário	63

## SUMÁRIO

1	APRESENTAÇÃO	15
2	MARCO GEOLÓGICO	20
2.1	O COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS	23
2.2	CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICAS DA ÁREA DE ESTUDO	25
2.3	TRAMA E COLOÇÃO DO GRANITO ITAÓCA	28
3	ANÁLISES PETROGRÁFICAS	31
3.1	PETROGRAFIA DO GRANITO RIBEIRÃO BRANCO	31
3.2	PETROGRAFIA DO GRANITO CAPÃO BONITO	34
3.3	PETROGRAFIA DO GRANITO SGUÁRIO	37
4	ANÁLISES DE ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA	40
4.1	ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE SILICATOS E ANISOTROPIA MAGNÉTICA	40
4.1.1	OPF de silicatos e ASM do granito Capão Bonito	41
4.2	DISCUSSÃO	56
5	MINERALOGIA MAGNÉTICA	59
5.1	MINERALOGIA MAGNÉTICA DO GRANITO RIBEIRÃO BRANCO	65
5.1.1	Curvas termomagnéticas e magnetização remanente isotérmica	65
5.1.2	Textura e microestruturas dos minerais opacos	67
5.2	MINERALOGIA MAGNÉTICA DOS GRANITOS VERMELHOS (SGUÁRIO E CAPÃO BONITO)	68
5.2.1	Curvas termomagnéticas e de magnetização remanente isotérmica	69
5.2.2	Textura e microestruturas dos minerais opacos	75
6	TRAMA MAGNÉTICA	78
6.1	GRANITO PORFIRÍTICO RIBEIRÃO BRANCO	78
6.1.1	Parâmetros escalares (anisotropia e forma do elipsóide	80
6.1.2	Parâmetros direcionais	84
6.1.3	Discussão: significado geológico	89
6.2	GRANITO VERMELHO CAPÃO BONITO	92
6.2.1	Parâmetros escalares (anisotropia e forma do elipsóide)	93
6.2.2	Parâmetros direcionais	94
6.3	GRANITO VERMELHO SGUÁRIO	97
6.3.1	Parâmetros escalares (anisotropia e forma do elipsóide)	97
6.3.2	Parâmetros direcionais	99
6.4	DISCUSSÃO: SIGNIFICADO GEOLÓGICO	104

7	CONCLUSÕES	109
8	REFERÊNCIAS	112
	APÊNDICE A	117
	APÊNDICE B	132

# 1 APRESENTAÇÃO

Magma graníticos cristalizam na crosta terrestre para formar rochas com quartzo, feldspato, silicatos de Fe-Mg, óxidos e, eventualmente, sulfetos. Granitos normalmente são rochas maciças, sem orientação preferencial aparente dos seus minerais constituintes e, portanto, comumente descritos como isotrópicos. A anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) veio demonstrar que granitos não são totalmente isotrópicos (Bouchez 1997). A ASM, reconhecida em meados dos anos 50 como uma ferramenta importante na petrologia estrutural (Graham 1954), tem sido objeto de várias sínteses abrangendo suas aplicações em rochas ígneas plutônicas máficas e félsicas (Rochette *et al.* 1992; Borradaile & Henry 1997; Bouchez 1997) e vulcânicas (Canon-Tapia 2004). Nos maciços graníticos a ASM registra os deslocamentos finais do magma durante o alojamento na crosta terrestre e, desse modo, complementa todo um conjunto de técnicas estruturais e geoquímicas utilizadas na reconstituição geodinâmica dos terrenos cristalinos (Archanjo *et al.* 2002).

As propriedades magnéticas dos granitos permitem subdividi-los esquematicamente nos tipos “paramagnéticos” e “ferromagnéticos” através da correlação entre a susceptibilidade magnética e sua composição mineralógica (Bouchez 1997). Um granito é denominado “paramagnético” quando sua susceptibilidade origina-se principalmente nos silicatos paramagnéticos (anfíbólio e micas, Gleizes *et al.* 1993). Na prática, isso corresponde a um granito com teor de magnetita < 1%. Um granito é denominado “ferromagnético” quando a susceptibilidade não é resultante apenas dos silicatos paramagnéticos mas também quando outro mineral, geralmente magnetita, contribui com o sinal magnético. A classificação desses dois tipos de granitos corresponde, respectivamente, aos granitos a de ilmenita e/ou magnetita (Ishihara 1987). A anisotropia de susceptibilidade magnética nos granitos “paramagnéticos”, a ilmenita está intimamente associada à orientação da mica e em menor escala, do anfíbólio e a anisotropia resultante é denominada magnetocristalina. Nos granitos “ferromagnéticos” a ASM depende da composição, textura e tamanho dos óxidos de Fe-Ti responsáveis pelo sinal magnético. A magnetita é o óxido mais comum nas rochas ígneas e, por sua elevada susceptibilidade intrínseca, o efeito desmagnetizante na superfície deste mineral induz uma anisotropia de forma ou magnetoestática que se sobrepõe à sua anisotropia magnetocristalina (Nagata 1961). Nos cristais de magnetita maiores que 20 µm, os quais possuem vários domínios magnéticos internos (multidomínio), o eixo longo de cada grão é paralelo à

susceptibilidade magnética máxima. Logo, a orientação preferencial de grãos inequidimensionais de magnetita fornece a direção de máxima anisotropia magnética. Um dos aspectos relevantes na interpretação da ASM de magnetita-granitos é a relação entre as direções principais de anisotropia de susceptibilidade magnética e a trama de silicatos (magmática). Embora geralmente coaxiais, essas relações devem ser rotineiramente checadas notadamente se o granito foi afetado por eventos tardios (hidrotermalismo, oxidação) que tendem a desorganizar a trama magnética (Just *et al.* 2004; Archanjo *et al.* 2008). As bases teóricas dos métodos de estudo, *i.e.* a Orientação Preferencial de Forma (OPF) de silicatos utilizando Análise de Imagem Digital e a Anisotropia de Susceptibilidade Magnética, estão descritas no apêndice B.

O estudo estrutural de plútons graníticos mediante o uso da ASM tem mostrado que muitos batólitos, com ou sem magnetita, apresentam uma marcante homogeneidade direcional de estruturas (Becker *et al.* 2000; Talbot & Faure, 2005; Morgan *et al.* 2008). Esta homogeneidade direcional, insuspeitada até recentemente, indica que volumes de magmas quando alojados na crosta podem se deformar quase na sua totalidade antes de cristalizar completamente. Plútons graníticos cuja petrotrama é homogênea por centenas de km<sup>2</sup>, independente do sinal *para* ou *ferromagnético* da susceptibilidade, têm sido encontrados preferencialmente na crosta intermediária (Moyen *et al.* 2003; Hollanda *et al.* 2010). A deformação neste tipo de ambiente é controlada principalmente por esforços tectônicos. Magmas graníticos alojados na crosta rasa tendem a desenvolver tramas controladas por forças de corpo (convectivas, ascensionais). Uma vez mapeada a petrotrama dos diferentes plútons e conhecidos os mecanismos responsáveis pelo seu desenvolvimento, torna-se possível sequenciar os eventos magmáticos e inseri-los no contexto deformacional do orógeno. Em isto consiste o principal objetivo do presente trabalho que foi desenvolvido em alguns corpos intrusivos pertencentes ao magmatismo neoproterozóico do Domínio Apiaí da Faixa Ribeira. Neste domínio ocorrem batólitos que têm formas alongadas na direção NE-SW, e são cortados por plútons e *stocks* menores, de tendência alcalina e rapakivítica (Wernick 2000), estes últimos considerados pós-tectônicos (figura 1).

A área de estudo localiza-se na porção centro-nordeste do Complexo Granítico Três Córregos, entre as cidades de Capão Bonito, Itararé e Apiaí, todas situadas a oeste da cidade de São Paulo. Os corpos intrusivos estudados afloram nas imediações da Bacia do Paraná, onde é comum estarem parcialmente encobertos por rochas sedimentares e apresentarem alterações físicas e químicas. Os plútons alvo deste estudo são o granito porfirítico Ribeirão Branco e os granitos avermelhados *pós-tectônicos* de Capão Bonito e Sguário (figura. 1). O

trabalho inclui também o estudo da trama magnética do granito Itaóca (Salazar *et al.* 2008), por conter dados que permitem uma melhor compreensão do contexto tectônico regional.

O texto foi dividido em sete capítulos. O arcabouço lito-estrutural do Domínio Apiaí é abordado no capítulo 2, no qual os grandes batólitos graníticos são considerados como possíveis representantes do magmatismo de arco continental que precedeu à colisão e colagem de blocos tectônicos ao final da orogênese brasileira (figura 1). Neste capítulo se discute em forma resumida o alojamento e a idade de cristalização do granito Itaóca no contexto da deformação que afeta o Domínio Apiaí. O granito Itaóca situa-se na parte sul da área de trabalho e seus dados foram utilizados para o entendimento da trama magnética do plúton Ribeirão Branco que, como o Itaóca, faz parte da série de granitos porfiríticos de alto-K do Complexo Três Córregos.

Os capítulos 3, 4 e 5 tratam da mineralogia e das microestruturas que definem o sinal magnético dos granitos. Nos granitos porfiríticos (Ribeirão Branco e Itaóca) observa-se que o sinal magnético dominante é decorrente da magnetita multidomínio associada aos minerais máficos, notadamente titanita. O estudo da OPF de silicatos (fenocristais de feldspato e minerais máficos) do granito Itaóca mostrou que a ASM pode ser usada para determinar a orientação da trama magmática dos granitos porfiríticos. Nos granitos denominados “vermelhos” o sinal magnético é fornecido pela magnetita variavelmente oxidada (maghemita) e pela Ti-hematita, esta última provavelmente responsável pela cor avermelhada dos granitos Sguário e Capão Bonito. Orientação preferencial de feldspato e minerais máficos foi determinada utilizando análise de imagem e aplicando os métodos de interceptos e tensor de inércia para a determinação da trama. Além da trama de silicatos também foi determinada a orientação preferencial dos minerais portadores de remanência (*ferromagnéticos*) através da anisotropia de remanência anisterética (ARA). Os dados mostram que há uma boa relação entre a orientação preferencial de silicatos e a anisotropia de susceptibilidade magnética, cujo significado é discutido nesse mesmo capítulo.

A trama magnética dos granitos Ribeirão Branco, Capão Bonito e Sguário é abordada no capítulo 6. Os resultados encontrados evidenciaram o papel das zonas de cisalhamento na organização da trama magnética/magmática, permitiram estabelecer inferências sobre o regime de deformação e a cinemática que afetaram os plútons e a maneira como se moldaram as estruturas regionais do Domínio Apiaí. As considerações finais do presente estudo constituem o escopo do Capítulo 7.

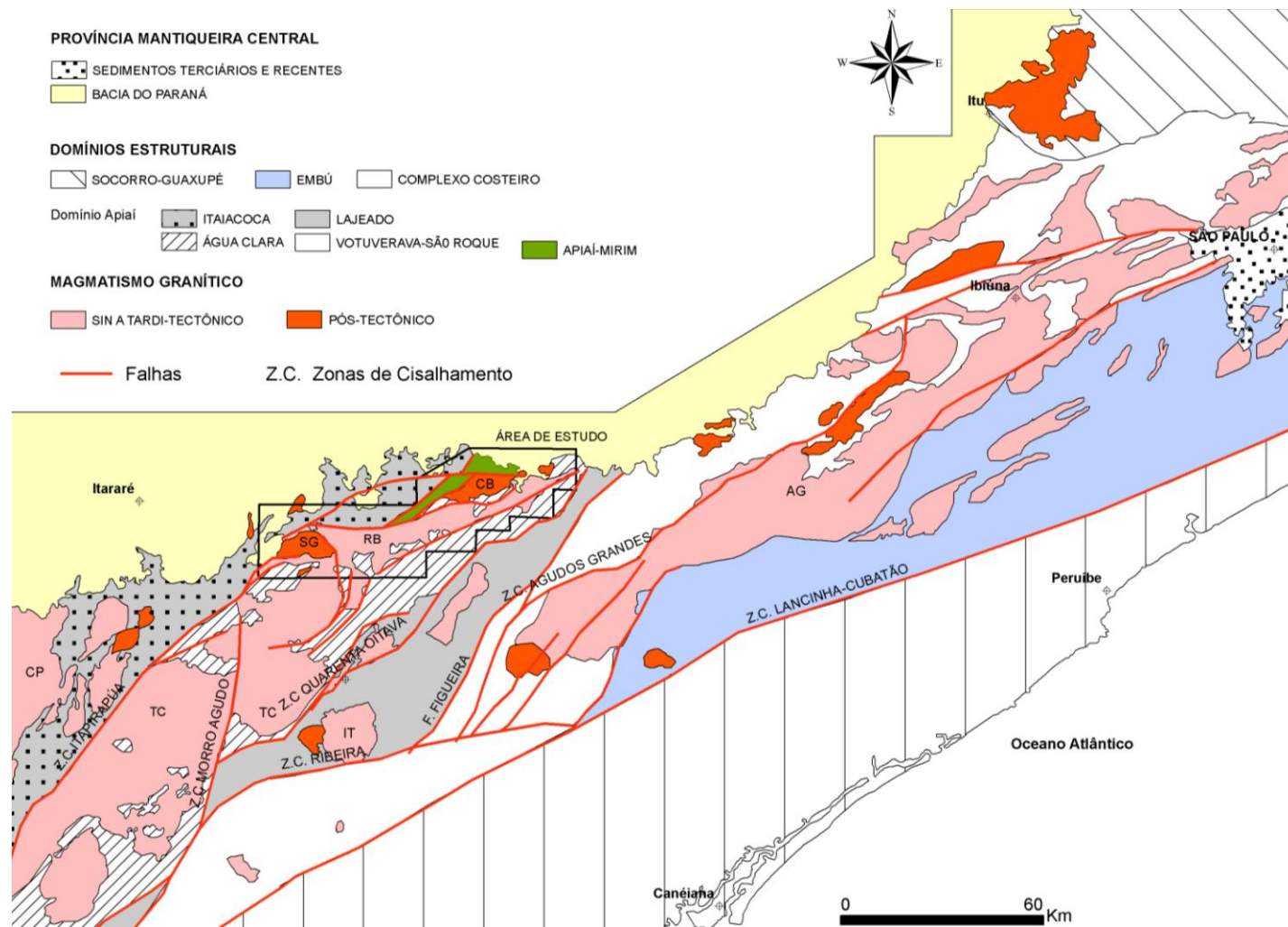


Figura 1 - Domínio Apiaí e localização da área de trabalho (adaptado do Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 2008, IG-SMA, São Paulo)

No apêndice A encontram-se o artigo “*Magnetic fabric and zircon U–Pb geochronology of the Itaóca pluton: Implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira Belt (SE Brazil)*”. Este artigo discute o alojamento e idade de cristalização desse maciço granítico no contexto da deformação que afeta o Domínio Apiaí. Situado na parte sul da área de trabalho, os dados do granito Itaóca são utilizados no entendimento da trama magnética do plúton Ribeirão Branco que, como o Itaóca, faz parte da série de granitos porfiríticos de alto-K do Complexo Três Córregos.

O apêndice B apresenta abordagens resumidas dos fundamentos teóricos das metodologias de análise de orientação preferencial de forma (OPF) e de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM).

Para a elaboração do texto final utilizou-se as normas da Universidade de São Paulo, contidas no documento “*Diretrizes para apresentação de dissertações e teses da USP: parte I (ABNT) 2ª Edição, 2009*”. A formatação da bibliografia seguiu as normas da Revista Brasileira de Geociências.



## 2 MARCO GEOLÓGICO

No domínio Apiaí afloram as rochas plutônicas que constituem os grandes batólitos graníticos da porção central do sistema orogênico neoproterozóico Mantiqueira (Almeida 1977, Heilbron *et al.* 2004). Este orôgeno seria o resultado da aglutinação de Gondwana ocidental, na qual ocorreu a colisão de terrenos e a formação de arcos magmáticos como consequência da subducção de litosfera oceânica. A subducção e os posteriores estágios colisionais seriam os responsáveis principais pela granitogênese crustal, deformação e metamorfismo que ocorreram neste domínio (Campanha & Sadowski 1999; Heilbron *et al.* 2004, Basei *et al.* 2008). Sedimentos de origem marinha (Grupo Votuverava ou Supergrupo Açungui, Campanha & Sadowski 1999, Basei *et al.* 2008) depositaram-se entre os blocos continentais Paranapanema, micro-placa Curitiba e Luis Alves. Eles foram metamorfisados e deformados pela aproximação (fechamento) e colisão destes núcleos no Neoproterozóico.

Para explicar a evolução deste orôgeno e o magmatismo nele presente, várias etapas orogênicas diacrônicas são propostas (Trouw *et al.* 2000, Campos-Neto 2000). Esse diacronismo resultaria da interação de fragmentos litosféricos como Paranapanema e Luis Alves, com a placa Congo - São Francisco (Heilbron *et al.* 2004). Outra hipótese considera a interação entre o domínio Apiaí e blocos cratônicos situados no Complexo Costeiro (figura 1), como as micropalacas Curitiba e Luis Alves (Basei *et al.* 2008). A existência de ambiente oceânico entre esses blocos é suportada pela ocorrência de fácies proximais (Grupo Itaiacoca) além da presença de depósitos de carbonatos de plataforma (Subgrupo Lajeado) que gradam para seqüências distais turbidíticas (Subgrupo Ribeira). Nesta mesma região os basaltos toleíticos de fundo oceânico em transição para toleítos de arco de ilha (Daitx 1996) seriam indicativos de crosta oceânica. A intrusão de rochas básicas (gabro de Apiaí) durante o Neoproterozóico é interpretado por Campanha & Sadowski (1999) como a evolução de um arco magmático relacionado a uma zona de subducção. Nesse contexto convergente, a orogênese neoproterozóica gerou extensos granitóides calci-alcalinos tardi a pós-tectônicos (Fuck *et al.* 1967, Melcher *et al.* 1983, Basei *et al.* 2008), como os batólitos Cunhaporanga (CP), Três Córregos (TC) e Agudos Grandes (AG), (figura 1). O fechamento oceânico e a colisão oblíqua de blocos litosféricos teriam desenvolvido empurrões, sistemas de cisalhamento, bacias transtensivas e a intrusão de granitos pós-tectônicos, incluindo a Suite

Itú (Wernick *et al.* 1990; Campanha & Sadowski 1999, Janasi *et al.* 2001, Leite 2003, Heilbron *et al.* 2004, Prazeres Filho 2005, Basei *et al.* 2008).

O Domínio Apiaí está parcialmente limitado a sul pela zona de cisalhamento Lancinha – Cubatão. A oeste e norte ele está coberto pelas sequências sedimentares fanerozóicas da Bacia do Paraná, e a norte-nordeste está em contato tectônico com o Domínio Socorro-Guaxupé. O batólito Agudos Grandes, por sua vez, ocupa grande parte do contato entre os domínios Apiaí e Embu (figura 1). O Domínio Apiaí é segmentado por zonas de cisalhamento tais como Ribeira, Quarenta Oitava, Morro Agudo, Figueira e Itapirapuã. Essa compartimentação tectônica tem sido utilizada para delimitar as unidades geológicas que caracterizam este domínio, algumas das quais atuam como as encaixantes das intrusões graníticas Ribeirão Branco, Capão Bonito e Sguário, entre outras descritas a seguir

A norte da zona de cisalhamento Itapirapuã afloram rochas do Grupo Itaiacoca (figuras 1 e 2), que é constituído por metavulcânicas intercaladas com metassedimentos, metabasaltos, metagrabros e no topo metapelitos, quartzitos, metacherts e metacalcários argilosos. A colocação das rochas graníticas do batólito Cunhaporanga gerou metamorfismo de contato nesta sequência (Szabó *et al.* 2006). O Grupo Castro, de idade Cambriana (Almeida *et al.* 2010), está sobreposto ao Grupo Itaiacoca. Ele é constituído por andesitos, riolitos, rochas vulcanoclásticas, arenitos intercalados com siltitos e conglomerados no topo. A deformação no Itaiacoca agiu de maneira diferenciada de acordo com a competência de cada litotipo. Desse modo, os metacalcários se deformaram mais rigidamente do que as rochas metapelíticas (Reis Neto 1994). Nos metacalcários desenvolveram-se grandes dobras isoclinais com plano axial empinado para NW e clivagem ardosiana subparalela ao acamamento (Campanha & Sadowski 1999). Essas feições, somadas a estruturas rúpteis (fraturas, falhas) são as estruturas mais comuns. Localmente, ocorrem dobras apertadas, redução do tamanho de grãos e recristalização ou milonitização em zonas de falha.

As rochas do embasamento apresentam-se com pequena expressão e foram agrupadas no complexo metamórfico Apiaí Mirim que aflora ao norte do granito Capão Bonito. Neste complexo ocorrem sienogranitos vermelhos e porfiríticos intensamente milonitizados contendo fenocristais de K-feldspato, biotita, quartzo e anfibólio. O contato deste complexo acontece por meio de falha com os granitos Ribeirão Branco e Capão Bonito.

O plúton Ribeirão Branco tem como encaixantes rochas da Formação Água Clara (figura 2), esta última constituída por metassedimentos calciossilicáticos de granulação fina que se intercalam com mármore calcíticos e dolomíticos, os quais formam bandas ou pacotes de vários metros de espessura. Também afloram quartzitos médios até grossos com feldspato

e muscovita, os quais estão associados, de forma mais restrita, com quartzo micaxistos e anfíbolitos. No topo aparecem filitos, micaxistos, xistos e calcários em pacotes pouco espessos que se alternam com metacalcários arenosos, metadolomitos e, restritamente, metapsamitos. Segundo Almeida (1989), na Formação Água Clara o metamorfismo dinamo-termal aumenta de leste para oeste atingindo o grau médio (zona da actinolita) nos metacarbonatos ao leste. Na região oeste, o metamorfismo dos metassedimentos Água Clara chega à zona do diopsídio. Tetos pendentes da Formação Água Clara no granito Ribeirão Branco apresentam xistosidade, transposição de bandas e dobras intrafoliais que comumente exibem flancos estirados e rompidos.

Frasca *et al.* (1997) sugerem que três tipos de magmatismo básico constituem os metabasitos da formação Água Clara. Um deles tem natureza toleítica própria de um estágio inicial de abertura de bacia ou do início de fechamento. O outro é do tipo shoshonítico de margem continental ativa (estágio final de fechamento da bacia), e o último tipo toleítico seria de natureza continental. As estruturas que caracterizam a deformação das rochas da Formação Água Clara são uma foliação S/C de baixo ângulo subparalela ao bandamento composicional e dobras centimétricas fechadas até isoclinais em bainha com flancos rompidos. Outro evento de deformação gerou dobras mais abertas com eixos sub-horizontais (NE – SW) e planos axiais subverticais. Uma segunda foliação de alto ângulo orientada para NE estaria relacionada com a instalação de cisalhamentos transcorrentes (Almeida 1989, Fiori 1990, Weber *et al.* 2004).

Ao sul da zona de cisalhamento Quarenta Oitava afloram rochas metassedimentares do Supergrupo Açuguí (Grupo Votuverava, Almeida *et al.* 1973, Fiori 1992, Campanha & Sadowski 1999, entre outros). Este Supergrupo foi dividido nos Subgrupos Lajeado e Ribeira. O Lajeado é constituído pela alternância de formações siliciclásticas e carbonáticas metamorfisadas em fácies xisto verde (zona da clorita, Faleiros & Campanha 2004) com estruturas primárias preservadas (Campanha 1991, Campanha & Sadowski 1999). Campanha & Sadowski (2002) relatam que nessas rochas há desenvolvimento de dobras abertas com eixos sub-horizontais de direção nordeste, e clivagem ardosiana de plano-axial com alto ângulo de mergulho para noroeste.

O subgrupo Ribeira que aflora ao sul da zona de cisalhamento Ribeira, constitui um bloco no qual as rochas foram metamorfisadas na fácies xisto verde (zona da clorita e da granada (Faleiros & Campanha 2004). Nelas o acamamento sedimentar está preservado. Neste subgrupo predominam metarritmitos de granulação fina, metabasitos subordinados, metarenito, metaconglomerado, metacalcário e formações ferríferas (Campanha 1991,

Campanha & Sadowski, 1999). Ele apresenta uma deformação mais intensa com dobramento fechado a isoclinal que mergulha forte para noroeste (Campanha 1991).

A Formação Iporanga representa o final da sedimentação no Neoproterozóico. Ela é limitada por falhas reversas é constituída por estratos de metaconglomerados e metabrechas, imersos em pacotes de filitos rítmicos.

Para o Domínio Apiaí Campanha & Sadowski (1999) propuseram a formação de três sistemas deformacionais: i) empurrões de baixo ângulo gerando foliação subparalela ao acamamento sedimentar e dobras; ii) dobras abertas com planos axiais verticais e eixos sub-horizontais; iii) geração de cisalhamentos transcorrentes.

No Paleozóico, rochas sedimentares da bacia do Paraná se depositaram cobrindo parcialmente os granitos estudados neste trabalho. Enxames de diques de diabásios mesozóicos (região de Guapiara) com orientação para NW e extensões quilométricas intrudem os granitos em estudo.

## 2.1 O COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS

O Complexo Granítico Três Córregos, que inclui o batólito principal e os plútons Itaóca, Capão Bonito e Sguário é a unidade principal na área de trabalho (figura 3). O batólito tem sido objeto de vários estudos que combinam mapeamento geológico, geoquímica, geocronologia e análises estruturais. Para Fuck *et al.* (1967), trata-se de um corpo tardi a pós tectônico acomodado sob influência de uma forte tectônica de borda que inclui, no contato com a encaixante, zonas ortognaissicas e migmatitos. A trama foliada de borda passa gradativamente a porfirítica não orientada no centro. Em seu trabalho de síntese e caracterização petrográfica, Melcher *et al.* (1973) separam unidades intrusivas sin, tardi e pós tectônicas, e as dividem em tipos porfirítico, migmatítico e equigranular. Trabalhos posteriores (Campanha 1991, Campanha *et al.* 1999) consideram os granitóides orientados como parte do complexo porfirítico Três Córregos, que estariam separados de alguns corpos claramente pós-tectônicos (Sguário, Campina Nova, Correias, Capão Bonito). No mesmo contexto, os ortognaisses e migmatitos se relacionariam com o complexo metamórfico Apiaí Mirim e fariam parte de um embasamento mais velho. Gimenez Filho (1993) sugeriu que parte dos ortognaisses poderia corresponder a feições mais deformadas dos granitos.

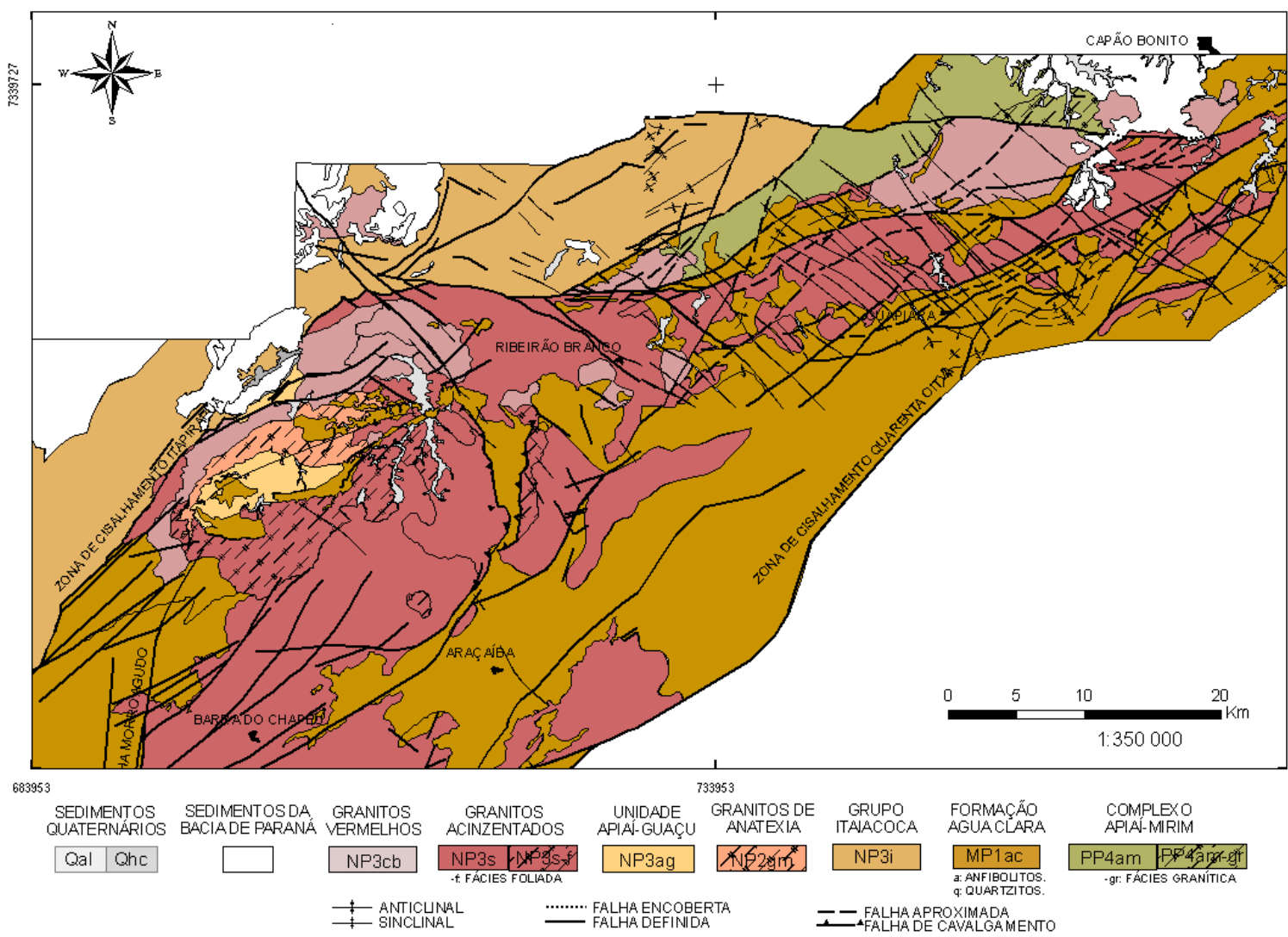


Figura 2 - Geologia dos Granitos Ribeirão Branco, Sguário e Capão Bonito (Adaptado de Prolinério 1970).

Na tentativa de contextualizar tectonicamente esses granitos, estudos geoquímicos levaram Theodorovicz *et al.* (1986) a interpretar os ortognaisses, o complexo Apiaí Mirim e os granitos Capote e Paiol de Telha como de tipo I pouco diferenciados, enquanto o sienogranito Sguário seria de tipo I bastante diferenciado. Para Goraieb (2001) o granito Correias é anorogênico e está geneticamente relacionado ao plúton Sguário. Chiodi Filho *et al.* (1989), baseado em estudo de Terras Raras para caracterização metalogenética, consideram o granito Três Córregos como pré-colisional de filiação granodiorítica e origem mantélica. Do mesmo modo, o granito Sguário seria crustal sin-colisional. Interpretações baseadas em diagramas de diferenciação Ba vs Rb, e Sr vs Rb sugerem que no Complexo Três Córregos houve um processo evolutivo de cristalização fracionada próprio de um granito da série cálcio-alcálica (diorito - granodiorito) gerado em ambiente de arco magmático (Wernik *et al.* 1990, Gimenez Filho 1993, Reis Neto 1994, Gimenez Filho *et al.*, 2000, Guimarães 2000, Prazeres Filho 2000, e 2005). Gimenez Filho (1993) e Prazeres Filho (2005) situam esse complexo nos granitos tipo I da suíte cálcio-alcálica de médio K de composição gabro a granito, e os corpos intrusivos Sguário, Capão Bonito e Correias como tipo A de afinidade aluminosa.

Os estudos realizados no Batólito Três Córregos mostraram que ele é constituído por uma ampla variedade de plútons diferenciados em composição, trama (deformados ou não) e idade. Nele predominam granito, granodiorito e quartzo-monzonito porfirítico com fenocristais de K-feldspato e, subordinadamente, plútons equigranulares de granulação grossa de composição sienítica a monzogranítica (Fuck *et al.* 1967, Wernick *et al.* 1990, Gimenez filho 1993, Prazeres Filho 2005).

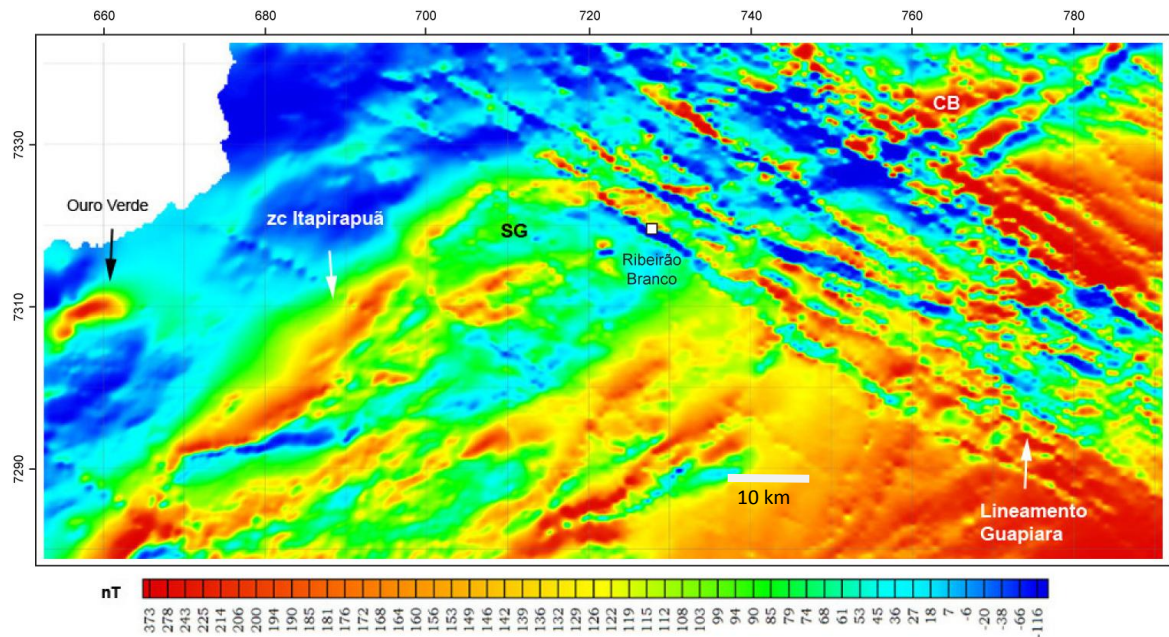
## 2.2 CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICAS DA ÁREA DE ESTUDO

Os estudos geofísicos no Domínio Apiaí foram realizados através de dados aeromagnéticos dos levantamentos aerogeofísicos dos projetos “Serra do Mar Sul” (CPRM, 1975), São Paulo – Rio de Janeiro (CPRM 1978), e também por dados gravimétricos terrestres provenientes de diferentes projetos integrados no trabalho de Rosales (2004). O mapa aeromagnético de intensidade total do campo, mostrado na figura 3, compreende uma área de aproximadamente 5.000 km<sup>2</sup> extraída do Projeto São Paulo – Rio de Janeiro. Nesse projeto o espaçamento das linhas de vôo, de direção N30W, foi de 1 km, a altura de vôo de 150 m e o intervalo de amostragem de 1 s de arco.

A feição estrutural que se destaca no mapa de intensidade total é um nítido sistema de lineamentos magnéticos denominado “Lineamento Guapiara”, que é marcado por intensos gradientes do campo magnético na direção NW (figura 3). Esse comportamento anômalo de caráter regional que pode ser acompanhado sob os sedimentos da Bacia do Paraná, é atribuído a um denso enxame de diques máficos que se colocou no Mesozóico durante o processo de ruptura e separação continental entre a América do Sul e a África. Esses diques são evidenciados em superfície por blocos soltos de diabásio maciços, com típica alteração em “casca de cebola”. Em apenas um afloramento, na Pedreira SOMIBRAS Ltd. no município de Capão Bonito, foi observado um dique de diabásio *in situ* com aproximadamente 50 cm de espessura cortando o granito Capão Bonito. O padrão de lineamentos magnéticos NW-SE se sobrepõe ao padrão de anomalias de direção NE, esse último relacionado às rochas precambrianas do Domínio Apiaí.

O campo magnético total relativo às rochas precambrianas do setor norte e noroeste da área, com valores de amplitude de aproximadamente -10 a -50 nT, não apresenta variação significativa. Este domínio corresponde geologicamente à área de ocorrência dos metassedimentos e metavulcânicas de baixo grau do Grupo Itaiacoca e, em parte, dos sedimentos da Bacia do Paraná. Destaca-se neste setor uma anomalia elíptica alongada na direção NE que corresponde ao Complexo Granítico Ouro Verde, na qual a intensidade do campo alcança aproximadamente 200 nT. O limite entre o Grupo Itaiacoca e o batólito Três Córregos é marcado por um gradiente de natureza regional, alinhado na direção NE que em superfície corresponde à zona de cisalhamento de Itapirapuã. Junto ao granito Sguário (SG na figura 3) o alinhamento magnético que define a zona de cisalhamento de Itapirapuã encurva-se para E-W para, em seguida, mudar sua direção para ENE até o granito Capão Bonito (CB na figura 3). Outro importante lineamento magnético de direção ENE aparece a sul dos granitos Capão Bonito e Sguário sendo associado a um ramo da zona de cisalhamento Quarenta-Oitava e à zona de cisalhamento Conceição do Erval (Rosales 2004). Essa última aparentemente une-se, a sudoeste, com a zona de cisalhamento de Itapirapuã. É importante considerar, contudo, que a região entre os granitos Capão Bonito e Sguário encontra-se fortemente afetada pela anomalia magnética Guapiara comprometendo a caracterização mais precisa do padrão aeromagnético registrado pelas rochas precambrianas. A norte e oeste do granito Capão Bonito, por exemplo, é possível observar um estreito, porém importante gradiente, que se estende por aproximadamente 100 km na direção E-W e que pode corresponder a uma estrutura precambriana. Todavia, a cobertura sedimentar e alteração das

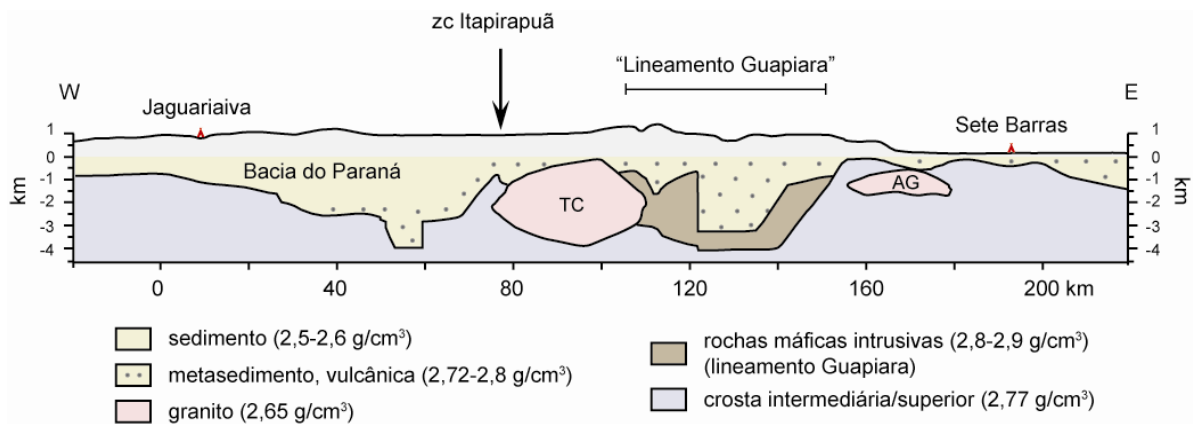
rochas do embasamento na borda da Bacia do Paraná dificultam a caracterização de estruturas geológicas neste setor da área de estudo.



**Figura 3** – Campo magnético total (em nanoTesla) da região estudada. SG e CB correspondem respectivamente à localização dos granitos Sguário e Capão Bonito.

A sul da zona de cisalhamento Itapirapuã observa-se a presença de um campo magnético mais pronunciado com valores de amplitude que variam de 50 a 200 nT e com gradientes orientados na direção NE (figura 3). Essa zona coincide espacialmente com a presença de um mínimo residual Bouguer com comprimento de onda da ordem de 15 km e valores de amplitude de -4 mGal (Rosales 2004). O modelo gravimétrico-estrutural de distribuição de densidades ao longo de um perfil E-W entre Jaguariaíva (PR) e Sete Barras (SP) associa esse setor às rochas intrusivas félsicas do Complexo Granítico Três Córregos (figura 4). Os dados gravimétricos permitiram estimar uma espessura crustal de 37 km para o Domínio Apiaí, sendo que o batólito na sua raiz mais profunda possuiria apenas 3,5 km de profundidade (Rosales 2004). O perfil da figura 4 posiciona a zona de cisalhamento de Itapirapuã entre um espesso pacote de metassedimentos e metavulcânicas a oeste (Grupo Itaiacoca) e uma crosta intermediária/superior soerguida adjacente ao granito Três Córregos. Outra feição marcante é o significativo volume de rochas densas entre os batólitos Três Córregos e Agudos Grandes, que corresponde espacialmente ao enxame de diques máficos do Lineamento Guapiara.





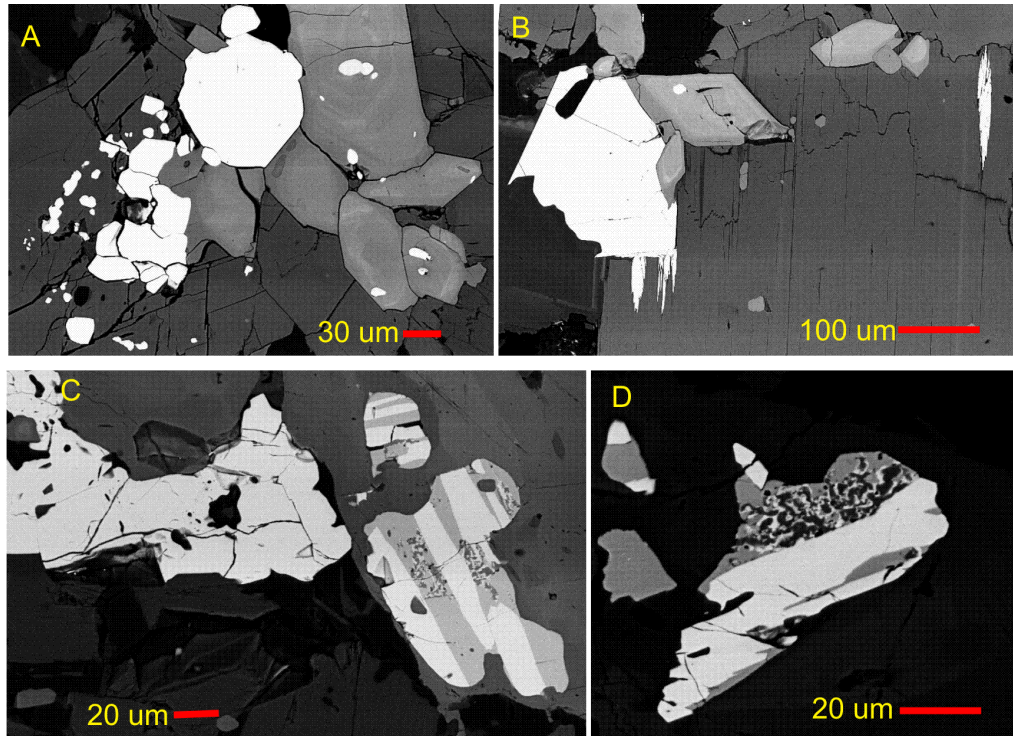
**Figura 4** - Distribuição de densidades entre Jaguariaiva (PR) e Sete Barras (SP) tendo como base a interpretação do modelo gravimétrico 2.5D da anomalia residual Bouguer (modificado de Rosales 2004).

### 2.3 TRAMA E COLOÇÃO DO GRANITO ITAÓCA

A fraca orientação preferencial dos minerais constituintes nos granitos intrusivos em estudo é similar à feição textural apresentada pelo granito Itaóca. Este último se posicionou há  $623 \pm 10$  Ma. (idade U-Pb SHRIMP em zircão, Salazar *et al.* 2008) na junção entre as zonas de cisalhamento Quarenta Oitava a norte, Ribeira a sul e Figueira a nordeste, intrudindo rochas metassedimentares do subgrupo Lajeado. Trata-se de um monzogranito com textura magmática preservada, caracterizada pela presença de fenocristais de K-feldspato, plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita, além de titanita, epidoto e magnetita. Na sua borda sul a rocha granítica possui trama milonítica orientada N60E/56N que é bem definida por micas deformadas e, agregados lenticulares de quartzo e feldspatos. Os estudos magnéticos, mineralógico e textural dos óxidos constituintes do granito Itaóca revelaram a prevalência de magnética multidomínio (figura 5) como o marcador magnético da rocha cuja susceptibilidade média é de 18,51 mSI (SD 6,27).

Ao igual que no granito Ribeirão branco, os óxidos do granito Itaóca mostram que a magnetita em cristais idiomórficos ou em agregados com refletância homogênea esta associada a minerais máficos e titanita. Subordinadamente e como uma fase tardia, desenvolveram-se localmente magnetitas aciculares incluídas em biotitas em tanto que em alguns cristais de titanitas houve desenvolvimento de cristais xenomórficos de óxidos de ferro que exibem refletância heterogênea marcada pela alternância de bandas claras e escuras com limites bem definidos. Esta mineralogia lhe proporciona ao monzogranito porfirítico Itaóca uma trama magnética caracterizada principalmente por elipsóides com forma planar ( $T > 0,2$ ) e alto grau de anisotropia ( $P > 1,12$ ), e por alguns elipsóides neutros com anisotropia

moderada ( $0,2 < T < -0,2$  e  $P < 1,12$ ). A foliação magnética apresenta uma organização concêntrica que mergulha suavemente para o centro do plúton e aumenta de inclinação para as bordas do mesmo. A lineação magnética possui inclinação sub-horizontal com padrão de distribuição concêntrico que parece amoldada entorno de mega enclaves da rocha encaixante.



**Figura 5** - Características texturais dos óxidos presentes no granito Itaóca. A) agregado de magnetitas em diferentes tamanhos em contacto com titanitas, B) magnetitas aciculares contidas em clivagens de biotita, C e D) óxidos de ferro e titânio com hábitos lamelares desenvolvidos ao interior de titanitas.

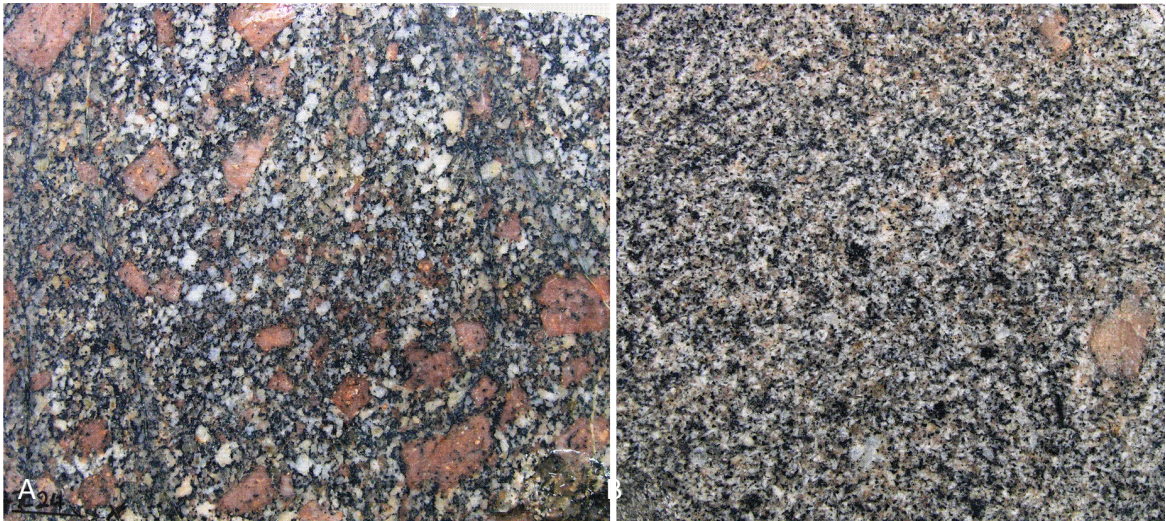
Nesta configuração da lineação magnética há uma marcada tendência de acomodação magmática do centro para nordeste e uma segunda trajetória normal a esta e orientada para NW. Na borda granítica milonitizada a trama magnética tende a ser paralela à zona de cisalhamento Ribeira e sua orientação coincide com a atitude da foliação milonítica medida em campo. A comparação da trama magnética com a trama de silicatos (biotita e anfibólio) determinada mediante análises de orientação preferencial de forma revela uma total coerência em forma e orientação das duas subtramas minerais (Salazar *et al.* 2008).

Na acomodação plutônica de Itaóca as forças de ascensão teriam predominado na definição da estrutura interna ovalada e na organização da trama que sugere achatamento no topo do plúton. O alojamento plutônico de Itaóca teria relação como o aumento da deformação transpressiva no bloco Lajeado devido a que: i) a lineação magnética de baixo ângulo, embora distribuída em guirnalda na estéreo rede (hemisfério inferior de Lamber Smith) define um ponto máximo cuja orientação para NE é paralela ao plano de encurtamento

sub-horizontal determinado nas dobras abertas do sinforme Calabouço que aflora no Bairro da Serra (Campanha & Sadowski 2002), ii) na borda sul do corpo granítico a foliação milonítica com atitude N60E/56N contrasta com a foliação nos filitos encaixantes que apresenta cinemática de cavalgamento para norte, iii) a continuidade da zona milonitizada para nordeste e sua junção com um domínio onde a inclinação da lineação magnética muda de moderada para alta poderia corresponder a uma zona de alimentação magmática possivelmente relacionada com a falha reversa Figueira. Estas feições estruturais foram provavelmente desenvolvidas durante os estágios de exumação do domínio Apiaí.

### 3 ANÁLISES PETROGRÁFICAS

O plúton Ribeirão Branco possui uma área de aproximadamente 800 km<sup>2</sup>, sendo 112 km de comprimento na direção ENE e, em média, 7,2 km de largura. Sua textura é porfirítica marcada por fenocristais prismáticos de K-feldspato inseridos na matriz inequigranular média a grossa contendo minerais máficos, K-feldspato e quartzo. O contato da borda norte é feito por uma zona de falha cuja característica principal é uma marcante cataclase, a oeste com o granito Sguário, e a leste ele é recoberto por sedimentos da Bacia do Paraná. Na borda sul o plúton intrude metassedimentos da Formação Água Clara. Duas fácies predominam no maciço granítico. A primeira, de maior expressão em área, consiste de um granito porfirítico de grão grosso (figura 6A) enquanto a outra fácies, mais restrita, é mais máfica contém escassos fenocristais de K-feldspato (figura 6B).

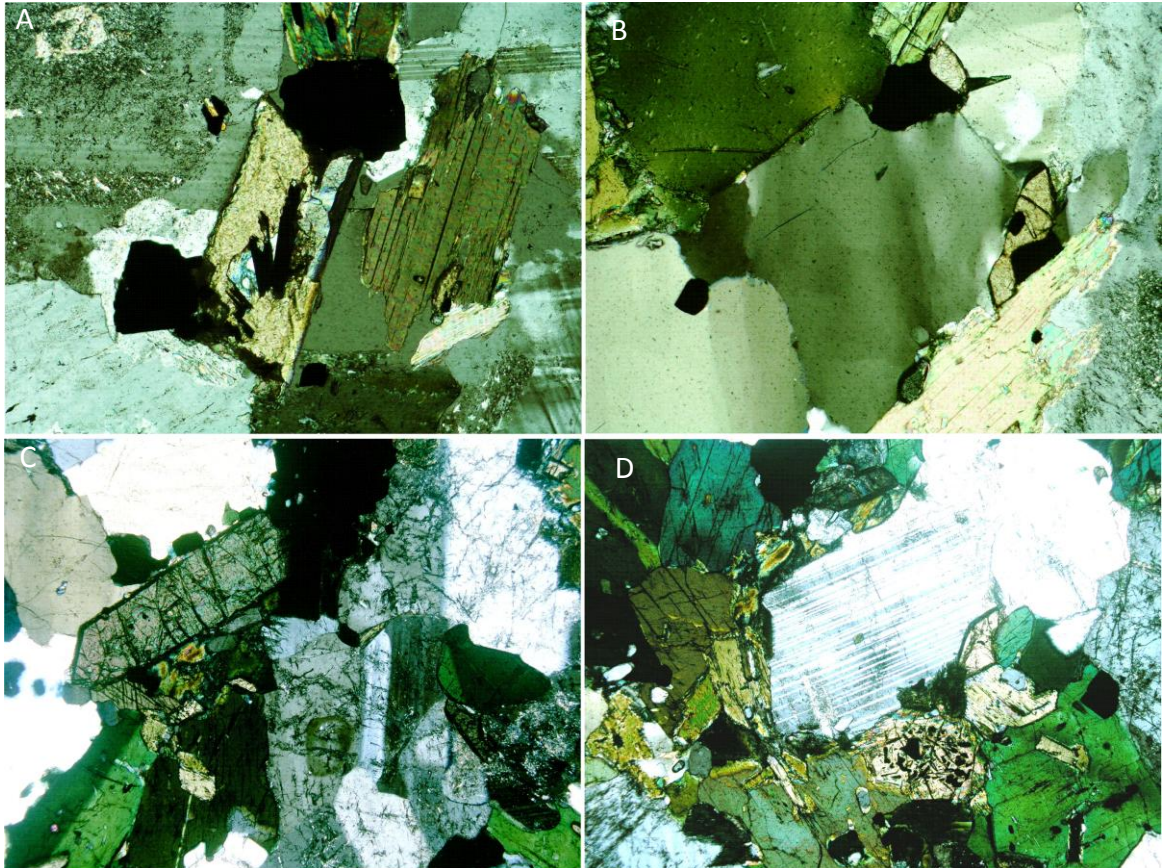


**Figura 6** - Texturas principais que afloram no granito Ribeirão Branco. A) unidade porfirítica média a grossa caracterizada pela ocorrência de fenocristais de K-feldspato rosa (RB30), base da foto 10 cm B) unidade cinza mais máfica com escassos fenocristais de K-feldspato (RB31), base da foto 6 cm.

#### 3.1 PETROGRAFIA DO GRANITO RIBEIRÃO BRANCO

No microscópio os fenocristais de K-feldspato são idiomórficos a hipidiomórficos, pode apresentar tanto maclas de Carlsbad como padrão em xadrez típico de microclina. Os fenocristais geralmente contêm inclusões de biotita e óxidos. Cristais hipidiomórficos a idiomórficos de plagioclásio (Pl), tanto em grãos isolados como em agregados, exibem limites

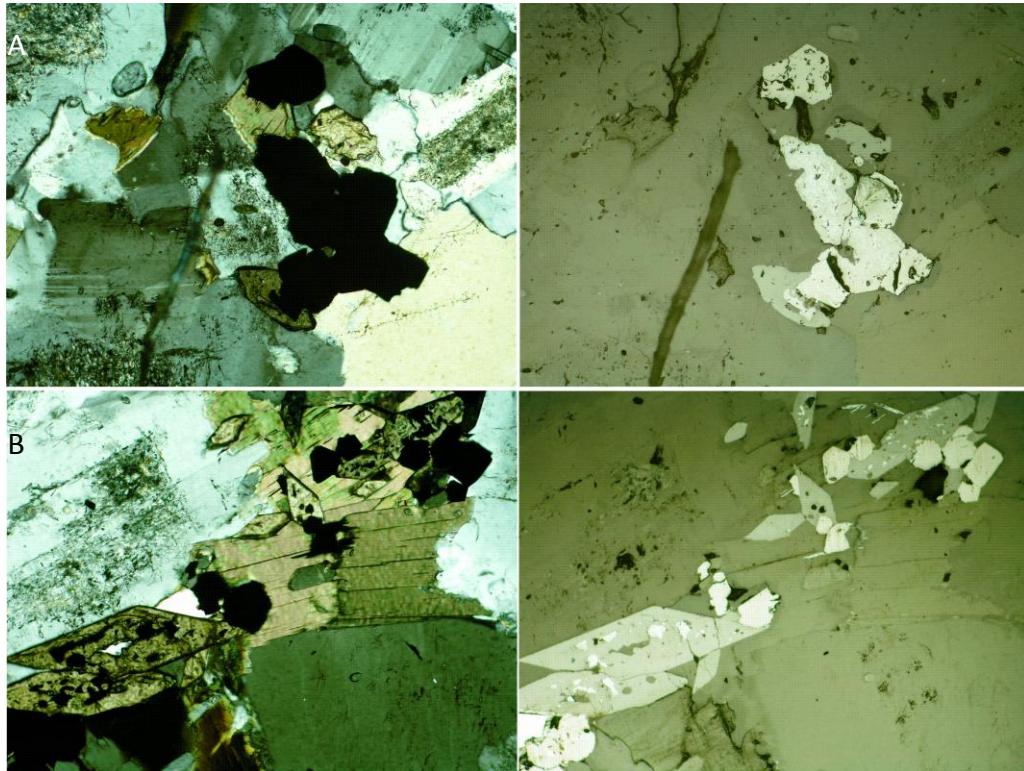
parcialmente corroídos, as vezes zoneados, e geminação polissintética (figura 7). Quartzo (Qtz) em grãos xenomórficos ocorre em agregados geralmente com extinção ondulante. Biotitas (Bt) com bordas corroídas comumente aparecem em agregados. Hornblenda (Hbl) hipidiomórfica está associada com biotita e óxidos.



**Figura 7** - Associação mineral típica do granito porfirítico. A) Cristais de K-feldspato (Kfs) internamente alterados e de plagioclásio (Pl) com geminação polisintética, em contato com titanita, biotita e minerais opacos, B) Quartzo (Qtz) com extinção ondulante associado com hornblenda (Hbl), K-feldspato (Kfs), biotita, titanita e minerais opacos, C) hornblenda em contato com biotita, epidoto, K-feldspato e quartzo, D) magnetita associada a titanita, hornblenda, biotita e plagioclásio. Base da microfotografia = 5 mm.

Os minerais acessórios são principalmente a titanita subidiomórfica, que as vezes forma agregados que estão sempre associada com biotita, apatita, zircão e epidoto (figura 8). Entre os opacos destacam-se grãos de magnetita idiomórficos a hipidiomórficos, isolados ou em agregados, localmente exibindo inclusões de calcopirita e apatita. Hematita é encontrada associada com magnetita, enquanto a titanohematita ocorre frequentemente inclusa na titanita. Ilmenita forma cristais idiomórficos tabulares e aparecem como inclusão na titanita e biotita. Titanohematita e ilmenita formam a paragênese secundária mais comum no granito porfirítico. Alguns minerais opacos mais grossos apresentam no interior uma refletância

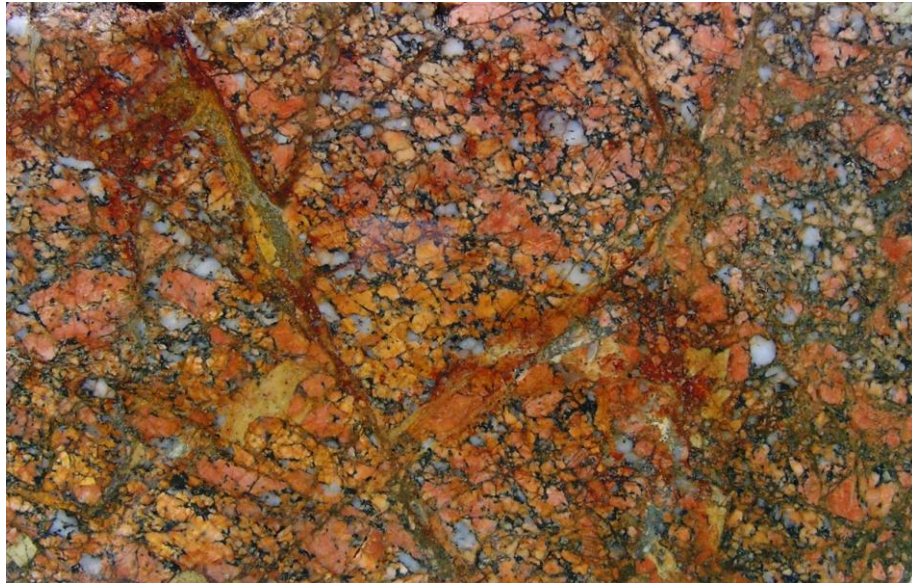
variável na forma de lamelas mais escuras ou mais claras que a do cristal hospedeiro, o que é atribuído à associação entre dois óxidos (figura 8A). As vezes ocorre a separação total de cristais xenomórficos de hematita e de ilmenita (figura 8B). Na clivagem de biotita alterada é comum a ocorrência de finas acículas de hematita e ilmenita e, na borda da mica, de finos cristais xenomórficos de magnetita (figura 8B). Grãos isolados de ilmenita na matriz ocorrem localmente.



**Figura 8** - Associação K-feldspato, titanita, biotita, quartzo e minerais opacos. A) Hematita (Hem) incluída em magnetita (Mgt) e titanita (Ttn), e ilmenita (Ilm) em cristais aciculares em biotita. B) grãos xenomórficos e lamelas de hematita - ilmenita, hematita incluída em titanita, e acículas de ilmenita e hematita na clivagem da biotita. Base da microfotografia = 5 mm.

A deformação no granito é localizada e se concentra nos limites definidos por zonas de cisalhamento ou no contato com o granito Sguário. A deformação é do tipo rúptil-ductil (figura 9) e está acompanhada de alteração hidrotermal. Os mecanismos de recristalização dinâmica observados no feldspato são o fraturamento e os limites interlobados definindo localmente dentro de um grão ou nas suas bordas recristalização por *bulging* e até rotação de subgrãos. Outras feições de deformação incluem os limites interlobados entre feldspatos, incipiente rotação de subgrãos de diferentes tamanhos, e texturas mirmequíticas de substituição de plagioclásio por K-feldspato setorizada em zonas com diminuição do tamanho

de grão. Dos minerais máficos só restaram biotitas que estão intensamente alteradas para cloritas, fraturadas e microdobradas.



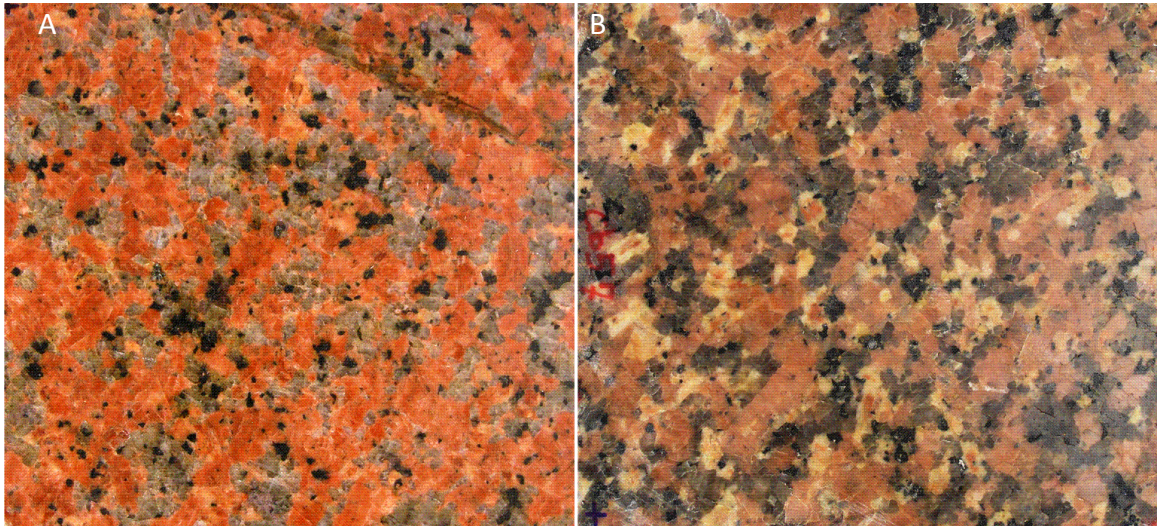
**Figura 9** - Granito porfírico deformado situado na borda norte do plúton (RB54), caracterizado pela alternância de protocataclasito e cataclasito (faixa diagonal na imagem). Base da foto 8 cm.

### 3.2 PETROGRAFIA DO GRANITO CAPÃO BONITO

O álcali-feldspato biotita granito Capão Bonito é uma rocha de cor rosa a vermelha intensa, inequigranular, de tamanho médio a grosso, contendo K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e, raramente, muscovita primária. O plúton apresenta formato irregular, com o corpo principal alongado na direção E-W ocupando uma área de aproximadamente 75 km<sup>2</sup> (15 km x 5 km). O contato com a encaixante na parte norte é feito por falha marcada localmente por intenso fraturamento e cataclase. Xenólitos alongados a ovalados de metassedimentos são encontrados próximos aos contatos, destacando-se uma lente de quartzito alinhado na direção NE-SW e situado próximo ao contato oeste da intrusão principal. Dois corpos graníticos menores, subcirculares, ocorrem a nordeste do corpo principal. Seus contatos são inferidos, visto que esses corpos estão parcialmente cobertos por solo e sedimentos provenientes da alteração das rochas da Bacia do Paraná.

O granito Capão Bonito é um corpo avermelhado, homogêneo e normalmente isotrópico, características essas que o valorizam para uso como pedra ornamental. Localmente, contudo, ele apresenta uma orientação preferencial de forma marcada por feldspatos. Estes últimos ocorrem em agregados e, quando isolados, podem exibir razões

axiais de até 3:1. Os cristais de feldspato apresentam contatos retos a irregulares. Embora a composição do maciço seja praticamente homogênea, variações texturais permitem diferenciar uma fácies inequigranular grossa com fenocristais de K-feldspato mostrando uma discreta orientação preferencial (figura 10A), e uma fácies inequigranular, com os feldspatos ocorrendo predominantemente em agregados, de cor vermelha intensa (figura 10B)



**Figura 10** - Texturas típicas do granito Capão Bonito, A) Agregado e feldspato de cor “vermelho-carne” com fenocristais e agregados de feldspato inseridos na matriz de granulação média consistindo de quartzo, biotita e plagioclásio, B) discreto alinhamento de fenocristais de feldspato rosa. Base da foto 10 cm

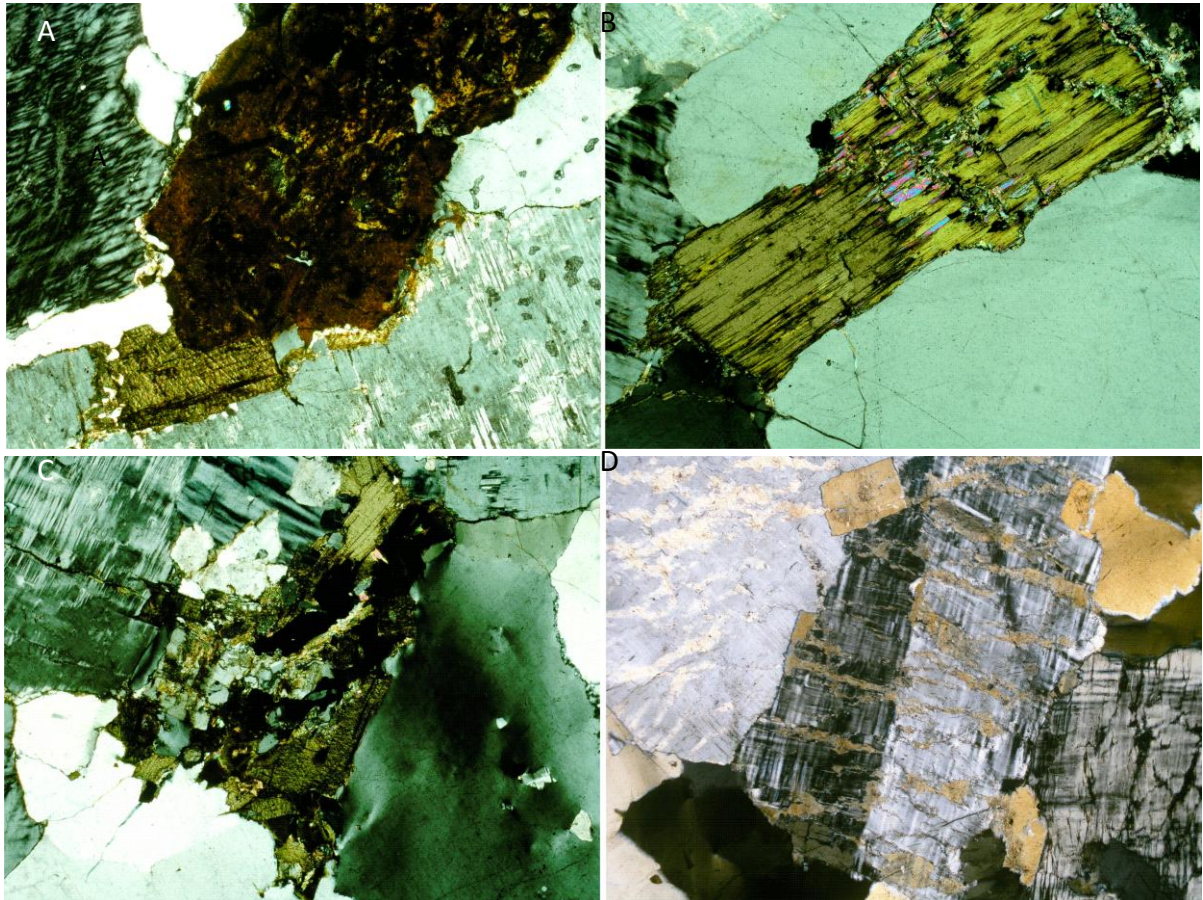
No microscópio os feldspatos apresentam granulação grossa e ocorrem em agregados hipidiomórficos a idiomórficos de ortoclásio e microclina. Os limites de grãos são retos e serrilhados, neles são comuns inclusões de pequenos cristais de plagioclásios xenomórficos e magnetita idiomórfica. Três tipos de ocorrências de plagioclásios foram observados em lâmina. Quando associado com K-feldspato o plagioclásio é xenomórfico e exibe geminação, zoneamento e alteração pontual para mica branca. Cristais isolados de plagioclásio hipidiomórfico a idiomórfico apresentam comumente geminação polissintética e aparece incluso em K-feldspato como pertitas. O quartzo é intersticial entre os cristais de feldspato, é xenomórfico e geralmente ovalado e amebóide; exibe extinção ondulante, fissuras e limites lobados.

A biotita alterada é o mineral máfico dominante na rocha. Ela é intersticial, geralmente de grão médio, e hipidiomórfica a xenomórfica. Foram diferenciados três tipos de biotitas:

- i) biotitas grossas, cor marrom escuro e aparência lisa, com inclusões de quartzo, magnetita, zircão, apatita (figura 11A). Nelas a alteração hidrotermal gera corrosão de borda e, ao longo da clivagem, formação de ilmenita acicular.



- ii) biotitas deformadas de hábito fibroso, cor castanho claro a verde claro, com bordas corroídas por alteração hidrotermal, contendo inclusões de magnetita, zircão e apatita. É comum a presença de ilmenitas secundárias finas alinhadas na clivagem e na borda do grão (figura 11B).
- iii) biotita fina, xenomórfica, de origem hidrotermal, preenchendo fraturas ou bordas de alteração das biotitas marrom (figura 11A).



**Figura 11** – Alteração tardi a pós – magmática em minerais do granito Capão Bonito. A) Biotita grossa alterada em contato com biotita mais fina na borda (CB32). B) Biotita verde em contato com quartzo (Qtz) e microclina; opacos aciculares aparecem na clivagem e na borda do grão (CB59), C) K-feldspato em contato com biotita e quartzo, D) K-feldspato perítico com geminação Carlsbad. Lado maior 5 mm

Os óxidos de ferro estão associados com a mica. Eles geralmente são hipidiomórficos a xenomórficos, aparecem como cristais isolados ou em agregados e podem adotar hábitos aciculares ou arredondados quando estão inclusos nas clivagens e nas bordas alteradas da mica, respectivamente. Cristais individuais de magnetita grossa idiomórfica estão associados com feldspatos, ou então ocorrem em agregados hipidiomórficos a xenomórficos englobados por biotita. Magnetita em agregados constituídos por cristais finos a grossos aparecem

acompanhados por cristais xenomórficos de titanohematitas. Cristais aciculares finos em agregados de rutilo se observam localmente.

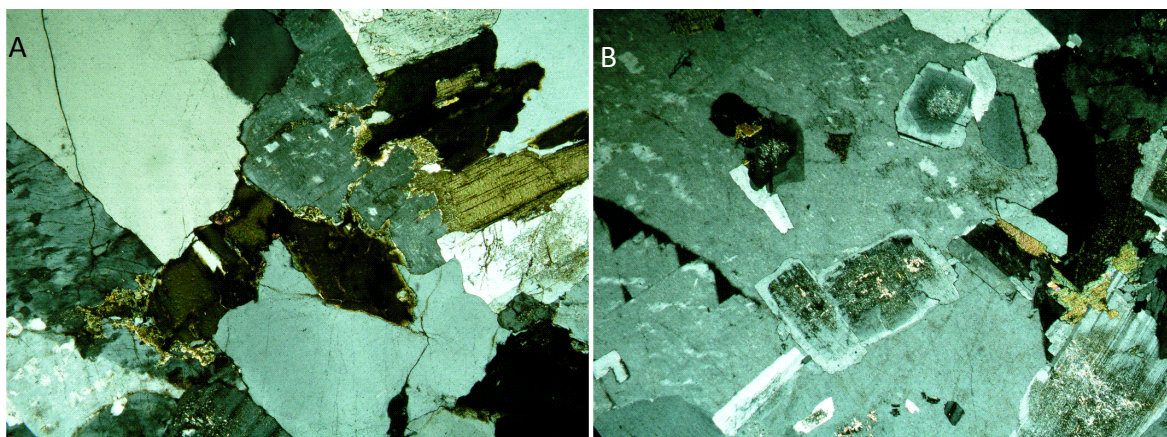
A alteração hidrotermal que afeta a mineralogia primária é pervasiva em todo o plúton, embora mais intensa na borda norte no contato com uma zona de falha. A alteração dos silicatos máficos produz principalmente clorita, enquanto muscovita resulta da alteração de feldspatos. De forma restrita aparecem zoisita e minerais argilosos.

### 3.3 PETROGRAFIA DO GRANITO SQUÁRIO

O **álcali- feldspato biotita** granito Sguário é um plúton ovalado com 13 km de comprimento por 7 km de largura, e que aflora em uma área de aproximadamente 65 km<sup>2</sup>. Ele é constituído por três unidades magmáticas que variam em composição, tamanho de grão e cor, esta última variando de cinzenta para vermelho e vermelho intenso. As unidades são as seguintes (Theodorovicz *et al.*, 1998): i) biotita granito cinza de granulação média com alguns fenocristais de K feldspato, ii) biotita granito porfirítico vermelho a cinza-claro, maciço e, no centro da intrusão, iii) um granito fino equigranular a porfirítico com tonalidades cinza e avermelhado e variações a vermelho intenso. Como observa Theodorovicz *et al.* (1998), as fácies cinza e avermelhada são encontradas nos diferentes setores do maciço, as vezes num mesmo afloramento, o que torna inviável a separação cartográfica desses tipos. A fácies equigranular leucogranítica, contudo, é restrita à porção central da intrusão e, portanto individualizada no mapeamento. Outras características marcantes do Sguário são a presença de fluorita que invariavelmente aparece na sua composição, bem como a existência de texturas rapakivíticas (*viborgito*) encontradas em algumas fácies porfiríticas (Theodorovicz *et al.*, 1988; Bettencourt *et al.* 2005). O Sguário intrude, na sua porção norte e leste, o granito porfirítico Ribeirão Branco, enquanto a oeste ele esta parcialmente coberto por sedimentos da Bacia do Paraná. Na borda sul ele é intrusivo em metapelitos e quartzitos de baixo grau da Formação Água Clara. Intrusivo nesses metassedimentos aflora o stock Correias que contém mineralizações de cassiterita e wolframita em mica-topázio *greisens*, brechas e *storworks* de quartzo (Goraieb 2001). Em razão das semelhanças composicionais entre Sguário e Correias, Goraieb (2001) propôs que o Correias corresponderia a uma fase diferenciada e evoluída do Sguário, a exemplo do que ocorre em outras províncias estaníferas plutônicas (Bettencourt *et al.* 2005). Deformações protomiloníticas internas no corpo intrusivo estão vinculadas com manifestações localizadas de zonas de cisalhamento.

A unidade cinza-avermelhada porfirítica possui tamanho de grão médio a grosso, textura inequigranular marcada por fenocristais isolados de K-feldspato de até 2 cm de comprimento. O granito porfirítico vermelho é constituído por cristais euédricos de K-feldspato, alguns formam agregados. A matriz é de granulação média nos dois tipos inclui o plagioclásio, quartzo, biotita e minerais acessórios. A descrição petrográfica desses granitos se fez de forma integrada.

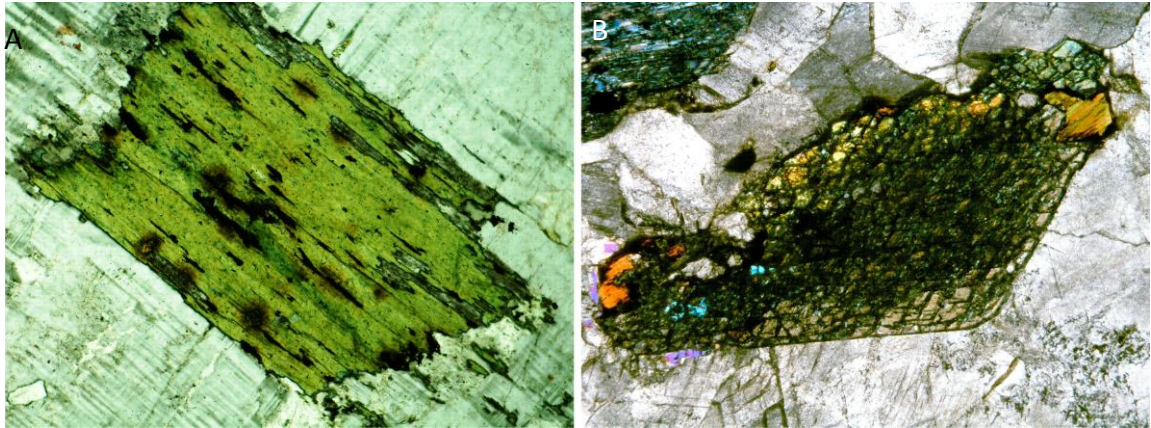
Os minerais de K-feldspato são hipidiomórficos a idiomórficos, apresentam contatos retos a irregulares, e geralmente exibem feições de deformação rúptil e alteração para mica branca e a argilominerais. Alguns fenocristais possuem inclusões de cristais finos de plagioclásio e óxidos (figura 12). O plagioclásio hipidiomórfico exibe contatos retos a serrilhados e frequente geminação polisintética. Localmente observam-se cristais finos com extinção irregular assim como alteração heterogênea para mica branca e argilominerais mais intensas no centro, o que sugere possível zoneamento na composição desses grãos. Em alguns cristais observa-se a presença de lamelas albíticas no K-feldspato (pertita), bem como plagioclásio com geminação polissintética. O quartzo ocorre tanto com cristais intersticiais isolados ou na forma de agregados. Seus contatos variam de interlobados, serrilhados a retos. Extinção ondulante heterogênea e microfissuras são as feições deformacionais mais comuns no quartzo.



**Figura 12** - Texturas dos feldspatos no granito Sguário. A) feldspato com geminação Carlsbad contendo inclusões de plagioclásio (Pl), em contato serrilhado com biotita (Bt), feldspato (Kfs) e quartzo (Qtz) (SG35). B) Fenocristais de K-feldspato (Kfs) contendo inclusões zonadas de plagioclásio (Pl), mais cálcico no centro (alterado) e sódico na borda (SG43). Microfotografias com nicóis cruzados; base da microfotografia = 5 mm.

O mineral máfico dominante no Sguário é a biotita, ela se encontra frequentemente cloritizada, com formação de óxidos de Fe ao longo de seus planos de clivagem (figura 13A). A biotita ocorre tanto em agregados como em grãos isolados. Elas são subidiomórficas a

xenomórficas e possuem tamanhos variáveis. Suas bordas normalmente estão corroídas pelo aparecimento de clorita e minerais opacos. Hornblenda possui ocorrência restrita e em geral está alterada para clorita e epidoto (figura 13B).



**Figura 13** - Biotita cloritizada com minerais opacos alongados na clivagem e na borda do grão (A) (SG38), e cristal de hornblenda (Hbl) parcialmente substituído por clorita(Chl) e epidoto (Ep) (SG17). Base da imagem = 5 mm.

Os óxidos de ferro no granito Sguário são principalmente magnetita e hematita que, em geral, hemoilmentias se associam-se aos processos de alteração hidrotermal de minerais máficos. A magnetita ocorre tanto como cristais isolados como em agregados. Os grãos são idiomórfico a hipidiomórficos com tamanho variável. Eles exibem refletância homogênea e podem conter inclusões de apatita. A hematita ocorre como cristais alongados alguns com composição aparentemente homogênea. Outros grãos de hematita mostram variações microvermiculares de ilmenita, ou bandas que passam de maior refletância na borda para menor refletância no centro, sugerindo variação nos teores de Ti e Fe. Finos cristais de ilmenita e titanohematita (hemoilmenita) estão associados à cloritização da biotita; nestes seus hábitos são aciculares, arredondados e vermiculares, com ocorrência dispersa nas zonas de forte alteração da biotita.

## 4 ANÁLISES DE ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA

Em geologia estrutural a interpretação da trama de rochas graníticas tem sido usada para estabelecer relações entre as estruturas preservadas nos plútons e as existentes no seu entorno. Principalmente no caso em que as internas ao plúton apresentem organização macroscópica (Paterson & Vernon 1995; Paterson *et al.* 1989, Paterson & Tobisch 1992). Quando dita organização é difícil de determinar, a combinação de análises de orientação preferencial de forma (OPF) mediante tratamento de imagens e de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) permite caracterizar a orientação e o grau de anisotropia de uma ou mais subtramas minerais graníticas.

No granito Capão Bonito foram realizados análises de OPF para testar e qualificar a estabilidade, e coerência a escala de afloramento das subtramas de agregados de minerais máficos (biotita + anfibólio), e dos agregados de feldspato. Tendo presente as características mineralógicas, texturais e estruturais da rocha granítica o estudo da OPF é orientado a avaliar e comparar a consistência da forma, orientação e qualidade das subtramas da OPF dos silicatos e da ASM dos óxidos. A ênfase no estudo da OPF no granito Capão Bonito é devida a que este apresenta pervasiva alteração hidrotermal a qual pode gerar tramas magnéticas secundárias.

### 4.1 ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE SILICATOS E ANISOTROPIA MAGNÉTICA

Nos estudos de orientação preferencial de forma (OPF) são necessárias a integração de dados pertencentes a pelo menos três faces de rocha subortogonais entre si. Uma vez orientadas essas faces são fotografadas com uma câmera digital de alta resolução, logo as imagens são transferidas ao computador para posterior tratamento utilizando programas de edição de imagem. Os minerais escuros (máficos) são facilmente isolados da matriz clara (quartzo-feldspática) por processos de limiarização (*thresholding*).

Uma vez isolada a fase máfica e a imagem transformada em binária, calculam-se os parâmetros de distribuição de máficos mediante o Método do Tensor de Inércia ou interceptos

(Apêndice B). O cálculo do elipsóide representativo da distribuição dos máficos é feito de duas maneiras. Após o tratamento digital das imagens cada uma delas é subdividida em 2 ou 3 setores distintos e determinados os parâmetros das elipses seccionais. Cada setor deve conter pelo menos 100 grãos. As elipses de cada setor são recombinadas nas três faces que fornecem, por combinação  $6^2$  ou  $6^3$ , para um total de 64 ou 216 elipsóides respectivamente (Launeau, 2004). Finalmente é calculado o elipsóide que contem os parâmetros da trama de cada imagem das diferentes faces catalogadas (combinação  $1^3 = 1$  elipsóide).

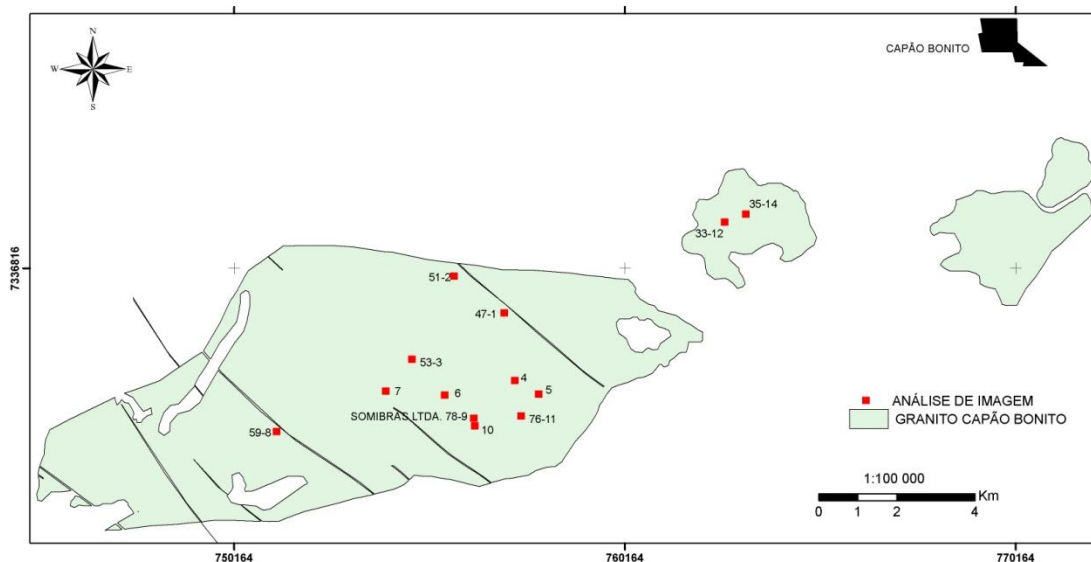
A separação dos feldspatos da imagem digital requer procedimentos mais elaborados que o tratamento digital da fase escura. Da imagem final classificada são excluídos os máficos, o plagioclásio e o quartzo, estes últimos apresentando tons de cinza-claro. Após classificar o feldspato rosa-avermelhado calcula-se a OPF pelo método de Tensor de Inércia, quando o K-feldspato ocorre em agregados se usa o método dos Interceptos. A caracterização da OPF de feldspato é similar à OPF de máficos, ou seja, 1 elipsóide representa a trama total que integraliza todos os elipsóides obtidos da subdivisão de cada imagem em setores, da recombinação da subtrama de cada setor e da integração com as subtramas das demais faces. Finalmente, são extraídos entre 4 e 6 cilindros de rocha para determinação da anisotropia magnética de cada sítio estudado. O método usado para o cálculo do tensor ASM ( $k_1 > k_2 > k_3$ ) é descrito no apêndice B.

No estereograma (hemisfério inferior) também são lançadas as direções do tensor total (combinação  $1^3 = 1$  elipsóide). Se o tensor total situa-se no interior do cone de  $1\sigma$ , pode-se considerar que: (i) a combinação  $6^2$  ou  $6^3$  descreve a trama do sítio, e (ii) a orientação preferencial é uniforme na imagem. A distribuição das direções principais também pode ser descrita por contornos de densidade. Nesse caso, a área de amostragem é homogênea se os eixos do tensor total (combinação  $1^3$ ) estiverem situados no interior (ou próximos) das respectivas áreas de máxima densidade.

#### **4.1.1 OPF de silicatos e ASM do granito Capão Bonito**

O estudo da Orientação Preferencial de Forma (OPF) no granito Capão Bonito foi realizado em amostras de 13 pedreiras utilizadas para extração de rocha ornamental (figura 14). Em ditas amostras as características texturais e de composição são similares, variações de tonalidade decorrentes de mudanças no grau de alteração hidrotermal são comuns. Neste granito equigranular grosso de aparência isotrópica os cristais de K-feldspato formam principalmente agregados, estes são os constituintes principais da matriz na que também ocorre

quartzo, biotita e óxidos de ferro. O K-feldspato deste granito apresenta tons de rosa e vermelho isto permite utilizar filtros de separação de cores que destacam apenas as regiões da imagem com a referida tonalidade e facilita isolar os mesmos da matriz.



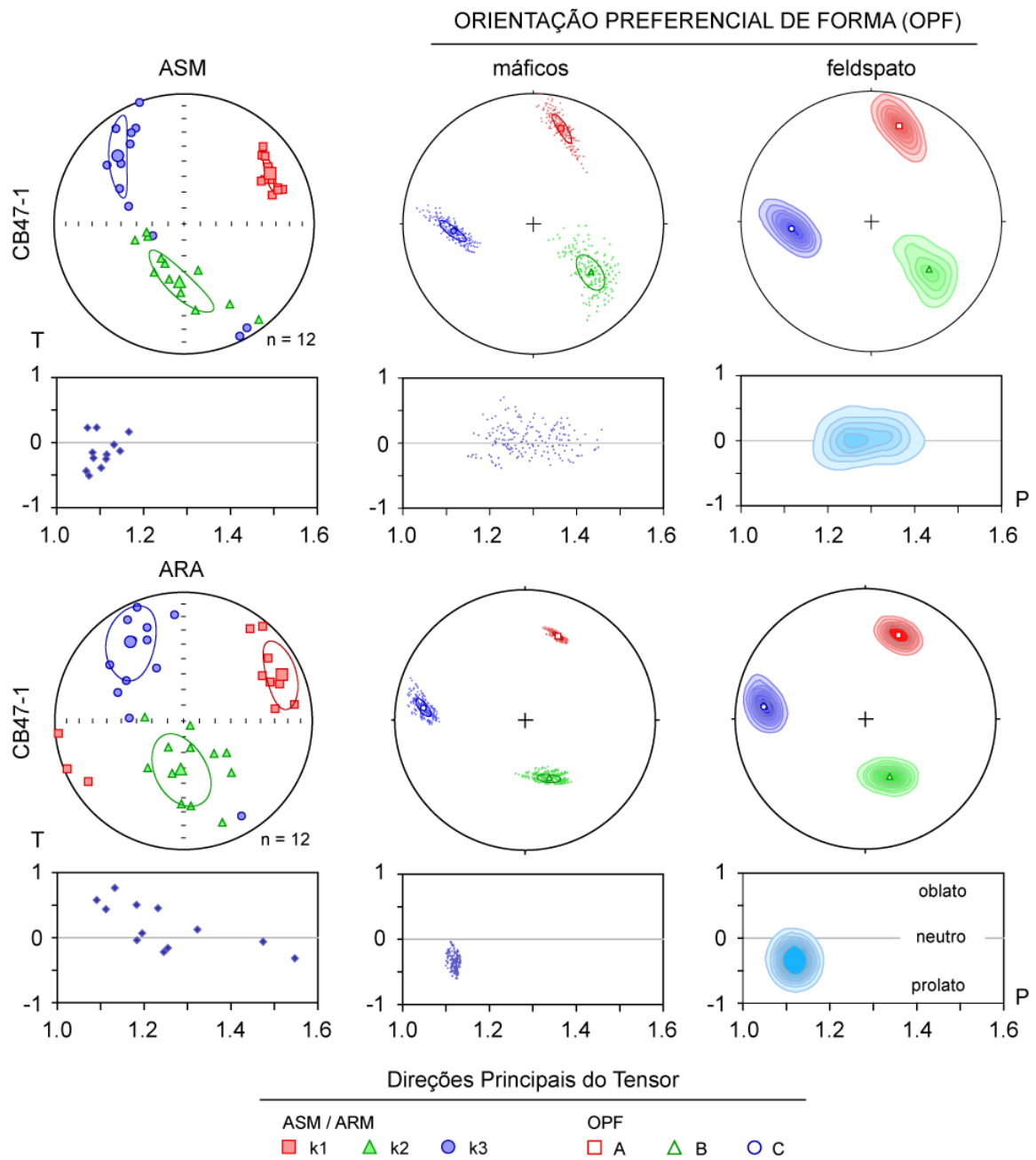
**Figura 14.** Localização dos sítios com estudo de análise de imagem no granito Capão Bonito (SP). Os sítios CB78-9 e CB10 são atualmente utilizados para extração de rocha ornamental pela SOMIBRAS Ltd.

#### 4.1.1.1 OPF de silicatos, Anisotropia de Susceptibilidade e Remanência

A figura 15 exemplifica como os dados de OPF e anisotropia magnética são apresentados e comparados. A forma dos elipsóides de ASM e de ARA de 12 espécimes do sítio CB47-1 é, respectivamente, neutro a prolato ( $T \leq O$ ) e neutro a oblato ( $T \geq O$ ). O grau de anisotropia ( $P$ ) é menor na ASM (média de 1,10) comparado à ARA (média de 1,20). O arranjo da trama magnética, contudo, é semelhante na ASM e na ARA. A lineação ( $k_1$  e  $k_{1A}$ ) agrupa-se no quadrante NE do estereograma (hemisfério inferior), enquanto os pólos da foliação ( $k_3$  e  $k_{3A}$ ) agrupam-se no quadrante NW. Os eixos  $k_2$  ( $k_{2A}$ ) e  $k_3$  ( $k_{3A}$ ) tendem a se dispersar no plano normal a  $k_1$  ( $k_{1A}$ ), embora suas distribuições sejam distintas como indicam os respectivos cones de confiança (95%) separados um do outro. A susceptibilidade moderada a alta do sítio ( $\approx 2,13$  mSI, tabela 1), indica que as propriedades magnéticas são controladas pela magnetita multidomínio.

A OPF de minerais máficos e feldspato da amostra CB47-1 é bem definida ( $\sqrt{F} \leq 3,3\%$ , tabela 1), com o elipsóide neutro na trama de máficos e prolato (linear) na de feldspato. As direções principais dos 216 elipsóides agrupam-se definindo uma lineação (A) e uma foliação (plano perpendicular a C). Cada conjunto de eixos do tensor contém um cone de dispersão centrado em torno da direção média contendo aproximadamente 68% dos dados ( $1\sigma$ ,

figura 15). No estereograma (hemisfério inferior) também são lançadas as direções do tensor total (combinação  $1^3 = 1$  elipsóide). Se o tensor total situa-se no interior do cone de  $1\sigma$ , pode-se considerar que: (i) a combinação  $6^3$  descreve a trama do sítio, e (ii) a orientação preferencial é uniforme na imagem. A distribuição das direções principais também pode ser descrita por contornos de densidade (figura 15). Nesse caso, à área de amostragem é homogênea se os eixos do tensor total (combinação  $1^3$ ) estiverem situados no interior (ou próximos) das respectivas áreas de máxima densidade.



**Figura 15** - Parâmetros direcionais (estereograma de Schmidt, hemisfério inferior) e escalares (T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia) dos tensores de anisotropia de susceptibilidade (ASM), remanência anisterética (ARA) e OPF de silicatos calculado pelo Tensor de Inércia (máficos), e Método dos Interceptos (feldspato) do sítio CB47-1.



Comparado o grau de anisotropia (P) dos minerais máficos com o do K-feldspato do sítio CB47-1, como também a OPF dos demais sítios, nota-se que a anisotropia dos máficos é maior que no K-feldspatos. Esta diferença está relacionada ao método de cálculo da OPF dos minerais máficos (Tensor de Inércia) e K-feldspato (Interceptos) por tanto, não tem significado no estudo da trama (Launeau & Robin, 2005). Entretanto, as variações dos parâmetros escalares (P, T) determinados com o mesmo método são similares e podem ser usados na interpretação de processos geológicos (Salazar *et al.* 2008; Rodrigues *et al.* 2010). No tocante às orientações das direções principais de OPF dos máficos e do K-feldspato, não há restrições em quanto a sua interpretação independentemente do cálculo utilizado na caracterização da trama. No sítio CB47-1, por exemplo, as direções da trama de máficos e K-feldspato são coaxiais. Se comparadas a OPF e a anisotropia magnética (ASM, ARA) elas não são coaxiais. Há uma nítida obliquidade entre os respectivos elipsóides, com a lineação de silicatos e a lineação magnética fazendo um ângulo em torno de 40°.

Dos treze sítios investigados nove apresentam tramas subcoaxiais (*eg.*CB47-1), ou seja, quando os eixos da OPF e ASM são correspondentes e apresentam orientação subparalela a moderadamente oblíqua. Quatro sítios apresentam inversões parciais de eixos, sendo três inversões relacionadas o eixo  $k_3$  e uma (pseudo) inversão envolvendo o eixo  $k_1$ . De modo geral, os resultados mostram que a lineação ( $k_1$ , A) é o elemento mais estável da trama. Os parâmetros da OPF e a anisotropia de susceptibilidade das pedreiras do Capão Bonito estão listados na tabela 1.

**Tabela 1** - Parâmetros da OPF de minerais máficos e K-feldspato e a respectiva ASM no granito Capão Bonito.

MÁFICO				A		B		C	
sítio	$\sqrt{F}$	P	T	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc
CB47-1	3.3	1.268	0.027	017	24	130	42	264	39
CB51-2	3.1	1.218	-0.600	013	04	117	78	280	11
CB53-3	3.3	1.168	-0.094	023	27	289	09	180	61
CB4	3.8	1.367	0.230	008	16	275	07	162	72
CB5	4.9	1.197	0.108	058	04	322	53	150	34
CB6	4.0	1.231	0.496	222	11	315	15	097	70
CB7	4.2	1.239	0.067	298	17	204	13	078	68
CB59-8	3.8	1.293	0.577	358	25	093	12	207	61
CB78-9	5.3	1.276	-0.131	021	01	111	76	290	14
CB10	2.7	1.139	-0.493	021	01	113	53	289	36
CB76-11	3.3	1.242	0.029	035	20	129	11	247	67
CB33-12	2.4	1.292	0.038	231	20	350	43	129	29
CB35-14	3.0	1.221	-0.881	041	03	290	80	130	10

MÁFICO				A		B		C	
sítio	$\sqrt{F}$	P	T	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc
<b>K-FELDSPATO</b>									
CB47-1	1.2	1.115	-0.355	021	31	158	50	277	22
CB53-3	0.9	1.072	-0.484	335	08	208	76	067	11
CB4	1.0	1.116	0.677	069	19	336	07	226	69
CB5	1.5	1.054	0.209	068	08	327	53	164	35
CB7	0.9	1.058	-0.557	275	19	181	10	066	68
CB78-9	1.9	1.100	-0.031	201	01	102	81	291	08
CB10	0.8	1.048	-0.835	228	19	351	58	128	25
CB35-14	0.8	1.123	0.689	202	23	070	57	302	21
<b>ASM</b>									
sítio	k (mSI)	P	T	k <sub>1</sub>		k <sub>2</sub>		k <sub>3</sub>	
				Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc
CB47-1	2.130	1.319	-0.161	063	22	183	50	318	31
CB51-2	0.969	1.218	-0.115	041	27	215	62	310	03
CB53-3	2.320	1.050	-0.750	352	06	084	16	241	72
CB4	1.740	1.331	0.010	035	05	280	79	126	09
CB5	2.450	1.177	0.220	036	30	174	52	294	21
CB6	1.260	1.210	-0.235	246	07	145	53	341	36
CB7	2.250	1.229	-0.024	233	02	143	04	347	85
CB59-8	2.690	1.337	0.041	014	42	200	48	107	03
CB78-9	1.340	1.290	-0.244	043	10	147	53	306	35
CB10	0.959	1.123	-0.001	076	17	238	72	345	05
CB76-11	0.617	1.250	-0.133	071	52	213	31	315	19
CB33-12	0.952	1.352	0.183	227	03	104	85	317	4
CB35-14	2.030	1.221	0.320	227	21	020	67	133	10

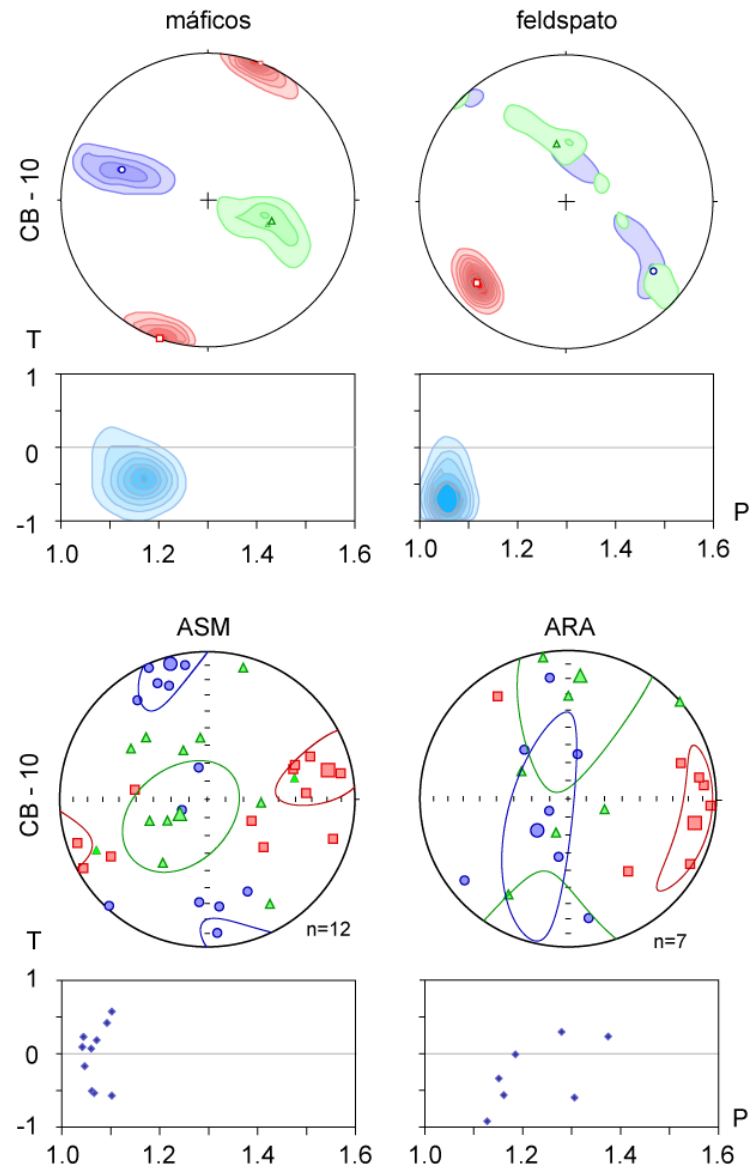
( $\sqrt{F}$ ), índice de ajuste; P, grau de anisotropia; T, parâmetro de forma; k, susceptibilidade média; A, B, C e k<sub>1</sub>, k<sub>2</sub>, k<sub>3</sub>, direções principais médias do tensor de forma e susceptibilidade magnética.

**Tramas oblíquas.** Tramas de silicato e magnéticas oblíquas, como a do sítio CB47-1 descrito precedentemente, constituem o tipo dominante no granito Capão Bonito. Elas são encontradas tanto em afloramentos separados uns dos outros por vários quilômetros, como na escala de afloramento. Como visto na Pedreira da SOMIBRAS Ltda. A OPF de dois sítios (CB10 e CB78-9) separados um do outro por aproximadamente 350m, foram estudadas para checar a homogeneidade da trama na escala de detalhe. A OPF de máficos e de feldspato do sítio CB78-10 é caracterizada por elipsóides prolatos ( $T \leq -0.5$ ) que definem uma lineação (eixo A) no quadrante SW (figura 16). Os eixos B e C do elipsóide tendem a se dispersar no plano normal à lineação. Todavia, os eixos C da trama de máficos são distintos dos eixos B para definir uma foliação com mergulho moderado para SE.

A trama magnética (ASM e ARA) é oblíqua em relação à trama de silicatos (ângulo de  $34^\circ$  e  $56^\circ$  entre  $k_1$  e a lineação de K-feldspato e de máficos). A obliquidade também se reproduz no ângulo entre a foliação magnética (ASM) e a foliação definida por minerais máficos, cujos pólos formam entre si um ângulo da ordem de  $60^\circ$ . Na ARA a projeção no estereograma dos cones de confiança de  $k_{2A}$  e  $k_{3A}$  estão sobrepostos, indicando que eles não são distintos no intervalo de confiança de 95%. O eixo  $k_{1A}$  define uma lineação com caimento para leste. A obliquidade entre as orientações do tensor ASM e ARA, definida pela distância angular entre  $k_1$  e  $k_{1A}$ , é da ordem de  $30^\circ$ . As direções da ASM e da ARA podem ser consideradas indistintas estatisticamente visto que os cones de confiança em torno de suas respectivas direções principais se sobrepõe nos estereogramas.

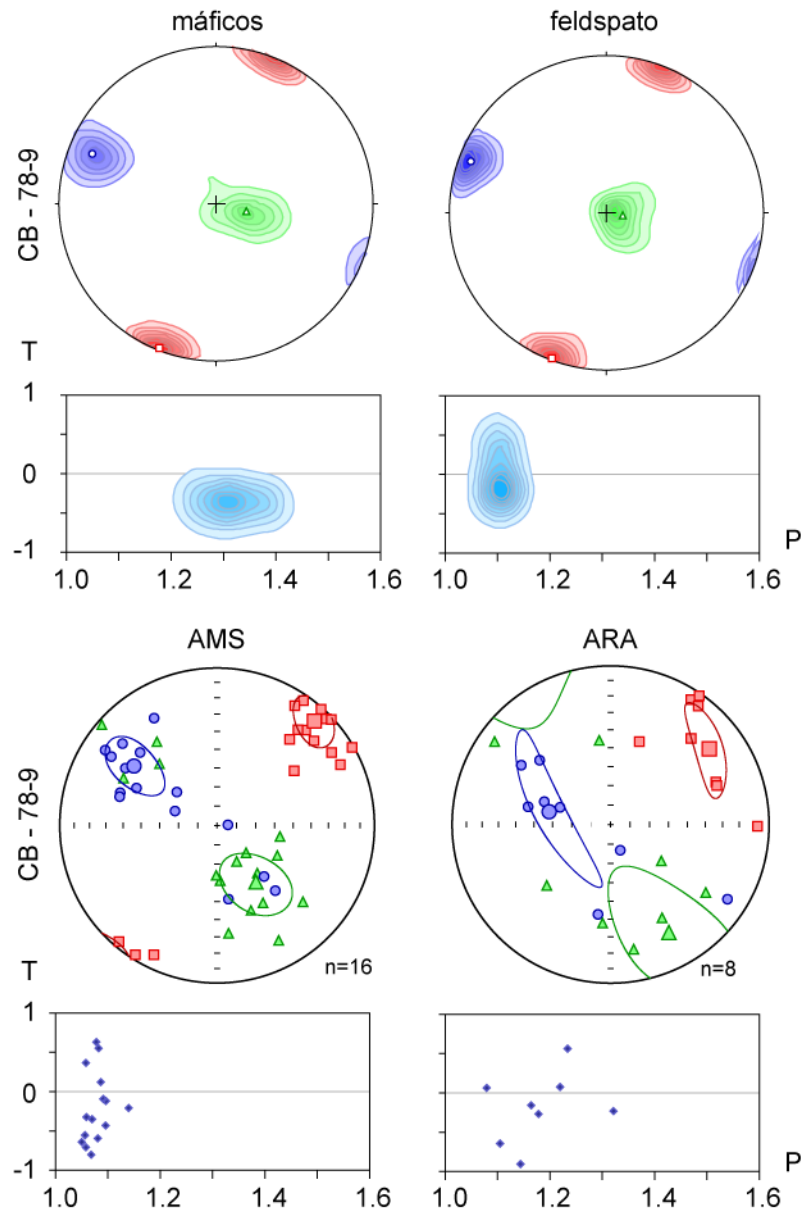
A susceptibilidade magnética do sítio CB10 de 0,96 mSI é considerada moderada a baixa (tabela 1). No estudo da mineralogia de granitos valores equivalentes de susceptibilidade mostram que as propriedades magnéticas são originadas pela magnetita,  $\pm$ maghemita e Ti-hematita. Biotita e ilmenita podem ainda contribuir para a susceptibilidade se assumimos que a "susceptibilidade residual" a  $700^\circ\text{C}$  é proveniente dos minerais paramagnéticos.

No outro sítio do mesmo maciço (CB78-9) apresenta uma susceptibilidade da ordem de 1,34 mSI. As propriedades magnéticas destes granitos dependem fundamentalmente da magnetita multidomínio e Ti-hematita.



**Figura 16** - Trama de forma de minerais máficos (Tensor de Inércia), de K-feldspato (Método de Interceptos) e a respectiva anisotropia de susceptibilidade (ASM), assim como da anisotropia de remanência anisterética (ARA). Símbolos como na figura 15. T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia.

O sítio CB78-9 apresenta uma trama de silicatos muito bem definida, com elipsóides que representam a distribuição de minerais máficos e feldspato praticamente coaxiais (figura 17). As tramas de silicatos e magnética variam de neutra a linear ( $T \leq 0$ ). A lineação possui caimento suave para NNE (silicatos) e NE (ASM, ARA), enquanto a foliação mergulha forte (silicatos) a moderadamente (ASM) para SE. A ARA apresenta um arranjo linear com  $k_{2A}$  e  $k_{3A}$  dispersos no plano perpendicular a  $k_{1A}$ . Como os cones de dispersão dos eixos correspondentes de ASM e ARA se sobrepõem no estereograma, considera-se que as direções de anisotropia de susceptibilidade e remanência de CB78-9 não podem ser diferenciadas estatisticamente.

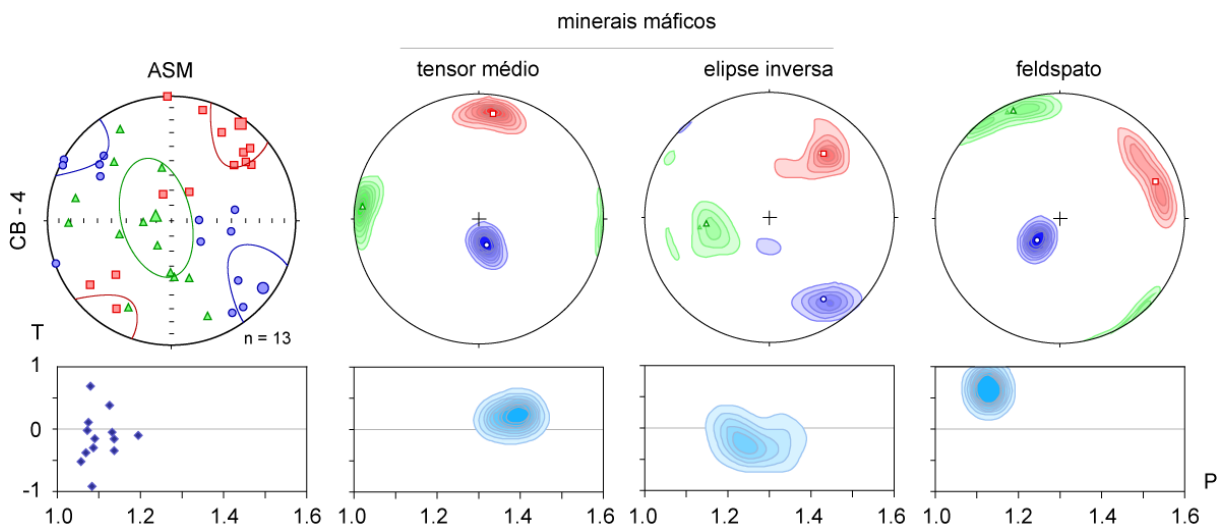


**Figura 17** - Trama de forma de minerais máficos (Tenso r de Inércia) e feldspato (Método de Interceptos) e respectiva anisotropia de susceptibilidade (ASM) e anisotropia de remanência anisterética (ARA). Símbolos como na figura 15. T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia.

Esses resultados mostram que a trama do maciço é homogênea, principalmente se comparadas as tramas de silicatos (máficos e feldspato) dos dois sítios. A foliação e a lineação magnética (ASM) definem uma trama oblíqua situada "à direita" da OPF de silicatos. A mesma relação é encontrada no sítio CB47-1. A ARA apresenta uma maior dispersão de suas direções principais, mas a distribuição é linear e coerente com o arranjo da trama de silicatos. A superposição dos cones de confiança da ASM e ARA indica que as respectivas direções principais não são distintas estatisticamente.

**Tramas parcialmente inversas.** Além da obliquidade entre tramas, foram encontradas inversões de eixos entre a anisotropia de susceptibilidade magnética e a OPF de silicatos. Estas inversões estão muitas vezes associadas à simetria do elipsóide prolato (inversão entre  $k_2$  e  $k_3$ ), ou oblato (inversão entre  $k_1$  e  $k_2$ ). Outro fator que favorece as inversões de eixos é a ocorrência de subtramas na OPF. Subtramas são definidas por populações de grãos dentro de uma mesma categoria de minerais com orientação distinta. O Método do Tensor de Inércia é capaz de detectar subtramas, se as mesmas têm relação com o tamanho dos grãos. Na configuração "tensor médio", que corresponde ao cálculo "padrão" da OPF no programa *ELLIPSOID.EXE*, o peso maior da trama final é fornecido pelos grãos mais grossos (= maior área). Não entanto, no referido programa pode-se utilizar a configuração "elipse inversa", na qual a área dos grãos é ponderada para que os mais finos possam ter um peso maior no cálculo da trama (Launeau, 2004).

Na distribuição fornecida pelo "tensor médio" dos máficos do sítio CB4 há uma nítida inversão entre os eixos intermediário e curto da OPF e da ASM (figura 18). Os respectivos eixos longos (A e  $k_1$ ), apesar da obliquidade da ordem de  $30^\circ$ , possuem um caimento suave no quadrante NE. A inversão se mantém na trama planar (T = 0,68) de K-feldspato determinada pelo Método de Interceptos. Este método define uma foliação que mergulha suavemente para NE a qual é subparalela ao plano de minerais máficos descrito pelo "tensor médio".

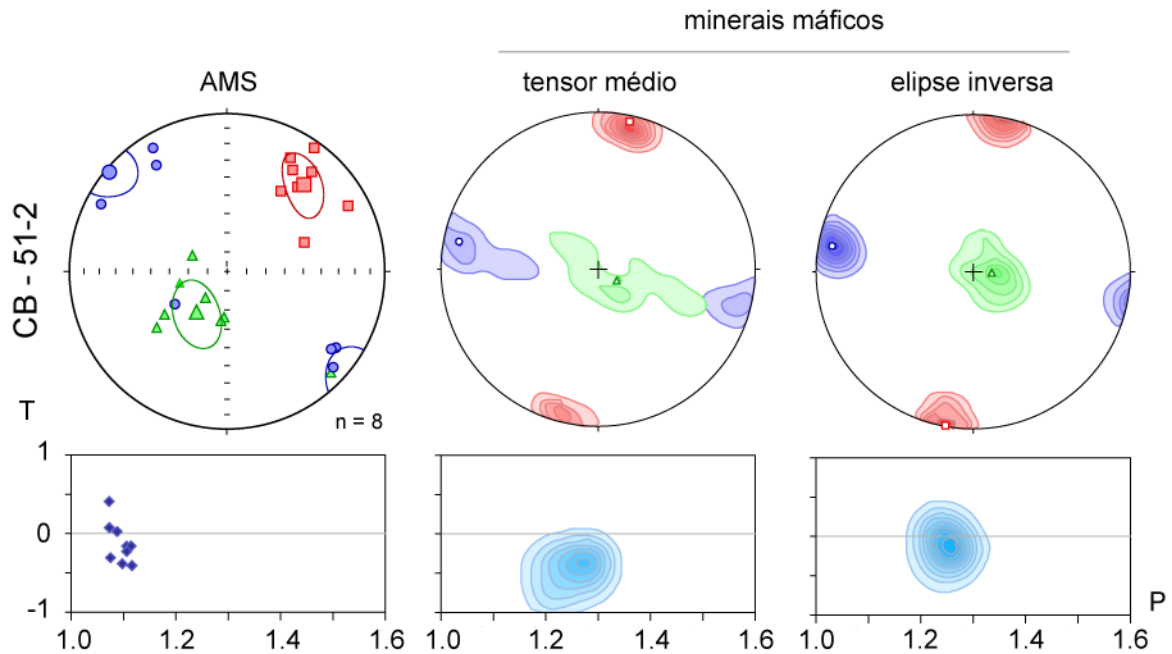


**Figura 18** - Anisotropia de susceptibilidade (ASM) e OPF de minerais máficos e feldspato (Método de Interceptos) do sítio CB4. A OPF de máficos é descrita pelo Método do Tensor de Inércia utilizando o cálculo do tensor médio e da elipse inversa. T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia. Símbolos como na figura 15.

A trama de máficos descrita pela "elipse inversa" desloca os eixos C para a periferia do quadrante SE para se assemelhar à ASM tanto em orientação como na simetria do

elipsóide (neutro a prolato). Estes resultados indicam que a OPF de silicatos é composta por um arranjo sub-horizontal de grãos mais grossos de máficos (biotita) e feldspato, e um arranjo subvertical dos máficos mais finos. A susceptibilidade magnética moderada-alta ( $k = 1,74$  mSI) do sítio CB4, indica que a anisotropia depende principalmente da magnetita ( $\pm$  maghemita) e, subordinadamente, Ti-hematita. Os resultados do estudo da trama mostram que a magnetita associa-se aos máficos mais finos.

A fração mais fina de minerais máficos também parece controlar a ASM do sítio CB51-2 (figura 19). Neste exemplo há uma boa correspondência entre a orientação preferencial de minerais máficos e a ASM, apesar da obliquidade das duas tramas ( $k_1 \wedge A = 35^\circ$ ). Além da obliquidade, o tensor da trama de máficos é descrito por um elipsóide prolato com os eixos B e C distribuídos no plano normal ao eixo A. O elipsóide calculado pela configuração "elipse inversa", apresenta forma neutra ( $T \approx 0$ ) e dispõe os eixos C na periferia do estereograma. Há uma excelente correspondência entre a distribuição da OPF dos máficos descrita pela "elipse inversa" e a ASM, mostrando que a trama dos máficos mais finos e a magnética estão estreitamente associadas. A susceptibilidade do sítio é da ordem de 0,97 mSI indicando que magnetita  $\pm$  maghemita e Ti-hematita são os minerais responsáveis pelas propriedades (ferro)magnéticas do granito.

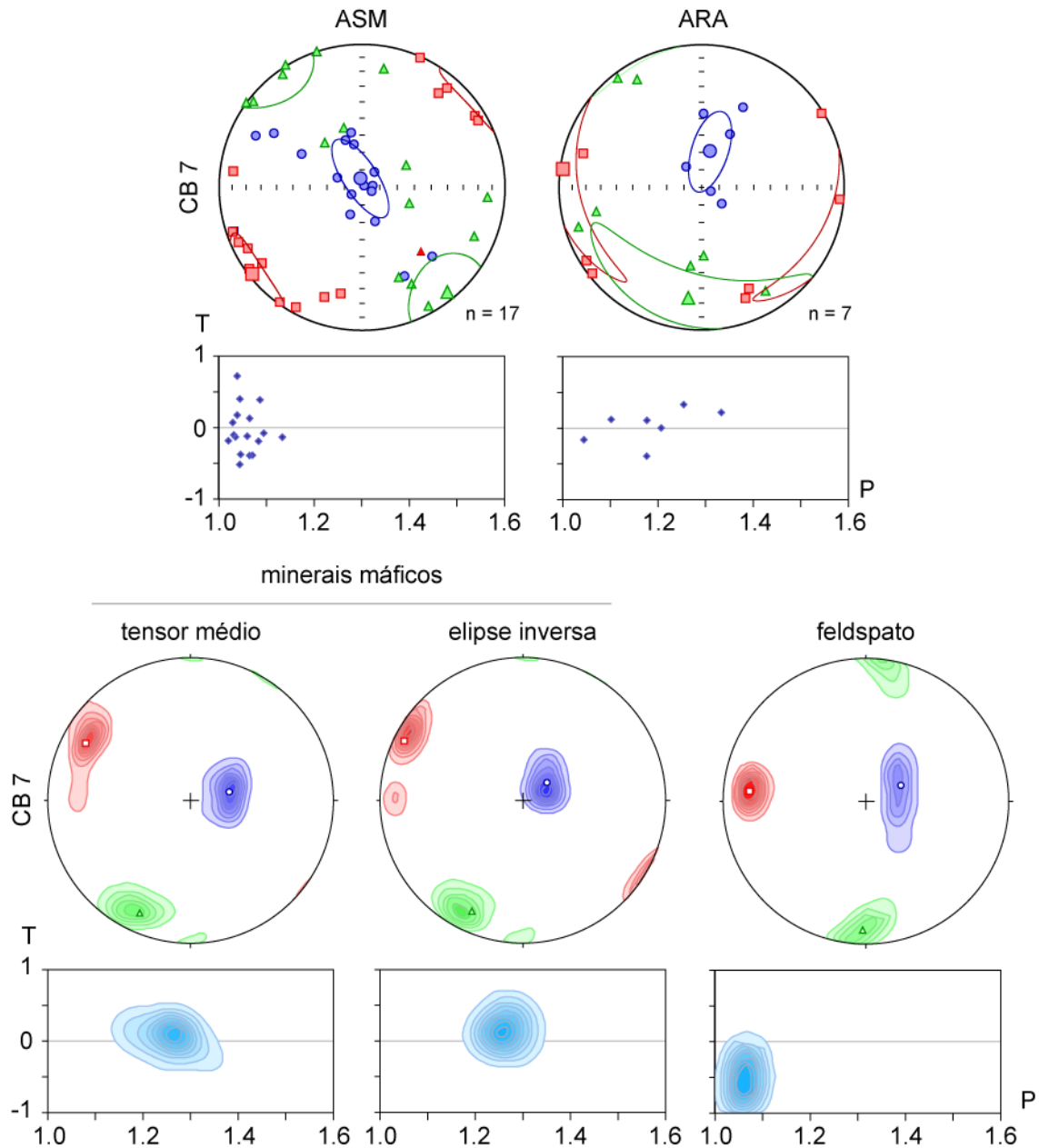


**Figura 19** - Anisotropia de susceptibilidade (ASM) e OPF de minerais máficos descritos pelo Método do Tensor de Inércia utilizando o cálculo do tensor médio e da elipse inversa T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia. Símbolos como na figura 15

Uma possível inversão entre  $k_1$  e a lineação de minerais máficos é encontrada no sítio CB7. A susceptibilidade magnética, da ordem de 2,3 mSI, indica que as propriedades magnéticas dependem principalmente da magnetita. O elipsóide de ASM apresenta uma simetria neutra ( $T = -0,024$ ) com direções principais relativamente bem definidas (figura 20). A lineação magnética, todavia, está situada junto ao eixo intermediário da OPF de minerais máficos ( $k_1 \wedge B = 31^\circ$ ) sugerindo a inversão entre  $k_1$  e  $k_2$ . A trama associada à anisotropia de remanência exibe um arranjo planar, com  $k_{3A}$  situado próximo ao centro do estereograma, enquanto os eixos  $k_{1A}$  e  $k_{2A}$  se distribuem no plano principal do elipsóide que mergulha suave para sul. A sobreposição dos cones de confiança das direções de ASM e ARA indica que as direções das tramas são estatisticamente indistintas.

As orientações da trama de máficos descritas no "tensor médio" e na "elipse inversa" deste sítio são estáveis em forma e orientação isto significa que a trama de máficos é homogênea independente do tamanho de grão. A OPF de K-feldspato, embora fracamente linear ( $T = -0,56$ ) agrupa os eixos C próximos ao centro do estereograma indicando que o sítio possui uma foliação magnética (ASM, ARA) e de silicatos com mergulho suave para W e SW. Os dados disponíveis mostram que aparentemente não há um fator determinante na trama capaz de gerar a inversão entre  $k_1$  e  $k_2$ . A presença de finas magnetitas com domínio simples poderia induzir a inversão parcial de  $k_1$  e  $k_2$  (eg. Rochete *et al.* 1992), porém o estudo da ARA que detectaria o efeito dos grãos com domínio simples na trama magnética não é conclusivo visto que a sobreposição dos cones de confiança de  $k_{1A}$  e  $k_{2A}$  indicam que eles não se distinguem (figura 20). O agrupamento de  $k_1$ , se contrapondo à dispersão de  $k_{1A}$ , sugere que a anisotropia dos silicatos paramagnéticos, possivelmente contendo inclusões de óxidos ferro magnéticos, controla a ASM do sítio.



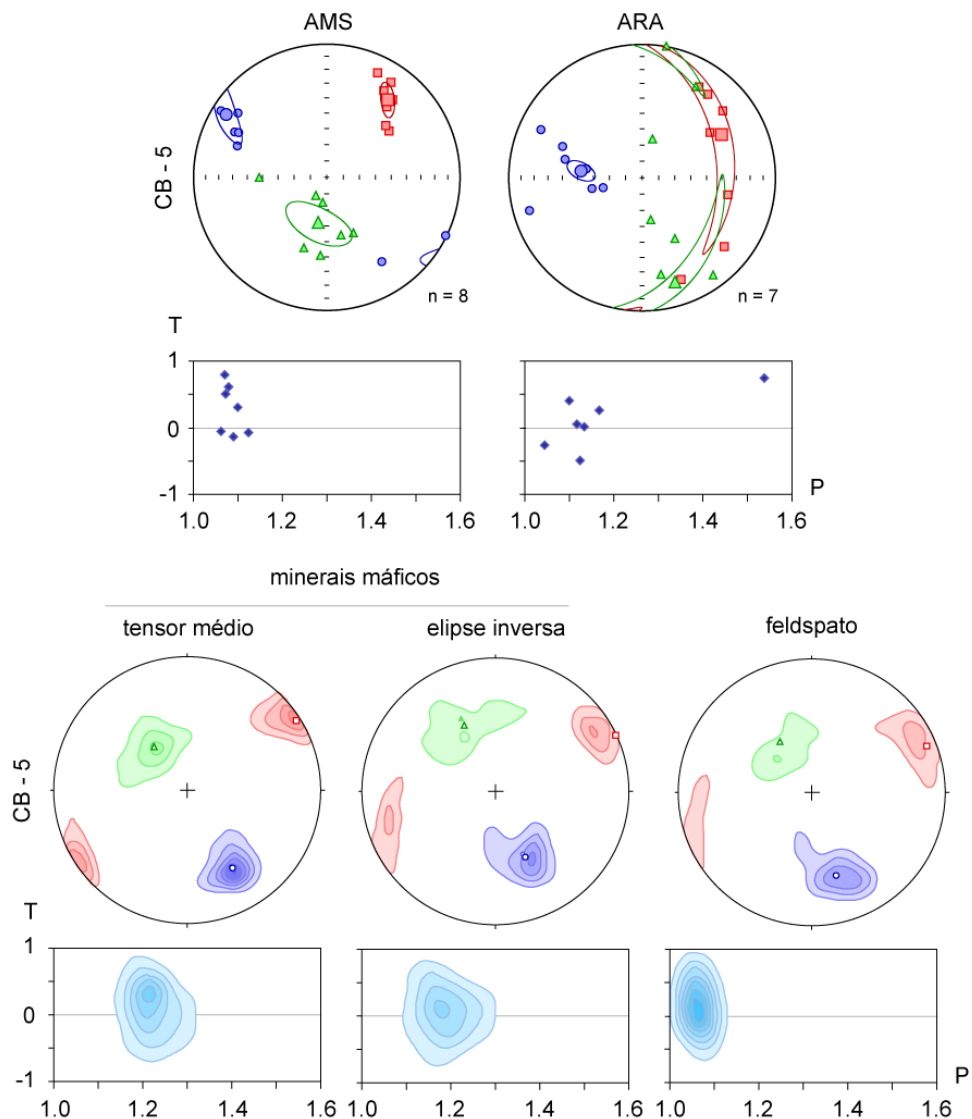


**Figura 20** - Anisotropia de susceptibilidade (ASM) e anisotropia de remanência anisterética (ARA) e respectiva OPF de minerais máficos (Tensor de Inércia) e feldspato (Método de Interceptos). Símbolos como na figura 15. T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia

**Tramas magnéticas complexas.** São consideradas complexas aquelas em que a forma e as direções de ASM e ARA são distintas. Um exemplo típico é ilustrado no sítio CB-5 (figura 21). Os elipsóides de ASM são neutros a oblatos ( $T \geq 0$ ) enquanto que o arranjo da trama tende de linear (cones de confiança alongados no plano perpendicular a  $k_1$ ). As direções da ARA exibem um arranjo planar. A susceptibilidade moderada-alta ( $k = 2,45$  mSI) indica que a magnetita é o mineral responsável pela ARA. As diferenças entre os elipsóides de ASM

e da ARA sugerem, portanto, que a ASM depende do arranjo da trama de outras fases presentes na rocha, tais como a biotita ( $\pm$  anfibólio) e Ti-hematita.

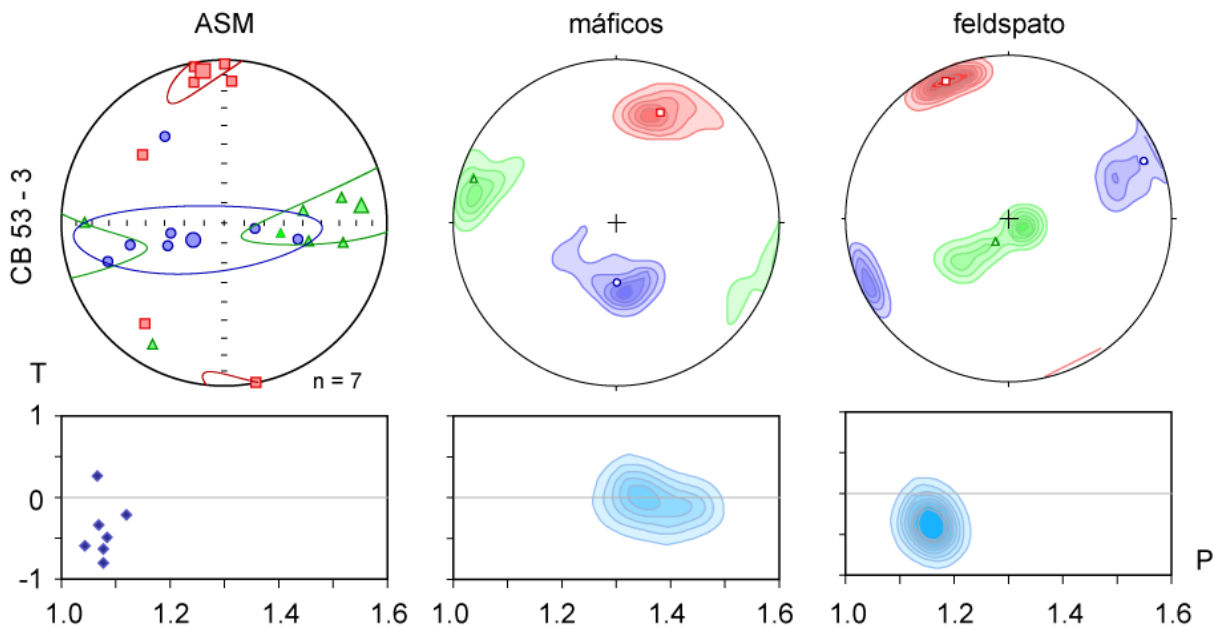
A trama de silicatos do sítio CB5 é estável e homogênea como indicam os elipsóides de forma predominantemente neutros, e a orientação estável da OPF calculada com o tensor médio, e a elipse inversa do Método dos Interceptos. A trama de silicatos define uma foliação com mergulho moderado para NW e uma lineação com caimento suave para NE. A lineação magnética ( $k_1$ ) é praticamente coaxial à lineação de silicatos, além de que é o elemento estável da trama. A foliação magnética ( $k_3$ ), parece situar-se entre a foliação de silicatos (mergulho para NW) e a foliação definida pela anisotropia de remanência (mergulho para leste). Neste exemplo, o plano  $k_1k_2$  representaria a resultante das contribuições à ASM de subtramas oblíquas de biotita (paramagnéticos) e magnetita.



**Figura 21** - Anisotropia de susceptibilidade (ASM) e anisotropia de remanência anisterética (ARA) e respectiva OPF de minerais máficos (Tensor de Inércia) e feldspato (Método de Interceptos). Símbolos como na figura 1. T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia.

Finalmente, a semelhança da ASM com a OPF de feldspato do sítio CB53-3 sugere um forte controle da trama magnética pela trama de feldspato (figura 22). Os dois elipsóides são prolatos e definem uma lineação caindo suavemente para NNW. Os eixos  $k_2$  e  $k_3$ , respectivamente B e C, se distribuem em um plano normal à lineação. Os cones de confiança de  $k_2$  e  $k_3$  estão sobrepostos, enquanto na trama de feldspato o tensor da combinação  $1^3$  situa-se fora das respectivas áreas de máxima densidade, traduzindo a dispersão das direções principais no plano normal à lineação. A trama de máficos é oblíqua em relação à ASM. O elipsóide de distribuição tende a neutro com o caimento da lineação para NE subparalelo ao mergulho da foliação.

As susceptibilidades negativas da microclina e o plagioclásio são pelo menos duas ordens de grandeza inferior à susceptibilidade média do sítio CB53-3 (2,32 mSI, tabela 1). Neste sítio a trama magnética possivelmente é controlada por inclusões de magnetita e Ti-hematita nos silicatos que particularmente neste sítio mimetizam a trama do K-feldspato. Outra possibilidade é uma trama magnética controlada conjuntamente pelas tramas de K-feldspato e máficos, com  $k_1$  situado aproximadamente na interseção da foliação de biotita (máfico dominante) e K-feldspato.



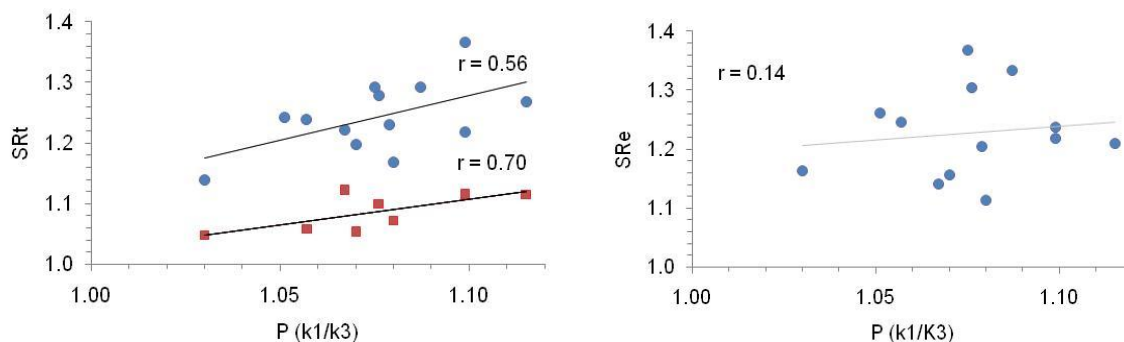
**Figura 22** - Anisotropia de susceptibilidade (ASM) e OPF de minerais máficos (Tensor de Inércia) e feldspato (Método de Interceptos). Símbolos como na figura 15. T, parâmetro de forma, P, grau de anisotropia

#### 4.1.1.2 Relação entre grau de anisotropia e OPF de silicatos

O parâmetro  $P$  é usado para medir a intensidade da anisotropia de susceptibilidade ( $k_1/k_3$ ) e da remanência ( $k_{1A}/k_{3A}$ ). Se  $P = 1$  a rocha é considerada magneticamente isotrópica; a medida que  $P$  aumenta, diz-se que a "intensidade" da anisotropia cresce. O parâmetro  $P$  pode ser comparado à OPF de silicatos (SR, razão axial =  $A/C$ ), cuja determinação é matematicamente equivalente ao tensor da susceptibilidade e da remanência. Examinaram-se apenas a relação entre a anisotropia de susceptibilidade (ASM) e a OPF de silicatos máficos, e de K-feldspato. Como a ARA apresentou uma forte variação dos parâmetros escalares nos sítios analisados, ela não foi utilizada neste tipo de estudo. Na figura 23 relaciona-se o grau de anisotropia de susceptibilidade ( $P$ ) com a OPF de minerais máficos calculada pelo tensor médio (SRt) e pela elipse inversa (SRe).

Os dados mostram que a correlação linear é maior ( $r = 0,56$ ) entre a OPF de máficos determinada pelo tensor médio (SRt). O coeficiente de correlação é considerado ideal quando  $r = 1$ ; se  $r = 0$ , os parâmetros não se relacionam linearmente. No granito Capão Bonito pode-se dizer que há uma tendência para que  $P$  aumente com o crescimento de SRt. Essa tendência praticamente desaparece quando a trama é calculada pela elipse inversa ( $r = 0,14$ ), ou seja, quando a trama de máficos é calculada atribuindo um peso maior à trama dos minerais mais finos. Estes resultados confirmam a utilização do "tensor médio" para caracterizar a OPF do granito Capão Bonito, sendo a "elipse inversa" útil apenas para examinar a eventual existência de subtramas.

O coeficiente de correlação entre a ASM e a OPF no feldspato é ainda maior ( $r = 0,70$ ; Figura 23) o que confirma a tendência do aumento da anisotropia magnética com a OPF de minerais máficos. Como comentado na Seção 4.1.1.2, a variação da anisotropia de forma da trama de feldspato (SRt) é menor que a da trama de minerais máficos (SRt). Esta variação está relacionada ao modo como a OPF é calculada pelos métodos do Tensor de Inércia e Interceptos não tendo, portanto, significado geológico.



**Figura 23** - Relação entre a OPF de minerais máficos calculada pelos métodos de inércia (SRT, tensor médio (em vermelho os dados de K-feldspato, obtidos com o Método de Interceptos); SRe, elipse inversa) e a anisotropia de susceptibilidade (P).

## 4.2 DISCUSSÃO

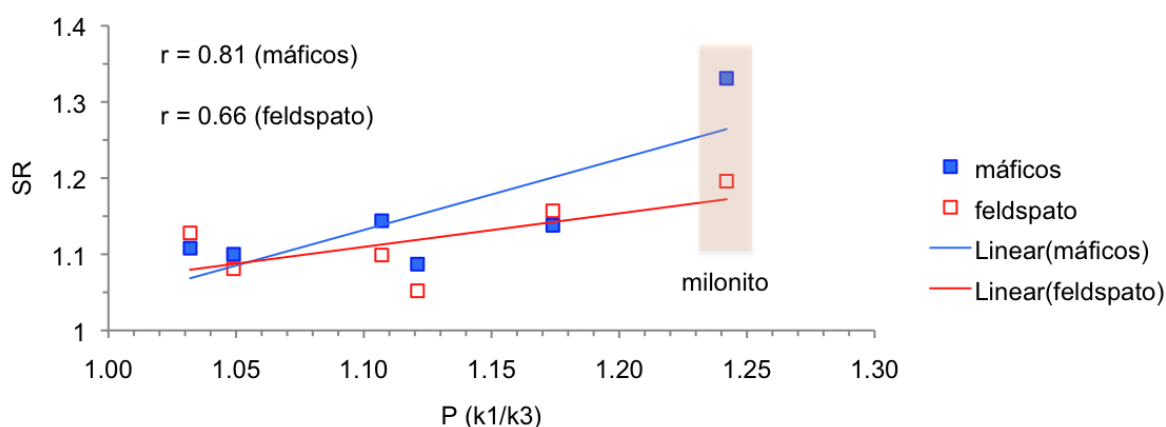
Apesar do aspecto aparentemente isotrópico do granito Capão Bonito, o estudo em 13 pedreiras utilizadas na extração de pedra ornamental mostrou que o plúton possui uma orientação preferencial de silicatos. Os métodos de "Tensor de Inércia" e "Interceptos" foram utilizados, respectivamente, para caracterizar a trama de minerais máficos e K-feldspato. As duas metodologias apresentaram resultados consistentes, mostrando que a OPF de máficos e feldspato são subcoaxiais entre si. A lineação de silicatos (máficos e feldspato) exibe uma orientação praticamente constante na direção NE-SW. A foliação apresenta mergulhos variados que tendem a sub-horizontais no centro da intrusão e moderados a fortes na sua periferia.

A ASM é por vezes oblíqua em relação à OPF de silicatos. Os eixos principais da ASM e da OPF geralmente são correspondentes. Em alguns sítios são encontradas inversões parciais de eixos atribuídas à presença de subtramas na OPF de máficos (inversão  $k_2 - k_3$ ; CB4). O estudo da anisotropia de remanência indicou que a ARA reproduz a ASM, o que assinala que a ASM depende essencialmente da trama de magnetita multidomínio (MD), porém com contribuições da trama de biotita e Ti-hematita. Tramas anômalas provenientes de misturas de grãos MD e finas partículas SD parecem ter importância menor no granito. Em alguns sítios (CB5 e CB10) as variações da ASM foram atribuídas a um controle da OPF de silicatos sobre a ASM. Neste caso, é possível que a anisotropia magnetocristalina (mica, Ti-hematita?) e/ou inclusões de óxidos magnéticos nos silicatos contribuam significativamente na formação da anisotropia de susceptibilidade.

O estudo mostrou ainda que a intensidade da trama magnética (P) é menor que a intensidade da trama de forma (SR) dos minerais máficos. Essa diferença é atribuída aos

marcadores da trama, principalmente a magnetita e biotita, respectivamente. Há uma correlação moderada entre as duas anisotropias ( $r = 0,56$ ), o que indica uma tendência para o aumento de P com o aumento de SR. Esta tendência também é encontrada na trama de K-feldspato ( $r = 0,70$ ), o que sugere que a variação de P no interior do granito está associada ao grau de anisotropia dos silicatos.

Relação semelhante também foi encontrada no plúton porfirítico Itaóca, cujas tramas de máficos e de fenocristais de feldspatos foram calculadas pelo Método do Tensor de Inércia (Salazar 2005). No granito Itaóca há uma boa correlação entre a OPF de máficos e P ( $r = 0,81$ ) que se repete, em menor grau, na trama de fenocristais de feldspato ( $r = 0,66$ ; figura 24). Valores máximos de anisotropia de susceptibilidade ( $P = 1,24$ ) foram alcançados na periferia onde o granito é milonitizado no contato com a zona de cisalhamento Ribeira (Salazar *et al.* 2008).



**Figura 24** - Magnitude da trama mineral (SR) e anisotropia de susceptibilidade (P) do granito Itaóca (Salazar, 2005). r, coeficiente de correlação

A anisotropia de susceptibilidade magnética aumenta em direção à borda oeste do plúton Capão Bonito (figura 25). Nesse setor, a anisotropia cresce de 1,06 a 1,12 refletindo, um maior grau de orientação dos silicatos. Outros setores do plúton como a sul-sudoeste e nordeste também podem apresentar valores de  $P > 1,09$ , porém, diferente do gradiente de P observado para oeste, estes se considera que estão associados a valores pontuais de medida. O maior grau de orientação da trama no setor ocidental da intrusão é relacionado à deformação regional que deve ter afetado todo o granito nos estágios finais de cristalização magmática a qual possivelmente induziu o desenvolvimento da lineação sub-horizontal na direção NE-SW.

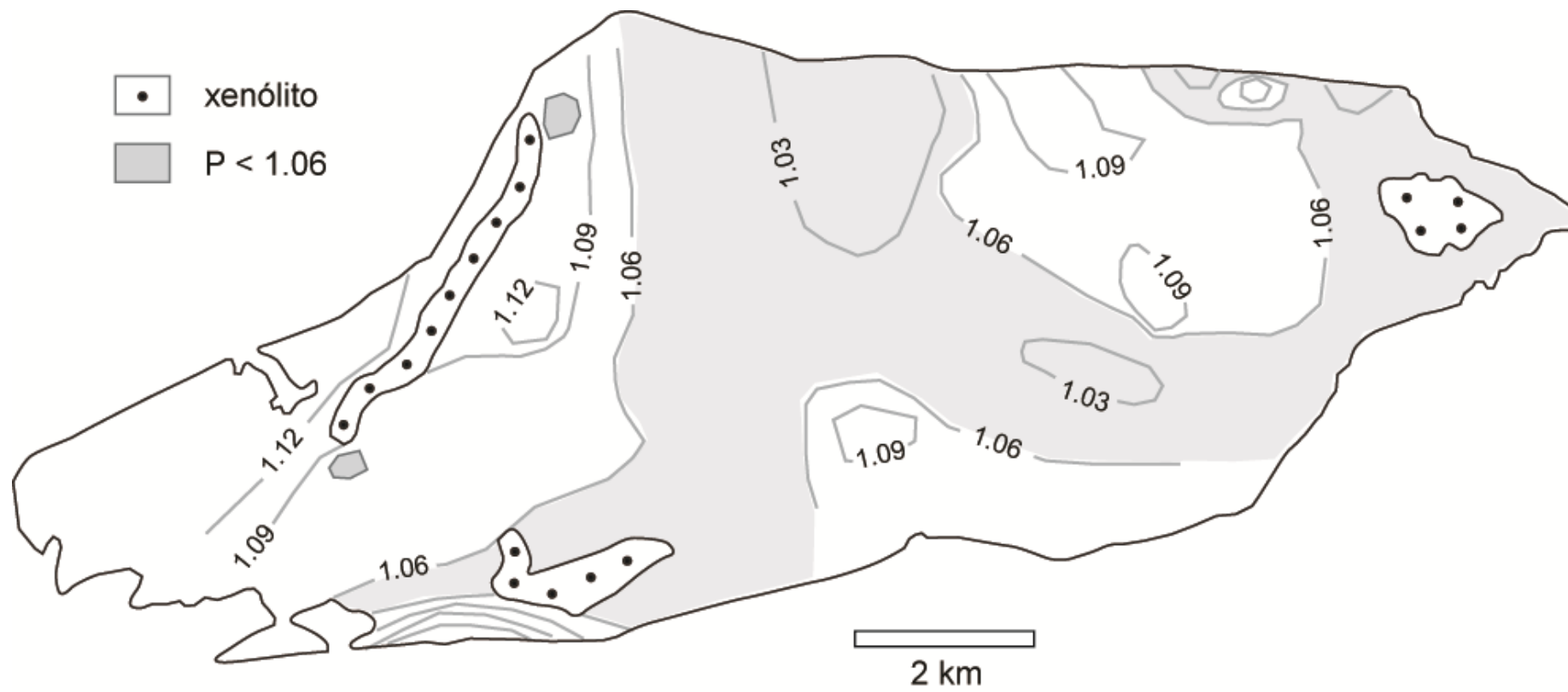


Figura 25 - Grau de anisotropia de susceptibilidade (P) no granito Capão Bonito.

## 5 MINERALOGIA MAGNÉTICA

Para determinar o marcador magnético e analisar o comportamento magnético do mesmo nas amostras estudadas se utilizaram os seguintes métodos:

**Susceptibilidade Magnética.** A susceptibilidade magnética volumétrica e a respectiva anisotropia foram determinadas em espécimes orientados de 2,5 cm de diâmetro e 2,2 cm de altura (10,8 cm<sup>3</sup>) com um suscetibilímetro do tipo Kappabridge KLY-4S. Este equipamento apresenta uma sensibilidade da ordem de  $2 \times 10^{-8}$  SI (300 Am<sup>-1</sup>) e precisão <0,3%, conforme informado pelo fabricante (AGICO Ltda). Ele fornece as direções principais de anisotropia ( $k_1 > k_2 > k_3$ ), de modo que a susceptibilidade do espécime é dada por  $k = 1/3 (k_1 + k_2 + k_3)$ . A susceptibilidade magnética (k) e o grau de anisotropia (P) dos granitos Ribeirão Branco (94 sítios), Capão Bonito (67 sítios) e Sguário (52 sítios), estão listados nas Tabelas 2, 3 e 4. Os dados tabulados nas referidas tabelas representam a média de 6 a 10 espécimes por sítio. Um total de 1098 espécimes foram coletados nos granitos Ribeirão Branco, 899 em Capão Bonito, e 579 em Sguário. Estes granitos apresentam  $10^{-6} < k(\text{SI}) < 10^{-2}$ , ou seja, em uma faixa de valores plenamente adequada para medidas de susceptibilidade e anisotropia com o Kappabridge KLY-4S.

**Magnetização remanente isotérmica e análise termomagnética.** A Magnetização Remanente Isotérmica (MRI) e a variação da susceptibilidade com a temperatura (k-T) foram investigados em amostras distintas de um mesmo sítio. A curva de MRI informa sobre a capacidade de aquisição da magnetização remanente à temperatura ambiente dos minerais ferromagnéticos. Inicialmente é medida a Magnetização Remanente Natural (MRN) do espécime para, em seguida, induzir campos crescentes em um dispositivo do tipo *Pulse*. Campos indutores de até 2,2 T foram aplicados ao longo do eixo do espécime (direção z), e a magnetização remanente foi medida em magnetômetro da *MOLSPIN* Ltda.

Temperatura de Curie/Néel ( $T_C/T_N$ ) e transições de fase que caracterizam os minerais magnéticos foram determinados medindo a susceptibilidade magnética no intervalo de -200°C a 700°C. A variação k-T foi investigada introduzindo a amostra em um forno (CS-3/CS-L) acoplado ao *Kappabridge*. A amostra consiste de um fragmento de rocha moído (fração areia fina a silte), homogeneizado, e separado um pequeno volume (0,2 cm<sup>3</sup>) para análise. O material inicialmente é resfriado em nitrogênio líquido.



Ao atingir  $-200^{\circ}\text{C}$ , a amostra é aquecida progressivamente até temperatura ambiente, com a susceptibilidade magnética medida em intervalos de aproximadamente  $3^{\circ}\text{C}$ . Em etapa subsequente a mesma amostra é reaquecida progressivamente da temperatura ambiente até  $700^{\circ}\text{C}$ , e novamente resfriada à temperatura ambiente. No ciclo de aquecimento - resfriamento é medida a susceptibilidade em intervalos de  $3^{\circ}\text{C}$ , com a amostra envolvida em uma atmosfera de argônio que tende a minimizar os efeitos da oxidação durante o experimento. As curvas termo-magnéticas que representam a variação  $k - T$  foram analisadas utilizando o programa *Cureval* v.8 da AGICO Ltda.

**Microscópio eletrônico de Varredura MEV-EDS.** Os minerais opacos contribuem de forma significativa para a susceptibilidade e anisotropia de rochas graníticas. Os opacos dos granitos Sguário, Capão Bonito e Ribeirão Branco foram estudados no microscópio ótico de reflexão e no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), este último acoplado a um Espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS). O sistema MEV-EDS permite obter imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos minerais e realçar aqueles com elementos de elevado número atômico. O EDS fornece uma análise química pontual (semi)quantitativa do mineral. O exame no MEV-EDS se fez em lâminas polidas metalizadas com carbono de modo que a caracterização dos minerais opacos está baseada na obtenção de imagens por difração de elétrons retroespalhados.

**Tabela 2-** Parâmetros de ASM do granito porfírico Ribeirão Branco

UTM		Sítio	n	km (mSI)	P	T	k1			k2			k3		
X	Y						Dec	Inc	$\alpha 1$	Dec	Inc	$\alpha 2$	Dec	Inc	$\alpha 3$
757226	7329162	RB1	10	20.80	1.098	0.32	66	44	7.7	181	24	11.6	290	36	10.1
769018	7334048	RB4	10	2.12	1.071	-0.07	67	15	27.7	161	15	34.8	294	69	30.9
756565	7328475	RB5	12	25.30	1.126	0.25	20	3	8.5	138	83	90.2	290	6	6.0
754957	7328054	RB6	11	25.80	1.122	0.94	271	18	64.7	9	23	64.7	146	60	4.2
772227	7331482	RB7	10	5.06	1.085	0.02	238	56	11.2	333	3	10.7	65	34	7.6
754563	7328606	RB8	12	22.20	1.103	0.29	202	1	18.5	112	31	18.9	294	59	10.7
749482	7328544	RB9	11	29.00	1.167	0.41	106	42	8.8	232	33	8.6	344	30	5.0
748708	7327492	RB10	12	29.70	1.107	0.60	287	12	16.2	176	59	16.3	24	28	5.7
773309	7330874	RB12	10	10.70	1.127	0.46	91	2	7.2	187	76	6.9	0	14	3.2
747630	7328606	RB13	17	6.93	1.179	0.19	152	6	17.7	247	42	13.1	56	47	17.0
747255	7329420	RB14	10	7.06	1.082	0.78	292	14	25.3	28	22	25.2	172	64	5.8
746384	7328901	RB15	10	26.20	1.108	0.45	238	33	7.8	134	21	7.1	17	49	5.0
770762	7329537	RB16	11	30.60	1.015	-0.43	133	1	41.9	30	89	75.3	223	1	75.4
771034	7330681	RB17	8	16.50	1.101	0.29	131	7	29.5	249	76	36.6	39	12	29.0
766359	7334759	RB18	10	18.70	1.060	-0.51	98	5	28.3	193	49	49.1	4	41	49.2
745139	7325323	RB19	10	17.30	1.044	0.53	256	29	29.9	65	60	27.2	163	5	27.0
765720	7336198	RB20	15	2.49	1.119	0.13	50	10	18.4	174	72	14.3	317	15	20.1
746519	7325615	RB21	10	25.80	1.126	0.52	274	14	9.5	181	12	11.4	51	72	9.7
764912	7335415	RB22	16	0.52	1.040	-0.13	358	57	13.5	213	28	14.2	114	16	10.7
747205	7325492	RB23	15	27.90	1.079	0.32	85	18	25.9	183	22	25.9	319	61	15.9
765461	7334824	RB24	13	17.00	1.071	0.23	39	25	18.6	308	0	18.7	218	65	11.5
766290	7333929	RB25	9	22.60	1.057	0.16	268	19	16.5	1	7	25.4	109	70	22.9
766612	7332972	RB26	7	15.70	1.038	0.27	112	66	16.2	237	15	19.7	333	19	14.9



UTM		Sítio	n	km (mSI)	P	T	k1			k2			k3		
X	Y						Dec	Inc	$\alpha 1$	Dec	Inc	$\alpha 2$	Dec	Inc	$\alpha 3$
740461	7323140	RB99	10	21.90	1.068	-0.03	3	16	40.1	103	29	46.9	248	56	35.0
732902	7322249	RB100	11	38.20	1.132	0.12	261	43	5.2	105	44	5.6	3	12	4.4
730297	7323363	RB101	11	28.00	1.255	0.39	317	48	8.3	224	3	6.5	132	42	6.0
729704	7322029	RB102	9	59.80	1.041	0.68	205	31	31.8	85	39	31.8	320	35	8.4
727983	7321882	RB103	10	24.70	1.151	0.34	290	26	8.4	173	42	8.5	41	37	6.8
726947	7322767	RB104	10	28.40	1.225	0.60	62	1	29.3	152	7	30.4	326	83	15.2
727855	7323718	RB105	10	23.80	1.031	0.47	110	14	44.6	5	47	44.0	212	40	13.6
727153	7324650	RB106	10	12.10	1.085	-0.15	298	23	27.1	59	50	30.2	194	30	20.6
728015	7324883	RB107	6	3.24	1.027	-0.49	340	5	29.1	250	3	28.1	135	84	19.2
729304	7318172	RB109	7	23.80	1.080	0.55	125	27	24.8	228	25	2436.0	354	53	9.6
745937	7326498	RB111	18	26.90	1.201	0.66	285	19	17.1	179	39	16.1	35	45	9.5

k, susceptibilidade magnética ( $10^{-3}$  SI); P, grau de anisotropia; T, parâmetro de forma; k1, k2 e k3 são as direções principais médias (declinação, inclinação) do sítio, enquanto  $\alpha 1$ ,  $\alpha 2$  e  $\alpha 3$  são os semi-ângulos dos cones de confiança (95%) em torno das respectivas direções médias. n, número de espécimes.

**Tabela 3** - Parâmetros de ASM do granito Capão Bonito

UTM		Sítio	N	km (mSI)	P	T	k1			k2			k3		
X	Y						Dec	Inc	$\alpha$	Dec	Inc	$\alpha 2$	Dec	Inc	$\alpha 3$
754717	7334488	CB3	8	2.470	1.077	-0.30	352	6	21.1	84	15	44.0	246	73	44.3
757346	7333943	CB4	13	1.740	1.099	0.01	35	5	33.9	280	79	40.2	126	9	36.2
757959	7333599	CB5	11	2.450	1.077	0.22	36	30	26.4	174	52	41.1	294	21	40.8
755557	7333569	CB6	11	1.260	1.079	-0.24	246	7	24.8	145	53	54.0	341	36	53.8
754050	7333674	CB7	17	2.250	1.057	-0.02	232	2	21.7	143	4	24.8	347	85	24.8
751249	7332642	CB8	16	2.790	1.064	0.08	36	21	33.2	148	45	49.0	289	37	49.8
756329	7332782	CB10	12	0.959	1.030	0.00	76	17	35.4	238	72	36.9	345	5	29.3
757515	7333038	CB11	17	0.521	1.041	0.06	61	7	30.1	190	79	32.7	330	8	30.8
754216	7332719	CB15	15	3.290	1.141	0.02	251	8	22.2	137	72	15.7	343	17	24.3
753043	7333256	CB16	13	0.360	1.027	0.47	246	10	48.7	336	0	49.0	66	80	21.7
751508	7333691	CB17	15	2.150	1.071	0.19	227	8	36.1	49	82	30.7	317	1	35.8
750401	7333900	CB18	10	17.600	1.152	0.34	281	37	22.3	31	24	36.9	146	43	36.5
748993	7334089	CB19	10	14.700	1.122	-0.32	56	3	12.2	324	31	14.5	151	59	12.6
747398	7332038	CB21	7	7.260	1.122	-0.03	220	22	14.2	324	30	21.6	100	51	21.4
755022	7336077	CB22	13	0.100	1.034	0.08	34	45	30.8	192	43	33.3	293	11	29.2
762551	7337406	CB23	5	2.170	1.122	0.38	230	17	11.9	82	70	11.6	323	10	6.1
771885	7338845	CB32	14	0.090	1.128	0.10	15	86	21.8	160	3	47.4	250	2	47.3
762574	7338018	CB33	15	0.952	1.075	0.18	227	3	51.9	104	85	52.1	317	4	18.6
763581	7337808	CB34	14	1.880	1.065	0.20	227	46	44.7	45	44	48.6	136	1	33.4
763276	7338101	CB35	15	2.030	1.067	0.32	227	21	24.9	20	67	25.9	133	10	24.5
763472	7338604	CB36	14	0.622	1.070	-0.19	44	20	30.3	236	70	31.4	135	4	31.4
759658	7336401	CB37	12	1.010	1.081	0.04	316	79	29.0	1.86	7	35.7	94	8	35.8
759064	7336171	CB38	14	0.652	1.031	-0.25	217	10	29.3	90	73	32.6	309	14	37.2
759739	7336041	CB39	15	7.600	1.065	0.44	53	28	58.8	228	61	58.8	322	2	13.1
759874	7335723	CB40	14	1.150	1.065	-0.08	47	12	18.0	195	76	50.0	316	7	49.9
758668	7336115	CB41	15	1.310	1.089	-0.14	66	4	26.8	329	59	35.0	158	30	33.3
758485	7336477	CB42	8	0.592	1.100	0.29	234	14	12.8	68	76	13.1	325	3	9.8
760622	7335656	CB43	14	0.310	1.041	0.37	94	63	54.7	264	27	54.7	356	4	22.7
760174	7335727	CB44	14	6.000	1.044	0.19	23	31	61.8	164	52	61.7	281	19	10.8
757943	7336245	CB45	13	0.164	1.061	0.24	130	69	19.6	269	16	25.0	3	13	24.8
757915	7336643	CB46	12	0.171	1.103	0.10	2	84	23.6	241	3	47.7	151	5	47.3

UTM		Sítio	N	km (mSI)	P	T	k1			k2			k3		
X	Y						Dec	Inc	$\alpha_1$	Dec	Inc	$\alpha_2$	Dec	Inc	$\alpha_3$
757013	7335662	CB47	12	2.130	1.115	-0.16	63	22	12.7	183	50	22.5	318	31	22.4
756242	7335972	CB48	12	0.761	1.137	0.70	4	80	26.7	228	7	35.0	137	7	27.3
755386	7335530	CB49	14	0.920	1.087	-0.25	26	11	12.9	123	34	29.7	281	53	29.8
755670	7334678	CB50	15	1.030	1.177	-0.07	22	3	33.7	114	40	33.7	288	50	46.9
755879	7336556	CB51	8	0.969	1.090	-0.12	41	27	16.9	215	62	18.0	310	3	18.4
754516	7336082	CB52	13	0.128	1.033	0.05	17	6	30.8	279	55	40.0	111	35	40.1
753355	7334688	CB54	15	1.610	1.062	-0.19	214	7	22.0	320	67	32.9	121	22	33.3
753552	7336675	CB55	17	2.130	1.080	-0.04	48	14	13.3	315	14	25.9	183	70	25.5
753499	7333055	CB56	14	2.870	1.066	-0.27	237	20	13.1	84	67	24.0	331	9	24.3
752600	7332962	CB57	10	1.900	1.051	-0.19	38	26	21.8	264	22	26.2	139	22	26.2
751931	7333485	CB58	10	2.510	1.052	0.01	47	34	28.7	194	51	28.7	305	16	23.7
751336	7332605	CB59	15	2.690	1.087	0.04	14	42	17.4	200	48	17.8	107	3	12.4
752277	7332606	CB60	15	1.740	1.062	0.13	54	74	36.0	224	16	36.7	315	3	18.8
752796	7331312	CB62	16	0.094	1.029	0.06	78	54	56.2	291	32	55.7	191	16	49.0
752587	7331038	CB63	16	0.118	1.037	0.07	51	72	16.3	266	15	39.9	174	10	40.1
750488	7333820	CB64	14	19.700	1.144	0.34	43	35	21.8	313	1	22.6	221	55	11.2
750752	7336125	CB65	16	1.180	1.068	0.22	155	63	46.6	59	3	45.9	327	27	23.2
753104	7336800	CB66	19	2.130	1.049	-0.14	335	7	37.1	244	4	41.6	127	81	38.0
752608	7336951	CB67	15	0.212	1.063	0.12	136	9	38.3	28	62	40.2	231	26	26.1
751827	7336394	CB68	13	0.086	1.042	0.25	295	82	12.0	198	1	35.3	107	8	35.1
751125	7336183	CB69	15	2.100	1.099	-0.01	223	10	15.0	107	68	16.7	317	19	15.2
748293	7331974	CB71	13	0.783	1.082	-0.45	91	47	18.3	215	28	31.5	323	30	32.1
748845	7331511	CB72	16	6.750	1.076	0.47	31	3	83.8	131	71	83.8	300	19	9.5
749130	7331012	CB73	15	8.760	1.140	0.27	200	37	40.5	74	31	61.7	317	31	61.1
757153	7333773	CB75	15	1.370	1.058	0.00	26	4	14.7	145	82	27.9	295	7	27.3
757139	7333078	CB76	18	0.617	1.051	-0.13	71	52	34.3	213	31	37.0	315	19	37.8
756885	7332739	CB77	16	1.300	1.069	-0.21	242	1	21.8	147	74	24.5	332	16	24.8
756300	7332966	CB78	16	1.340	1.076	-0.24	43	10	13.8	147	53	21.1	306	35	21.2
758063	7333546	CB79	14	0.706	1.048	0.04	31	43	55.3	169	39	54.4	279	23	42.0
751754	7331859	CB80	18	0.835	1.061	0.07	113	24	74.0	354	47	74.0	220	33	30.4
748356	7332300	CB82	8	3.200	1.033	-0.07	312	39	10.0	54	14	14.7	160	48	12.4
749494	7330393	CB83	11	4.700	1.181	0.03	214	65	5.5	312	3	17.4	44	25	17.8
770053	7335923	CB84	10	0.166	1.100	-0.15	60	57	16.3	294	21	26.6	194	24	25.9
769640	7337741	CB85	13	0.064	1.154	0.31	13	81	10.8	255	4	54.6	164	7	54.5
771424	7338559	CB86	14	0.068	1.026	0.03	160	71	38.1	50	6	61.4	318	17	60.5
771879	7339809	CB87	12	0.351	1.077	0.54	208	0	26.0	118	31	30.1	299	59	21.8

k, susceptibilidade magnética ( $10^{-3}$  SI); P, grau de anisotropia; T, parâmetro de forma; k1, k2 e k3 são as direções principais médias (declinação, inclinação) do sítio, enquanto  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$  e  $\alpha_3$  são os semi-ângulos dos cones de confiança (95%) em torno das respectivas direções médias. n, número de espécimes

**Tabela 4 - Parâmetros de ASM do granito Sguário**

UTM		Sítio	n	k (mSI)	P	T	k1			k2			k3		
X	Y						Dec	Inc	$\alpha_1$	Dec	Inc	$\alpha_2$	Dec	Inc	$\alpha_3$
711965	7319129	SG1	8	2.670	1.035	0.34	193	10	18.6	95	39	23.7	294	49	20.2
711173	7320026	SG2	10	1.560	1.060	-0.63	202	4	7.0	112	5	26.1	327	83.7	25.9
710318	7320377	SG3	7	0.095	1.019	0.14	220	86	15.2	120	1	25.2	29.4	3.9	27.5
709418	7321717	SG4	10	0.467	1.034	-0.04	32	0	12.7	122	2	15.1	291.7	87.6	13.5

UTM		Sítio	n	k (mSI)	P	T	k1			k2			k3		
X	Y						Dec	Inc	$\alpha_1$	Dec	Inc	$\alpha_2$	Dec	Inc	$\alpha_3$
709027	7322592	SG5	8	0.138	1.014	-0.12	169	64	17.2	289	14	25.5	24.7	21.3	28.0
715148	7319358	SG6	10	4.130	1.155	0.42	238	4	20.8	147	22	32.3	336.6	67.4	34.4
714558	7318992	SG7	10	9.430	1.145	-0.06	258	10	8.5	350	11	49.2	126.7	74.7	49.2
714959	7318174	SG8	7	0.044	1.041	0.51	301	81	10.5	110	9	13.7	199.9	1.8	13.0
712817	7319004	SG9	12	3.500	1.026	0.49	168	1	27.2	7706	30	27.4	259.3	60.1	7.9
713461	7319528	SG10	9	2.370	1.045	-0.17	83	13	14.0	347	27	15.1	195.9	59.9	12.0
713314	7320089	SG11	13	3.250	1.037	0.17	333	15	22.4	70	26	23.3	215.5	59.7	24.1
715138	7320292	SG12	9	0.312	1.013	-0.07	175	2	20.8	268	55	28.4	83.4	34.5	26.8
711580	7315887	SG13	8	0.018	1.019	0.28	313	50	24.2	129	40	23.9	220.9	1.8	20.9
710282	7318576	SG14	9	2.850	1.049	0.38	215	8	18.2	86	77	16.5	306.2	10.2	15.9
709525	7320047	SG15	9	0.580	1.059	0.25	9	1	15.2	100	34	15.2	276.7	56.1	6.5
710163	7319572	SG16	9	4.060	1.056	-0.27	38	6	11.9	139	62	27.5	305.3	27.9	27.6
708413	7319112	SG17	7	2.900	1.041	0.50	63	2	26.3	158	72	27.2	332.2	18.1	20.0
709526	7318714	SG18	9	0.757	1.034	-0.01	51	53	29.7	310	8	35.0	214.5	36.2	24.8
707140	7319542	SG19	8	2.770	1.040	0.22	122	21	28.7	218	14	36.3	339.3	64.3	29.9
706654	7319123	SG20	7	1.920	1.036	0.38	202	34	33.8	105	11	33.1	358.6	54	17.5
707901	7320282	SG21	8	0.859	1.078	0.37	153	21	12.6	44	41	12.0	263.1	41.5	11.2
708761	7321224	SG22	8	1.470	1.057	-0.59	63	3	16.3	332	11	75.1	164.9	78.5	75.1
707552	7321320	SG23	10	2.570	1.030	0.77	2	40	53.7	239	33	53.7	124.2	32.5	11.4
704961	7318578	SG24	9	4.360	1.094	-0.40	130	20	21.2	6	57	27.3	229.6	25.3	25.0
704450	7317726	SG25	8	5.570	1.053	0.66	91	57	16.8	194	8	17.4	288.9	32	10.4
703629	7317218	SG26	11	4.430	1.061	-0.12	13	81	9.2	150	7	10.4	241.2	6.4	7.8
705335	7320191	SG27	10	3.970	1.032	0.43	89	40	22.5	343	19	26.3	233.1	44.4	29.2
705924	7322226	SG28	11	1.060	1.094	0.97	305	15	28.7	94	73	28.8	212.4	8.5	23.3
705601	7321099	SG30	10	7.500	1.055	0.22	342	31	16.1	185	57	16.2	78.1	10.4	11.0
713709	7321885	SG34	20	0.195	1.045	-0.95	26	66	27.8	142	11	87.2	236.3	21.1	87.2
712880	7321792	SG35	9	0.430	1.045	0.15	255	61	14.3	44	25	13.8	13.9	12.9	11.6
711805	7320409	SG36	10	2.390	1.077	0.42	21	1	12.4	111	15	12.4	288.7	74.9	3.3
711800	7321189	SG37	9	0.347	1.028	-0.16	325	18	18.6	57	8	18.5	169.5	70.4	15.7
712520	7320690	SG39	14	2.470	1.041	0.16	349	20	19.7	81	7	20.2	188.5	68.8	12.8
711249	7312583	SG40	10	2.420	1.055	0.37	48	19	17.7	307	28	17.8	167	55	8.0
710231	7321238	SG41	16	0.483	1.046	0.40	264	37	29.7	52	49	29.7	161.2	16.1	6.4
713172	7321387	SG42	18	2.120	1.063	0.49	24	53	24.0	269	18	23.9	167.8	31.4	6.8
713043	7320677	SG43	11	1.160	1.036	-0.28	119	44	8.3	219	10	12.3	319.6	44.7	12.2
713916	7321181	SG44	11	0.821	1.033	0.06	49	77	13.7	292	6	13.8	21.1	12	8.5
710071	7322292	SG45	14	2.780	1.043	0.09	117	4	21.3	211	43	30.5	23	46.5	28.5
710814	7322330	SG46	15	1.960	1.035	0.21	150	73	21.4	16	12	21.6	283.4	12	16.3
712628	7322528	SG47	19	2.580	1.077	-0.34	125	47	15.5	254	31	25.4	1.6	27.1	25.4
709473	7323704	SG48	13	0.269	1.030	0.36	148	4	26.0	245	57	32.0	54.9	32.7	28.6
710246	7323616	SG49	16	0.586	1.025	0.41	213	29	45.9	111	21	46.0	349.7	53.5	27.8
707937	7322838	SG50	15	1.930	1.056	0.35	3	30	15.2	256	27	15.2	132.4	47.9	7.6
707562	7322183	SG51	11	2.480	1.040	0.44	318	70	27.8	51	1	26.7	141.3	20.4	11.1
706639	7322473	SG52	11	1.280	1.052	-0.54	165	40	14.4	262	8	28.0	1.3	49.1	28.0
706855	7321824	SG53	12	2.660	1.048	0.15	201	15	21.9	303	37	21.9	92.7	49	13.8
706640	7320883	SG54	9	2.040	1.024	0.43	276	14	27.1	177	31	27.7	27.4	55.1	18.3
706259	7317168	SG55	17	12.600	1.211	0.34	287	13	21.8	196	4	21.8	91.3	76.5	8.6
707281	7318337	SG56	24	4.170	1.074	0.32	275	57	26.1	126	29	26.3	27.9	14.1	20.2
705595	7317847	SG57	11	4.370	1.038	-0.15	238	5	12.9	56	85	16.9	148.3	0.2	16.8

k, susceptibilidade magnética ( $10^{-3}$  SI); P, grau de anisotropia; T, parâmetro de forma; k1, k2 e k3 são as direções principais médias (declinação, inclinação) do sítio, enquanto  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$  e  $\alpha_3$  são os semi-ângulos dos cones de confiança (95%) em torno das respectivas direções médias. n, número de espécimes

## 5.1 MINERALOGIA MAGNÉTICA DO GRANITO RIBEIRÃO BRANCO

A susceptibilidade magnética ( $k$ ) deste granito porfirítico varia entre 0,05 mSI ( $= 0,05 \times 10^{-3}$  SI) e 59,8 mSI, com média de 20,48 mSI (d.p= 10,49). Valores de  $k \approx 10$  mSI ( $10^{-2}$  SI) são encontrados em 80% dos espécimes, evidenciando a forte susceptibilidade magnética deste granito comparado aos granitos vermelhos (vide seções 5.2). A susceptibilidade magnética do Ribeirão Branco, entretanto, é semelhante ao do granito porfirítico Itaóca ( $k = 18,5$  mSI, d.p = 6,3).

O grau de anisotropia ( $P$ ) varia entre 1,01 e 1,42, com média de 1,14 (d.p = 0,08), sendo que em 71% dos espécimes  $P > 1,08$ . A anisotropia do granito porfirítico Ribeirão Branco é tipicamente maior que a dos granitos vermelhos, porém similar ao granito Itaóca ( $P = 1,16$ , d.p = 0,06). Um aspecto marcante no Ribeirão Branco é a extrema variabilidade de  $P$  (1,03 a 1,42) no intervalo entre  $15 < k$  (mSI)  $< 30$  (figura 26). A variação de  $P$  nos espécimes com elevadas susceptibilidades tem sido associada ao efeito da interação magnética entre os minerais ferrimagnéticos. Estas interações, que são esperadas quando  $k \gg 1$  mSI, tendem a aumentar ou reduzir significativamente a anisotropia dependendo do arranjo entre estes minerais (Gregoire *et al.* 1998).

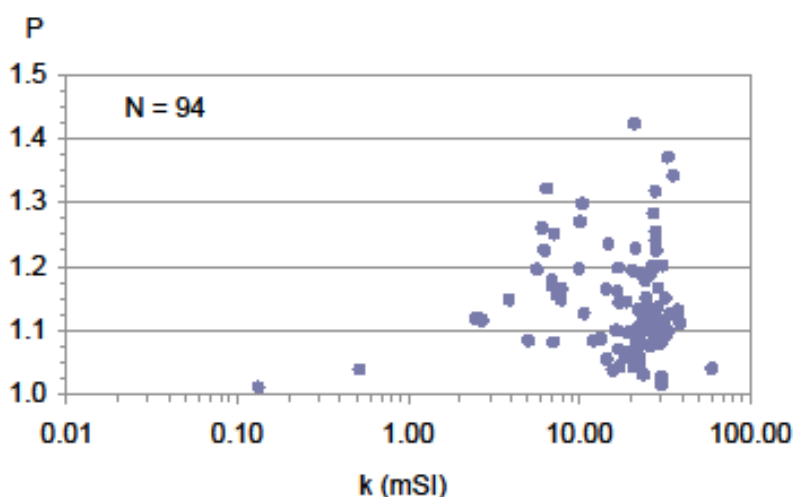
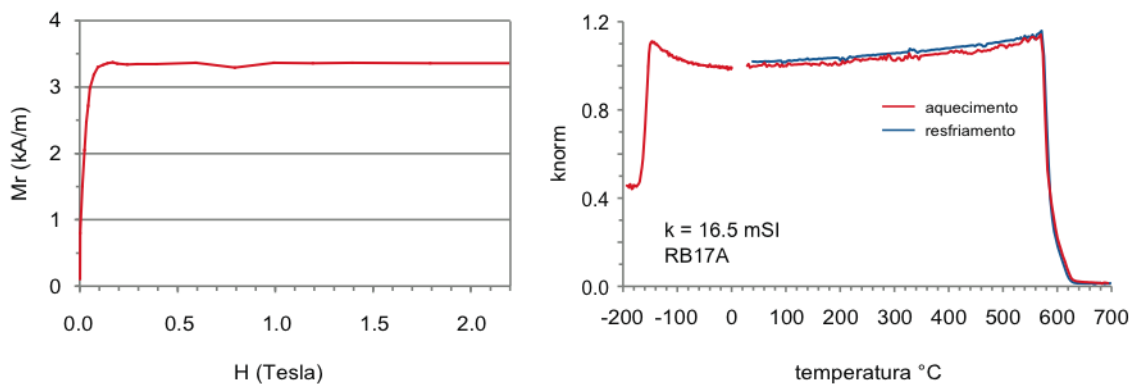


Figura 26 - Relação entre anisotropia ( $P$ ) a susceptibilidade ( $k$ ) do granito Ribeirão Branco. ( $n=100$ )

### 5.1.1 Curvas termomagnéticas e magnetização remanente isotérmica.

Foram investigadas sete amostras típicas da susceptibilidade magnética do granito porfirítico. Os resultados são muito semelhantes entre as amostras, e indicam que magnetita é o mineral ferrimagnético dominante no granito. As características magnéticas são o rápido

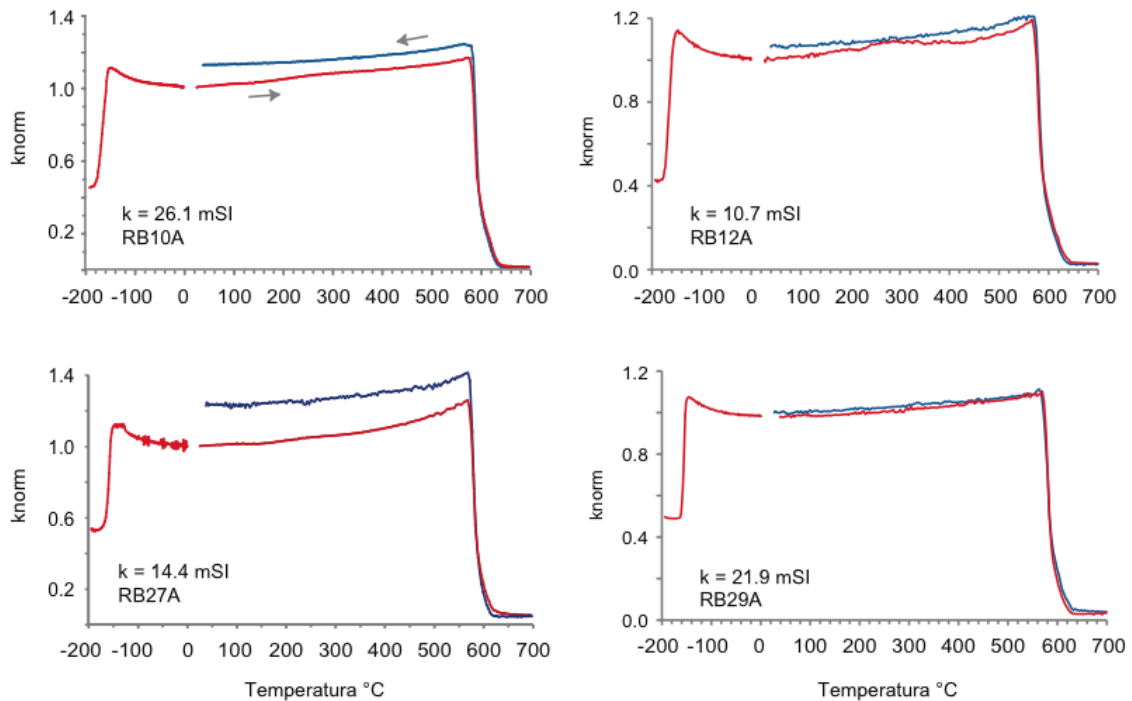
aumento da magnetização remanente ( $M_r$ ) até aproximadamente 100 mT, para em seguida permanecer constante até 2,2 T (figura 27). A saturação da remanência em campos de baixa intensidade ( $H \leq 100$  mT) indica a presença de minerais com baixa coercividade. As curvas de variação k-T mostram que este mineral é a magnetita multidomínio. Em baixa temperatura (-200°C a 0°C), há um marcante aumento de k em torno de -160°C relacionada à transição de Verwey. No ciclo de aquecimento e resfriamento (25°C a 700°C), k cresce progressivamente antes de cair fortemente em 580°C. O crescimento regular de k no ciclo de aquecimento é atribuído ao efeito *Hopkinson*, enquanto a queda abrupta em 580°C à temperatura de Curie ( $T_C$ ) da magnetita. A marcante transição de Verwey e a  $T_C$  em 580°C indicam a presença de uma magnetita não alterada e relativamente "grossa" com uma estrutura multidomínio (Dunlop & Ozdemir, 1997). Entre 580°C e 620°C a susceptibilidade decresce exponencialmente, correspondendo à diminuição da susceptibilidade paramagnética com o aumento da temperatura. A curva é praticamente reversível no ciclo de resfriamento, mostrando que o experimento ocorreu sem modificações das propriedades magnéticas dos minerais.



**Figura 27** - Magnetização remanente isotérmica e variação da susceptibilidade ( $k$ ) com a temperatura no granito porfírtico (RB27 A).  $M_r$ , magnetização remanente;  $H$ , campo indutor;  $k_{norm}$ , susceptibilidade magnética normalizada para o valor de  $k$  a temperatura ambiente.

Exemplos de curvas termomagnéticas de amostras do granito Ribeirão Branco com diferentes valores de  $k$  são mostrados na figura 28. A transição de Verwey e a queda brusca de  $k$  em 580°C são características da magnetita multidomínio. Em alguns experimentos ocorre a neoformação de minerais magnéticos durante o ciclo de aquecimento e resfriamento, como assinalado pelo maior valor de  $k$  ao final do resfriamento comparado à susceptibilidade inicial em temperatura ambiente (eg. RB27A, figura 28). Na amostra RB12A é possível ainda observar uma suave ondulação da curva de aquecimento entre 250 e 350°C, o que tem sido

atribuído a inversão de maghemita ( $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) para hematita ( $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) ou se o ambiente é redutor, de maghemita para magnetita (Ozdemir & Dunlop 1993; De Boer & Dekkers 1996). A nítida transição de Verwey em  $-160^\circ\text{C}$ , todavia, indica que o mineral ferromagnético dominante nesta amostra é uma magnetita não maghemitizada (Ozdemir & Dunlop, 1993).

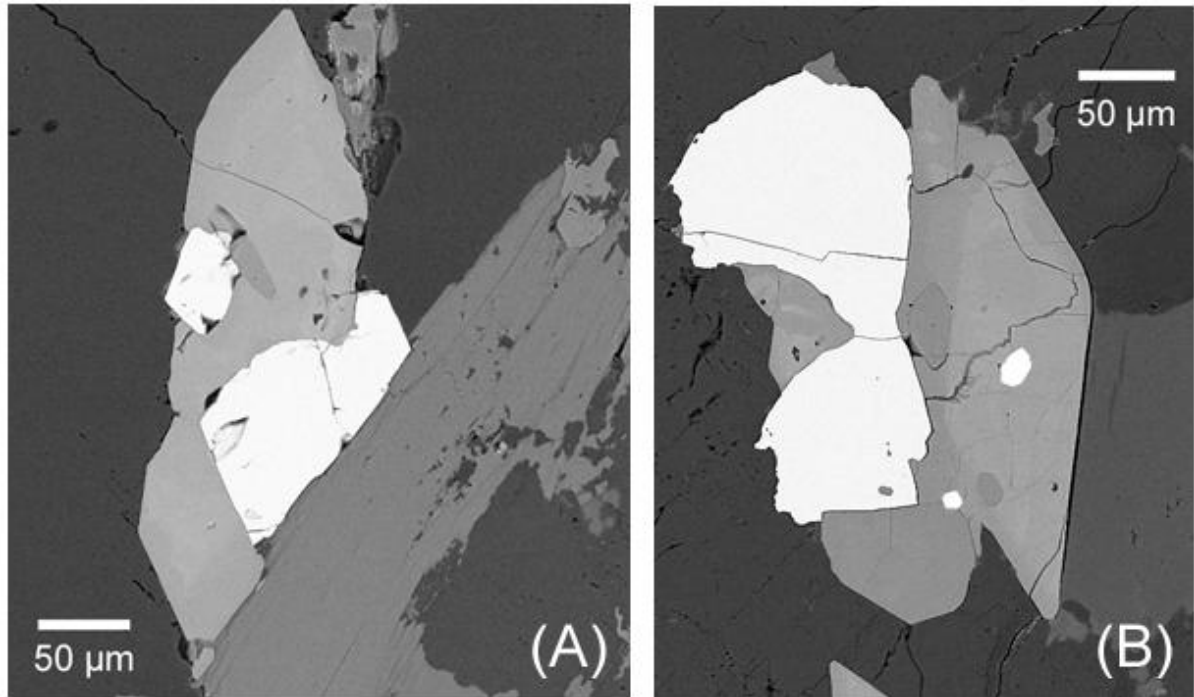


**Figura 28** - Variação da susceptibilidade magnética com a temperatura em diferentes amostras do granito porfírico.  $k_{\text{norm}}$ , susceptibilidade normalizada para o valor de  $k$  a temperatura ambiente

### 5.1.2 Textura e microestruturas dos minerais opacos.

Os silicatos de Fe e Mg, titanita e magnetita formam uma associação comum no granito porfírico Ribeirão Branco (figura 29A). A magnetita ocorre como cristais geralmente anisométricos, subeuédricos a subédricos, com os grãos maiores alcançando 300  $\mu\text{m}$  de comprimento. A superfície dos grãos é uniforme, sem evidências de texturas de exsolução para ilmenita ou alteração para hematita. A composição do grão analisada no EDS é homogênea do centro à borda constituído apenas dos elementos Fe e O. A titanita ocorre na forma de grãos euédricos a subédricos, sempre em contato reto a localmente embainhado com magnetita. Inclusões de pequenos grãos ( $\ll 10 \mu\text{m}$ ) de magnetita na titanita são relativamente frequentes (figura 29B). A biotita e o anfibólio geralmente apresentam contatos retos a encurvados com titanita e magnetita, e não exibem sinais de recristalização de óxidos de Fe nos planos de clivagem. Não foram encontrados sulfetos de Fe nas lâminas estudadas.



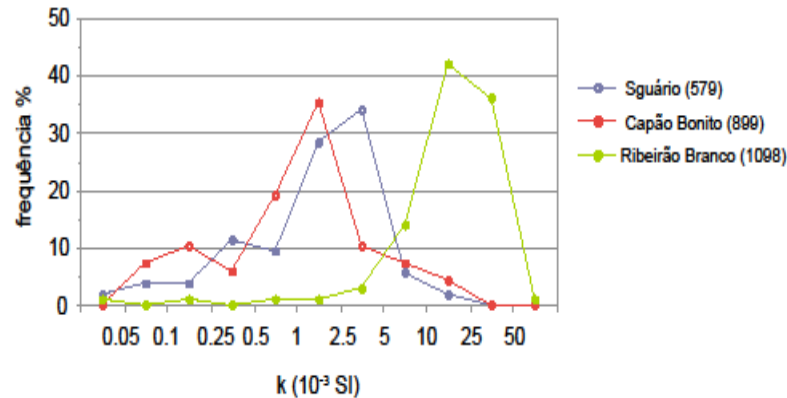


**Figura 29.** Associação magnetita, titanita e biotita (A) típica do granito porfirítico. A magnetita pode ocorrer como pequenas inclusões na titanita (B), ou como grandes cristais apresentado contatos em equilíbrio com titanita e biotita (RB40).

## 5.2 MINERALOGIA MAGNÉTICA DOS GRANITOS VERMELHOS (SGUÁRIO E CAPÃO BONITO)

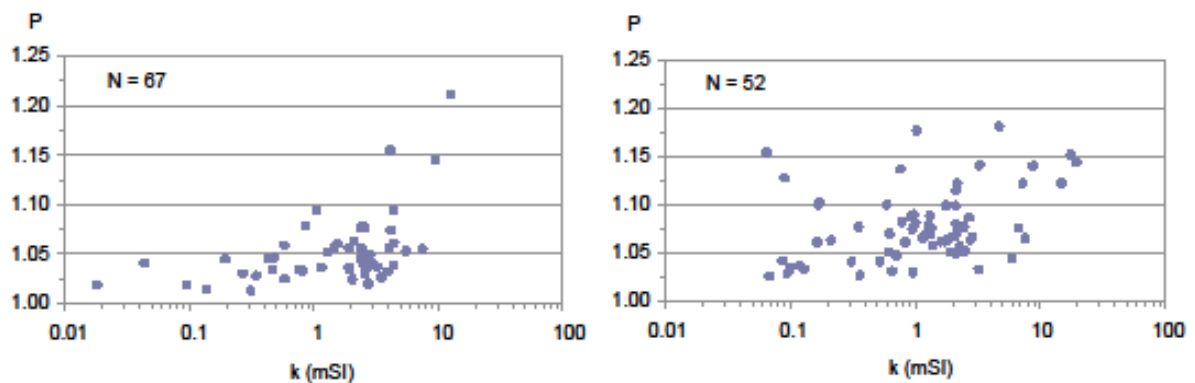
A susceptibilidade magnética ( $k$ ) do granito Sguário varia entre 0,02 e 12,6 mSI, com média de 2,47 mSI (d.p = 2,35), sendo que 34% dos espécimes apresentam  $k$  entre 2,5 e 5 mSI (figura 30). No granito Capão Bonito  $k$  varia entre 0,07 e 25,72 mSI, com média de 2,46 mSI (d.p = 3,77), sendo que 35% dos espécimes apresentam  $k$  entre 1 e 2,5 mSI. Estes resultados mostram que as susceptibilidades magnéticas dos granitos Sguário e Capão Bonito são semelhantes e que, em média, elas são menores do que as dos granitos porfiríticos Ribeirão Branco e Itaóca (figura 30).

O grau de anisotropia ( $P$ ) no granito Sguário é em média, menor que no Capão Bonito. No Sguário os valores de  $P$  situam-se entre 1,02 e 1,08 (81% dos espécimes), com média de 1,05 (d.p = 0,03), enquanto que no Capão Bonito  $P$  situa-se entre 1,04 e 1,10 (63%) com média de 1,07 (d.p = 0,05).



**Figura 30** - Frequência dos valores de susceptibilidade magnética ( $k$ ) dos granitos vermelhos e do granito porfírico Ribeirão Branco (número de espécimes em parênteses).

A variação de  $P$  com a susceptibilidade magnética nos granitos vermelhos é mostrada na figura 31. No granito Sguário  $P$  varia mais fortemente quando  $k$  está entre 1 e 10 mSI, enquanto no Capão Bonito  $P$  varia independente do valor de  $k$ . A variação de  $P$  no domínio de susceptibilidade mais elevada pode estar relacionada ao efeito da interação magnética, como comentado no granito Ribeirão Branco. No Capão Bonito a variabilidade de  $P$  é independente do valor de  $k$ , sugerindo que outros processos afetam a relação  $k - P$  neste plúton.



**Figura 31** - Relação entre anisotropia ( $P$ ) a susceptibilidade ( $k$ ) dos granitos de Capão Bonito (esquerda) e Sguário (direita).  $N$ , número de estações

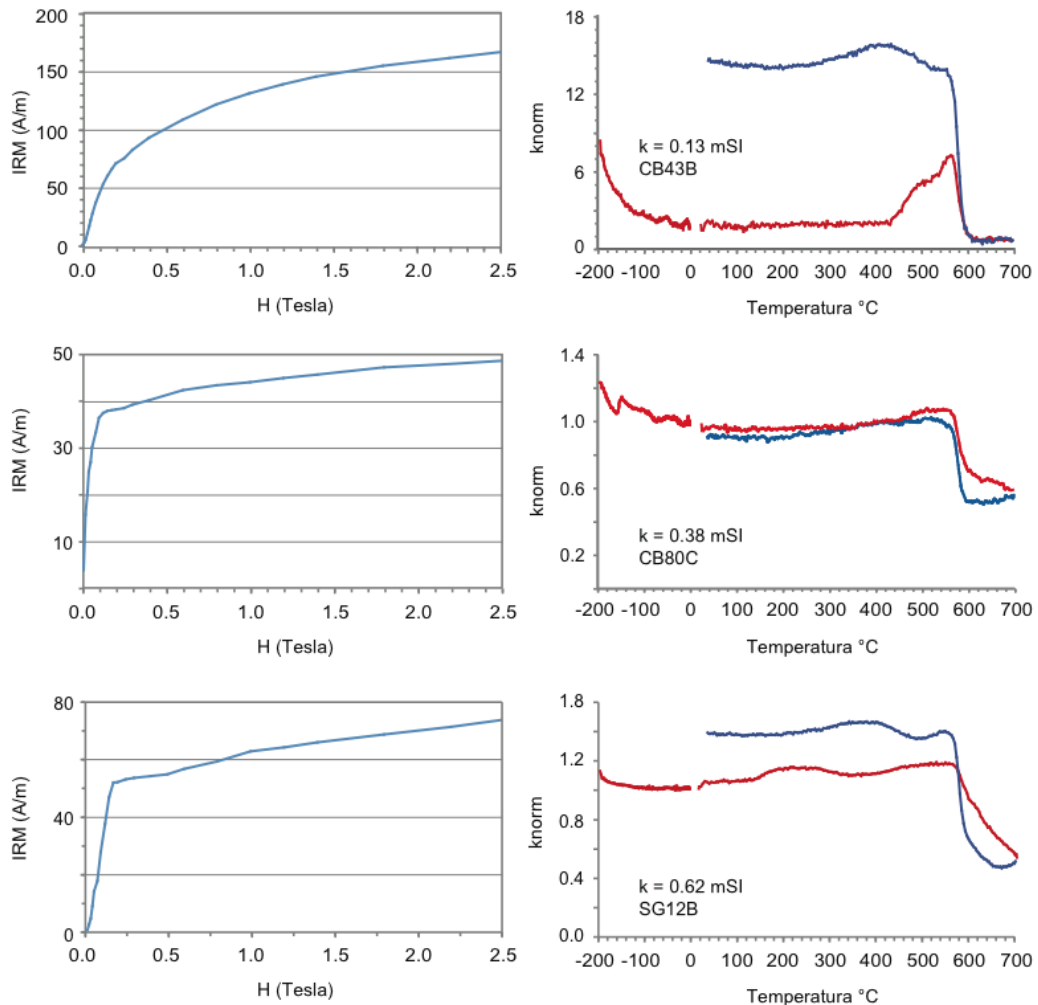
### 5.2.1 Curvas termomagnéticas e de magnetização remanente isotérmica

Foram estudadas dez amostras que representam os valores típicos de susceptibilidade magnética dos granitos vermelhos. Os resultados se apresentam em ordem crescente de susceptibilidade. Rochas com  $k < 0,6$  mSI são aquelas em que a contribuição dos minerais paramagnéticos à susceptibilidade total geralmente se sobrepõe a dos ferromagnéticos (Rochette 1987), denominados aqui de "baixa susceptibilidade". Granitos com  $k$  entre 1 e 2

mSI estão inseridos na "série da magnetita" de Ishihara (1987). Ainda de acordo com Ishihara (*op. cit.*), nesta faixa de valores de  $k$  os minerais opacos tornam-se visíveis ao microscópio ótico. Granitos com  $k > 5$  mSI possuem susceptibilidade alta e, quando  $k > 10$  mSI, a susceptibilidade é considerada muito alta.

**a) Granitos com baixa susceptibilidade magnética ( $k < 0,6$  mSI).** A magnetização remanente ( $M_r$ ) destes granitos não satura em campos magnéticos ( $H$ ) de até 2,2 T (figura 32), o que implica a presença de minerais de elevada coercividade. Em todas as amostras, porém, é possível identificar um componente cuja característica é uma maior inclinação da curva entre  $0 < H < 100$  mT. Esta componente reflete a presença de fases magnéticas com menor coercividade.

As curvas termomagnéticas apresentam algumas características comuns, como a ausência ou forte atenuação da transição de Verwey em  $-160^\circ\text{C}$  e, no ciclo de aquecimento, uma nítida diminuição de  $k$  quando  $T \approx 580^\circ\text{C}$ . Na amostra CB43B, a queda de  $k$  em  $580^\circ\text{C}$  sucede a um forte crescimento da susceptibilidade entre  $420^\circ\text{C}$  e  $550^\circ\text{C}$ . No ciclo de resfriamento a susceptibilidade final é muito maior que a inicial à temperatura ambiente. Logo, o crescimento de  $k$  entre  $420^\circ\text{C}$  e  $550^\circ\text{C}$  deve estar relacionado à neoformação de magnetita no experimento precedendo a queda de susceptibilidade na temperatura de Curie ( $T_C$ ) da magnetita em  $580^\circ\text{C}$ . A formação de magnetita no aquecimento possivelmente ocorre com o consumo da hematita, que corresponderia à fase de elevada coercividade detectada na MRI. Contudo, nota-se que a transição de Morin ( $-10^\circ\text{C}$ ), que é característica da hematita (Nagata 1961), não é detectada na curva de baixa temperatura. A ausência de magnetita primária, ou então em pequena quantidade na amostra, é consistente com a ausência da transição de Verwey. Entretanto, se a magnetita está presente na amostra, correspondendo à fração de baixa coercividade na MRI, ela estaria muito oxidada (maghemitizada) para suprimir a transição de Verwey em  $-160^\circ\text{C}$  (Özdemir & Dunlop 1993).

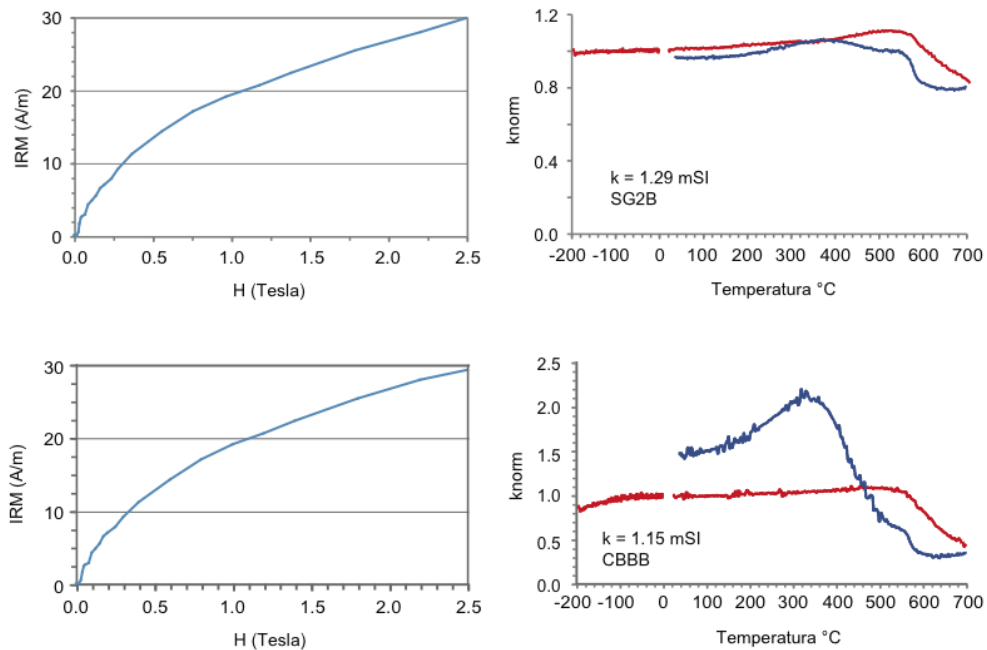


**Figura 32** - Magnetização remanente isotérmica e variação da susceptibilidade ( $k$ ) com a temperatura em granitos com baixa susceptibilidade.  $M_r$ , magnetização remanente,  $H$ , campo indutor,  $k_{norm}$ , susceptibilidade magnética normalizada para o valor de  $k$  à temperatura ambiente

A magnetização remanente isoterma das amostras CB80C e SG12B não satura a 2,2 T. As diferentes inclinações da curva de indução, cuja charneira situa-se em torno de 200 mT, implica na presença de minerais ferro magnéticos de baixa e alta coercividade. Por sua vez, a característica comum na variação  $k$ - $T$  é o progressivo decréscimo de  $k$  entre 580  $T(^{\circ}C) \leq 700$  e a irreversibilidade da curva no ciclo de resfriamento. O decréscimo de  $k$  acima de 580 $^{\circ}C$  é associado à presença de Ti-hematita e/ou maghemita. A hematita possui uma temperatura de Néel ( $T_N$ ) de 670 $^{\circ}C$ , que diminui progressivamente com o aumento do teor de Ti no mineral. A maghemita ( $(\gamma Fe_2O_3)$ ) apresenta uma  $T_C$  variável, entre 590 e 675 $^{\circ}C$ , com a supressão da transição de Verwey nos cristais oxidados (Dunlop & Ozdemir, 1997). Ti-hematita e maghemita provavelmente são os principais ferromagnéticos nesta amostra, em

consistência com a presença de fases de alta e mais baixa coercividade. Outra característica comum nestas amostras é a susceptibilidade magnética ainda bastante alta na temperatura de 700°C, ou seja, acima das temperaturas de Curie e Néel de magnetita, maghemita e hematita. Não está claro qual seria a fase mineral responsável pela susceptibilidade "residual" em 700°C. Ela poderia corresponder a maghemita, cuja inversão para hematita ( $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3 \pm \alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) pode ocorrer em temperaturas superiores a 800°C. (Dunlop & Ozdemir 1997). Contudo, como a temperatura de 700°C está acima da  $T_C$  de maghemita não há como confirmar, com os dados disponíveis, o papel da inversão de fases na persistência da susceptibilidade em alta temperatura. Finalmente, a irreversibilidade no resfriamento indica a ocorrência de transformações mineralógicas no experimento. A mais notável situa-se entre 700°C e 600°C, sugerindo que Ti-hematita e/ou maghemita foram transformados em magnetita na trajetória de resfriamento.

**b) Granitos com susceptibilidade magnética moderada ( $1 \leq k < 2$  mSI).** Dois padrões distintos de curvas foram observados na MRI e variação k-T dos granitos com susceptibilidade moderada. O primeiro é caracterizado pelo aumento progressivo da magnetização remanente com a indução, ausência da transição de Verwey e, na trajetória de aquecimento, a diminuição progressiva de k entre 580°C e 700°C (figura 33). A curva de resfriamento é irreversível.

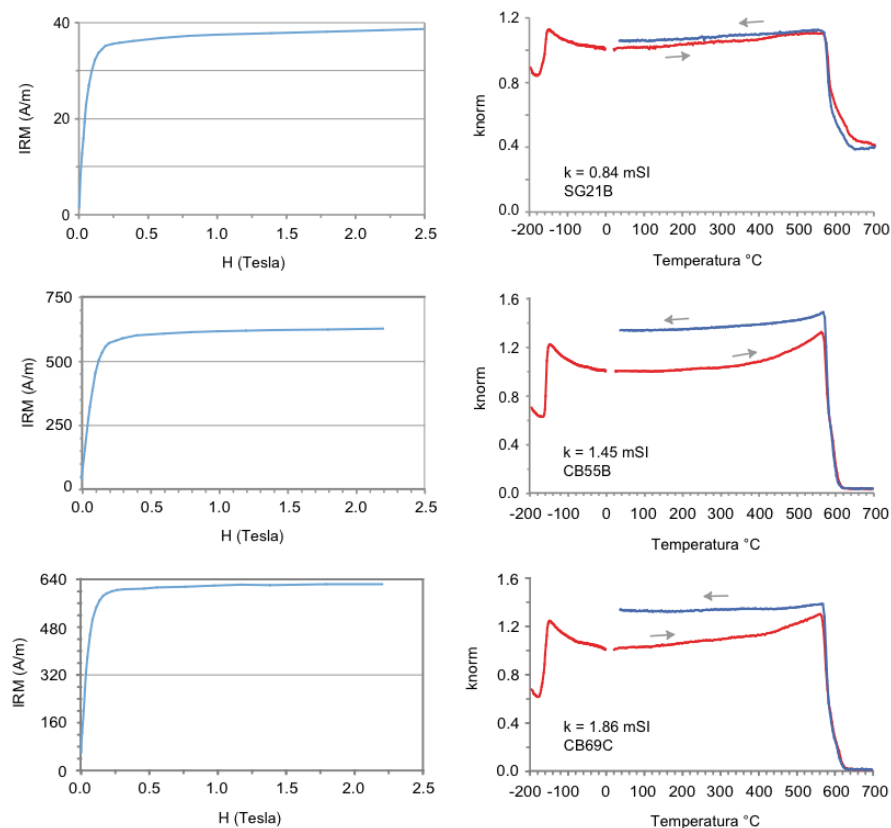


**Figura 33** - Magnetização remanente isotérmica e variação da susceptibilidade (k) com a temperatura em granitos com susceptibilidade moderada. Mr, magnetização remanente, H, campo indutor, knorm, susceptibilidade magnética normalizada para o valor de k à temperatura ambiente

O mineral ferro magnético dominante, cujas características são uma  $T_N < 675^\circ\text{C}$  e elevada coercividade, é a Ti-hematita. Porém, variação na inclinação da curva de indução entre  $0 < H \text{ (mT)} < 250$  e entre  $1 < H \text{ (T)} < 2,5$ , além o decrescimento de  $k$  na etapa de aquecimento apenas quando  $T > 580^\circ\text{C}$ , pode indicar ainda a presença de maghemita cuja coercividade é menor que a da Ti-hematita. A ausência da transição de Verwey mostraria ainda que a magnetita, se presente, está fortemente oxidada.

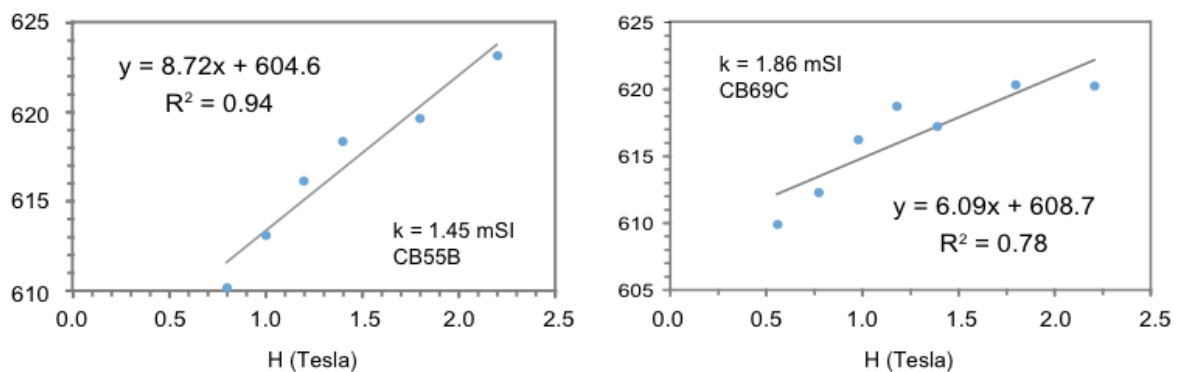
O segundo padrão se assemelha ao granito Ribeirão Branco. Suas características são o aumento rápido da magnetização no início da indução para praticamente se estabilizar acima de 200 mT, uma bem marcada transição de Verwey em  $-160^\circ\text{C}$  e uma queda acentuada de  $k$  em  $T \approx 580^\circ\text{C}$  (figura 34).

Esse padrão de curvas também pode ser encontrado em granitos com susceptibilidade magnética relativamente baixa, como na amostra SG21B (figura 34). Neste exemplo, a magnetização não satura em 2,2 T e  $k$  decresce progressivamente entre  $580^\circ\text{C}$  e  $700^\circ\text{C}$ . Estas características são atribuídas à magnetita, correspondendo ao mineral de baixa coercividade e com uma transição de Verwey bem definida. A Ti-hematita seria o mineral de elevada coercividade e com  $T_N$  entre  $580^\circ\text{C}$  e  $675^\circ\text{C}$ .



**Figura 34** - Magnetização remanente isotérmica e variação da susceptibilidade ( $k$ ) com a temperatura em granitos com susceptibilidade moderada. Mr, magnetização remanente, H, campo indutor,  $k_{norm}$ , susceptibilidade magnética normalizada para o valor de  $k$  à temperatura ambiente

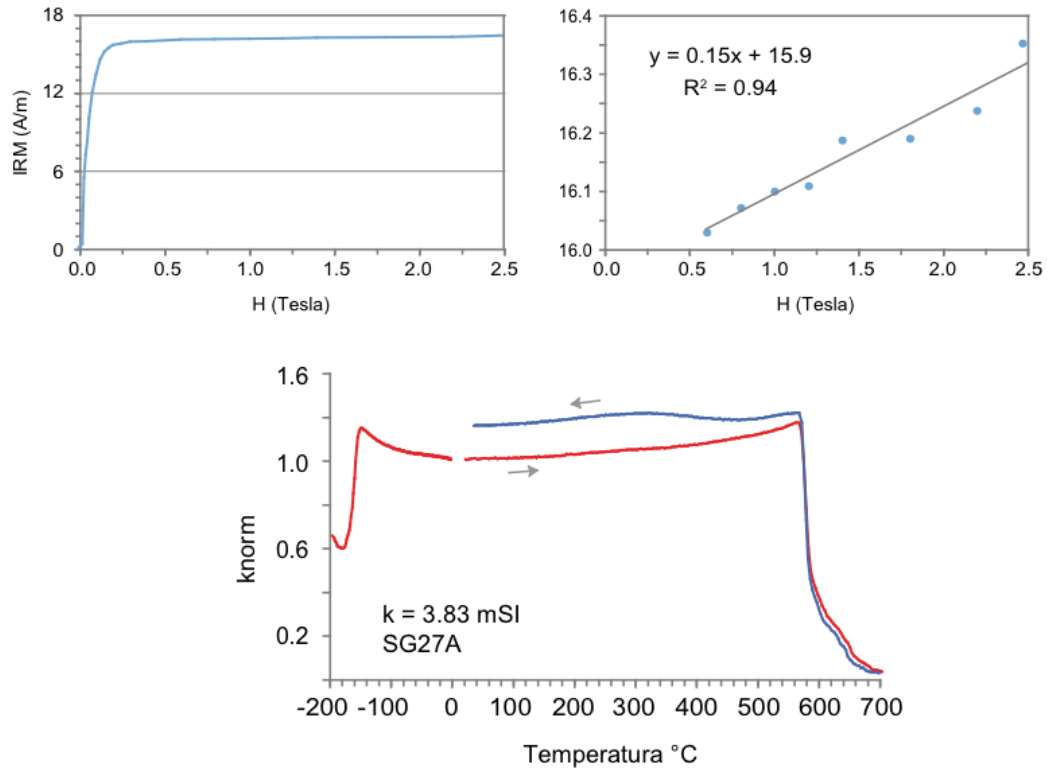
As curvas de indução e termo-magnéticas dos granitos com maior susceptibilidade (figura 35, CB55B e CB69C) indicam a presença dominante de magnetita multidomínio com características semelhantes às do plúton Ribeirão Branco. Diferentemente do Ribeirão Branco, todavia, a MRI dos granitos vermelhos exibe um pequeno, porém crescente aumento da magnetização com a indução (figura 35). Isso implica que, além de magnetita, os granitos vermelhos contêm um mineral ferromagnético de alta coercividade que relacionamos à Ti-hematita.



**Figura 35** - Magnetização remanente isotérmica entre 0,5T e 2,2T das amostras CB55B e CB69C (ver figura 34) para mostrar como a magnetização remanente cresce com a indução.  $r$ , coeficiente de correlação.

**c) Granitos com susceptibilidade magnética moderada-alta ( $k > 3$  mSI).** Os granitos com susceptibilidade moderada a alta adquirem praticamente toda remanência em torno de 150 mT, e exibem uma marcante transição de Verwey e acentuada queda de  $k$  em 580°C. O mineral ferromagnético dominante nas rochas com susceptibilidade moderada-alta é a magnetita multidomínio. O exame mais detalhado das curvas termomagnéticas revela que a magnetização de algumas amostras não satura. O aumento de  $M_r$  é bastante sutil, embora persistente (figura 36). Em outras amostras com susceptibilidade moderada-alta, porém, a magnetização permanece estável após  $H > 150$  mT. O leve crescimento da magnetização com a indução é atribuída à presença de uma fração magnética de alta coercividade, provavelmente em quantidade bem menor que a fração de baixa coercividade. Além do aumento persistente da magnetização, em algumas amostras (*eg.* SG27A, figura 36)  $k$  decresce acentuadamente na  $T_C$  de magnetita, mas só é suprimida apenas em torno de 700°C. Essas características da curva  $k$ - $T$  sugerem que a Ti-hematita é a fase responsável pela fração de elevada coercividade na MRI. Nota-se ainda que, em contraste com os granitos com  $k < 1,5$  mSI (figuras 32, CB80C e SG12B; figura 33, SG2B e CB6B; figura 34, SG21B), a susceptibilidade da amostra SG27A é praticamente nula a 700°C, ou seja, quando a temperatura é superior as  $T_C$  de magnetita e hematita, e  $T_N$  de hematita. Isso sugere que a susceptibilidade "residual" verificada nas

rochas de menor susceptibilidade magnética, provavelmente é oriunda dos minerais paramagnéticos. A contribuição da fração paramagnética à susceptibilidade total é detectada na diminuição regular de  $k$  com o aumento da temperatura entre a transição de Verwey e a temperatura ambiente (figuras 32, 33 e 34).

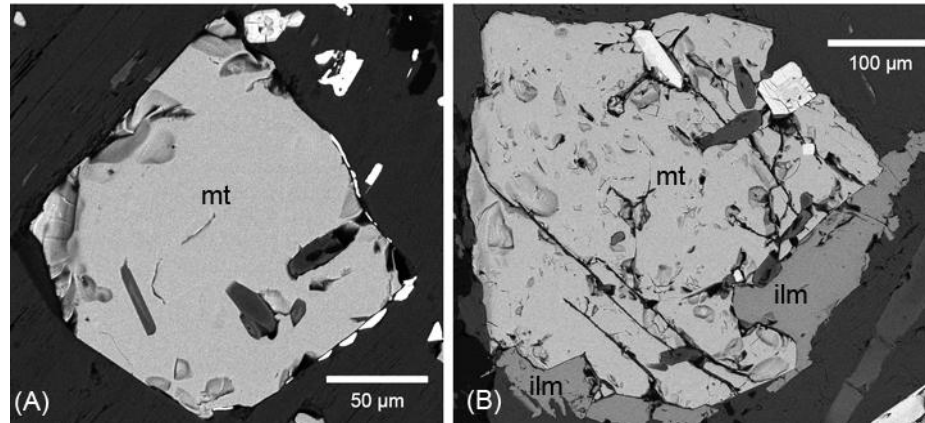


**Figura 36** - Magnetização remanente isotérmica e variação da susceptibilidade com a temperatura em granitos vermelhos com  $k > 2$  mSI. H, campo indutor; r, coeficiente de correlação,  $k_{norm}$ , susceptibilidade normalizada.

### 5.2.2 Textura e microestruturas dos minerais opacos

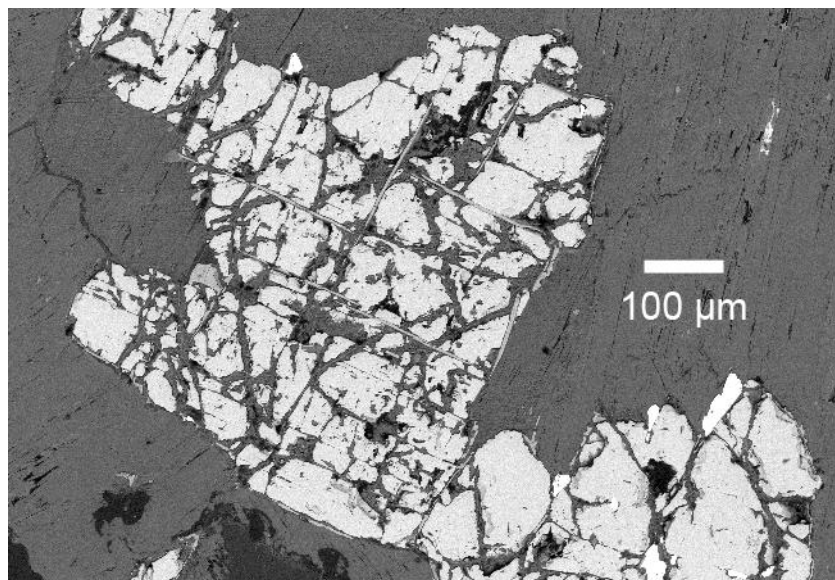
No microscópio eletrônico a magnetita ocorre na forma de grãos subeuédricos a subhédricos, com tamanho normalmente entre 50  $\mu\text{m}$  e 500  $\mu\text{m}$ , porém podendo localmente chegar a 1 mm de comprimento. Os grãos possuem uma superfície uniforme, sem evidências de exsolução para ilmenita (figura 37A). Inclusões de minerais da matriz na magnetita são relativamente frequentes. A ilmenita geralmente ocorre como grãos alongados, euédricos a sub-hédricos, que podem chegar a 300  $\mu\text{m}$  de comprimento. A ilmenita se distingue da magnetita por tons de cinzas mais escuros, refletindo o seu número atômico médio menor (figura 37B). Quando associada a magnetita, a ilmenita exhibe contatos retos, bem definidos, sugestivo de cristalização em equilíbrio.





**Figura 37** - Cristais de magnetita (mt) (A), e magnetita e ilmenita (ilm) (B) no granito Capão Bonito (CB35 e CB59, respectivamente). As fases mais claras em torno ou no interior da magnetita são de minerais contendo elementos de elevado número atômico, como zircão, e epidoto contendo Terras Raras.

Magnetita microfraturada é uma feição relativamente comum nos granitos Capão Bonito (figura 38B) e Sguário (figura 38). As fraturas podem estar aparentemente "secas" ou preenchidas por silicatos hidratados, tais como clorita e sericita (figura 38). O fraturamento e alteração hidrotermal dos óxidos de Fe e a formação de maghemita são processos provavelmente associados.

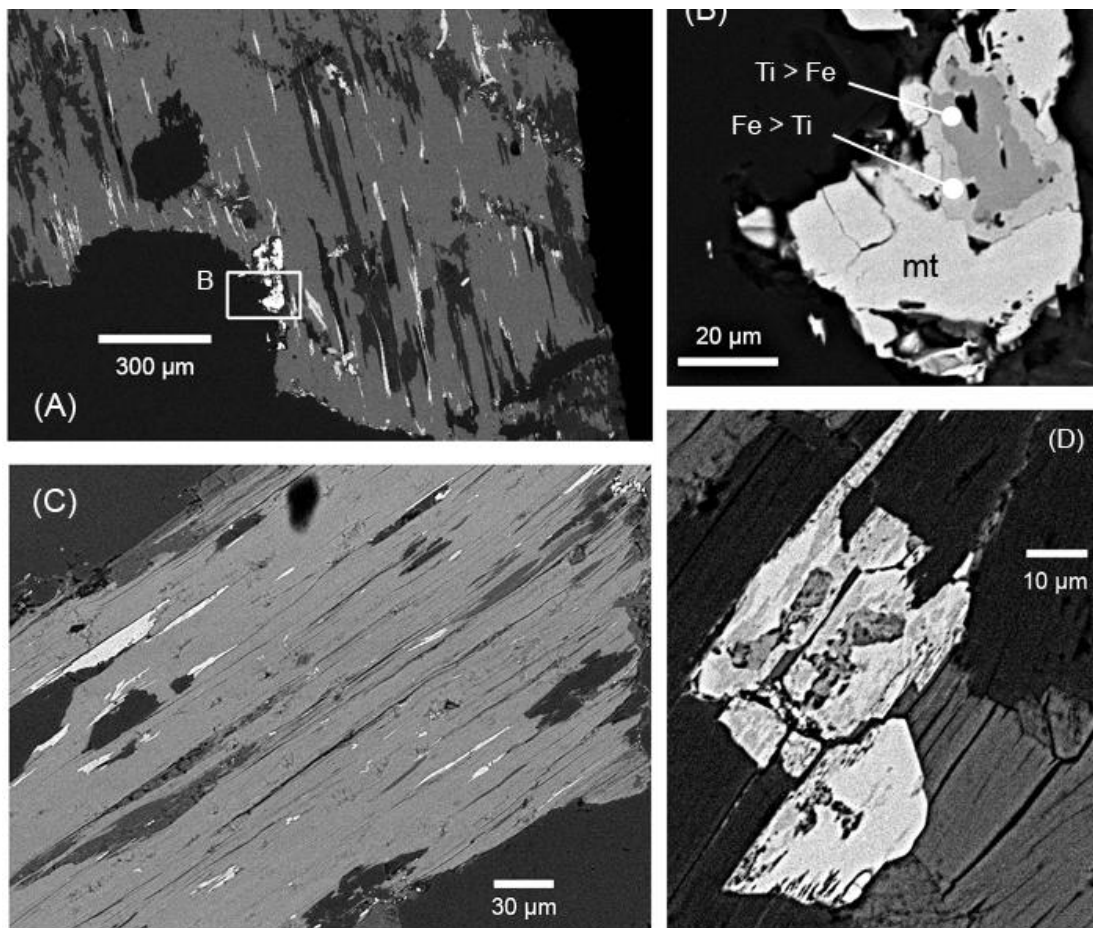


**Figura 38** - Cristal de magnetita contendo microfraturas preenchidas por clorita (SG47).

A alteração nos granitos vermelhos comumente vem acompanhada da formação de minerais opacos na periferia e ao longo da clivagem dos silicatos de Fe-Mg. O estudo dos produtos de alteração no MEV-EDS mostrou que os opacos consistem essencialmente de óxidos de Fe e Ti. Estes grãos são geralmente alongados acompanhando a clivagem da biotita,

podendo chegar a 300  $\mu\text{m}$  de comprimento (figura 39<sup>a</sup>, C). As magnetitas, em contato ou inclusas na biotita cloritizada, estão em contato com óxidos de  $\text{Fe} > \text{Ti}$  ou de  $\text{Ti} > \text{Fe}$  (figura 39B). A variação no teor dos elementos Fe e Ti, além de indicada no EDS, pode ser identificada na variação de tons de cinza refletindo o número atômico médio do mineral (mais claro rico em Fe, e mais escuro rico em Ti). O estudo de detalhe da superfície dos grãos maiores mostrou ainda a presença de faixas descontínuas ricas em Ti no interior dos grãos com  $\text{Fe} > \text{Ti}$  (figura 39D). Estas características são típicas de Ti-hematita que, no processo de cristalização, apresenta óxi-exsolução para formar lamelas ricas em Ti e lamelas ricas em Fe (Robinson *et al.* 2004).

A cloritização de silicatos, maghemitização e formação de Ti-hematita é atribuída à oxidação do magma granítico nos estágios finais da cristalização magmática.



**Figura 39** - Cloritização da biotita e desenvolvimento de óxidos de Fe e Ti nos granitos Capão Bonito (CB13, A, B) e Sguário (SG2; C e D). (A) Biotita cloritizada contendo "baguetes" de Ti-hematita (tons claros); (B) Cristal de magnetita (mt) parcialmente incluído na biotita cloritizada (A) em contato com óxidos de  $\text{Fe} > \text{Ti}$  e de  $\text{Ti} > \text{Fe}$ . (C) Biotita cloritizada com baguetes de Ti-hematita. (D) Inclusão em biotita de Ti-hematita rica em Fe contendo internamente lamelas descontínuas mais ricas em Ti (tons de cinza mais escuro).

## 6 TRAMA MAGNÉTICA

Neste capítulo se apresentam os dados de anisotropia de susceptibilidade magnética aplicada, respectivamente, aos granitos Ribeirão Branco, Capão Bonito e Sguário. Esta sequência obedece a cronologia de intrusão desses corpos, com os granitos porfiríticos do Complexo Três Córregos (Itaóca, Barra do Chapéu, Ribeirão Branco) precedendo a intrusão dos granitos vermelhos (Capão Bonito e Sguário) (Leite *et al.* 2007; Prazeres Filho 2005; Salazar *et al.* 2008). A idade de cristalização do granito Sguário, entretanto, não é conhecida. O seu posicionamento tardio na evolução precambriana regional é inferida considerando sua associação com a Suite Itú da Faixa Ribeira (Wernick 2000; Bettancourt *et al.* 2005).

O estudo da ASM dos plútons graníticos se fez procurando distribuir os sítios de amostragem de forma regular, obedecendo a uma malha de 1 a 2 km<sup>2</sup> por estação. Em algumas regiões, contudo, a amostragem é limitada e irregular. Isso ocorre pela extensa cobertura de solo e alteração das rochas decorrente da proximidade dos maciços com a borda da Bacia do Paraná. Além disso, vastas áreas dos municípios de Capão Bonito e Ribeirão Branco estão reflorestadas para extração de madeira, o que dificulta a localização e acesso aos eventuais afloramentos em condições de amostragem.

### 6.1 GRANITO PORFIRÍTICO RIBEIRÃO BRANCO

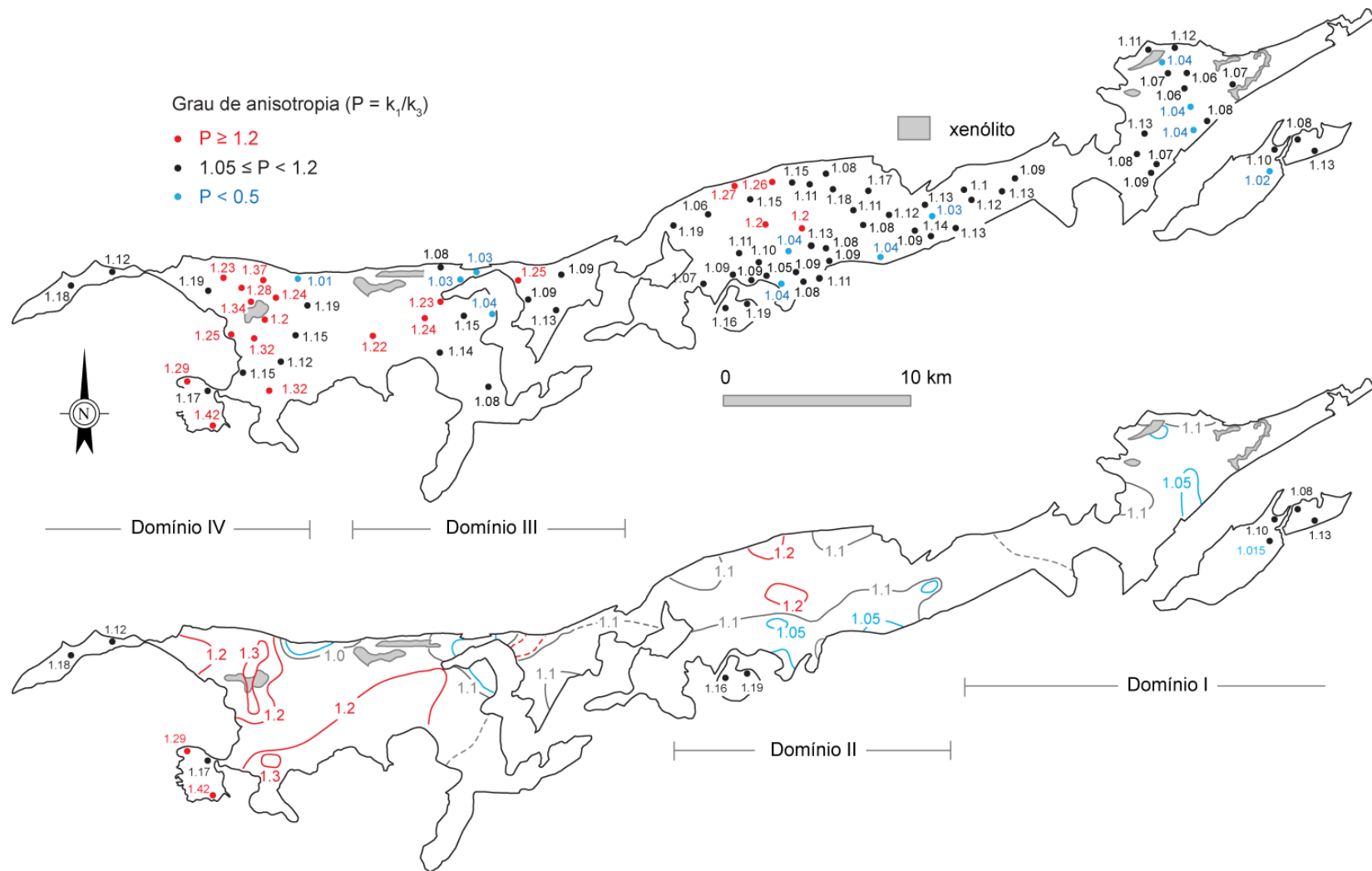
Foram estudados 94 afloramentos, cuja distribuição é mostrada na figura 40. Em cada local foram coletados entre 5 e 23 espécimes, o que forneceu um total de 1059 espécimes orientados (média de 11 espécimes por sítio) destinados à caracterização da trama magnética. Os parâmetros escalares e direcionais das estações do granito Ribeirão Branco estão listados na Tabela 2 (página 54). Susceptibilidade, anisotropia e mineralogia magnética deste granito estão detalhadas no Capítulo Mineralogia Magnética (seção 5.1).



**Figura 40** - Estações de amostragem para medida de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) do granito Ribeirão Branco

### 6.1.1 Parâmetros escalares (anisotropia e forma do elipsóide)

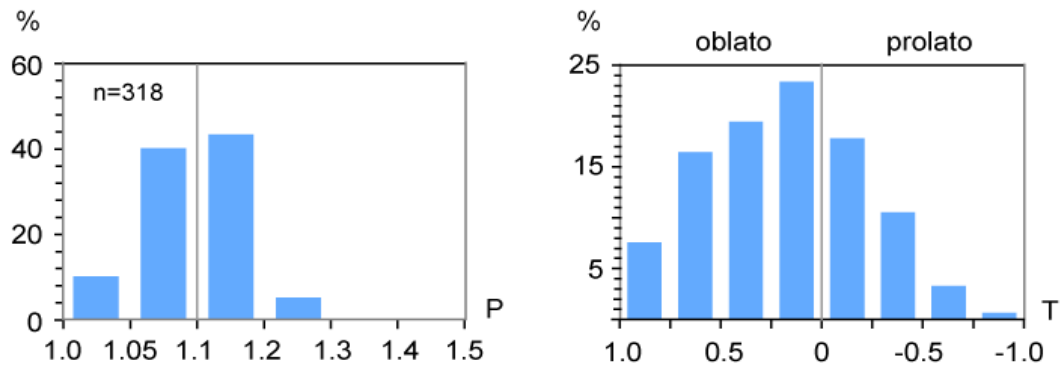
A susceptibilidade magnética do granito Ribeirão Branco é elevada, já que mais de 80% dos espécimes apresentam  $k \geq 10$  mSI. Essa forte susceptibilidade é distribuída por todo granito e está associada à ocorrência de magnetita. O grau de anisotropia é alto, se comparado aos granitos vermelhos adjacentes, já que mais de 70% dos espécimes apresentam  $P > 1,10$ . A distribuição da anisotropia magnética no plúton, menor a leste e maior a oeste, é mostrada na figura 41. Na extremidade leste os valores de  $P$  são menores que 1,10, enquanto na extremidade oeste eles são tipicamente maiores que 1,10 e chegam localmente a valores da ordem de 1,4. No setor central da intrusão predominam anisotropias entre 1,05 e 1,15, porém localmente atingem 1,20. Com base na variação da anisotropia, assim como na orientação da trama magnética, o corpo granítico foi subdividido em quatro domínios (figura 41).



**Figura 41** – Anisotropia de susceptibilidade magnética média ( $P$ ) de cada estação do granito Riberão Branco e respectivos contornos (1,05; 1,1; e  $> 1,2$ ). O grau de anisotropia é menor a leste (domínio I) e maior a oeste (domínio IV)

### 6.1.1.1 Domínio I

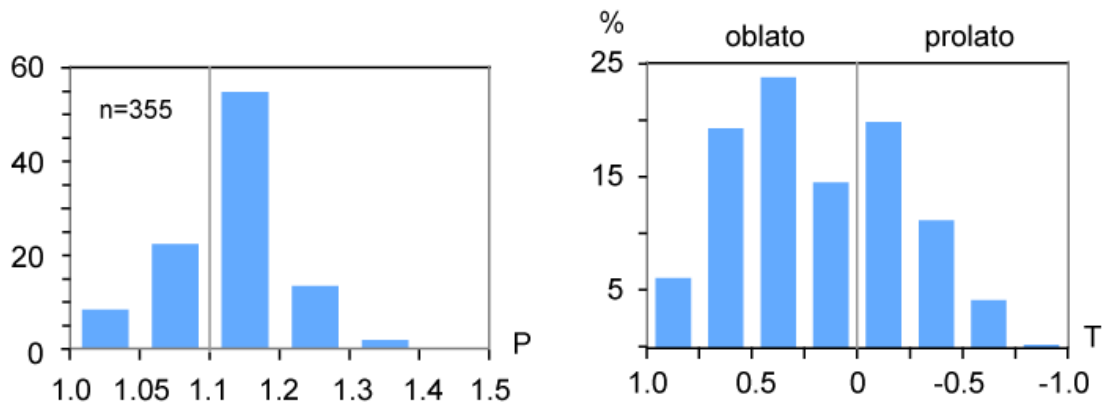
Este domínio é constituído por 23 estações (318 espécimes) situadas na extremidade oriental da intrusão. A susceptibilidade média é da ordem de 18,84 mSI enquanto a anisotropia de 1,10 mSI (dp. 0,05). Aproximadamente 50% dos espécimes desse domínio possuem  $P \leq 1,1$  e apenas 5% exibem  $P \geq 1,20$ . No que diz respeito à forma do elipsóide, 44% são oblatos ( $T > 0,25$ ) enquanto 15% são prolatos ( $T < -0,25$ ) (figura 42).



**Figura 42** - Frequência do grau de anisotropia (P) e forma do elipsóide (T) do Domínio I do granito Ribeirão Branco

### 6.1.1.2 Domínio II

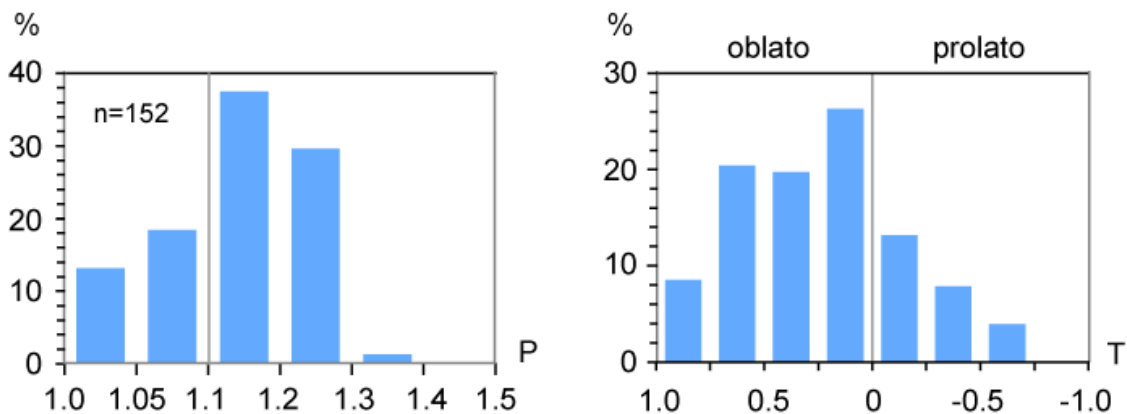
Este domínio é constituído por 37 estações (355 espécimes) situadas na porção centro-oriental do maciço. A susceptibilidade média é da ordem de 21,33 mSI, enquanto a anisotropia é de 1,13 (dp. 0,06). Neste domínio 30% dos espécimes possuem  $P \leq 1,1$  enquanto 15% apresentam  $P \geq 1,20$  (figura 43). A proporção de elipsóides oblatos ( $T > 0,25$ ) e prolatos ( $T < -0,25$ ) é similar ao domínio I, embora com um número um pouco maior de elipsóides oblatos (50%) comparado ao domínio I (44%).



**Figura 43** - Frequência do grau de anisotropia magnética (P) e forma do elipsóide (T) do Domínio II do granito Ribeirão Branco

### 6.1.1.3 Domínio III

Este domínio é constituído por 14 estações (152 espécimes) situadas no setor centro-ocidental da intrusão. A susceptibilidade magnética média é da ordem de 23,70 mSI enquanto a anisotropia de 1,15 (dp. 0,08). Neste domínio 31% dos espécimes possuem  $P \geq 1,20$  (figura 44), contra 15% e 5%, nos domínios I e II, respectivamente. O número de elipsóides prolatos ( $T < -0,25$ ) diminui (12%) comparado aos demais domínios, embora a quantidade de elipsóides oblatos ( $T > 0,25$ ) permaneça aproximadamente constante (49%; figura 44).

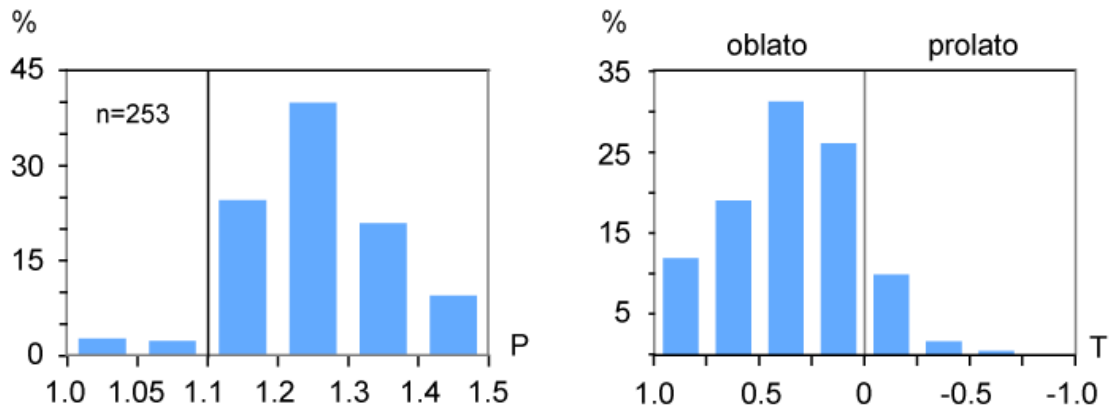


**Figura 44** - Frequência do grau de anisotropia (P) e forma do elipsóide (T) do Domínio III do granito Ribeirão Branco

### 6.1.1.4 Domínio IV

Este domínio é constituído por 20 estações (253 espécimes) situadas na porção ocidental do granito. A susceptibilidade média é de 19,56 mSI enquanto a anisotropia de 1,26 (dp. 0,11). Neste domínio 70% dos espécimes possuem  $P \geq 1,20$ , dos quais aproximadamente 30% apresentam  $P \geq 1,30$  (figura 45). Os elipsóides são predominantemente oblatos ( $T > 0,25$  em 62% dos espécimes) enquanto 2% apenas são tipicamente prolatos ( $T < -0,25$ ). Estes resultados mostram que o aumento da anisotropia no domínio IV está claramente associada ao maior grau de achatamento dos elipsóides oblatos.

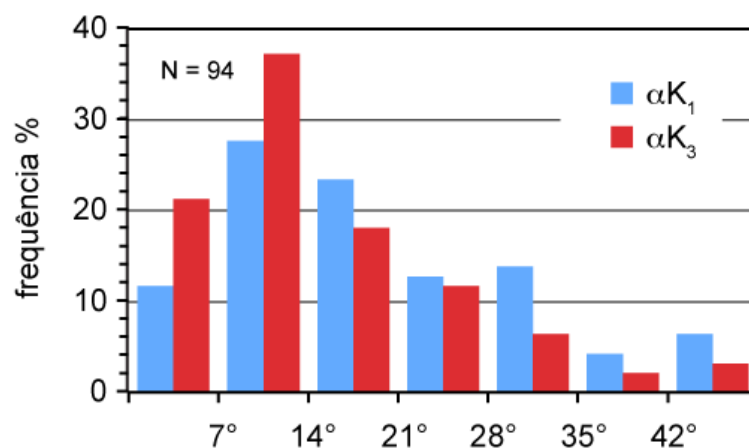




**Figura 45** - Frequência do grau de anisotropia magnética (P) e forma do elipsóide (T) do Domínio IV do granito Ribeirão Branco

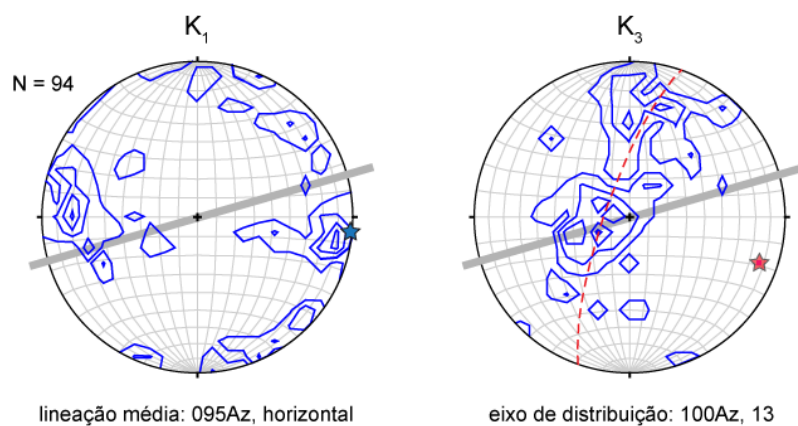
### 6.1.2 Parâmetros direcionais

A estimativa da “qualidade” direcional da trama magnética em cada afloramento é feita através do estudo da variação angular da elipse de dispersão, em torno das direções principais médias, que correspondem à lineação ( $k_1$ ) e à foliação (plano normal a  $k_3$ ) magnética. A trama do local é definida, se o semi-ângulo do eixo maior da elipse ( $\alpha k_{1,3}$ ) for  $\leq 28^\circ$ , moderadamente definida, se  $28^\circ < \alpha k_{1,3} \leq 42^\circ$  e pobremente definida ou dispersa, se  $\alpha k_{1,3} > 42^\circ$  (Borradaile 2001). No granito porfirítico Ribeirão Branco, 76% das lineações e 88% das foliações magnéticas estão adequadamente definidas, e apenas 6% e 3%, respectivamente, estão dispersas (figura 46). A maior proporção de tramas planares bem definidas ( $\alpha k_3 < 28^\circ$ ), se comparado às lineares, reflete a maior frequência de elipsóides oblatos no granito.



**Figura 46** - Variação da dispersão angular ( $\alpha k_{1,3}$ ) das direções principais de ASM de cada sítio em relação à direção média ( $k_{1,3}$ ) do sítio. A trama é considerada definida se  $\alpha k_{1,3} < 28^\circ$ , e indeterminada ou dispersa se  $\alpha k_{1,3} > 42^\circ$  (Borradaile 2001)

A trama magnética mostra um arranjo espacial bem definido, com uma lineação ( $k_1$ ) predominantemente sub-horizontal, de direção E-W, e uma foliação que tende a se distribuir em torno de um eixo de 100Az (figura 47). Tanto a lineação como o eixo de distribuição da foliação são oblíquos em relação à direção do alongamento do granito em mapa (linha cheia de direção ENE na figura 47). O exame mais detalhado da foliação, por sua vez, mostra que ela é formada por um grupo de planos que mergulham fortemente para SSW e um segundo grupo com mergulho suave para E e ENE. Estes dois conjuntos de planos refletem a variabilidade direcional das estruturas magnéticas encontradas nos diferentes domínios do maciço.

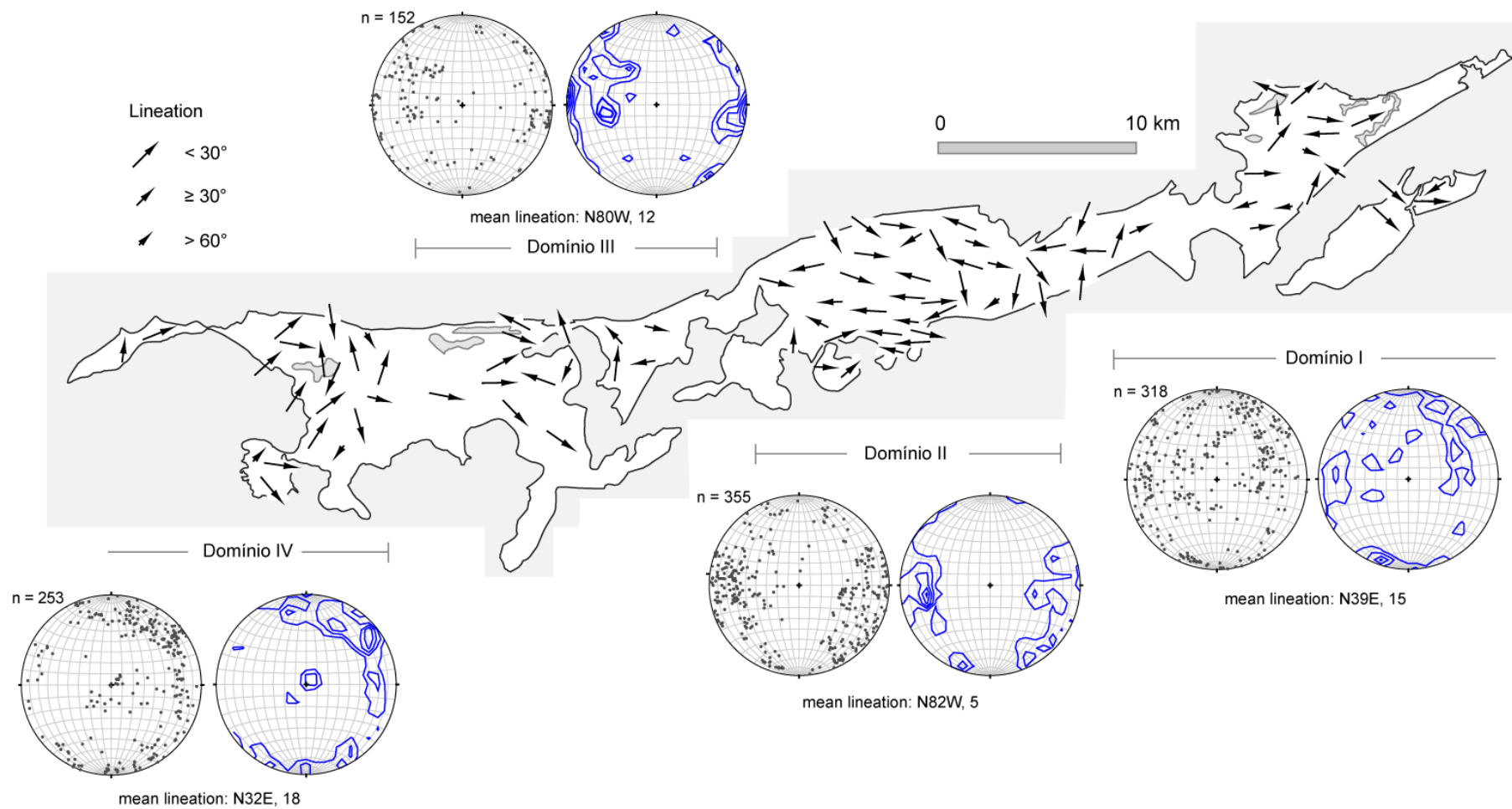


**Figura 47** - Orientação da lineação ( $k_1$ ) e polos de foliação ( $k_3$ ) magnética no granito porfirítico Ribeirão Branco. O traço do alongamento principal do maciço está representado por uma linha cheia de direção NE. Diagrama de *Schmidt*, hemisfério inferior; contornos de 1,5% e 1%. N, número de estações

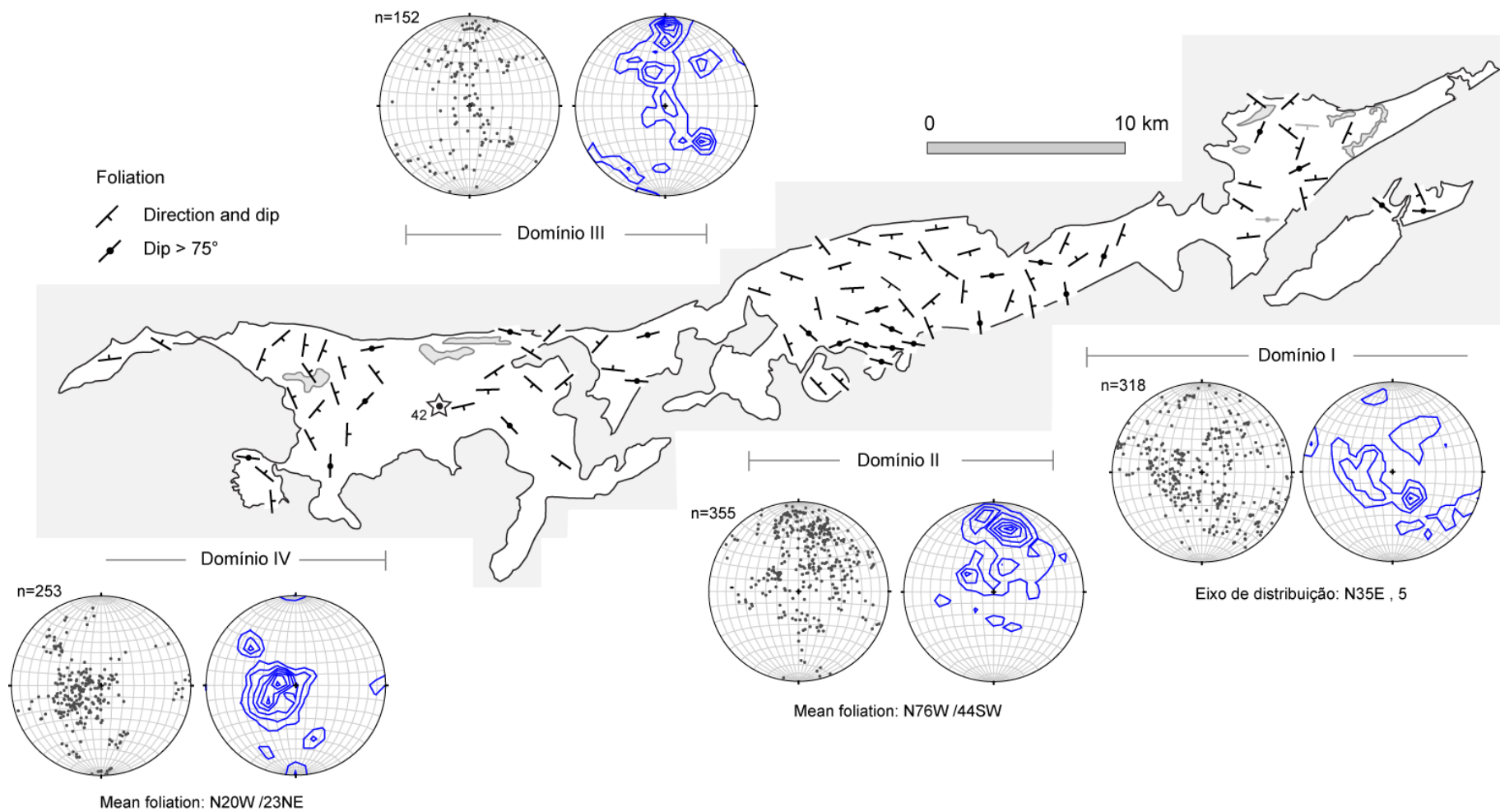
A trama magnética no setor oriental do granito (domínio I) se caracteriza por lineações sub-horizontais que se agrupam nas direções NE-SW e E-W (figura 48), enquanto a foliação tende a se distribuir em torno de um eixo sub-horizontal de direção NE (figura 48). Os polos de foliação do setor ocidental (domínio IV) agrupam-se para definir um plano médio de baixo mergulho, subperpendicular ao alongamento do plúton. As lineações tendem a se dispersar na periferia do estereograma (figura 48, domínio IV), em coerência com a presença dominante de elipsóides oblatos nesse setor da intrusão (cf. figura 41). A trama consiste de uma foliação que mergulha principalmente para leste, associada a uma lineação que exibe um caimento dominante para nordeste.

A orientação das tramas dos setores centro-oriental (domínio II) e centro-ocidental (domínio III) contrastam fortemente com a do domínio IV. As lineações sub-horizontais alinham-se para W-NW (figura 48) enquanto as foliações mergulham preferencialmente para SSW (figura 49). No domínio III, contudo, os polos de foliação tendem a se distribuir em torno de um eixo sub-horizontal de direção E-W. Esses resultados mostram que a combinação

da lineação dos domínios II e III é responsável pela orientação dominante E-W de  $k_1$  do conjunto de afloramentos (figura 48). Por sua vez, a distribuição da foliação em torno de um eixo de direção 100Az (figura 48) resulta basicamente da combinação dos polos dos domínios II, III e IV, este último contribuindo com um peso importante nos contornos de densidade próximos ao centro do estereograma.



**Figura 48** – Mapa de lineação magnética (k1) e sua distribuição em domínios. Estereograma de *Schmith*. Hemisfério inferior; contornos de 1,5% e 1%. N: número de espécimes



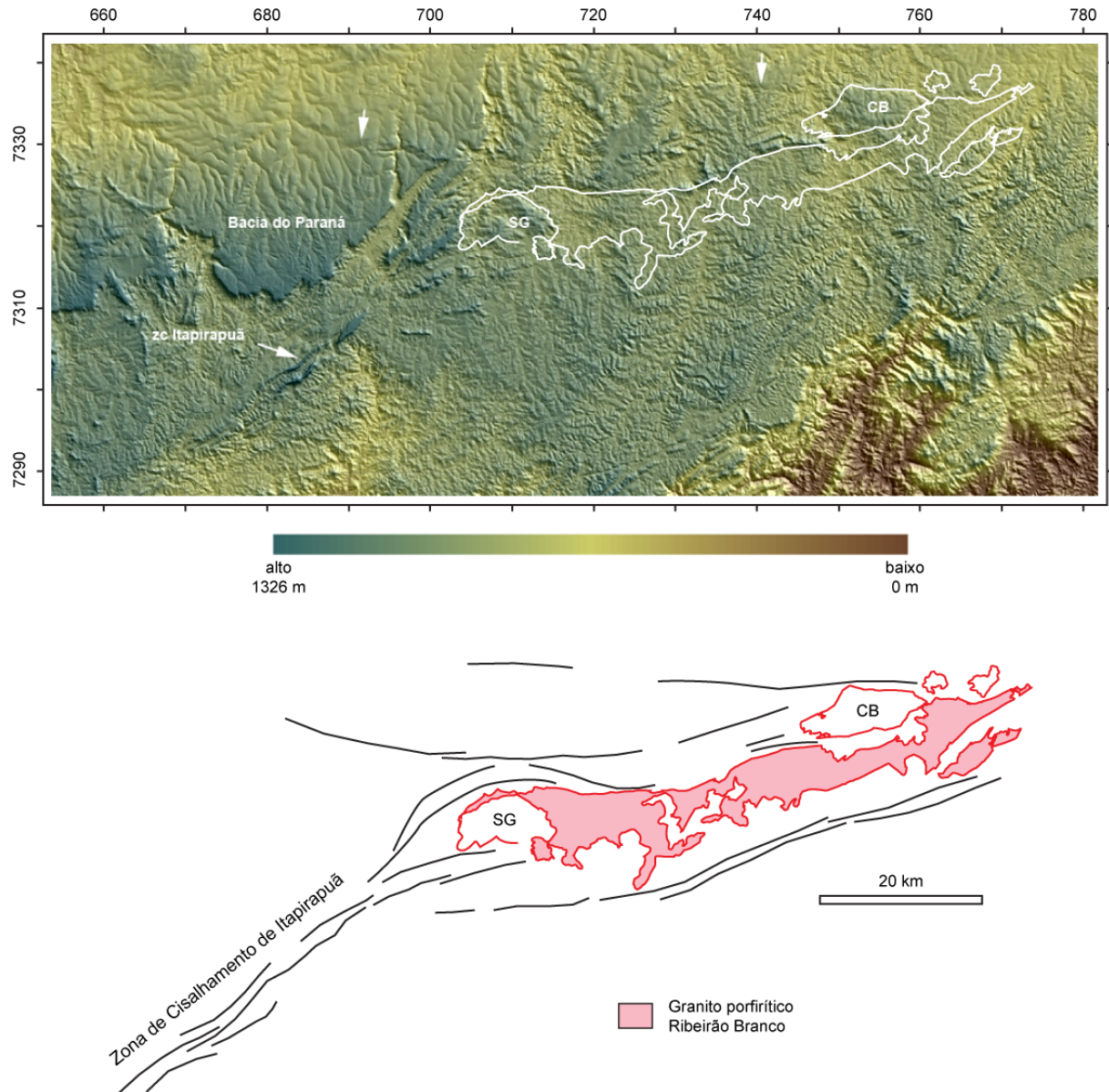
**Figura 49** - Mapa de foliação magnética (k3) e sua distribuição em domínios. Estereograma de *Schmith*. Hemisfério inferior; polos de foliação e contornos de 1,5% e 1%. n: número de espécimes.

### 6.1.3 Discussão: significado geológico

O granito porfirítico Ribeirão Branco consiste de um corpo alongado na direção N75E, com razão comprimento/largura da ordem de 10:1. Ele está encaixado a norte e a sul, entre metasedimentos pelíticos e carbonáticos de baixo a muito baixo grau metamórfico. Essas características sugerem que o alojamento da intrusão foi controlado por estruturas regionais que facilitaram a colocação do magma na direção ENE, e que a cristalização do granito ocorreu em nível crustal relativamente raso.

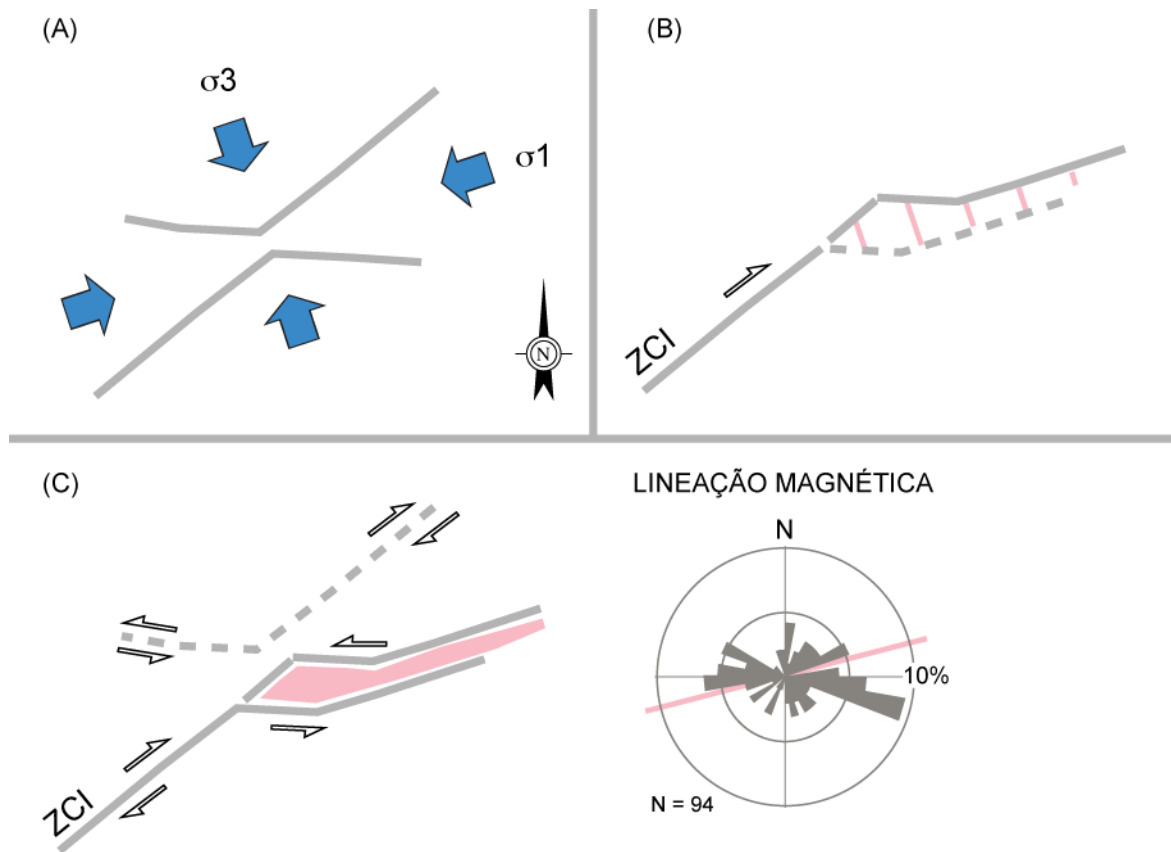
As estruturas, em torno do maciço, se destacam razoavelmente bem no mapa de relevo regional (figura 50). Além da borda da Bacia do Paraná, muito bem marcada a oeste, destacam-se no relevo a zona de cisalhamento de Itapirapuã e um sistema de lineamentos paralelos à borda sul do maciço. Alinhamentos no relevo, de direção E-W, ocorrem no setor norte da intrusão (setas na imagem da figura 50), mesmo estando essas estruturas, em grande parte, recobertas por sedimentos da Bacia do Paraná. O plúton Ribeirão Branco está situado na junção entre os lineamentos de direção NE, relacionados com a zona de cisalhamento de Itapirapuã (ZCI), e as estruturas de direção ENE e E-W.

Os mapas geológicos regionais em escala 1: 50.000 e 1: 100.000 da CPRM já haviam identificado os lineamentos de direção NE, notadamente a ZCI, bem como as estruturas de direção E-W a norte dos granitos Sguário e Capão Bonito. A cinemática associada aos lineamentos, contudo, é indeterminada. Isso ocorre pela escassez de afloramentos na região que, quando expostos, estão fortemente alterados, dificultando a identificação dos elementos estruturais. Os dados geofísicos, por sua vez, mostraram que a ZCI é a principal estrutura tectônica da região. A gravimetria indica que a ZCI é uma falha profunda que coloca lado a lado domínios crustais com densidades diferentes, enquanto a magnetometria mostra que a falha separa um domínio NW com baixa magnetização correspondente aos metasedimentos do Grupo Itaiacoca, de um domínio SE com moderada a elevada magnetização, que seria o batólito Três Córregos (Rosales 2004). Anomalias gravimétricas sugerem ainda que o plúton Barra do Chapéu, que junto com o Ribeirão Branco constituem a porção nordeste do batólito Três Córregos, possui uma profundidade de aproximadamente 35 km (Rosales 2004).



**Figura 50** - Mapa de relevo (topo e principais lineamentos em torno do plúton Ribeirão Branco. As setas indicam alinhamento do relevo na direção E-W. SG, Sguário, CB, Capão Bonito

Um modelo estrutural para o alojamento do granito porfirítico e o desenvolvimento de sua trama magnética é mostrado na figura 51. O modelo é baseado em falhas conjugadas que se formaram sob um campo de tensão onde o esforço máximo principal horizontal ( $\sigma_1$ ) é aproximadamente paralelo ao atual alongamento do plúton (figura 51A). A ZCI corresponderia a um dos ramos do sistema de direção NE que, sob ação do campo de tensão, desenvolveria uma cinemática dextral (figura 51B). A colocação do plúton na terminação da ZCI seria facilitada pelo efeito combinado (i) da cinemática dextral, que promoveria extensão no ramo E-W do sistema de falha, e (ii) da orientação de  $\sigma_1$  que favoreceria a existência de uma deformação por tração na direção NW-SE.



**Figura 51** - Modelo tectônico para o alojamento do granito Ribeirão Branco. Rosa de direções de  $k_1$ , com o alongamento do plúton representado pelo traço de direção N75E. ZCI, zona de cisalhamento de Itapirapuã, N, número de estações de ASM.

Nos estágios finais da cristalização, o plúton teria sido submetido à ação de um cisalhamento sinistral que afetou o ramo E-W do sistema de falhas conjugado (figura 52C). A cinemática sinistral seria responsável pela orientação da trama magnética nos domínios I, II e III da intrusão. Nestes domínios a lineação é nitidamente oblíqua em relação ao alongamento do granito (figura 52C), enquanto a foliação distribui-se em torno de um eixo subparalelo ao alinhamento médio da lineação (cf. figura 52). Esse arranjo da trama magnética é, usualmente associado aos plútons sintectônicos (Archanjo *et al.* 2002; Bouchez 2000). No domínio IV, contudo, a orientação da trama contrasta com a dos domínios I, II e III. Ela se caracteriza por elipsóides neutros a oblatos com mergulho para NE e uma lineação que tende a se dispersar no quadrante NE. O domínio IV está situado no setor ocidental da intrusão, próximo à junção da ZCI com estruturas de direção ENE e E. No setor do conjugado de falhas, que corresponde ao domínio IV, é previsto o amortecimento da componente de cisalhamento, com o conseqüente aumento da componente compressiva. A trama magnética do domínio IV pode assim ter se formado em conseqüência da compressão dominante associada a  $\sigma_1$ .

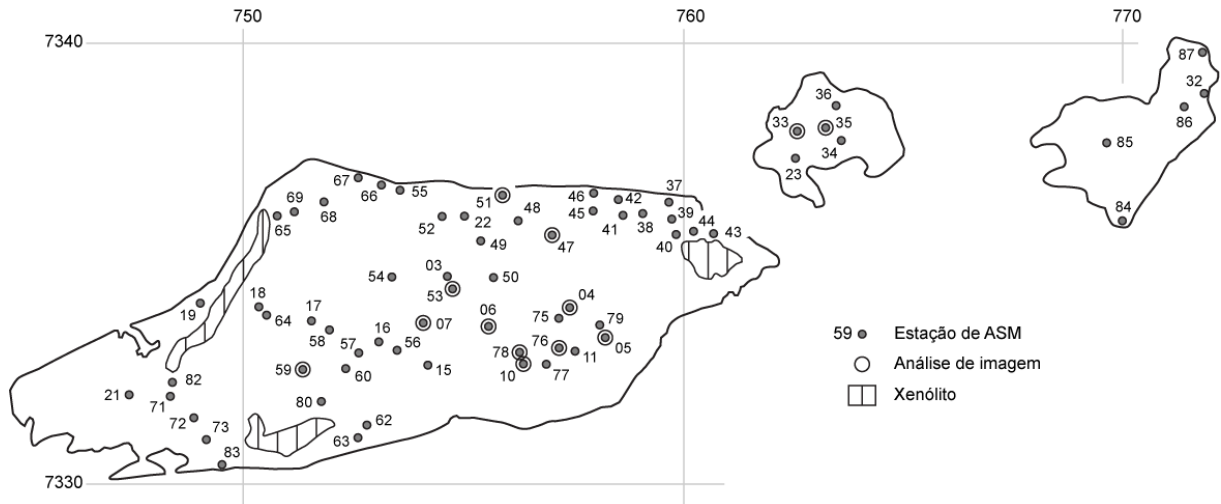


Outra possibilidade é relacionar a trama do domônio IV à influencia ou efeito de borda induzida pela colocação do granito Sguário. Neste modelo, a foliação magnética do domínio IV do granito Ribeirão Branco acompanharia o contorno da borda do Sguário, sugerindo um efeito de “baloneamento” deste último, que afetaria a borda ocidental do plúton Ribeirão Branco. Nesse caso, a trama magnética registrada no domínio IV do granito Ribeirão Branco não seria primária, mas sim formada durante a intrusão do granito Sguário, ou seja, provavelmente bem depois da cristalização e resfriamento do granito porfirítico.

Estudos estruturais nos batólitos tabulares alongados paralelamente à Faixa Ribeira, no Estado de São Paulo são esparsos e localizados. A natureza sin-orogênica destes batólitos é assumida combinando-se informações geoquímicas, isto é, natureza cálcio-alcalina potássica de granitóides metaluminosos e a sua estreita associação com a deformação transcorrente (Hackspacher *et al.* 2000). Spanner & Kruhl (2002) estudaram o mecanismo de colocação de uma intrusão tabular, situada a leste de Ibiúna (SP), que faz parte dos granitóides porfiríticos do Complexo Itapevi (Janasi *et al.* 1990). Os autores utilizaram o alinhamento de megacristais de feldspato e o “entelhamento” de fenocristais para mostrar que o alojamento do corpo principal (plúton Cindacta) esteve associado a uma cinemática transcorrente sinistral, a qual se superpõe a uma tectônica de empurrões para WSW. Os dados no plúton Ribeirão Branco são consistentes com um evento transcorrente sinistral que favoreceu a intrusão do magma granítico, conforme propõem Spanner & Kruhl (2002) para a plúton Cindacta. A trama magnética, contudo, não mostrou evidências conclusivas para a presença de um evento compressivo inicial, que cavalga as unidades para NW e que antecederia à transcorrência sinistral.

## 6.2 GRANITO VERMELHO CAPÃO BONITO

Foram coletadas amostras em 67 estações no granito Capão Bonito (figura 52). Estas amostras produziram um total de 899 espécimes (média de 13 espécimes por estação). Os parâmetros escalares (susceptibilidade, grau de anisotropia, forma) e direcionais (orientações de  $k_1$ ,  $k_2$  e  $k_3$ ) médios de cada estação estão listados na Tabela 3 (seção 5.2). A susceptibilidade, anisotropia e a mineralogia magnética deste granito foram detalhadas no Capítulo Mineralogia Magnética (seção 5.2)

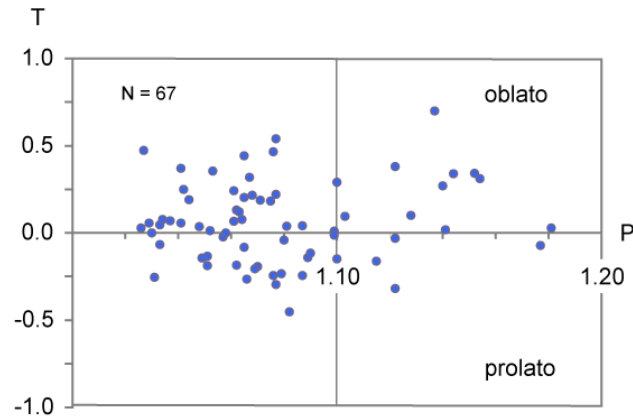


**Figura 52** - Distribuição de estações de medidas de ASM no plúton Capão Bonito

### 6.2.1 Parâmetros escalares (anisotropia e forma do elipsóide)

A Susceptibilidade magnética do granito Capão Bonito é moderada a baixa. Nele 43% dos espécimes apresentam  $k < 1$  mSI e apenas 4%  $t >$  em  $k > 10$  mSI (no Ribeirão Branco, 85%, têm  $k > 10$  mSI). A susceptibilidade está associada com a ocorrência de magnetita, maghemita e Ti-hematita. O grau de anisotropia é moderado, já que 63% dos espécimes possuem valores de anisotropia no intervalo  $1,04 < P < 1,10$  (média de 1,07). A distribuição da anisotropia magnética é mostrada na figura 23 (Capítulo 4.1.1 da OPF). A anisotropia é maior na borda ocidental do maciço ( $P > 1,09$ ) e menor no centro e em sua borda oriental ( $P < 1,06$ ).

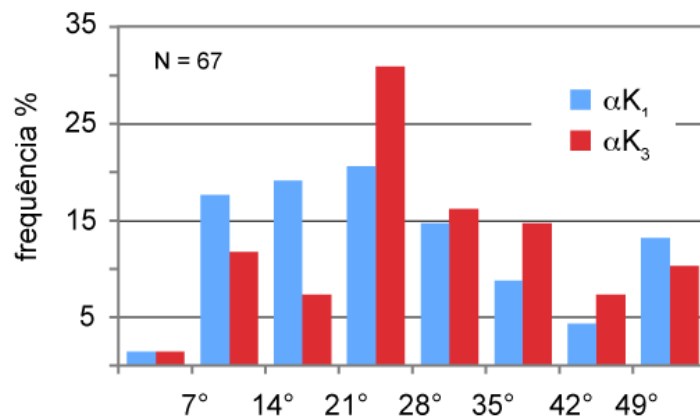
O elipsóide de susceptibilidade varia de oblato ( $T < 0,5$ ) a prolato ( $T > -0,5$ ) com predomínio de elipsóides neutros ( $-0,15 < T < 0,15$  em 50% dos espécimes) (figura 53). Há uma maior frequência de elipsóides neutros a oblatos quando  $P > 1,09$  em direção à borda ocidental da intrusão. Com a diminuição da anisotropia, os elipsóides variam indistintamente de oblatos a prolatos, sem a ocorrência marcante de uma forma ou outra, nos diferentes setores do plúton.



**Figura 53** - Relação entre a forma do elipsóide (T) e o grau de anisotropia (P)

### 6.2.2 Parâmetros direcionais

A dispersão angular de  $k_1$  e  $k_3$  em torno das direções médias principais ( $\alpha k_1$  e  $\alpha k_3$ ) do granito Capão Bonito (figura 54) é maior que nos granitos Ribeirão Branco e Sguário (cf. seção 6.1.2). No Capão Bonito apenas 59% das lineações e 52% das foliações possuem  $\sigma k_{1,3} \leq 28^\circ$ . Estações cujas  $\alpha k_{1,3} > 42^\circ$  indicando que a trama é mal definida ou dispersa, somam 18% (12 afloramentos), contra 6% de  $\alpha k_1$  e 3% de  $\alpha k_3$  no granito Ribeirão Branco, assim como 4% e 6%, respectivamente, no Sguário.



**Figura 54** - Variação da dispersão angular ( $\alpha k_{1,3}$ ) das direções principais de ASM do granito Capão Bonito. A trama é considerada definida se  $\alpha k_{1,3} < 28^\circ$ , e indeterminada ou dispersa se  $\alpha k_{1,3} > 42^\circ$  (Borradaile 2001)

Em que pese à maior dispersão angular de  $k_1$  e  $k_3$ , a trama magnética no maciço Capão Bonito é bem organizada. A foliação magnética mergulha forte para NW ou SE, enquanto a lineação tende a se distribuir no plano da foliação, com máxima densidade no quadrante NE do estereograma (lineação média N45E,  $12^\circ$ ; figura 55). O mergulho da foliação torna-se mais suave principalmente na parte central da intrusão, enquanto as lineações magnéticas

apresentam caimento moderado a forte, notadamente junto aos xenólitos ou ainda, junto aos contatos do granito com a encaixante.

A foliação magnética descreve uma trajetória sinuosa de direção E-W no centro e NE-SW na borda norte e no sudoeste do plúton. A trama magnética nos dois corpos menores tende a se orientar na direção NE-SW. A orientação da foliação e da lineação no granito Capão Bonito é coerente com uma deformação por cisalhamento simples dextral, com o plano de cisalhamento situado aproximadamente na direção E-W.

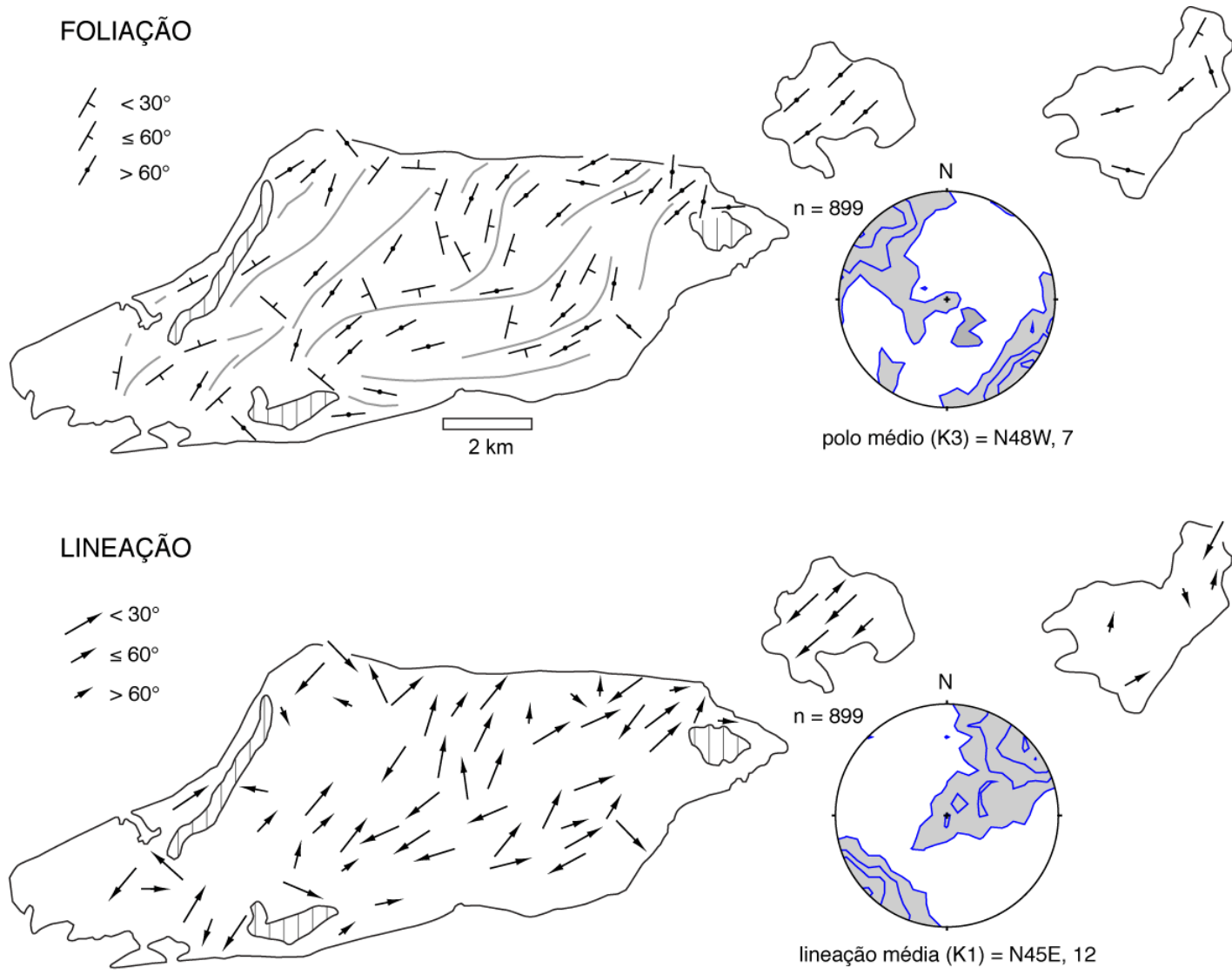
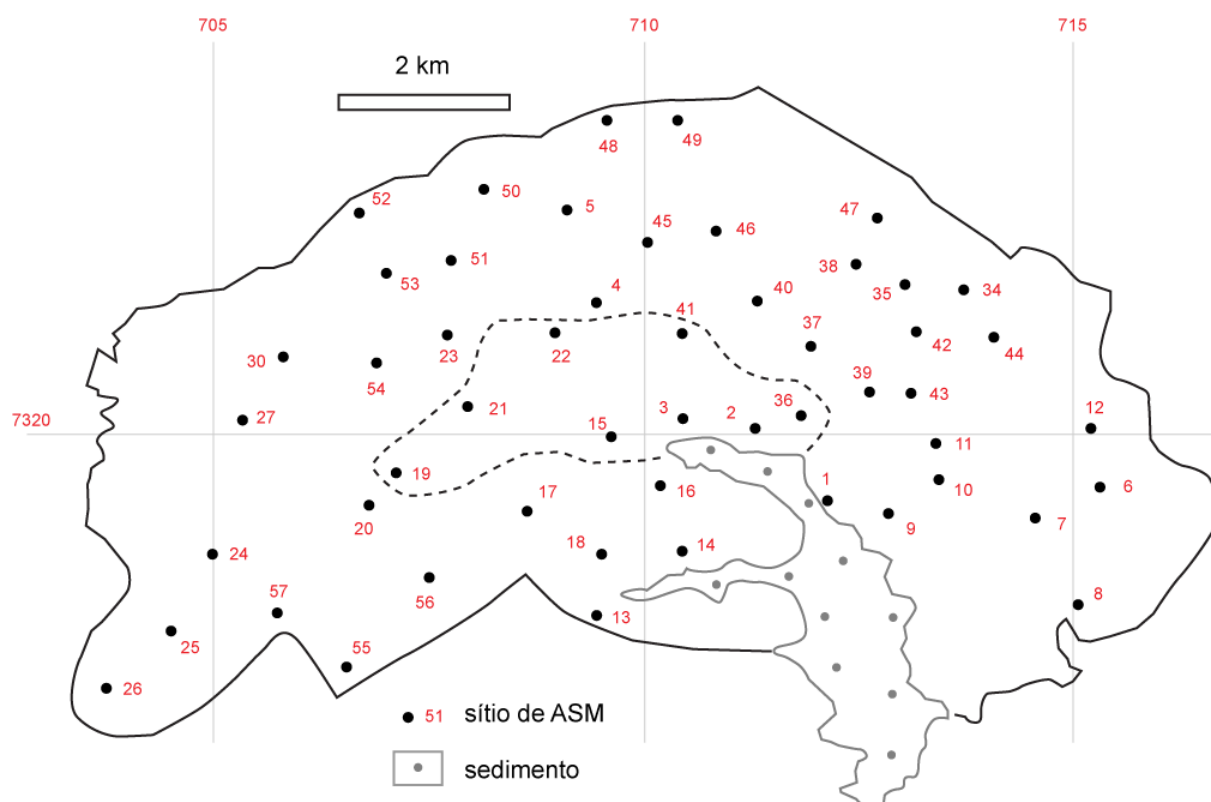


Figura 55 – Trama magnética do granito Capão Bonito. Estereograma de Schmidt, hemisfério inferior. Contorno de 2% e 1%

### 6.3 GRANITO VERMELHO SGUÁRIO

Foram analisados 52 afloramentos neste plúton cuja distribuição é mostrada na figura 56. Do total amostrado, 44 locais situam-se em um granito avermelhado grosso, localmente porfírico, enquanto 8 estão em uma fácies equigranular, leucocrática, média a fina (linha tracejada na figura 56). Em cada local coletaram-se entre 8 e 24 espécimes, o que forneceu um total de 579 espécimes orientados destinados à caracterização da trama magnética. Os parâmetros escalares e direcionais dos sítios estão listados na Tabela 4 (página 57). Os resultados de susceptibilidade magnética, anisotropia e a mineralogia magnética são discutidos no Capítulo Mineralogia Magnética (seção 5.2).

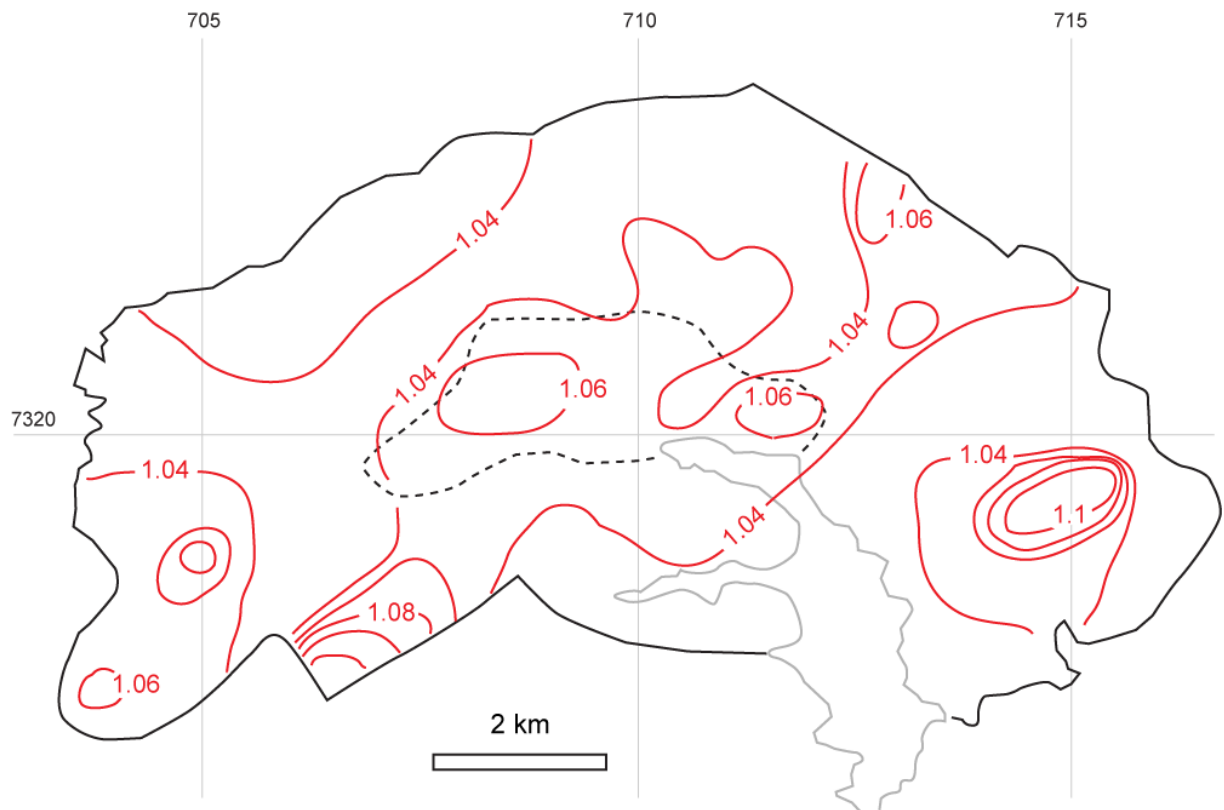


**Figura 56** - Sítios de amostragem do granito Sguário. A linha tracejada no interior do maciço corresponde à fácies de leucogranito equigranular

#### 6.3.1 Parâmetros escalares (anisotropia e forma do elipsóide)

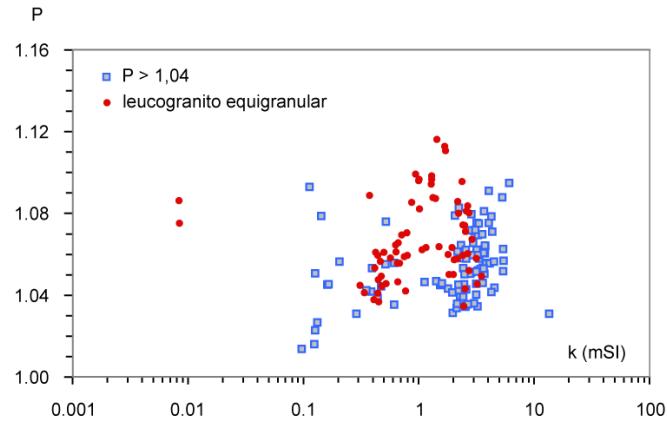
O grau de anisotropia ( $P$ ), neste granito, situa-se entre 1,02 e 1,08 (81% dos espécimes), com média de 1,05 (dp. 0,03). A distribuição da anisotropia no maciço é mostrada na figura 57. Os dados definem uma faixa central com valores no intervalo  $1,04 < P < 1,08$ . Os setores onde  $P > 1,08$  são encontrados em sítios isolados, geralmente próximo à periferia do

maciço. Essas regiões de elevada anisotropia são consideradas anômalas e com significado local. Atribuí-se um significado regional a variação de P na faixa central e a oeste do granito.



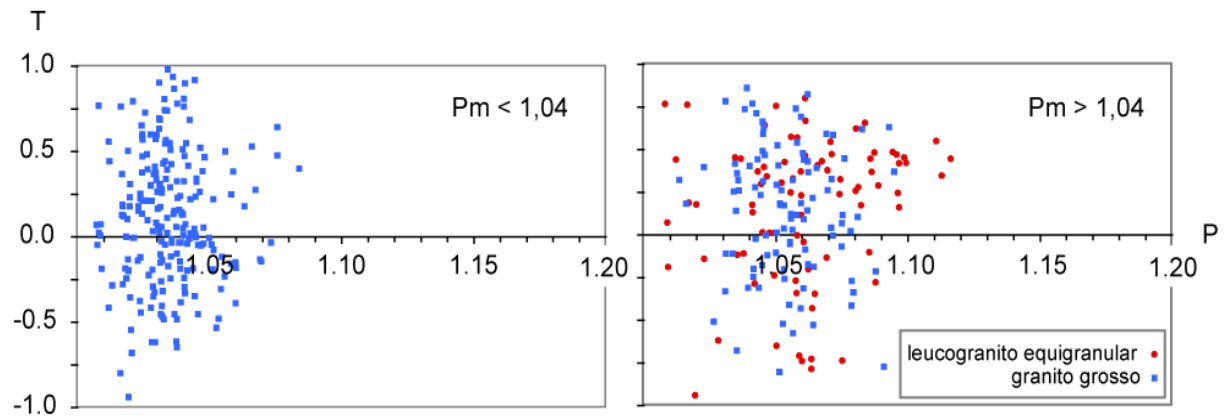
**Figura 57** - Distribuição da da anisotropia de susceptibilidade no granito Sguário. A linha tracejada no interior do maciço corresponde à fácies de leucogranito equigranular

O grau de anisotropia na faixa central do maciço cresce acima de 1,04 formando uma faixa alongada de direção NE-SW. A anisotropia também cresce na borda oriental, resultando em dois domínios descontínuos com  $P > 1,04$ . Entre as faixas central e oriental, o grau de anisotropia diminuiu para valores abaixo de 1,04. Considerando apenas os domínios  $1,04 < P < 1,08$ , notamos que a anisotropia média da fácies leucogranítica equigranular é um pouco maior ( $P = 1,07$ ) que no granito de granulação grossa ( $P = 1,05$ ), embora com susceptibilidade média menor (1,15 mSI e 2,58 mSI, respectivamente; figura 58). Esses resultados mostram que a maior anisotropia na porção central independe da composição do plúton.



**Figura 58** - Variação da anisotropia ( $1,04 < P < 1,08$ ) com a susceptibilidade ( $k$ ) dos espécimes da faixa central do granito Sguário.

Outro parâmetro bastante utilizado no estudo da trama magnética é a forma do elipsóide. Embora predominem elipsóides oblatos ( $T > 0,25$  em 48,3% dos espécimes), não há relação entre a forma do elipsóide e a anisotropia, a susceptibilidade magnética ou a composição (figura 59), nem com a distribuição geográfica dos locais de amostragem no granito.

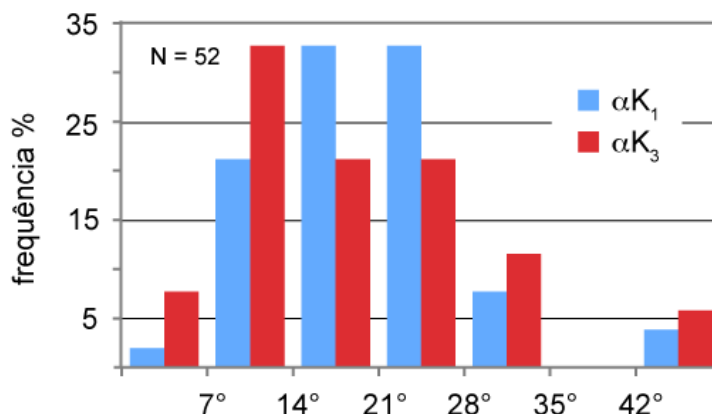


**Figura 59** - Parâmetro de forma ( $T$ ) dos sítios onde a anisotropia média ( $P$ ) é menor que 1,04 (esquerda), ou entre  $1,04 < P < 1,08$ . Os elipsóides variam indistintamente de oblatos ( $T > 0$ ) a prolatos ( $T < 0$ )

### 6.3.2 Parâmetros direcionais

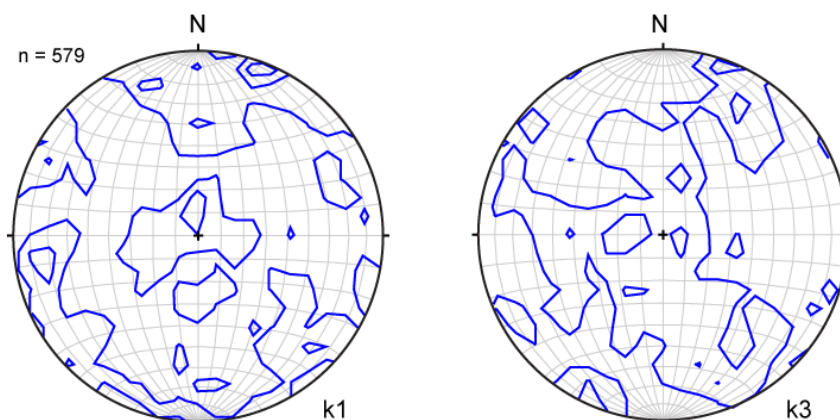
O granito Sguário apresenta um excelente agrupamento de  $k_1$  e  $k_3$  em torno das direções médias de cada local amostrado. A lineação e foliação magnética estão bem definidas respectivamente, em 89% e 83% dos locais ( $\alpha k_1$  e  $\alpha k_3 < 28^\circ$ ), sendo que a lineação foi considerada dispersa em apenas 2, enquanto a foliação em outros 3 (figura 60). Esses resultados mostram que a trama magnética do granito Sguário é bem melhor definida que a do Capão Bonito, embora os dois apresentem uma mineralogia magnética semelhante.





**Figura 60** - Dispersão angular das direções de ASM em torno das direções médias ( $\alpha K_1$ ,  $\alpha K_3$ ) de cada sítio (ver discussão no texto).

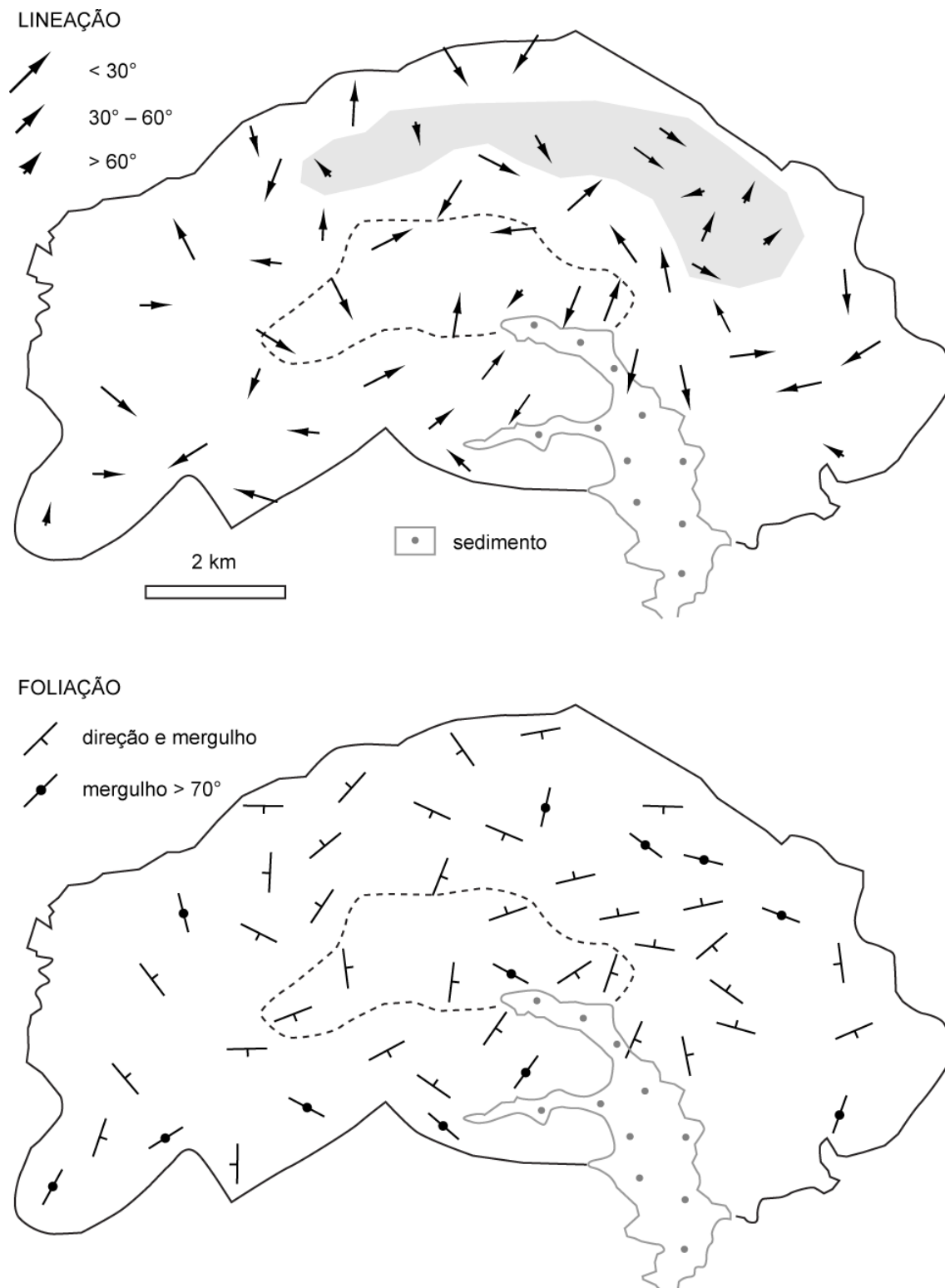
Neste granito, a lineação e a foliação magnética, quando lançadas, suas orientações em mapa apresentam uma distribuição aparentemente dispersa, o que se reflete nos contornos de densidade dos respectivos estereogramas, que não alcançam 4% dos dados (máximo de 3% para um grupo de lineações no quadrante NE, figura 61). Ainda assim é possível identificar no setor norte-nordeste da intrusão um conjunto de lineações com caimento moderado a forte (área sombreada na figura 62). Essas lineações de elevado caimento formam uma faixa de aproximadamente 6 km de comprimento alongada com o contato norte do maciço. Nos demais setores da intrusão, incluindo-se o leucogranito equigranular, a lineação cai moderada a suavemente, com pelo menos três direções preferenciais, para NNE, NW-SE e W.



**Figura 61** - Contornos de densidade (1% e 2%) da lineação ( $k_1$ ) e polo da foliação magnética ( $k_3$ ) do granito Sguário. Estereograma de Schmidt, hemisfério inferior. n, número de espécimes.

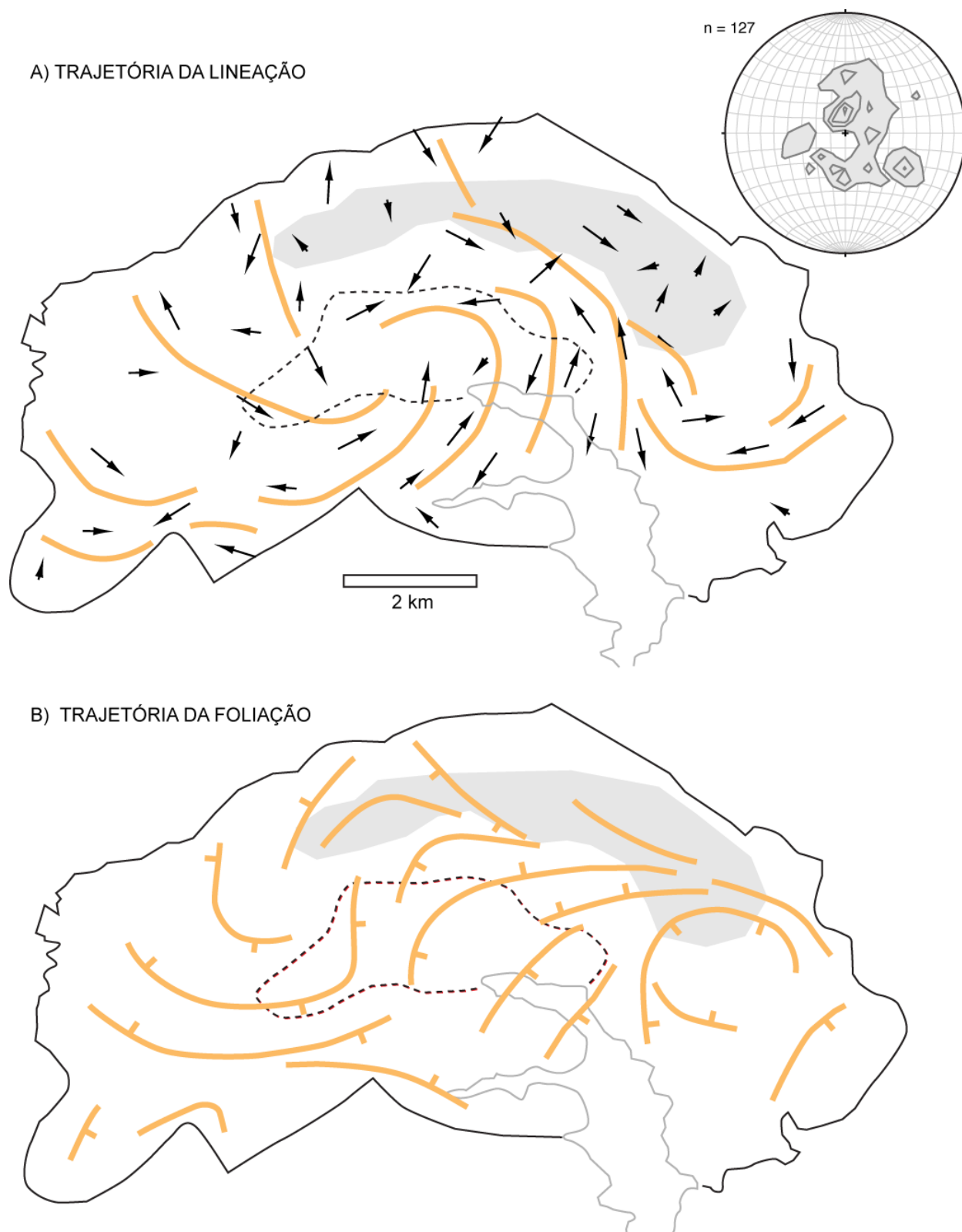
No granito Sguário, a foliação apresenta mergulhos variáveis, sem uma direção claramente definida (figura 62). Em alguns setores, como ao longo da borda norte, ela orienta-se na direção WNW-WSE enquanto no centro da intrusão predominam direções para norte e nordeste. Os polos de foliações dessas duas direções principais estão contidos nos

estereogramas por “faixas” que se cruzam no centro da rede. Nota-se ainda que as maiores concentrações de polos (contorno de 2%) se distribuem notadamente ao longo da faixa de direção NE-SW.



**Figura 62** - Trama magnética do granito Sguário. A área sombreada delimita o domínio com lineações de forte caimento. A linha tracejada no interior do maciço corresponde à área de exposição do leucogranito equigranular

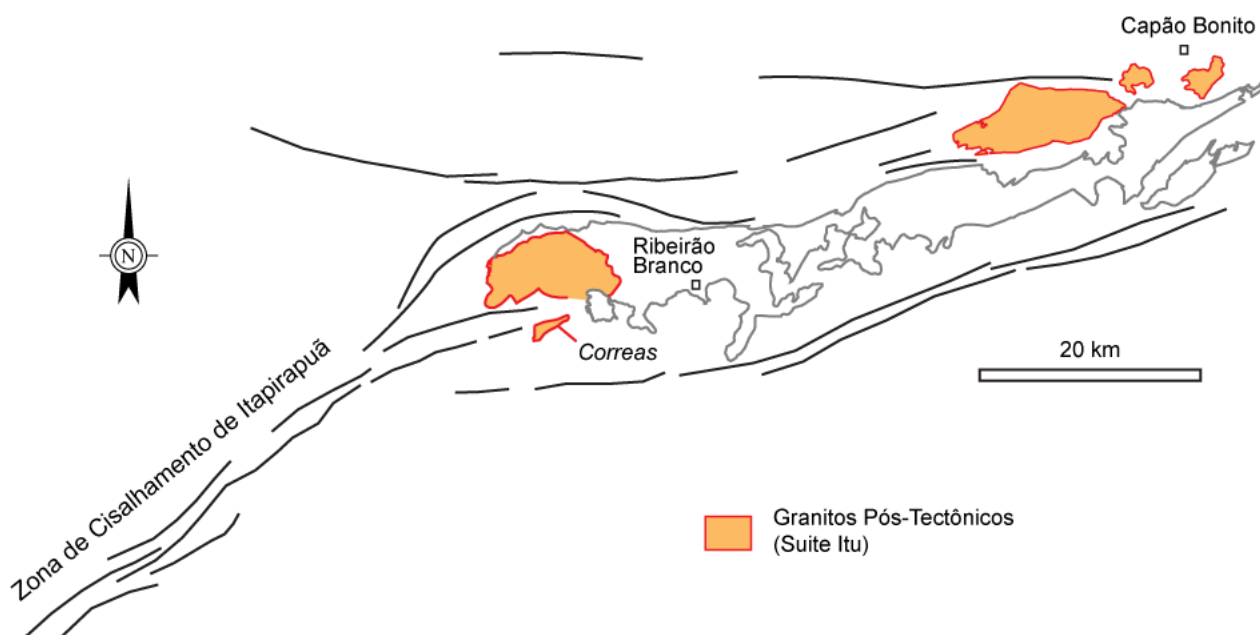
Um padrão geométrico de estruturas aparece no granito quando são traçadas trajetórias de lineação e foliação (figura 63). Essas trajetórias são construídas por linhas que unem duas ou mais estruturas com orientação semelhante. Em algumas situações, como no encontro de estruturas com orientações divergentes, é possível traçar diferentes trajetórias para um mesmo conjunto de dados. No entanto, em que pesem divergências locais, as trajetórias esboçadas na figura 63 parecem condizentes com a orientação da trama magnética. As lineações definem uma estrutura helicoidal com um eixo situado aproximadamente sobre o leucogranito equigranular (figura 63A). Essa estrutura contém lineações com caimento moderado a baixo, que contrasta com o setor a norte, que apresenta lineações com forte caimento. As trajetórias de foliação mostram uma curvatura em “S” no centro, ladeada por foliações subparalelas aos contatos do maciço (figura 63B). As foliações atravessam o contato do leucogranito equigranular, indicando que a trama magnética teria sido formada após o alojamento do leucogranito. Combinadas, estas trajetórias indicam uma rotação anti-horária do magma, com o eixo de rotação situado aproximadamente no centro do plúton. O setor com caimento acentuado das lineações pode corresponder a uma zona de raiz, por onde o magma teria ascendido.



**Figura 63** - Trajetórias de lineação (A) e foliação magnética (B). A área sombreada corresponde ao domínio de lineações com forte caimento e respectivo contorno de densidade (Estereograma de *Schmidt*, hemisfério inferior; contornos de 2% e 1%). n, número de espécimes

#### 6.4 DISCUSSÃO: SIGNIFICADO GEOLÓGICO

A situação geológica dos granitos Capão Bonito e Sguário no contexto dos lineamentos regionais é mostrada na figura 64. Capão Bonito está alojado na continuidade de estruturas de direção E-W, enquanto Sguário ocupa a borda ocidental do plúton Ribeirão Branco, na interseção de estruturas de direção NE-SW (zona de cisalhamento de Itapirapuã) e ENE. As estruturas E-W e NE-SW foram interpretadas como pertencentes a um sistema conjugado de falhas que favoreceu o alojamento do granito Ribeirão Branco (cf. seção 6.1.3). A colocação do plúton Ribeirão Branco e, portanto a ativação das grandes estruturas regionais, teria ocorrido entre 605 e 615 Ma, conforme idades obtidas em outros plútons do Batólito Três Córregos (granito Saival,  $605 \pm 2$  Ma, Gimenez Filho *et al.* 2000; plútons Conceição e Arrieiros-Cerro Azul, 610-615 Ma, Prazeres Filho 2005). A colocação dos granitos vermelhos é bem posterior a do Ribeirão Branco, como atestado por idade U-Pb em zircão, de  $586 \pm 3$  Ma, obtida no granito Capão Bonito (Leite *et al.* 2007). A idade de cristalização do Sguário não é conhecida. Por suas características petrográficas e estruturais, estima-se que o Sguário também deve ter se colocado ao mesmo tempo em que o Capão Bonito, ou mesmo um pouco depois. O granito Sguário está associado à suite rapakivítica Itú (Wernick, 2000; Bettencourt *et al.* 2005) cujo maciço tipo em Itú (ver localização na figura 1) forneceu uma idade U-Pb, em zircão, de  $582 \pm 6$  Ma (Topfner 1996).



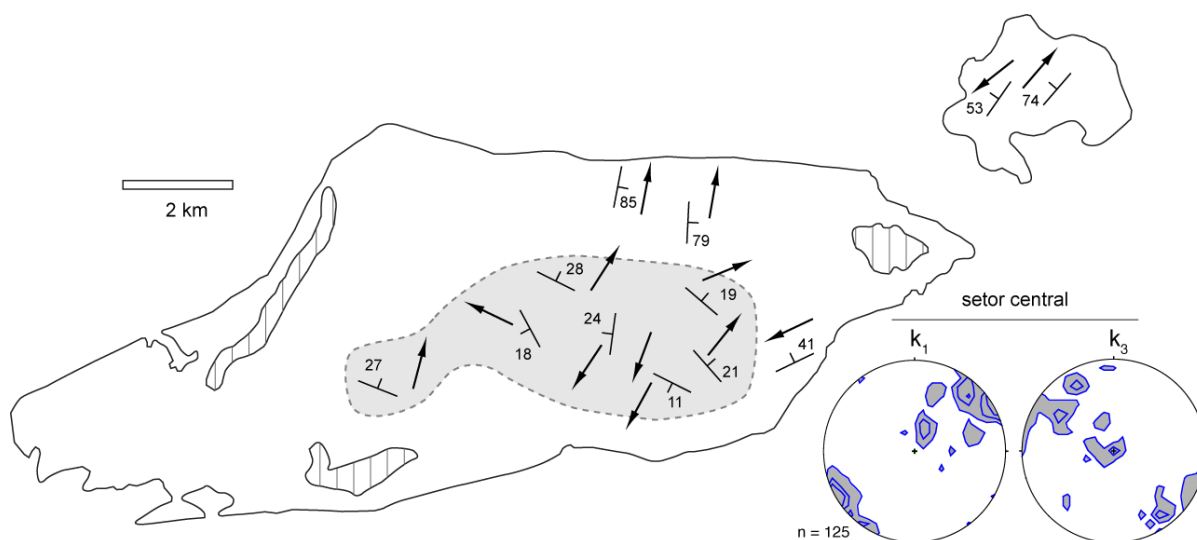
**Figura 64** - Lineamentos regionais identificados em mapas de relevo e aeromagnéticos em torno dos granitos "Pós-tectônicos" Sguário e Capão Bonito.

A cor avermelhada nos granitos Capão Bonito e Sguário é atribuída à presença de Ti-hematita. Em outros granitos vermelhos, descritos na literatura, também se associa a hematita como o mineral responsável pela marcante coloração dessas rochas (Putnis *et al.* 2007). A hematita pobre em Ti dos granitos Capão Bonito e Sguário foi detectada por sua elevada coercividade e pela supressão da susceptibilidade ferromagnética apenas em 670 °C. Hematita e maghemita seriam formados pela ação de fluidos hidrotermais em meio oxidante, provavelmente nos estágios finais da cristalização magmática. Tanto no Capão Bonito como no Sguário, a hematitização e a maghemitização estão acompanhadas pela cloritização da biotita. Apesar da alteração tardia dos minerais pela oxidação, o estudo da OPF no granito Capão Bonito mostrou que a ASM retrata adequadamente a trama magmática registrada na orientação preferencial de biotita e feldspato. Mas, a hematitização e a maghemitização no granito Capão Bonito devem ter sido responsáveis por uma maior dispersão de  $k_1$  e  $k_3$  e das inversões locais da trama magnética. Entretanto, a oxidação não foi suficientemente importante para desorganizar a trama magnética do Capão Bonito, como mostra a marcante orientação de estruturas na direção NE-SW (figura 55). No Sguário, a trama magnética, na sua totalidade, exibe um arranjo aparentemente disperso (figura 65), apesar do excelente agrupamento de  $k_1$  e  $k_3$  na grande maioria dos locais. Isso indica que os mecanismos de formação da trama nos granitos Capão Bonito e Sguário foram diferentes.

A ASM do granito Capão Bonito é coerente com a deformação do magma por cisalhamento simples dextral, com o plano de cisalhamento situado na direção E-W (figura 66A). Essa deformação seria responsável pela orientação da lineação na direção de maior estiramento do elipsóide de deformação finita ( $\lambda_1$ ), enquanto a foliação alinha-se com o plano de maior achatamento ( $\lambda_1\lambda_2$ ). A faixa com anisotropia mais alta na direção NE-SW, próximo à borda ocidental da intrusão (figura 25 seção 4.1.1.2 OPF), também deve refletir uma maior intensidade da OPF paralelamente ao plano  $\lambda_1\lambda_2$  do elipsóide de deformação. O granito Capão Bonito, portanto, seria tipicamente sin-tectônico. Sua trama magmática/magnética é inteiramente condicionada pelo plano principal de deformação ( $\lambda_1\lambda_2$ ), resultante da deformação transcorrente dextral.

A trama de minerais máficos, quando lançada em mapa (figura 65), define um setor central onde a foliação mergulha suavemente e que contrasta com os mergulhos bem mais acentuados na periferia do maciço principal e do corpo satélite adjacente. A lineação magmática, contudo, mantém sua orientação praticamente constante na direção NE-SW independentemente do mergulho da foliação. A combinação entre o hidrotermalismo, a modificação da mineralogia magnética e a deformação cisalhante regional afetaram

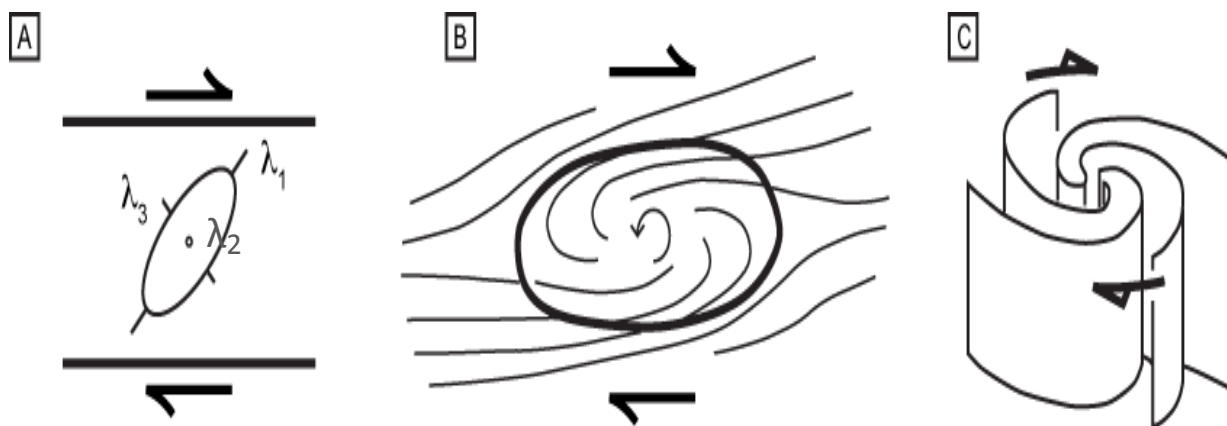
parcialmente a ASM do setor central, como verificado nos polos de foliação magnética ( $k_3$ ), que exibem máximos de pontos no centro e na periferia do estereograma (figura 65). Foliações magnéticas verticais em uma trama de silicatos subhorizontal foram descritas no local CB4, situado no setor central da intrusão (cf. figura 52; seção 4.1.1). Esse local contém sub-tramas de biotita com a ASM coaxial à trama de micas mais finas, que definem uma foliação subvertical. Nesse mesmo afloramento, a foliação definida pelo feldspato e pelos grãos mais grossos de biotita mergulham suavemente para nordeste. Estes dados sugerem que foliações magnéticas subverticais no setor central da intrusão devem ser atribuídas à recristalização tardia de magnetita e Ti-hematita no plano de achatamento do elipsóide de deformação regional, possivelmente associado a *kinking* e cloritização da biotita.



**Figura 65** - Orientação da trama de silicatos (foliação, lineação) do granito de Capão Bonito. A trama é subhorizontal no setor central do maciço principal (área sombreada). A lineação ( $k_1$ ) e polos de foliação magnética ( $k_3$ ) do setor central estão plotados em diagrama de Schmidt, hemisfério inferior (contorno de 2% e 1%). n, número de espécimes

A trama magnética do granito Sguário difere substancialmente da trama do Capão Bonito. As trajetórias de lineação e foliação magnéticas sugerem um arranjo helicoidal, com o eixo de rotação anti-horário situado no centro do maciço. Tramas helicoidais têm sido descritas em domos migmatíticos (Hippert 1994) e mais recentemente em intrusões máficas e félsicas (Nagaraju *et al.* 2008; Trubac *et al.* 2009). Elas podem se formar por fluxo rotacional em torno de  $\lambda_2$ , durante o cisalhamento simples transcorrente. Se a cinemática do cisalhamento for dextral, a rotação do fluxo será anti-horária (Brun & Pons 1981; figura 66B). A trama magnética pode ser descrita como superfícies aproximadamente planas, que se “enrolam” em torno de um eixo vertical de rotação (figura 66C). Hippert (1994) sugere que a trama helicoidal poderia ser formada com o magma rotacionando enquanto ascende, sem que

necessariamente essa propagação para o interior do domo esteja influenciada pelas tensões cisalhantes provenientes da rocha encaixante. Uma discussão detalhada para a formação de estruturas helicoidais em rochas ígneas e metamórficas pode ser encontrado em Fowler (1996).



**Figura 66** - (A) Elipse de deformação resultante de cisalhamento simples destal;  $\lambda_1$  e  $\lambda_3$  são, respectivamente, as direções principais de estiramento e encurtamento da elipse;  $\lambda_2$  é perpendicular ao plano  $\lambda_1\lambda_3$  e  $\lambda_2$  esquematicamente situada no centro da elipse. (B) Rotação anti-horária da foliação na parte interna de um plúton submetido a cisalhamento simples destal (in Brun & Pons 1981). (C) Rotação anti-horária de planos em torno de um eixo vertical; note que o cisalhamento externo à estrutura é destal (in Fowler 1996)

As tramas magnéticas do granito Sguário são comparáveis às estruturas de fluxo magmático que rotacionam enquanto o magma cristaliza. Além disso, as tramas definem uma faixa com forte caimento da lineação, que pode indicar uma zona enraizada, provavelmente relacionada ao movimento ascendente do magma. O plúton Sguário exibe ainda uma faixa central de direção NE-SW, com anisotropias mais elevadas, similar à encontrada no Capão Bonito, além de foliações encurvadas na margem norte, que são condizentes com cisalhamentos sin-magmáticos destrais (figura 66B). A colocação do granito Sguário, portanto, incorporou uma componente de deformação cisalhante transcorrente destal, provavelmente de intensidade menor que no Capão Bonito. Isso implicaria que, apesar de possuir uma trama geometricamente distinta, a ASM do Sguário registra o mesmo regime de deformação que afetou o Capão Bonito. Os granitos vermelhos deste setor do Domínio Apiaí, portanto, marcam um expressivo evento tectono-magmático regional. Este evento é posterior à colocação dos grandes batólitos, tais como o Itaóca e o Ribeirão Branco, e incluiria uma mudança importante na direção de máxima compressão regional, de NE-SW durante o alojamento do plúton Ribeirão Branco, para NW-SE durante a colocação dos granitos vermelhos. Essa deformação regional tardia envolveu cisalhamentos transcorrentes E-W, como registrado na trama dos granitos Capão Bonito e Sguário, mas também falhas normais,



como as que afetam os metasedimentos e a borda sul do granito Itaóca, para formar a zona de cisalhamento Ribeira (Salazar *et al.* 2008). Logo, a colocação dos granitos vermelhos estaria associada a uma deformação transtrativa no Domínio Apiaí.

A Suite Itu, que inclui os granitos Capão Bonito e Sguário, mostram afinidades com granitos tipo A (Wernick 2000). As datações disponíveis indicam que eles se formaram entre 10 e 20 Ma após a intrusão dos batólitos Cunhaporanga, Três Corregos e Agudos Grandes (Prazeres Filho 2005; Leite *et al.* 2007). A geoquímica isotópica de Sr e Nd indica que a gênese dos granitos vermelhos teve participação importante de fontes de longa vida crustal, possivelmente localizadas na crosta inferior a média (Dantas *et al.* 2000; Leite 2003). Valores de  $\epsilon\text{Nd}_{(600)}$  entre -10 e -20 indicam que os granitos da Suite Itu foram contaminados por rochas pré-brasilianas, provavelmente pertencentes ao embasamento paleoproterozóico da Faixa Ribeira, o que é condizente com a colocação em ambiente intraplaca, após a colagem orogênica que moldou a Província Mantiqueira.

## 7 CONCLUSÕES

Nesse capítulo final são apresentadas de forma integrada as conclusões alcançadas neste estudo, com ênfase nas propriedades magnéticas, anisotropia e implicações para a evolução estrutural da porção nordeste do Batólito Três Córregos. Os resultados, listados abaixo, ressaltam o potencial da técnica da anisotropia de susceptibilidade magnética aplicada à obtenção de informações estruturais de áreas com importante cobertura sedimentar e afetadas por processos de alteração físico-química. A organização e consistência direcional da trama magnética mostram que os blocos graníticos residuais que afloram nesse contexto estão praticamente *in situ*. Além disso, como esses blocos de forma geralmente ovalada correspondem ao “miolo” mais resistente à alteração, essas rochas residuais estão em sua grande maioria frescas. As principais conclusões desse estudo são as seguintes:

1. A susceptibilidade magnética volumétrica dos granitos porfiríticos é elevada, tipicamente da ordem de 10 mSI ( $10^{-2}$  SI). Tanto no granito Ribeirão Branco como no Itaóca a susceptibilidade é proveniente de grãos de magnetita de tamanho variável, geralmente entre 50  $\mu\text{m}$  e 100  $\mu\text{m}$ . A magnetita ocorre normalmente em contato com biotita e hornblenda, porém encontra-se mais frequentemente associada a titanita. As curvas termomagnéticas são relativamente simples: em baixa temperatura há uma marcante transição de Verwey em torno de  $-160\text{ }^{\circ}\text{C}$  e, em alta temperatura, uma queda abrupta da susceptibilidade entre  $570^{\circ}\text{C}$  e  $580^{\circ}\text{C}$ . As curvas de MRI mostram que a magnetização remanente aumenta rapidamente para saturar entre 100 e 150 mT. A baixa coercividade, temperatura de Curie de  $575\text{ }^{\circ}\text{C}$  e a transição de Verwey indicam que as propriedades magnéticas dos granitos porfiríticos são provenientes da magnetita multidomínio. Ilmenita, Ti-hematita e calcopirita ocorrem localmente.

2. A susceptibilidade magnética dos granitos vermelhos (Sguário e Capão Bonito) é variável todavia tipicamente menor que a dos granitos porfiríticos. A susceptibilidade é da ordem de 1 ( $10^{-3}$ ) mSI, porém algumas amostras podem atingir valores de 10 mSI e outras, em contraste, 0,1 mSI. As propriedades magnéticas são consistentes com a presença de magnetita, maghemita e Ti-hematita. A magnetita exhibe transição de Verwey e temperatura de Curie a  $575^{\circ}\text{C}$ . A maghemita ( $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) é detectada na atenuação da transição de Verwey, ou mesmo na supressão dessa transição nas amostras mais oxidadas. A Ti-hematita (hemo-ilmenita) se caracteriza pela alternância de bandas de  $\text{Fe} > \text{Ti}$  e  $\text{Ti} > \text{Fe}$ . A elevada coercividade observada

na curvas de MRI e a diminuição regular da susceptibilidade entre 580 °C e 700 °C também são atribuídos à presença de (Ti)hematita. Ilmenita, rutilo, pirita e calcopirita ocorrem localmente nesses granitos.

3. O estudo da relação entre a ASM e a trama de silicatos mostrou que as direções principais das tramas magnética e de silicatos em geral são correspondentes, embora as vezes sejam frequentemente oblíquas. A obliquidade dos eixos, encontrada tanto nos granitos porfiríticos como nos vermelhos, normalmente é menor que 30°. Nos granitos porfiríticos a trama magnética é fornecida pela anisotropia de forma e/ou distribuição de magnetita. Nos granitos vermelhos a ASM depende tanto da anisotropia de forma de magnetita e maghemita, bem como da anisotropia magnetocristalina de (Ti)hematita. O estudo da anisotropia de remanência anisterética (ARA), que detecta exclusivamente a orientação preferencial dos minerais ferromagnéticos portadores de remanência, mostrou que as direções principais da ASM e da ARA são coaxiais. As contribuições relativas de magnetita/maghemita e da (Ti)hematita à anisotropia total não foram determinadas, no entanto o estudo da OPF comprova que a ASM dos granitos vermelhos pode ser utilizada na caracterização da trama de silicatos (magmática).

4. No plúton porfirítico Ribeirão Branco a trama magnética é bem organizada, com a anisotropia alta para oeste e atingindo valores máximos ( $P > 1,2$ ) no contato com o granito Sguário. A lineação magnética sub-horizontal de direção E-W é oblíqua ao alongamento ENE do plúton, enquanto a foliação tende a se distribuir em torno de um eixo paralelo à lineação. O arranjo da trama é atribuído a uma deformação sin-magmática com importante componente de rejeito direcional sinistral. A trama magnética do granito porfirítico no contato com o granito Sguário é anômala. Elipsóides predominantemente oblatos definem uma foliação dômica que tende a acompanhar à borda do Sguário. A trama anômala do setor ocidental do plúton Ribeirão Branco pode ser atribuída: (i) a uma importante contribuição da componente compressiva neste setor da intrusão ou (ii) ao efeito da injeção e baloneamento do granito Sguário. No primeiro modelo a trama seria formada durante a cristalização do Ribeirão Branco que, por associação com outros plútons do batólito Três Córregos, teria ocorrido entre 605-615 Ma. No segundo modelo a trama magnética do setor ocidental do Ribeirão Branco seria secundária, formada com a intrusão do Sguário e, também por correlação do Sguário com outros plútons vermelhos, teria ocorrido em torno de 585 Ma.

5. Os granitos da suíte Itu (Capão Bonito e Sguário) apresentam tramas distintas quanto à orientação, porém formadas durante um evento transcorrente E-W destal. A trama do Capão Bonito está confinada à direção NE-SW, enquanto no Sguário a lineação e foliação

definem trajetórias que se encurvam em torno de um eixo vertical situado no centro do granito. Enquanto a trama de Capão Bonito tende a se organizar no plano de maior deformação do elipsóide de deformação finita, a trama do Sguário tende a rotacionar internamente. Os diferentes modos de aquisição da trama nos dois plútons podem estar relacionados à viscosidade do magma, menor no Sguário que no Capão Bonito, e/ou à época de colocação, que seria mais tardia no Sguário que no Capão Bonito. As evidências de hidrotermalismo e metassomatismo no Sguário, inclusive com mineralizações de Sn-Mo no stock satélite Correias, são um indício de uma maior presença de fluidos, portanto menor viscosidade no granito Sguário. Embora as diferenças nas trajetórias das tramas nos dois plútons, ambas são consistentes com um alojamento durante um evento transcorrente dextral.

6. Indicadores cinemáticos destrais formados em um metamorfismo dinâmico de baixo a médio grau também afetam a borda sul do batólito Itaóca. Esse evento é associado à reativação da zona de cisalhamento Ribeira, de direção E-W, e teria ocorrido logo após a colocação do granito porfirítico que apresenta uma idade de cristalização em zircão de  $623 \pm 10$  Ma (U-Pb, SHRIMP). A reativação transcorrente na falha Ribeira contém um componente de deformação extensional (Faleiros & Campanha 2004; Salazar *et al.* 2008). Portanto, se a reativação de estruturas transcorrentes destrais E-W e a intrusão dos granitos vermelhos foram processos associados, eles indicam que o Domínio Apiaí foi afetado por uma deformação transtensiva em torno de 580 Ma. Este evento se sobrepõe a uma tectônica transpressiva de direção NE-SW vinculada à colocação dos batólitos de granito porfirítico cujo pico magmático teria ocorrido em torno de 615 Ma. Esse cenário é consistente com os modelos que preconizam o aparecimento de um magmatismo intraplaca extensional com o relaxamento do orógeno, e que sucede à compressão, colisão e espessamento crustal.

## 8 REFERÊNCIAS

- Almeida RP, Janikian L, Fragoso-Cesar RS, Fambrini GL. 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology*, vol. 118: 145–161
- Almeida FFM De Amaral G, Cordani UG, Kawashita K. 1973. The precambrian evolution of the south american cratonic margin south of Amazon river. Narim EM, Stehli FG. (Eds), *The ocean Basins and margins*, plenum, New York, vol. 1: 411-364.
- Almeida FFM. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 7(4): 349-364.
- Almeida MA. 1989. Geologia da formação Água Clara na região de Araçáiba – SP. Dissertação de Mestrado do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo. 184p
- Archanjo CJ, Hollanda MHB, Rodrigues SWO, Neves BBB, 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*, vol. 30:310-326.
- Archanjo CJ, Trindade RIF, Bouchez JL, Ernesto M. 2002. Granite fabrics and regional-scale partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics* 21 (1), doi:10.1029/2000TC001269.
- Banerjee SK. 1991. Magnetic properties of Ti-Fe oxides. In Lindsley DH, Ed, *oxide minerals petrologic and magnetic significance*. Reviews in mineralogy. Mineralogical Society of America, vol. 25: 107-128.
- Basei MAS, Friemmel HE, Nutman AP, Preciozzi F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from South Africa. *Journal of Geological Society of London*, vol. 294: 239-256.
- Becker JK, Siegesmund S, Jelsma HA. 2000. The Chinamora batholith, Zimbabwe: structure and emplacement-related magnetic rock fabric. *Journal of Structural Geology*, vol. 22: 1837-1853.
- Bettecourt JS, Leite BJr, Goraieb C, Sparrenberger I, Bell RM, Payolla BL. 2005. Sn-polymetallic greisens-type deposits associated with late-stage rapakivi granites, Brazil: fluids inclusion and stable isotope characteristics. *Lithos*, vol. 80 (1-4): 363-386.
- Borradaile G.J., Jackson M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. From: Martin-Hernandez, F., Lunenburg, C.M., Aubourg, C. & Jackson, M., *Magnetic fabric: methods and applications*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 238, 299-360.
- Borradaile G.J, Henry B. 1997. Tectonic application of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sciences*. Review, vol. 42: 49-93.
- Borradaile G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, vol. 156: 1-20.
- Borradaile GJ, Jackson M. 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. From: Martin-Hernandez, F., Lunenburg, C.M., Aubourg, C. & Jackson, M., *Magnetic fabric: methods and applications*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 238, 299-360.
- Borradaile, G.J., 2001. Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies. *Journal of Structural Geology*, Vol 23(10): 1581-1596.
- Bouchez JL. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. in: Bouchez J.L. *et al.* (Eds), *Granite: from segregation to emplacement fabrics*. Kluwe Acad. Publ., Dordrecht, p. 95-112.
- Bouchez JL. 2000. Anisotropié de susceptilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes Rendus Academie des Sciences*. Paris Série, 2 vol. 330:1-14.
- Brun J.P, Pons J. 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *Journal of Structural Geology*, Vol 3(3): 219-229.
- Butler R. 1992. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell Scientific publications, Cambridge, 319 pp.

- Campanha GA Da C, Sadowski GR. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiá Domain). *Precambrian Research*, vol. 98 : 31-51.
- Campanha GA Da C. 1991. Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 296 p.
- Campanha GA, Sadowski GR, 2002. Determinações de deformação finita em rochas metassedimentares da Faixa Ribeira na região de Iporanga e Apiá, SP. *Revista brasileira de Geociências*, vol. 32 (1): 107-118.
- Campos-Neto MC, 2000. Orogenic systems of southwestern Gondwana: an approach to Brazilian-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern of Brazil. In: Cordani, U.G., Milani EJ, Thomas Filho A, Campos DA, Tectonic evolution of south America. Rio de Janeiro, p 335-365.
- Companhia de pesquisa de recursos minerais CPRM. 2006. Mapa geológico digital do estado de São Paulo a escala 1:750.000.
- Cañon-Tapia E. 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: a historical account. In Martin-Hernández F, Lünerburg CM, Aubourg C, Jackson M (Eds). *Magnetic Fabric: Methods and applications*. Geological Society, Special publication 238: 205-226.
- Chiodi Filho C, Santos JF, Soares PC, Moretzjohn JS. 1989. Estudo de ETR para caracterização e avaliação metalogenética de granitóides no escudo paranaense. In: Segundo Congresso Brasileiro de Geoquímica, Rio de Janeiro, 1989. Anais, Rio de Janeiro, SBGq, vol. 2: 487-498.
- Cogné JP, Canot-Laurent S. 1992. Passive rotation of hematite during deformation a comparison of simulated and natural redbeds fabrics. *Tectonophysics*, vol. 121: 365-372
- Daitx EC. 1996. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 453p.
- Daly L. 1967. Possibilité d'existence dam les roches, de plusieurs anisotropies magnétiques superpostes: leur séparation. C. R. Académie de Sciences de Paris, SCr. B, vol.264: 1377-1380.
- Dantas, E.L., et al., 2000. Nd isotope systematics related to proterozoic evolution of the central Ribeira Belt in the state of São Paulo, se Brazil *Revista Brasileira de Geociências*. v. 30(1): 140-143.
- De Boer CB, Dekkers MJ. 1996. Grain size dependence of the rocks magnetic properties of a natural maghemite. *Journal of Geophysical Research Letters*, vol. 23: 28-2818.
- Dunlop J D, Özdemir Ö. 1997. *Rock magnetism Fundamentals and frontiers*. Cambridge University press, 573p.
- Faleiros FM, Campanha GA Da C. 2004. Petrografia e microestruturas de tectonitos da zona de cisalhamento Ribeira, Vale do Ribeira, SP e PR: implicações no zoneamento metamórfico e estrutural do supergrupo Açungui e unidades Correlatas. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 34 (3): 419-430.
- Fiori AP. 1990. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, ao norte de Curitiba. São Paulo. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 261p.
- Fiori AP. 1992 Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. *Boletim IG-USP série científica* vol. 23: 55-74.
- Fowler T. J 1996. Flexural-slip generated bedding-parallel veins from central Victoria, Australia, *Journal of Structural Geology*. Vol. 18 (12): 1399-1415
- Frasca MHBO, Campanha GAC, Figueiredo MCH, Sadowski GR. 1997. Geoquímica e ambiência tectônica de metabasitos do alto e médio Vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 27, (1): 41-48,
- Fuck RA, Marini OJ, Trein E. 1967. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, vol. 23-25:183-221.
- Fuller M.D. 1963. Magnetic anisotropy and paleomagnetism. *Journal of Geophysics Research*, vol. 68: 293-309.
- Gaillot P, Saint-Blanquat M, Bouchez JL. 2006. Effects on magnetic interactions in anisotropy of magnetic susceptibility: models, experiments and implications for igneous rock fabrics quantification, *Tectonophysics*, vol.418: 3-19.
- Gimenez Filho A. 1993. Evolução do complexo granítico de Três Córregos, a noreste de Apiá – SP. São APulo, dissertação de mestrado, Instituto de Geociências da universidade de São Paulo, 118p.

- Gimenez Filho AG, Texeira W, Figueredo MCH, Trevizoli Jr E. 2000. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos batolith Ribeira fold Belt São Paulo, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 30 (1): 45-50.
- Gleizes G, Nédélec A, Bouchez JL, Autran A, Rochette P. 1993. Magnetic susceptibility of the Mont- Louis-Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographic characterization and the regional mapping of zoned granite plutons. *Journal of Geophysical Research*, vol. 98: 4317-4331.
- Goraieb CL. 2001. Contribuição à gênese do depósito primário polimetálico (Sn, W '+ OU -' Zn, Cu, Pb) Correas, Ribeirão Branco (SP) Tese de doutorado, Universidade e São Paulo , São Paulo. 215p.
- Graham JW. 1954. Magnetic susceptibility anisotropy: an exploited petrofabric element. *Geological Society of America. Abstract Program*, vol. 65: 1257-1258.
- Grégoire V., Saint Blanquat M., Nédélec A., Bouchez J.L. 1995. Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks. *Geophysical Research Letters*, vol. 22(20): 2765-2768.
- Guimarães GB. 2000. As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, PR: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 230p.
- Hackspacher PC, Dantas E, Spoladore A, Fetter AH, Oliveira MA. 2000. Evidence of Noproterozoic backarc basin development in the central Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque - Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências*. Vol. 30(1): 110-114.
- Hargraves R.B., Johnson D., Chan C.Y. 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks ? *Geophysical Research Letters*, vol. 18(12): 2193-2196.
- Heilbron M, Pedrosa-Soares A, Campos M, Da Silva L, Johannes R, Janasi V. 2004. A província Mantiqueira. In: *Geologia do continente sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*. BECA, São Paulo. P 203-234.
- Hippertt JF. 1994. Structures indicative of helicoidal flow in a migmatitic diapir (Bação Complex, southeastern Brazil). *Tectonophysics*, vol. 234: 169-196.
- Hollanda MHB, Archanjo CJ, Souza LC, Armstrong R, Vasconcelos PM. 2010 (in press). Cambrian mafic to felsic magmatism and its connections with transcurrent shear zones of the Borborema Province (NE Brazil): Implications for the late assembly of the West Gondwana. *Precambrian Research*.
- Hrouda F. 2004. Problems in interpreting AMS parameters in diamagnetic rocks, 49-59. *Magnetic Fabric: Methods and Applications*, F. Martín-Hernandez, C.M. Luneburg, C. Aubourg & M. Jackson (eds), Geological Society, London, Special Publications, 238.
- Hunt PC, Moskowitz BM, Banerjee SK. 1995. Magnetic properties of rocks and minerals, *Rock Physics and Phase Relations*. AGU Reference Shelf 3, pp. 189-204.
- Jackson M. 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pageoph.*, vol. 136: 1-28.
- Janasi VA, Leite RL, Vanschmus WR. 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatismo in the Agudos Grandes batolith (west of Sao Paulo) – implications for evolution of the Ribeira belt. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 14: 363-376.
- Just J, Kontny A, Wall H, Hirt AM, Martín-Hernández F. 2004. Complex Fabrics: Superposition and Alteration Development of magnetic fabrics during hydrothermal alteration in the Soultz-sous-Forêts granite from the EPS-1 borehole, Upper Rhine Graben. *Geological Society of London, Special Publications*, 238: 509-526. DOI: 10.1144/GSL.SP.2004.238.01.26.
- Launeau P, Robin PF. 1996. Fabric analyses using the intercepts method. *Tectonophysics*, 267 (1-4): 91-119.
- Launeau P, Robin PF. 2005. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses- Interpretations and applications. *Journal of Structural Geology*, vol. 27 (12): 2223-2233.

- Launeau P. 2004. Mise en évidence des écoulements magmatiques par analyse d'images 2-D des distributions 3-D d'Orientations Préférentielles de Formes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 175: 331–350.
- Leite JR, Heaman LM, Janasi VA, Martins L, Creaser RA. 2007. The late- to postorogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiar' Domain, SE Brazil): Constraints from geology, mineralogy, and U–Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 23: 193–212.
- Leite, R.J., 2003. Petrogênese e geocronologia U–Pb do magmatismo granítico tardi a pós-orogênico no Batólito Agudos Grandes–SP. Doctoral Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 218 p.
- Martin-Hernandez F, Hirt AM. 2003. The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals. *Tectonophysics*, vol. 337: 13–28.
- McCabe C, Jackson MJ, Ellwood BB. 1985. Magnetic anisotropy in the Trenton limestone: Results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility. *Geophysical Research Letters*, vol. 12: 333–336.
- Melcher GC, Gomes CB, Cordani UG, Bettencourt JS, Damasceno EC, Girardi, VAV, Melfi AJ. 1973. Geologia e petrografia das rochas metamórficas e graníticas associadas ao Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 3(2): 97–123.
- Morgan S, Stanik A, Horsman E, Tikoff B, Saint Blanquat M, Habert G. 2008. Emplacement of multiple magma sheets and wall rock deformation: Trachyte Mesa intrusion, Henry Mountains, Utah. *Journal of Structural Geology*, vol. 30 (4): 491–512.
- Moyen JF, Nédélec A, Martin H, Jayananda M. 2003. Syntectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet granite, South India. *Journal of Structural Geology*, vol. 25: 611–631.
- Nagaraju TRK, Chetty GS, Vara Prasad, Patil SK. 2008. Transpressional tectonics during the emplacement of Pasupugallu Gabbro Pluton, western margin of Eastern Ghats Mobile Belt, India: evidence from AMS fabrics, *Precambrian Research*, vol. 162: 86–101.
- Nye FJ. 1957. *Physical properties of crystals*. Oxford University Press, New York, 322p.
- Özdemir O, Dunlop DJ. 1993. The effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite. *Geophysical Research Letters*, vol. 20(16): 1671–1674.
- Paterson SR, Tobisch OT. 1992. Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *Journal of Structural Geology*, vol. 14: 291–300
- Paterson SR, Vernon RH, Tobisch OT. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, vol. 11: 349–364
- Paterson SR, Vernon RH. 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Bulletin of Geological Society of America*, vol. 107: 1356–1380
- Potter DK, Stephenson A. 1988. Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. *Geophysical Researches Letters*, Vol.15: 1097–1100.
- Prazeres Filho HJ, 2000. Litogeoquímica, geocronologia U–Pb e geologia isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 180p.
- Prazeres Filho HJ. 2005. Caracterização geológica e petrogenética do batólito granítico Três Córregos (PR-SP): geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/SHRIMP) e 'delta POT.18'O em zircão. Tese de doutorado do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 215p.
- Prominério Ltda. 1970. Mapas geológicos das folhas Cãpão Bonito, Guapiara, Ribeirão Branco, Araçaiaba e Ingenierio Maia a escala 1: 50.000.
- Putnis A, Hinrichs R, Putnis CV, Golla-Schindler U, Collins LG. 2007. Hematite in porous red-clouded feldspars: Evidence of large-scale crustal fluid–rock interaction. *Lithos*, Vol 95(1-2): 10–18.
- Reis Neto JM, 1994. Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico. São Paulo, anexos, tese de doutorado do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 253 p.
- Robin PF, 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - theory. *Journal of Structural Geology*, vol. 24: 531–544.



- Robinson JP, Harrison RJ, McEnroe AS, Hargraves RB. 2004. Nature and origin of lamellar magnetism in the hematite-ilmenite series. *American mineralogist*, vol.89: 725-747.
- Rochette P, Jackson M, Aubourg C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of magnetic susceptibility. *Review Geophysics*, vol. 30: 209-226.
- Rosales MJT. 2004. Integração de dados gravimétricos terrestres e aeromagnéticos e sua aplicação do estudo geológico-estrutural da Faixa Apiaí. Tese de Doutorado do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 271p.
- Salazar CA, Archanjo CJ, Babinski M, Liu D. 2008. Magnetic fabric and zircon U–Pb geochronology of the Itaóca pluton: Implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira Belt (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 26: 286–299.
- Salazar CA. 2005. Fábrica magnética do maciço granítico Itaóca: Cinturão Ribeira, SE do Brasil. Dissertação de mestrado do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 73p.
- Spanner BG, Kruhl JH. 2002. Syntectonic granites in thrust and strike–slip regimes: the history of the Carmo and Cindacta plutons (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15 (4): 431-444.
- Stephenson A. 1994. Distribution anisotropy two simples model for magnetic lineation and foliation. *Physics Earth and planetary interiors*, vol. 82:49-53.
- Szabó GAJ, Andrade FRD, Guimarães GB, Carvalho FMS, Moya FA. 2006. As jazidas de talco no contexto da história metamórfica dos metadolomitos do Grupo Itaiacoca, PR. *Geologia USP. Série Científica*, vol. 5: 13-31.
- Talbot JY, Chen Y, Faure M 2005. A magnetic fabric study of the Aigoual–Saint Guiral–Liron granite pluton (French Massif Central) and relationships with its associated dikes. *Journal of Geophysical Research*, vol. 110 B12106, doi:10.1029/2005JB003699.
- Tarling D.H., Hrouda F. 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, London, p. 217.
- Theodorovicz A., Câmara MM., Takahashi AT., Moraes SM., Godoy HK., 1988. Geologia do Pré-Cambriano das folhas Engenheiro Maia e Ribeirão Branco, São Paulo, Congresso Brasileiro de Geologia, 35 Belém 1988, anais Belém, SBG, 6: 2713-2726.
- Töpfner, C. 1996. Brasiliano Granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien.-Eine vergleichende Studie. *Münch. Geol. Hft.e A17*: 258p.
- Trouw RAJ, Heilbron M, Ribeiro A, Paciullo FVP, Valeriano CM, Almeida, JCH, Tupinambá M, Andreis RR. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. *In: Cordani UG, Milani EJ, Thomaz Filho A, Campos DA (eds.) Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro 31st International Geological Congress*, p.287- 310.
- Trubač J, Žák J, Chlupáčová M, Janoušek V. 2009. Magnetic fabric of the Říčany granite, Bohemian Massif: A record of helical magma flow? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 181 (1-2): 25-34.
- Uyeda, M, Fuller, M.D, Belshé, JC, Girdler RW. 1963. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. *Journal of Geophysical research*, 68(1): 279-291.
- Weber W, Oswaldo Siga Jr O, Kei Sato K, Reis Neto JM, Basei MAS, Nutman AP. 2004. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba - SP: Registro U-Pb de Uma Bacia Mesoproterozóica. *Revista do Instituto de Geociências – USP, Geologia USP Série Científica*, São Paulo, vol. 4 (1): 101-110.
- Wernick E, 2000. Arc-related rapakivi granites from the Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30: 20–24.
- Wernick E, Rigo Jr L, Galembeck TMB, Diefenbach KW. 1990. Os complexos granitoides Cunahporanga e Três Córregos (PR): zoneamento magmático e implicações geotectônicas, Rio Claro. *Universidade estadual paulista*, Vol. 9: 67-85.
- Rodrigues SWO, Archanjo CJ, Launeau P. 2009. Determinação da orientação preferencial de forma (OPF) de silicatos em rochas graníticas: Granito Campina Grande (PB), *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 39(3): 435-451.
- Zapletal K. 1990. Low-field susceptibility anisotropy of some biotite crystals. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 63: 85-97.

## APÊNDICE A - ARTIGO

Salazar CA, Archanjo CJ, Babinski M, Liu D. 2008. Magnetic fabric and zircon U–Pb geochronology of the Itaóca pluton: Implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira Belt (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 26: 286–299.



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/james](http://www.elsevier.com/locate/james)

## Magnetic fabric and zircon U–Pb geochronology of the Itaoca pluton: Implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira Belt (SE Brazil)

Carlos A. Salazar<sup>a</sup>, Carlos J. Archanjo<sup>b,\*</sup>, Marly Babinski<sup>b</sup>, Dunyi Liu<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, IGC/USP, Rua do Lago, 562, 05508-080 São Paulo, SP, Brazil

<sup>b</sup>Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Rua do Lago 562, 05580-120 São Paulo, SP, Brazil

<sup>c</sup>Chinese Academy of Geological Science, Beijing University, China

### ARTICLE INFO

#### Keywords:

Granite  
AMS  
Image analysis  
Brasiliano orogen  
Southeast Brazil

### ABSTRACT

The Itaoca pluton consists of porphyritic monzogranite that intruded the upper crust into low-grade metasedimentary rocks of the Apiaí Domain (Ribeira Belt). Anisotropy of magnetic susceptibility and zircon U–Pb (Shrimp) geochronology were combined to determine pluton emplacement mechanisms and its chronology relative to the collision structures of the Paranapiacaba (Brasiliano II) orogenic system. Magnetic susceptibility ranges between 4 and  $38 \times 10^{-3}$  SI, and thermomagnetic measurements indicate multidomain magnetite is the main carrier of anisotropy. The pluton shows an “onion-skin” structure roughly elongated to the northeast with its hinge zone including kilometer-wide roof-pendants. Magnetic lineations are variable in orientation in consistency with the dominant oblate symmetry of the magnetic fabric. A distinct NE-trending point-maxima, however, indicates the mean lineation is parallel to the stretching direction of the transpressive deformation that affected the regional host rocks. Prismatic zircon from the monzogranite, both in the core and in the finely-zoned margins, yielded an age of  $623 \pm 10$  Ma. These results suggest the magmatic fabric recorded the earlier strain increments of the regional shear deformation. It may correspond to the transition from continental arc to collision tectonics of the southern Ribeira Belt.

© 2008 Elsevier Ltd. All rights reserved.

### 1. Introduction

Petrofabric studies of granitic rocks largely concern emplacement mechanisms of magmatic intrusions and their relation to large-scale structures (e.g. Neves et al., 1996; Rosenberg, 2004). Fabrics in granitic magmas form in response to a variety of processes, including body forces due to magma chamber dynamics and tectonic regional forces related to the crustal strain. A key aspect in these cases is the demonstration that the plutons are syntectonic. Two main structural criteria have been adopted elsewhere (Hutton, 1996). First it should be possible to demonstrate that the deformation fabric in the country rocks passes directly into the pluton, and that the pluton fabric is magmatic. If the major structure is a shear zone, it should be also possible to show that the lineation orientation and shear senses are consistent. Syntectonic plutons that fulfill these requirements were described in the Seridó Belt in Northeastern Brazil (Acari pluton; Archanjo et al., 2002). Otherwise, when magmatic fabrics are discordant on the wall-rocks structure, the internal pluton structure has been attributed to body forces processes. Depth of emplace-

ment appears to be a critical factor in determining the degree of fabric continuity in plutons and its host rocks. Fabrics due to body forces should be preserved in shallow granitoids since faster cooling rates should prevent the crystallizing magma from undergoing significant tectonic strains. Deep-seated plutons emplaced in a high-temperature setting, on the other hand, should be able to record tectonic-related fabrics since the slower cooling rates favor longer time for pluton crystallization.

Fabrics can be recorded combining traditional field structural measurements with macroscopic and microscopic data. Granite fabrics, however, are sometimes difficult to determine because its mineral preferred orientation is weak. Fabrics in granitic rocks have been successfully studied through the low-field anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) technique (review in Bouchez (1997)). AMS measures the anisotropy carried by Mn- and Fe-rich minerals, usually micas and amphibole in low susceptibility rocks or magnetite for susceptibility higher than 0.001 SI (=1 mSI; Rochette, 1987). Measuring magnetic fabrics is useful because three-dimensional rock exposure is not required, and even subtle anisotropy carried by weakly developed mineral alignment can be detected magnetically. The interpretation of magnetic anisotropy on each case study depends, however, on the magnetic mineralogy and its relation with the preferred orientation of rock-forming minerals.

\* Corresponding author.

E-mail address: [archan@usp.br](mailto:archan@usp.br) (C.J. Archanjo).

In this study fabric analysis, primarily by AMS, was applied in a shallow granitic pluton emplaced among low-grade rocks in the central domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil. This belt is part of a mosaic of different terranes identified by their contrasting lithological contents, geochronology and isotope geochemistry, that were amalgamated during the Neoproterozoic orogenies (Janasi et al., 2001; Heilbron and Machado, 2003; Silva et al., 2005; Fig. 1, inset). These terranes, which include abundant syn-collisional strike-parallel granite batholiths (Fig. 1), are bounded by NE-trending continental-scale shear zones which clearly control the elongated shape of most batholiths. This paper focuses on the Itaoca pluton, which displays distinctive features with respect to the other granite batholiths, namely: (i) it shows a distinct sub-circular shape in map view, (ii) it cross-cuts earlier recognized regional structures as thrust faults, and (iii) it is mostly visually isotropic. The aim of this study, combining AMS measurements, U–Pb geochronology and mineral preferred orien-

tation data, is to relate the Itaoca emplacement with the development of contractional structures that affected the Ribeira Belt in the Apiaí Domain.

## 2. Geological setting

The Mantiqueira Province (Almeida et al., 1981) is a major and highly complex structural province deformed and intruded by voluminous granite magmatism during the Brasiliano Orogen. It extends nearly 3000 km, averaging 200 km wide, approximately parallel to the South American Atlantic coast. Its central domain, named the Ribeira Belt (Fig. 1), extends along the coast of southeastern Brazil from the Luiz Alves–Curitiba cratonic block north-eastwards to the São Francisco craton. The belt consists of elongated lithotectonic units amalgamated during the convergence and collision of cratonic blocks and that were laterally displaced along NE-trending shear zones. The Apiaí–São Roque terrane

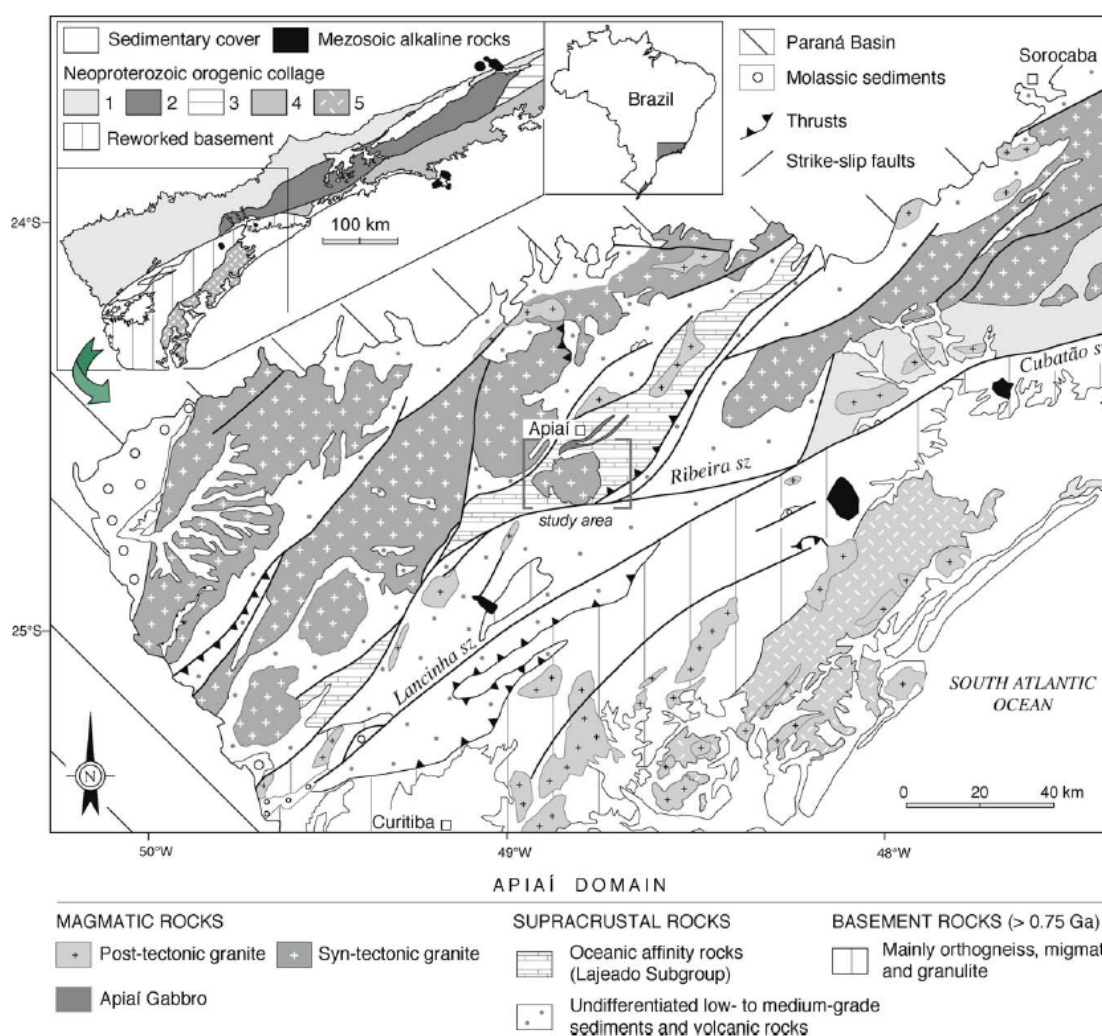


Fig. 1. Ribeira Belt in the southeast Atlantic coast of Brazil and respective geological units (inset): (1) Apiaí–São Roque terrane; (2) Embu terrane; (3) Juiz de Fora terrane; (4) Costeiro terrane; (5) Paranaguá magmatic arc. The Itaoca pluton is intrusive into low-grade metasediments of the Apiaí Domain (after Campanha and Sadowski, 1999 and Heilbron et al., 2004).

(Heilbron et al., 2004), where the Itaoca pluton intrudes low-grade metasedimentary rocks (Fig. 1), is referred to as the southern portion of the Ribeira Belt.

The Apiaí Domain is limited to the south by the NE-trending transcurrent Lancinha–Cubatão shear zone system and to the north and to the west by the Upper Paleozoic sediments of the Paraná Basin (Campanha and Sadowski, 1999; Heilbron et al., 2004). It consists of Neoproterozoic metasedimentary and meta-volcanic rocks usually of low- to medium-metamorphic grade, including local basement inliers older than 1.75 Ga. These units were invaded by granite plutons of batholithic dimensions elongated parallel to the trend of shear zones. The emplacement and deformation of these bodies has been linked to the collision stage in the southern Ribeira Belt and referred to the Paranapiacaba orogenic system (Brasiliano II, 630–600 Ma; Silva et al., 2005). The magmatic activity of the Apiaí Domain has been bracketed in two main events: (i) syntectonic batholiths of K-calc alkaline composition emplaced between 620 and 600 Ma, and (ii) post-collision high-K-calc alkaline and S-type magmas emplaced between 580 and 560 Ma. The first magmatic episode is associated with the peak regional metamorphism that in the Apiaí metasediments reached the greenschist grade and locally, close to the plutons, the amphibolite grade. An older metamorphic event at higher temperatures has been described in the Embu terrane (Fig. 1). There, metamorphic monazite extracted from migmatitic orthogneisses yielded an age of 750 Ma (Vlach, 2001), while the Agudos Grandes batholith, situated in contact with the Embu terrane, yielded a U–Pb zircon crystallization age of  $610 \pm 2$  (Janasi et al., 2001). The Brasiliano granite magmatism to the south of Lancinha–Cubatão shear zone includes a poorly defined Paranaguá magmatic arc and smaller, post-collisional, mainly A-type granite bodies. They are hosted by migmatitic gneisses and granulites of Paleoproterozoic age, including the small cratonic fragments of Luiz Alves and Curitiba (Basei et al., 2000).

### 2.1. The Itaoca pluton

The approximately 200 km<sup>2</sup> Itaoca pluton intrudes a sequence of metamorphosed rocks of oceanic affinity (Lajeado Subgroup), which includes open sea shelf carbonates, fine turbidites and sandstones (Fig. 2; Campanha and Sadowski, 1999). The upper part of the Lajeado metasedimentary rocks is intruded by a gabbroic sill that yielded a U–Pb zircon age of  $617 \pm 4$  Ma (Hackspacher et al., 2000). The pluton and its regional host rocks are bounded by NE- to ENE-trending Quarenta-oitava and Ribeira shear zones and by the NW-dipping Figueira thrust zone. It consists mainly of metaluminous granite to quartz monzonite with high potassium calc-alkaline affinity (Mello and Bettencourt, 1998). Two main petrographic types were defined in the Itaoca pluton: (i) a semi-circular in shape, medium grained porphyritic monzogranite occupying 70% of the batholith and (ii) a pink equigranular to porphyritic monzogranite to quartz syenite forming the western lobe and named the Saltinho stock. Meter- to hectometer-wide enclaves consisting of wollastonite limestone, andalusite–sillimanite homfels and clinopyroxene-bearing banded calc-silicate occur in the center of the porphyritic monzogranite body. It is characterized by centimeter in size, euhedral to subhedral phenocrysts of K-feldspar (Fig. 3A) enclosed in a matrix of plagioclase, quartz, biotite and hornblende. Titanite, epidote, apatite and opaque minerals are accessory minerals. The microstructure is typically magmatic, but at the southern contact the monzogranite becomes sheared (Fig. 2). There, an anastomosing foliation of biotite, hornblende and recrystallized quartz encloses augen of K-feldspar and zoned plagioclase (Fig. 3B). Twinned crystals of stretched hornblende are locally preserved. Some hornblende crystals, however, are partially substituted by fine biotite, epidote and opaque minerals. Lenticular aggregates of fine polygonal quartz, microcline and oligoclase also define the mylonitic planar fabric that dips moderately ( $\leq 60^\circ$ ) to steeply ( $>60^\circ$ ) to the NNW. Near the east and the north contacts the

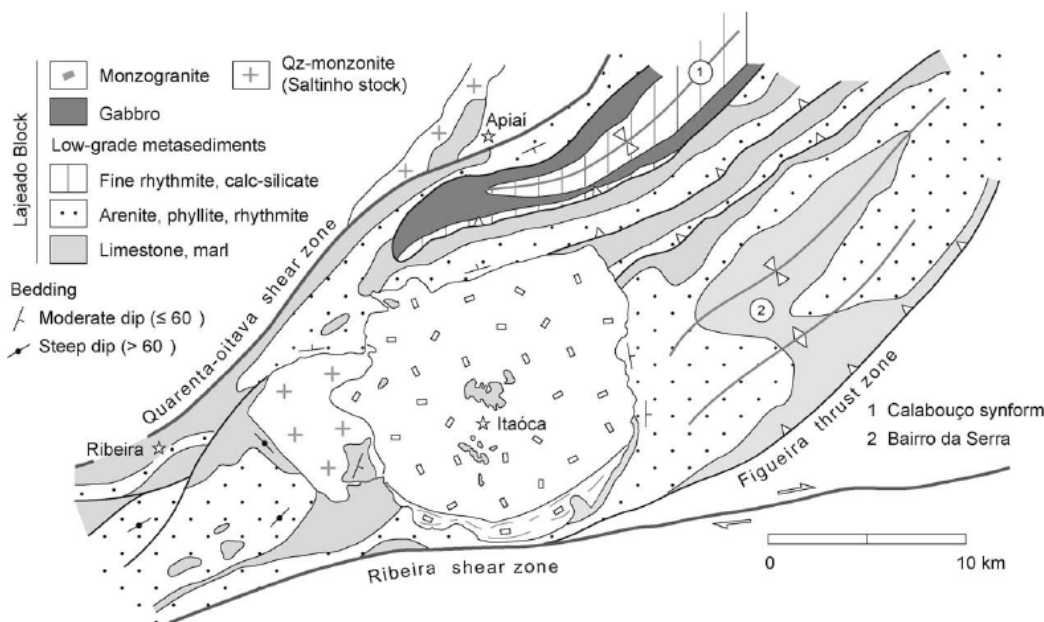
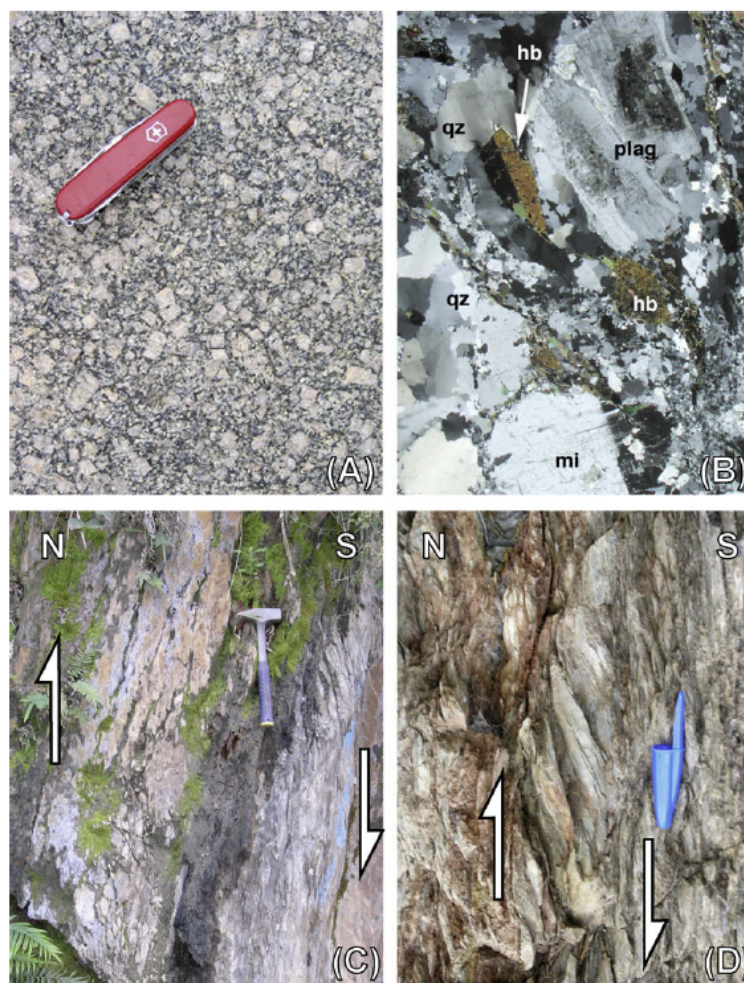


Fig. 2. Itaoca pluton and regional host rocks (after Faleiros and Campanha, 2004).



**Fig. 3.** Porphyritic monzogranite (A) and augen mylonites (B) consisting of porphyroclasts of microcline (mi) and plagioclase (plag) with calcic cores surrounded by stretched hornblende (hb), biotite and fine recrystallized quartz (qz) and microcline. Polycrystalline quartz (center left) with coarsely serrated grain boundaries as well undulose extinction (top left) with prismatic subgrain attest the moderate to high temperature conditions of the fabric (base of the photograph = 2 mm). The Ribeira shear zone (C) to the south of the augen mylonites consists of sericite–chlorite phyllonites and quartz-rich feldspathic mylonites dipping steeply. In its down-dip lineation domains the asymmetrical foliation sigmoidals show north-up kinematic (D).

monzogranite occurs below its wall rocks that dip moderately to the east and to the north, respectively (Fig. 2). Sillimanite may be found in phyllites near the pluton, but far from the contact the metamorphism drops to medium and low greenschist facies. To the northeast the porphyritic monzogranite cuts the NW-dipping thrust faults and the metasedimentary rocks that form the Calabouço synformal structure (Fig. 2). To the west the regional wall-rock structures dip steeply, parallel to the Ribeira and Quarenta-oitava shear zones, but close to the Saltinho stock the trend of the foliation changes to the NW, parallel to the pluton contact.

The Saltinho stock consists of a medium grained, equigranular to locally porphyritic quartz monzonite with biotite and hornblende. Titanite, magnetite and apatite are accessory minerals. Some granite with pink to reddish feldspars usually includes aggregates of chlorite, tremolite, magnetite–hematite, and locally carbonate replacing primary mafic minerals. These features are attributed to late to post-magmatic hydrothermal alteration which affected the stock. It

seems to be intrusive in the porphyritic monzogranite but the contact relations between these units are not exposed.

## 2.2. The thrust zone and the Ribeira fault

The strain of the Bairro da Serra and Calabouço low-grade rocks was studied by Campanha and Sadowski (2002), using grain distributions in coarse clastics and siltstones. There the regional structure is characterized by upright to inclined folds, bearing a steep spaced cleavage. Thrust faults are described near the contact between metasandstones and limestone, sharing a penetrative bedding-parallel foliation. The strain ellipsoid varies mainly from neutral to prolate. Near the Figueira fault the maximum stretch plunges to the northwest closely parallel to the inferred displacement of the thrusts to the southeast. In the open folds domain the maximum flattening plane is parallel to the axial plane spaced cleavage while the maximum stretching direction is subhorizontal or shows moderate plunges to the NE or SW. Such set of structures

was attributed to transpressional deformation that combined NW-dipping thrusts and strike-slip movements of the Quarenta-oitava and Ribeira shear zones (Campanha and Sadowski, 2002).

A right-lateral slip component on the order of 50 km has been inferred for the Ribeira shear zone (Campanha and Sadowski, 2002). The metamorphic grade varies on both sides of the shear zone, typically at greenschist conditions to the north and at low- to mid-amphibolite facies for the rocks situated south of the shear zone. This relationship becomes inverted close to the Itaoca pluton. There, while the microstructures of the granite mylonites were developed typically at high temperature (mid- to upper-amphibolite facies), the steeply dipping sericite–chlorite phyllonites (Fig. 3C) adjacent to the pluton contact were formed at greenschist conditions (Faleiros and Campanha, 2004). The shear zone fabric and kinematics also vary along strike. Approaching the Lancinha shear zone to the east the foliation dips moderately to steeply to the north, while the stretching lineation plunges gently. The kinematic indicators display systematically a right-lateral displacement. Close to the pluton the lineation plunge of the phyllonites varies from horizontal to down-dip. In phyllonites with down-dip lineation, anastomosing S–C planes observed in a rock section perpendicular to the mylonitic foliation indicate that the southern block moved down compared with the northern block (Fig. 3C and D). A vertical slip of about 4 km was estimated for the down-dip component of the Ribeira shear zone (Faleiros and Campanha, 2004).

### 3. U/Pb SHRIMP geochronology

Heavy minerals were separated from a porphyritic monzogranite sample exposed in a road cut 3 km to the north of the Itaoca village (Fig. 5). It consists of a fairly altered coarse-grained rock with feldspar, quartz, biotite, amphibole and opaque grains. The heavy mineral fraction was run through a LB-1 Franz magnetic separator to separate zircon from the other minerals. Zircon grains were hand-picked, cleaned and mounted for cathodoluminescence (CL) imaging to characterize them and identify analysis spot sites. CL and U–Pb isotope dating was done on the SHRIMP II at the Beijing SHRIMP Laboratory, China. The U–Pb isotope data were collected in sets of five scans throughout the masses, and a reference zircon TEM (417 Ma) was analyzed every fourth analysis. The measured U, Th and Pb abundances as well as Pb isotope ratios were normalized using the reference zircon SL13 (572 Ma) values. Common Pb for the samples was corrected using the measured  $^{204}\text{Pb}$ , and errors are reported with  $1\sigma$  errors. The data were treated following Compston et al. (1992) with the ISOPLOT program of Ludwig (2001).

The analyzed zircon crystals range from 135 to 320  $\mu\text{m}$  in length, and are euhedral. CL imaging shows well-developed oscillatory zones and rare dark cores (Fig. 4A). The latter were not analyzed. Thirteen spots were done on 11 grains (Table 1). One analysis (#5.1) was highly discordant. Two other crystals (#1.1 and #4.1) showed severe Pb loss, and one grain (#3.1) is slightly older than the average (Fig. 4B). Seven zircon grains (nine spots) yielded concordant data. A weighted mean  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $623 \pm 10$  Ma (MSWD = 0.31; probability = 0.96) was calculated from the nine analyses plotting as a group on the concordia diagram (Fig. 4B). It is interpreted as the crystallization age of the Itaoca granite. Similar ages determined on the border and center of the same zircon crystal (Fig. 4A, top) support this interpretation.

### 4. Sampling and analytical procedures

The AMS technique consists of measuring the magnetic susceptibility ( $k$ ) of a rock sample in different directions and defining the intensity and orientation of the three principal axes  $k_1 \geq k_2 \geq k_3$ . It was determined in 370 specimens distributed in 65 sample sites, with 305 specimens (53 sites) collected in the main monzogranite body, 40 specimens (7 sites) in the Saltinho stock and 25 specimens (4 sites) in the mylonitic monzogranite at the south border (Fig. 5). On each site two or three cylindrical cores 7 to 11 cm in length and 2.5 cm in diameter were extracted with a portable gasoline-powered rock drill. The cores were oriented in place with a magnetic compass. In the laboratory each cylindrical core was cut to produce two or three 2.2 cm long specimens, so that AMS parameters of each site were characterized by four to nine (mean five) specimens. Low-field AMS was determined in a KAPPABRIDGE KLY-2 susceptometer (AGICO), which operates at a field of 800 A/m and frequency of 950 Hz. The mean susceptibility, the principal directions of the AMS tensor and statistical-related errors were determined by the Jelinek (1981) protocol. Table 2 shows the mean-site AMS parameters ( $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ ). The symmetry of the magnetic fabric is represented by the T factor, expressed by  $T = [2(\ln F/\ln L) - 1]$ , where  $L = K_1/K_2$  and  $F = K_2/K_3$ .  $T = -1$  for a prolate ellipsoid and  $T = 1$  for an oblate ellipsoid. Neutral or triaxial ellipsoids have  $T = 0$  ( $L = F$ ). The degree of anisotropy is indicated by  $P = K_1/K_3$ , which is  $\geq 1$ . A value of 1 indicates isotropy.

Thermomagnetic curves of four specimens (Fig. 5) were investigated using a CS-3/CS-L furnace apparatus linked to the Kappabridge. The temperature dependence of the magnetic susceptibility ( $k - T$ ) was determined in 0.3–0.5  $\text{cm}^3$  crushed samples of the matrix of a porphyritic monzogranite (IT1, IT14 and IT17) and a fine monzonite (IT34). The procedure consisted of measuring

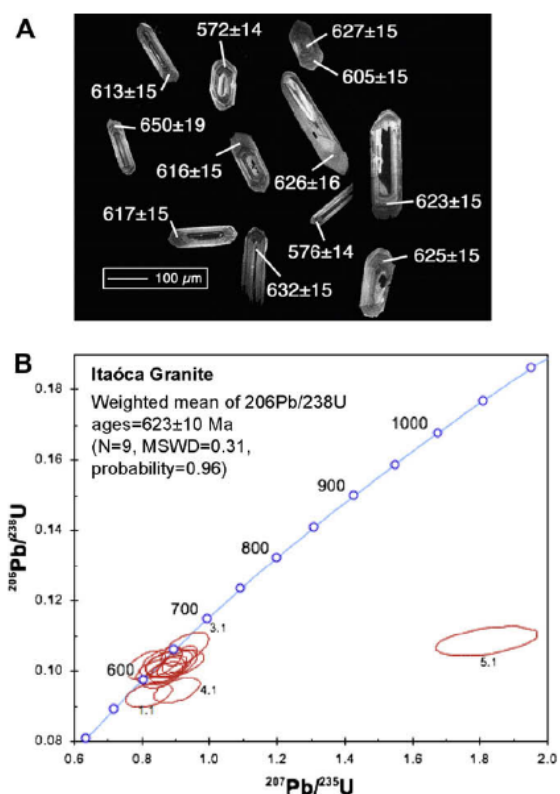


Fig. 4. (A) Cathodoluminescence images of a selection of zircon crystals from the Itaoca Granite (see localization in Fig. 5). The numbers refer to ages shown in Table 1 and the respective spot position analyzed by SHRIMP. (B) Conventional Wetherill U–Pb concordia plot (see text).

**Table 1**  
U–Pb (Shrimp) zircon data

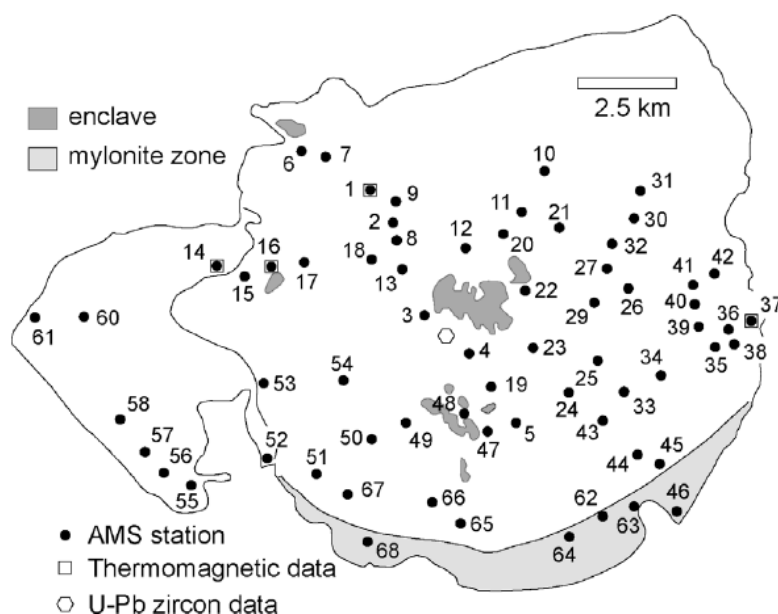
Spot	Elemental contents and ratios					Apparent ages		Atomic ratios							
	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	ppm <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (Ma)	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±%
ITG-01-1.1	0.36	303	282	0.96	24.7	575 ±14	737 ±110	10.72	2.5	0.0639	5.0	0.821	5.6	0.0933	2.5
ITG-01-2.1	2.51	194	178	0.94	17.0	614 ±15	679 ±110	10.00	2.5	0.0621	5.2	0.856	5.7	0.1000	2.5
ITG-01-3.1	–	224	259	1.19	20.6	651 ±18	718 ±84	9.41	3.0	0.0633	4.0	0.928	5.0	0.1063	3.0
ITG-01-4.1	–	292	625	2.21	24.2	583 ±14	911 ±89	10.57	2.5	0.0694	4.3	0.906	5.0	0.0946	2.5
ITG-01-5.1	9.56	223	247	1.14	21.7	664 ±16	1,979 ±87	9.21	2.5	0.1215	4.9	1.819	5.5	0.1085	2.5
ITG-01-6.1	0.02	246	233	0.98	21.4	618 ±15	716 ±67	9.94	2.5	0.0632	3.2	0.878	4.0	0.1006	2.5
ITG-01-7.1	0.23	212	231	1.13	18.1	608 ±15	713 ±81	10.12	2.5	0.0631	3.8	0.860	4.6	0.0988	2.5
ITG-01-7.2	0.24	183	186	1.05	16.2	625 ±15	525 ±84	9.82	2.5	0.0579	3.8	0.812	4.6	0.1018	2.5
ITG-01-8.1	1.35	159	87	0.57	14.0	626 ±15	753 ±72	9.80	2.5	0.0643	3.4	0.905	4.3	0.1020	2.5
ITG-01-9.1	0.89	140	72	0.54	12.3	627 ±15	691 ±97	9.78	2.6	0.0625	4.5	0.881	5.2	0.1022	2.6
ITG-01-10.1	2.54	206	158	0.79	18.5	628 ±15	724 ±130	9.77	2.5	0.0635	5.9	0.895	6.5	0.1023	2.5
ITG-01-10.1R	0.79	203	156	0.79	18.1	634 ±15	739 ±59	9.67	2.5	0.0639	2.8	0.911	3.7	0.1034	2.5
ITG-01-11.1	–	186	171	0.95	16.5	629 ±17	625 ±82	9.76	2.8	0.0606	3.8	0.856	4.7	0.1025	2.8

SHRIMP zircon U–Pb isotope data for the Itaoca Granite.

Errors are 1σ; Pb<sub>c</sub> and Pb\* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in standard calibration was 0.73% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

Uncertainties on the atomic ratios are 1σ.



**Fig. 5.** Map of the AMS sites including the sample sites for thermomagnetic studies and localization of the sample for zircon U–Pb age determination (utm coordinates: 717.901/7273.708).

the susceptibility at regular steps of about 3 °C in the range of –192 to 700 °C. In a low temperature run,  $k - T$  was recorded by warming the sample to room temperature.  $k - T$  from room temperature up to 700 °C (the heating cycle) and back (the cooling cycle) was measured in an argon environment to minimize the effects of atmospheric oxygen on the heating/cooling cycle. These procedures allow the identification of phase transitions and Curie/Néel temperatures of most magnetic phases found in granitoids.

## 5. Anisotropy of magnetic susceptibility

### 5.1. Magnetic susceptibility

The bulk susceptibility ( $K_m$ ) of the pluton ranges from 4.31 to 38.08 mSI (Fig. 6). Mean  $K_m$  is higher in the porphyritic monzogra-

nite (18.51 mSI, SD 6.27) than in the Saltinho stock (12.35 mSI, SD 3.77) or in the southern mylonite border (11.04 mSI, SD 4.37). On the other hand, the mean anisotropy degree ( $P$ ) is higher in the mylonitic border (1.20, SD 0.05) than in the porphyritic monzogranite and Saltinho stock (1.15 and 1.16 SD 0.06, respectively). The values of  $K_m$  of the Itaoca pluton are comparatively higher than other Brazilian ferromagnetic granitic rocks (Archanjo et al., 2002; Nascimento et al., 2004; Neves et al., 2005) and which have their magnetic anisotropy controlled primarily by Fe-rich titanomagnetite. Mean  $P$  values between Itaoca and those granitoids, however, do not show appreciable differences.

$k - T$  measurements were used to determine the mineral source of the susceptibility of the Itaoca granite. The curves (Fig. 7) show a sharp Verwey transition between –165 and –155 °C and a distinct drop of the susceptibility at about 580 °C. On the heating cycle the



**Table 1**  
U–Pb (Shrimp) zircon data

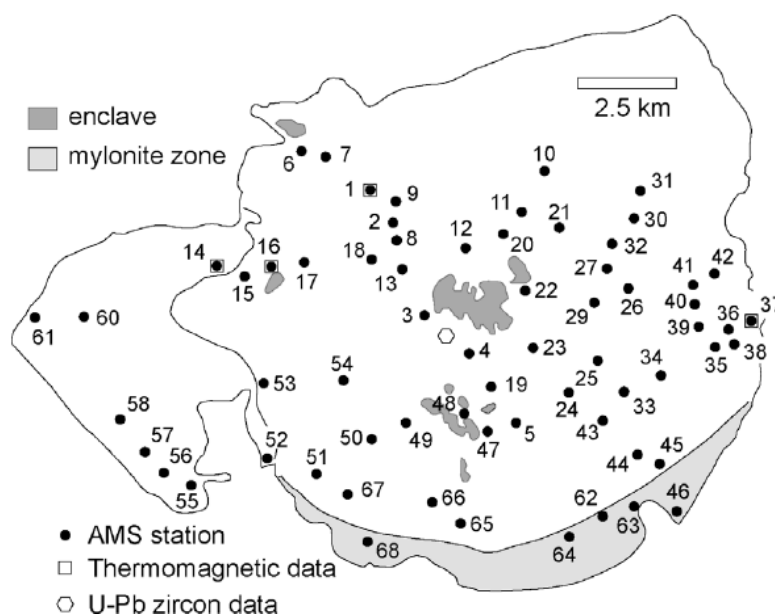
Spot	Elemental contents and ratios					Apparent ages		Atomic ratios							
	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	ppm <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (Ma)	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±%
ITG-01-1.1	0.36	303	282	0.96	24.7	575 ±14	737 ±110	10.72	2.5	0.0639	5.0	0.821	5.6	0.0933	2.5
ITG-01-2.1	2.51	194	178	0.94	17.0	614 ±15	679 ±110	10.00	2.5	0.0621	5.2	0.856	5.7	0.1000	2.5
ITG-01-3.1	–	224	259	1.19	20.6	651 ±18	718 ±84	9.41	3.0	0.0633	4.0	0.928	5.0	0.1063	3.0
ITG-01-4.1	–	292	625	2.21	24.2	583 ±14	911 ±89	10.57	2.5	0.0694	4.3	0.906	5.0	0.0946	2.5
ITG-01-5.1	9.56	223	247	1.14	21.7	664 ±16	1,979 ±87	9.21	2.5	0.1215	4.9	1.819	5.5	0.1085	2.5
ITG-01-6.1	0.02	246	233	0.98	21.4	618 ±15	716 ±67	9.94	2.5	0.0632	3.2	0.878	4.0	0.1006	2.5
ITG-01-7.1	0.23	212	231	1.13	18.1	608 ±15	713 ±81	10.12	2.5	0.0631	3.8	0.860	4.6	0.0988	2.5
ITG-01-7.2	0.24	183	186	1.05	16.2	625 ±15	525 ±84	9.82	2.5	0.0579	3.8	0.812	4.6	0.1018	2.5
ITG-01-8.1	1.35	159	87	0.57	14.0	626 ±15	753 ±72	9.80	2.5	0.0643	3.4	0.905	4.3	0.1020	2.5
ITG-01-9.1	0.89	140	72	0.54	12.3	627 ±15	691 ±97	9.78	2.6	0.0625	4.5	0.881	5.2	0.1022	2.6
ITG-01-10.1	2.54	206	158	0.79	18.5	628 ±15	724 ±130	9.77	2.5	0.0635	5.9	0.895	6.5	0.1023	2.5
ITG-01-10.1R	0.79	203	156	0.79	18.1	634 ±15	739 ±59	9.67	2.5	0.0639	2.8	0.911	3.7	0.1034	2.5
ITG-01-11.1	–	186	171	0.95	16.5	629 ±17	625 ±82	9.76	2.8	0.0606	3.8	0.856	4.7	0.1025	2.8

SHRIMP zircon U–Pb isotope data for the Itaoca Granite.

Errors are 1 $\sigma$ ; Pb<sub>c</sub> and Pb\* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in standard calibration was 0.73% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

Uncertainties on the atomic ratios are 1 $\sigma$ .



**Fig. 5.** Map of the AMS sites including the sample sites for thermomagnetic studies and localization of the sample for zircon U–Pb age determination (utm coordinates: 717.901/7273.708).

the susceptibility at regular steps of about 3 °C in the range of –192 to 700 °C. In a low temperature run,  $k - T$  was recorded by warming the sample to room temperature,  $k - T$  from room temperature up to 700 °C (the heating cycle) and back (the cooling cycle) was measured in an argon environment to minimize the effects of atmospheric oxygen on the heating/cooling cycle. These procedures allow the identification of phase transitions and Curie/Néel temperatures of most magnetic phases found in granitoids.

## 5. Anisotropy of magnetic susceptibility

### 5.1. Magnetic susceptibility

The bulk susceptibility ( $K_m$ ) of the pluton ranges from 4.31 to 38.08 mSI (Fig. 6). Mean  $K_m$  is higher in the porphyritic monzogranite

(18.51 mSI, SD 6.27) than in the Saltinho stock (12.35 mSI, SD 3.77) or in the southern mylonite border (11.04 mSI, SD 4.37). On the other hand, the mean anisotropy degree ( $P$ ) is higher in the mylonitic border (1.20, SD 0.05) than in the porphyritic monzogranite and Saltinho stock (1.15 and 1.16 SD 0.06, respectively). The values of  $K_m$  of the Itaoca pluton are comparatively higher than other Brazilian ferromagnetic granitic rocks (Archanjo et al., 2002; Nascimento et al., 2004; Neves et al., 2005) and which have their magnetic anisotropy controlled primarily by Fe-rich titanomagnetite. Mean  $P$  values between Itaoca and those granitoids, however, do not show appreciable differences.

$k - T$  measurements were used to determine the mineral source of the susceptibility of the Itaoca granite. The curves (Fig. 7) show a sharp Verwey transition between –165 and –155 °C and a distinct drop of the susceptibility at about 580 °C. On the heating cycle the

susceptibility remains approximately constant (IT1 and IT17) or increases approximately 5% (IT14 and IT37) between 200 °C to 350 °C, to decrease smoothly before dropping abruptly close to 580 °C. The cooling run is not reversible. Below 580 °C the susceptibility decreases smoothly and, at room temperature, it is reduced by about 20% compared to the heating run. These results indicate the dominance of a Fe-rich magnetite in the rock samples. The increase of susceptibility around 350 °C on heating suggests the presence of another magnetic mineral phase which is not stable since it is not detected on the cooling run. Hematite, which has a Néel temperature of 675 °C, was not observed in these experiments.

Microstructures of the oxide minerals were studied through backscatter scanning (BSE) images from an electron microscope. Backscatter images were obtained on highly polished surfaces that allow reflecting compositional differences since they are sensitive to the atomic number contrast. In addition, energy dispersive X-ray spectrometry (EDS) analysis allowed determination of

element spectra and quantitative analysis of sample areas or individual grains. BSE examination revealed quite abundant euhedral to subhedral magnetite usually associated with zoned titanite (Fig. 8A and C). Magnetite grain size ranges from 150  $\mu\text{m}$  to 5  $\mu\text{m}$ . The coarse grains (>30  $\mu\text{m}$ ) normally show sharp contacts with the mafic silicates (Fig. 8B and C), while fine grains usually occur as inclusions within amphibole, biotite and titanite. Scarce grains of ilmenite were observed only within titanite. Intergrowths of ilmenite in magnetite occur locally, sometimes forming a sandwich type microstructure (Fig. 8D). EDS line-sections across the oxide grains indicated that the magnetite has Fe-rich compositions consistent with the thermomagnetic studies, while Ti-rich compositions occur in ilmenite. These microstructures are indicative of high temperature oxidation upon cooling of the magma. A second type of magnetite consists of rod-like grains hosted along the biotite cleavage (Fig. 8B and C). Such grains, which may reach 100  $\mu\text{m}$  long and 10  $\mu\text{m}$  wide, probably result from a non-equilibrium (i.e. relatively fast) oxidation reaction at the subsolidus stage (Dunlop et al., 2006).

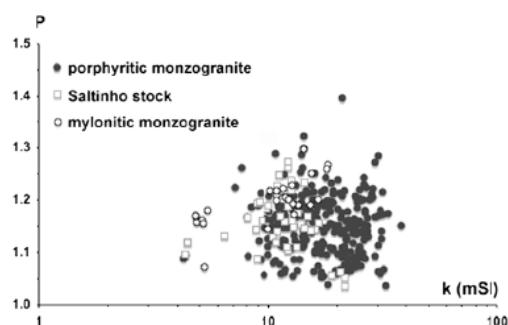


Fig. 6. Magnetic susceptibility ( $K_m$ ) vs. anisotropy degree ( $P$ ) of the Itaoca pluton.

### 5.2. Magnetic anisotropy shape and orientation

The magnetic fabric of the porphyritic monzogranite is mostly constituted by specimens with oblate ( $T > 0.2$ ) symmetry (Fig. 9). Oblate fabrics also predominate in the southern mylonitic zone and in the Saltinho stock. Prolate ellipsoids ( $T < -0.2$ ) form 13% of the porphyritic monzogranite specimens, while neutral ellipsoids ( $-0.2 < T < 0.2$ ) occur in the remaining (12%). In addition, both in the porphyritic monzogranite and in the Saltinho stock, the prolate ellipsoids are mostly restricted to specimens with a low degree of anisotropy ( $P < 1.12$ ). For specimens with higher anisotropy ( $P > 1.12$ ) the oblate to neutral shapes dominate the magnetic fabric.

The oblate fabric of the porphyritic monzogranite and of the Saltinho stock is also portrayed in the distribution of their AMS

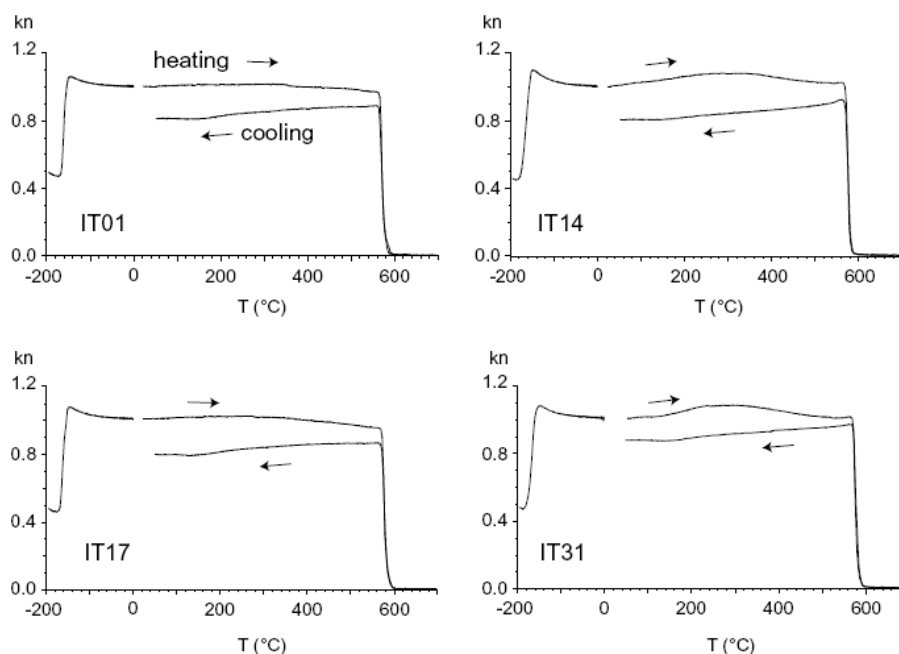
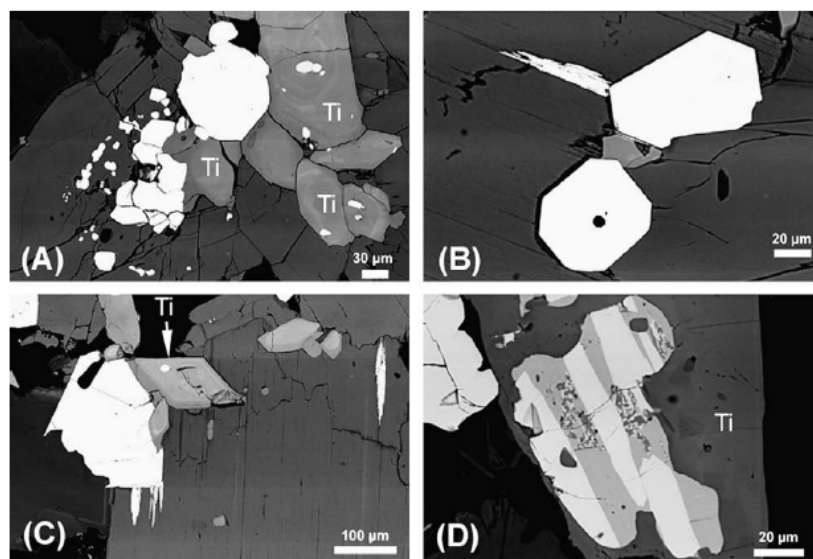


Fig. 7. Thermomagnetic curves of coarse monzogranite (IT1, 14 and 17) and fine monzonite (IT34).  $k_n$  is the normalized susceptibility of the specimen.



**Fig. 8.** Oxide microstructures of the Itaoca pluton. (A) Euhedral to subhedral magnetite of different sizes in contact and included in zoned titanite (Ti); (B) Euhedral to subhedral magnetite in contact with biotite and titanite; (B and C) Note rod-like magnetite along the biotite cleavage; (D) sandwich-type microstructure of ilmenite (dark gray) and magnetite (light gray), both in inclusion of titanite.

principal directions (Fig. 9). The former shows most short ( $k_3$ ) axes close to the vertical, while long ( $k_1$ ) axes occur dispersed near the stereonet periphery. Conversely,  $k_3$  axes of the Saltinho stock group mainly in the NW–SE quadrant of the stereonet while  $k_1$  axes tend to be distributed in the plane normal to  $k_3$ .

The distribution of magnetic lineation and foliation corresponding to the mean AMS eigenvector of each site ( $K_1$  and  $K_3$ , respectively) are shown in Fig. 10. The measurement error is given by  $e_1$  and  $e_3$  (Table 2), corresponding to the largest half angle of the standard deviation ( $1\sigma$ ) confidence ellipses about the directional means.  $K_1$  and  $K_3$  are considered well-defined if  $1\sigma < 25^\circ$  and poorly-defined, and consequently discarded, when  $1\sigma > 30^\circ$ . For  $25^\circ \leq 1\sigma \leq 30^\circ$  the data are utilized only if the AMS parameters of the nearest sites keep mutually coherent orientations. Using such criteria, four  $K_1$  and only one  $K_3$  presented poorly-defined data and were therefore discarded. The magnetic foliation (normal to  $K_3$ ) in the porphyritic monzogranite shows an “onion-skin” arrangement, i.e., dipping gently outward from the pluton center and becoming steep approaching its contacts. The magnetic lineation ( $K_1$ ) generally has a subhorizontal plunge and shows a roughly concentric pattern in map view. Two directions, however, appear to predominate: (i) to NE and E in the center and eastern part, and (ii) approximately perpendicular to the former on the western part of the porphyritic monzogranite. Approaching the southern border the magnetic fabric tends to be parallel to the Ribeira shear zone. In the mylonitic granitoid, magnetic foliations typically dip to the north (pluton inward) while the lineations plunge to the N or moderately to the NE. A good consistency is found comparing the orientation of the mylonitic foliation measured in the field and the magnetic foliation (Fig. 10B). In the Saltinho stock the steeply dipping magnetic foliation tends to follow the body margin. On the stereonet the lineation forms two broad point-maxima (Fig. 9) plunging steeply to moderately along the NE–SW direction. By increasing the sample density in this area perhaps these maxima would be interconnected to form a girdle in which the pole would correspond to the respective mean  $K_3$  axis.

### 5.3. Image analysis

A key aspect before introducing the relations between magmatic emplacement and regional tectonics is the correspondence of magnetic and silicate fabrics. The strong magnetic susceptibility of the pluton, usually  $>10$  mSI, is carried by Fe-rich magnetite crystals which occur either in clusters or in isolated grains of different sizes, as well as included within the mafic silicates. Small ilmenite grains, normally found within titanite, are paramagnetic at room temperature and must not contribute significantly to the bulk susceptibility. Of particular importance for AMS are the rod-like magnetite crystals hosted along the biotite cleavage (Fig. 8B and C). They are visible in thin section and some of them have thicknesses of  $10\ \mu\text{m}$  and aspect ratios  $>10$ . As the anisotropy of magnetite crystals depends primarily on its grain shape (Uyeda et al., 1963), we can speculate that the magnetic anisotropy of Itaoca pluton would be rooted in such oxide inclusions hosted in biotite. A direct consequence is that AMS and the mafic mineral fabric would share the same orientation. To check how the fabric elements could be connected, the shape preferred orientation of biotite and amphibole was calculated from three mutually orthogonal 2-D sections (Robin, 2002) to compare it with the ellipsoid of magnetic susceptibility. Implementations and applications of the technique can be found in Archanjo and Launeau (2004) and Launeau and Robin (2005).

Four selected hand specimens, two from the porphyritic monzogranite, one from the deformed granite margin and one from the Saltinho stock, were chosen to determine the preferred orientation of mafic minerals. Rock blocks of about 10 cm dimensions were cut in three perpendicular directions and each resulting face was cleaned, polished and carefully oriented. High-resolution ( $\geq 5$  MPixel) digital images were taken of each rock face to be subsequently transferred to a microcomputer for treatment and mineral classification through image analysis. Dark minerals (mainly biotite and amphibole) are readily isolated by thresholding from the quartz-feldspatic matrix. The resulting binary image is improved by smoothing filters that remove misclassified pixels such as

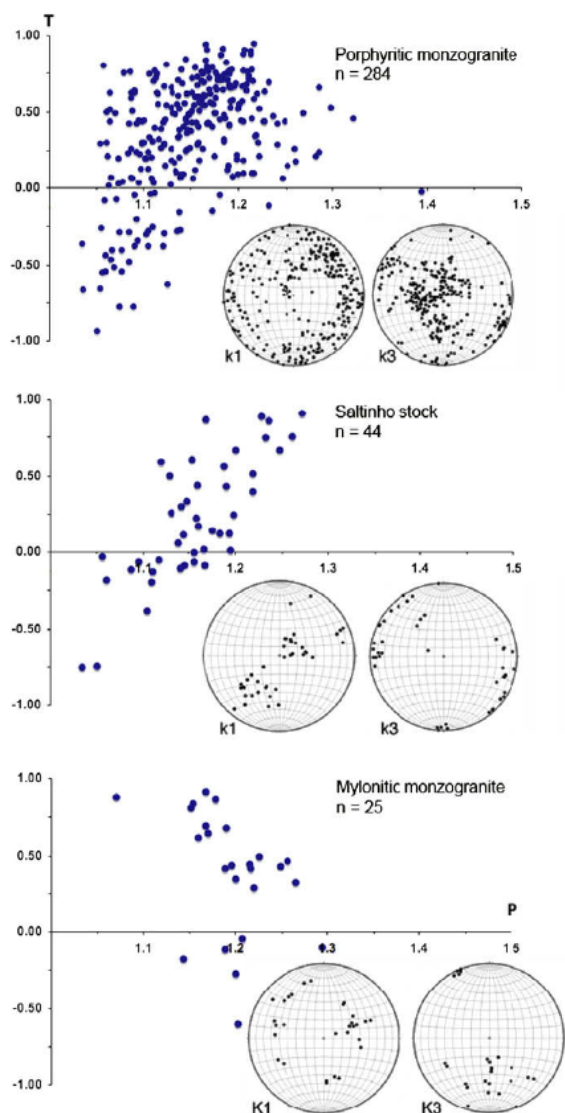


Fig. 9. Shape parameter ( $T$ ) vs. anisotropy degree ( $P$ ) and orientations (Schmid lower hemisphere) of  $k_1$  and  $k_3$  (long and short AMS principal directions). Ellipsoids are oblate for  $T > 0$  or prolate for  $T < 0$ ;  $n$ , number of specimens.

isolated pixels or one-pixel-thick lines and shapes of  $< 32$  pixels. After imaging acquisition, the rectangular granite block is drilled to extract cylinders for AMS determination. The cylinders are carefully oriented to share the same coordinate axes used in the rock sections (see details in Archanjo and Launeau (2004)). Five to twelve cylindrical specimens of  $2.2 \text{ cm} \times 2.5 \text{ cm}$  characterized the AMS of each block. The range of susceptibility of the hand specimens varied between 9.32 and 14.65 mSI.

The images constituted by mafic and non-mafic minerals were analyzed with the Intercept Method (Launeau and Robin, 1996), which provides a record of the orientation distribution of the boundaries separating two phases. The individual image is then divided into four sub-images, and on all of them sectional ellipses are determined describing the orientation distribution of the

respective mafic phase. The resulting sectional ellipses of the three perpendicular faces of a single block are combined in the  $3^4$  different ways possible, thus yielding 81 ellipsoids. The cones of  $1\sigma$  intervals from mean principal directions of AMS and mafic preferred-orientation ellipsoids are shown in the stereonets of Fig. 11. Solid symbols are for the “full” ellipsoid, i.e., that found by using all grains for each sample. As the principal directions of the “full” ellipsoid fall inside the  $1\sigma$  cone interval for the corresponding parameters of subset ellipsoids, we conclude the counting window data is sufficient and the fitted ellipsoid has a high bulk compatibility index. In other words, the match between the full and the subset ellipsoids shows that even though the preferred orientation of the markers is weak, the directions of the axes of symmetry can be measured with good confidence. Directions found with AMS and image analysis of mafic minerals are in good agreement, despite small angular deviations (typically about  $18^\circ$ ) of their respective principal directions. Magnetic and mineral anisotropies are comparable in the porphyritic monzogranite and Saltinho stock samples, but they increase notably in the mylonite zone sample. Shape ellipsoids of AMS and dark mineral fabric are fairly consistent in the porphyritic monzogranite and in the mylonite zone, but are very different for the Saltinho stock. These results indicate that the AMS describes satisfactorily the magmatic fabric of the pluton, at least for the orientations of the foliation and lineation.

## 6. Discussion

Fabrics measured in the porphyritic monzogranite and Saltinho stock were acquired in the magmatic state when the pluton intruded the middle-upper crust, emplacing into low-grade metasedimentary. The orthogneiss fabrics recorded in the southern granite border may have been formed in the magmatic stage if shear zones controlled ascent, or they may correspond to late reactivations of the Ribeira and Figueira shear zones. Fabrics of the porphyritic monzogranite typically have a roughly elongated to the northeast dome shape, with gently dipping foliations in the hinge zone that progressively become steep approaching the pluton border. The related shape ellipsoids are dominantly oblate. Decameter to few kilometers wide enclaves found in the hinge zone indicate that the present exposure is near the top of the pluton and support earlier studies which associated these enclaves with roof pendants (Mello and Bettencourt, 1998). Petrologic data from wollastonite-diopside skarns and andalusite-sillimanite hornfels found in the enclaves estimated the peak contact metamorphism of about  $600^\circ \text{C}$  at 2 kbar (approximately 8 km depth) (Ens, 1990).

The emplacement mechanism to form semi-circular to oval plutons with an “onion-skin” pattern has been attributed to diapiric ascent of the magma or, alternatively, to magmatic inflation at the emplacement site (ballooning) (Holder, 1979; Paterson and Vernon, 1995; Molyneux and Hutton, 2000). The latter does not include the ascent mechanism, but describes the point where the magmatic body is in a state of neutral buoyancy, or is trapped by a structure or rheological heterogeneities within the crust. The distinction between emplacement structures of diapirs and balloons, however, can be very difficult or even impossible to recognize if diapirs after magma arrest have expanded to form “ballooning diapirs” (Brun et al., 1990). Diapiric uprise as a mechanism of both ascent and emplacement has been questioned as a viable mode for transferring granite magmas from the lower to the upper crust. Besides the problems associated with the gravitational ascent of granite diapirs, heat loss to wall rocks and the high stress energy required to overcome the brittle/ductile transition have led some authors to discard diapirism as a viable pluton emplacement mechanism (Marsh, 1982; Mahon et al., 1988;

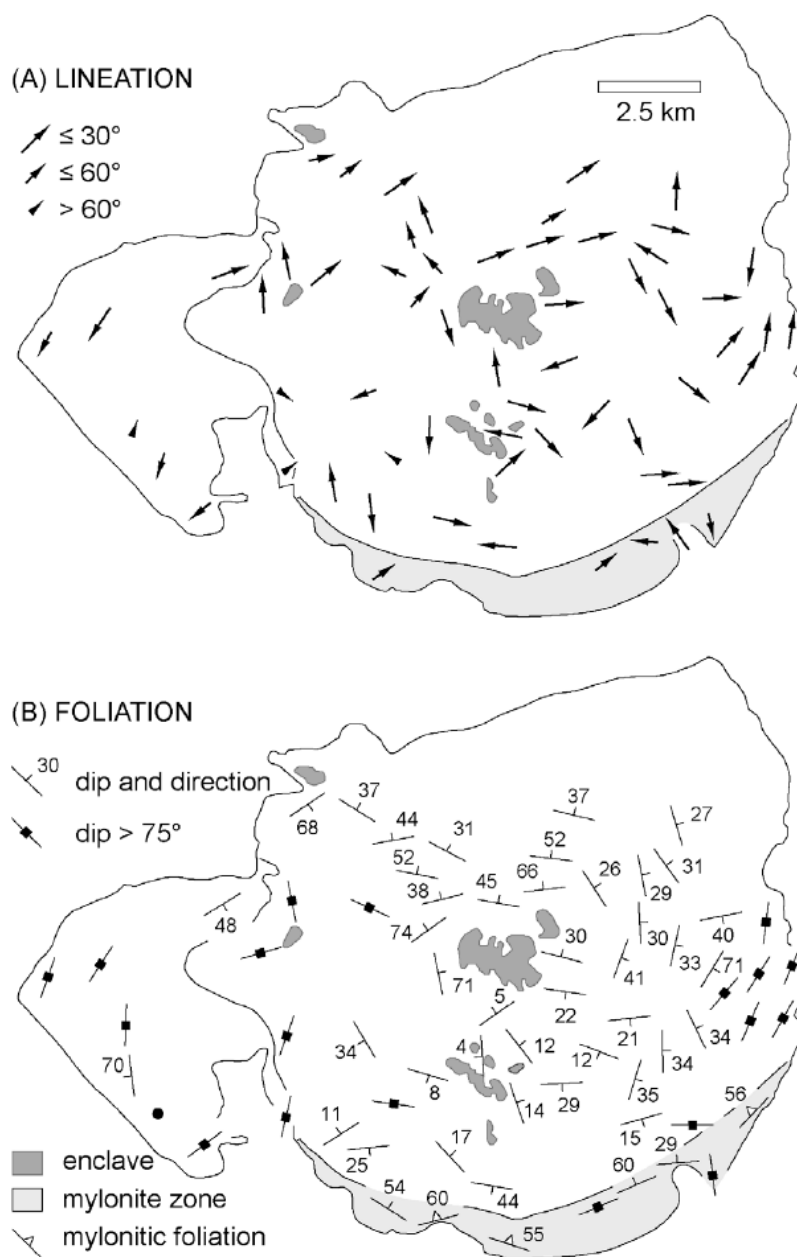


Fig. 10. Magnetic fabrics of the Itaoca pluton: (A) lineation ( $K_1$ ) and (B) foliation (normal to  $K_3$ ) (see text).

Vignerresse, 1995). Weinberg and Podladchikov (1996) have suggested that diapirs could reach quite high levels in the crust (although not within 10 km of the surface) if the crust had a power law rheology that allowed it to become weaker because of the shear stress imposed by the uprising pluton. For granite diapirs of more than one body diameter the internal circulation during ascent would lead to a characteristic normal petrological zonation that could evolve to reverse if there is a significant density contrast between the units (Weinbeg, 1992). Nested plutons and the ascent by stoping have also been included in the pro-

cesses that would assist the diapiric ascent of a granite magma (Paterson and Vernon, 1995). The absence of any internal petrographic zonation in the Itaoca pluton and its concentric foliation coupled with a dominant oblate fabric suggest that the body would have been ballooned and vertically flattened near the top of the intrusion. In addition, the magmatic emplacement would have occurred in a weak regional strain field that allowed body forces to shape its internal structure.

There are two lines of evidence that the emplacement occurred during the initial increments of the transpressional

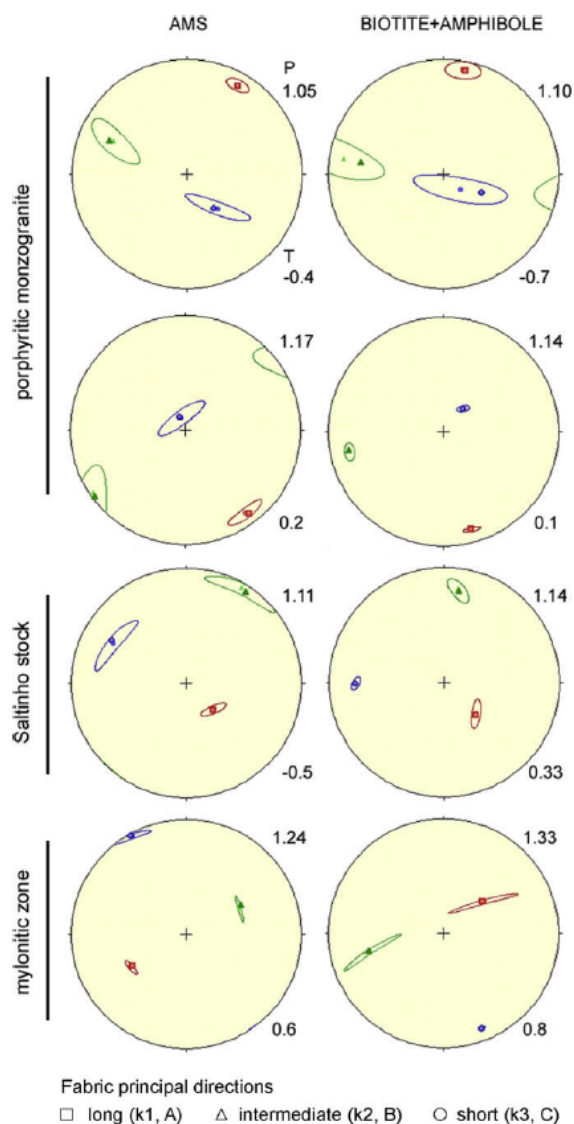


Fig. 11. AMS data (left) and corresponding mafic (mainly biotite and amphibole) fabric (right). The ellipses represent the data dispersion ( $1\sigma$ ) around the mean principal directions (see text).  $P$ , anisotropy degree and  $T$ , shape parameter ( $T > 0$ , oblate ellipsoids;  $T < 0$  prolate ellipsoids).

deformation of the Lajeado block. The first comes from the magnetic lineations that, although distributed in a girdle on the stereonet, define a broad point-maximum (Fig. 12) parallel to the subhorizontal stretching determined in the Calabouço synformal structure and the Bairro da Serra open folds (Campanha and Sadowski, 2002). A secondary NNW-trending girdle including steep- to gently-plunging lineations, although barely detected on the stereonet (Fig. 12), appears clearly in map view (Fig. 10A). These lineations could be a local record of the shear deformation that thrusted the Lajeado rocks to the southeast. The second line of evidence supporting early syntectonic emplacement comes from the orthogonality of the southern pluton border. There, the mylonitic foliation dips to the north (mean

plane: 081 Az/56 N). Such high temperature mylonites contrast with the low-temperature wall-rock phyllonites with north-up kinematics that were probably formed during the exhumation stages of the Apiaí Domain. We can speculate that the inward-dipping high temperature foliation represents an exposed section of the pluton floor deformed syn-magmatically by the Figueira thrust. In addition, we note that the northwestward continuation of the mylonite zone joins a lineation domain with moderate to steep plunge (Fig. 10A) that could correspond to the feeder zone.

Finally, the earlier crystallization age of the Itaoca monzogranite (623 Ma) compared with the Agudos Grandes (610 Ma, Janasi et al., 2001), Cunhaporanga and Três Córregos (between 615 Ma and 600 Ma, Prazeres Filho, 2005) batholiths indicate that the former would have been emplaced just before or in the early stages of dextral transpressive deformation as suggested by the foliation trajectories around the pluton and its inferred triple points (Fig. 12). The possible sequence of events which would allow the pluton emplacement into the Lajeado low-grade rocks includes: (i) melt ascent assisted by an inclined fault zone (the Figueira thrust), (ii) arrest of the magma in a crustal structure (or after reaching its neutrally buoyant state), and (iii) pluton growth and intrusion in the hanging wall rocks, cross-cutting earlier thrust structures. These events would have occurred shortly after the activation of continental-scale strike slip shear zones that mark the orogenic collisional stage of the Ribeira Belt (Heilbron et al., 2004; Silva et al., 2005).

## 7. Conclusions

Magnetic fabrics of the Itaoca pluton reveal a characteristic concentric structure formed dominantly by body force processes active during its emplacement in shallow crustal levels. Although defined by accessory magnetite crystals, the magnetic fabric describes fairly well the magmatic structure since AMS principal directions share a similar orientation with the mafic silicate fabric. A zircon U–Pb Shrimp age of the porphyritic monzogranite indicates that the pluton intruded during the initial stages of the transpressive strains that shaped the Lajeado block in the Neoproterozoic. Dome-like foliations with roughly concentric lineations around kilometer-wide roof-pendants and the dominant oblate magnetic fabrics suggest that the present exposure may correspond to the top of the intrusion. The record of regional strain by the magmatic fabric is given by the magnetic lineations that hold a preferred orientation parallel to the stretching direction of the host rocks. In addition, the high temperature mylonitic fabric in the southern pluton border dipping moderately inward is consistent with a synmagmatic deformation assisted by the Figueira thrust. The mylonites and the Figueira thrust zone were subsequently reactivated by the low temperature mylonites of the Ribeira shear zone possibly during the exhumation stages of the Apiaí domain.

## Acknowledgments

Carlos Salazar acknowledges the *Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível-Superior* (CAPES) for a studentship grant. Field, laboratory and geochronological research were supported by the *Pró-Reitoria de Pesquisa of the Universidade de São Paulo* and *Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo* (FAPESP, Grant 03/13023-7). The assistance of Sérgio Willians Rodrigues and Carlos Tomba were much appreciated during the fieldwork. Mônica Heilbron and Eric Horsman, who reviewed the manuscript, are greatly acknowledged for their suggestions and comments.

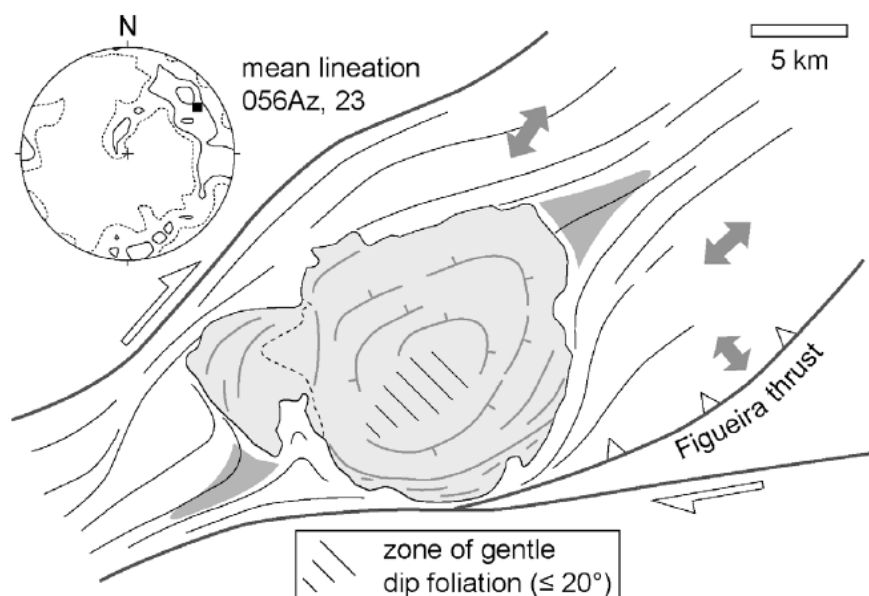


Fig. 12. Sketch of structures of the regional host rocks and Itaoca pluton illustrating its early to syn-tectonic emplacement. The inferred triple-points (shaded areas) and external foliation trajectories were based on the data set of Mello and Bettencourt (1998), Faleiros and Campanha (2004) and Salazar (2005) while the stretching directions in the Calabouço and Lajeado domains from Campanha and Sadowski (2002). The internal pluton foliation pattern was sketched after the magnetic foliation (see Fig. 10B). Magnetic lineations are represented on the Schmidt (lower hemisphere) stereonet (1%, 2% and 4% per 1% area).

## References

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* 17, 1–29.
- Archanjo, C.J., Trindade, R.L., Bouchez, J.L., Ernesto, M., 2002. Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics* 21 (1), 1003. doi:10.1029/2000TC001269, 2002.
- Archanjo, C.J., Launeau, P., 2004. Magma flow inferred from preferred orientations of plagioclase of the Rio Ceará-Mirim dyke swarm (NE Brazil) and its AMS significance. In: Martín-Hérmendez, F., Luneburg, C.M., Aubourg, C., Jackson, M. (Eds.), *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. The Geological Society of London, Special Publication, London, pp. 285–298.
- Basei, M.A.S., Siga Jr, O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozzi, F., 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de la Plata craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of the South America*. Proceedings of the XXXI International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 311–334.
- Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 95–112.
- Brun, J.P., Gapais, P., Cogné, J.P., Ledru, D., Vigneresse, J.L., 1990. The Flamanville granite (NW France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Journal of Geology* 25, 271–286.
- Campanha, G.A., Sadowski, G.R., 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apaí Domain). *Precambrian Research* 98, 31–51.
- Campanha, G.A., Sadowski, G.R., 2002. Determinações da deformação finita em rochas metassedimentares da Faixa Ribeira na região de Iporanga e Apaí, SP. *Revista Brasileira de Geociências* 32 (1), 107–118.
- Compston, W., Williams, I.S., Kirschvink, J.L., 1992. Zircon U–Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Journal of Geological Society of London* 149, 171–184.
- Dunlop, D.J., Ozdemir, O., Rancourt, D., 2006. Magnetism of biotite crystals. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 805–819.
- Ens, H., 1990. *Petrogênese dos escamitos de Itaoca – Vale do Ribeira SP*. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, IGc, Brasil, 172 p.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A., 2004. Petrografia e microestruturas de tectonitos da zona de cisalhamento Ribeira, Vale do Ribeira, SP e PR: implicações no zoneamento metamórfico e estrutural do Supergrupo Açungui e unidades correlatas. *Revista Brasileira de Geociências* 34 (3), 419–430.
- Hackspacher, P.C., Dantas, E.L., Spoladore, A., Fetter, A.H., Oliveira, M.A.F., 2000. Evidence of Neoproterozoic back-arc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from São Roque and Açungui groups. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1), 110–114.
- Heilbron, M., Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research* 125, 87–112.
- Heilbron, M., Pedrosa Soares, A., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R., Janasi, V., 2004. Brasiliano orogens in the Southeast and South Brazil. In: Weinberg, R., Trouw, R., Fuck, R., Hackspacher, P. (Eds.), *The 750–550 Ma Brasiliano Event of South America*. *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, vol. 17, Paper 4.
- Holder, M.T., 1979. An emplacement mechanism for post-tectonic granites and its implications for their geochemical features. In: Atherton, M.P., Tamey, J. (Eds.), *Origin of Granite Batholiths: Geochemical Evidence*. Shiva Publishing, Copenhagen, pp. 116–128.
- Hutton, D.H.W., 1996. The “space problem” in the emplacement of granite. *Episodes* 19 (4), 114–119.
- Janasi, V.A., Leite, R.J., Van Schmus, W.R., 2001. U–Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes batholith (west of São Paulo, Brazil) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 363–376.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics* 79, 63–67.
- Launeau, P., Robin, P.Y., 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics* 267, 91–119.
- Launeau, P., Robin, P.Y., 2005. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – implementation and applications. *Journal of Structural Geology* 27, 2223–2233.
- Ludwig, K.R., 2001. *User's manual for Isoplot/Ex Version 2.49: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 1a, 55 p.
- Mahon, K.I., Harrison, T.M., Drew, D.A., 1988. Ascent of a granitoid diapir in a temperature varying medium. *American Journal of Science* 282, 808–815.
- Marsh, B.D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. *American Journal of Science* 282, 808–815.
- Mello, I.S.C., Bettencourt, J.S., 1998. Geologia e gênese das mineralizações associadas ao maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR. *Revista Brasileira de Geociências* 28 (3), 269–284.
- Molyneux, S.J., Hutton, D.H.W., 2000. Evidence for significant granite space creation by the ballooning mechanism: the example of the Ardara pluton, Ireland. *Geological Society of America Bulletin* 112 (10), 1543–1558.
- Nascimento, H.S., Bouchez, J.L., Nédélec, A., Sabaté, P., 2004. Evidence of an early NS magmatic event in the Paleoproterozoic Teofilândia granitoids (São Francisco Craton, Brazil): a combined microstructural and magnetic fabric study. *Precambrian Research* 134, 41–59.
- Neves, S.P., Vaucher, A., Archanjo, C.J., 1996. Shear zone controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. *Tectonophysics* 262, 349–365.
- Neves, S.P., Mariano, G., Beltra-Ob, B.A., Correia, P.B., 2005. Emplacement and deformation of the Cachoeirinha pluton (Borborema province, NE Brazil) inferred through petrostructural studies: Constraints on regional strain fields. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 127–141.

- Paterson, S.R., Vernon, R.H., 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America Bulletin* 107, 1356–1380.
- Prazeres Filho, H.J., 2005. Caracterização geológica e petrogenética do batólito granítico Três Córregos (SP-PR): geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/SHRIMP) e  $\delta^{18}\text{O}$  em zircão. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, IGc, Brasil, 207 p.
- Robin, P.-Y.F., 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – theory. *Journal of Structural Geology* 24, 531–544.
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology* 9 (8), 1015–1020.
- Rosenberg, C.L., 2004. Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics* 23, TC3002. doi:10.1029/2003TC001526, 2004.
- Salazar, C.A., 2005. Fábrica magnética do maciço granítico Itaoca: Cinturão Ribeira, SE do Brasil. Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo, IGc, 65 p.
- 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.
- Uyeda, M., Fuller, M.D., Belshé, J.C., Girdler, R.W., 1963. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. *Journal of Geophysical research* 68 (1), 279–291.
- Vignerresse, J.L., 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics* 249, 173–186.
- Vlach, S.R., 2001. Microprobe monazite constraints for an early (ca. 790 Ma) Brasiliano orogeny: the Embu terrane Southeastern Brazil. In: *Proceedings of the 3rd South American Symposium on Isotope Geology*, Puc'ón, Extended Abstracts, pp. 265–268.
- Weinbeg, R.F., 1992. Internal circulation in a buoyant two-fluid Newtonian sphere: implications for composed magmatic diapirs. *Earth and Planetary Science Letters* 110, 77–94.
- Weinberg, R.F., Podladchikov, Y.Y., 1996. The rise of solid-state diapirs. *Journal of Structural Geology* 17, 1183–1195.



## **APÊNDICE B - FUNDAMENTOS TEÓRICOS DA OPF E ASM**

## 1 ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA

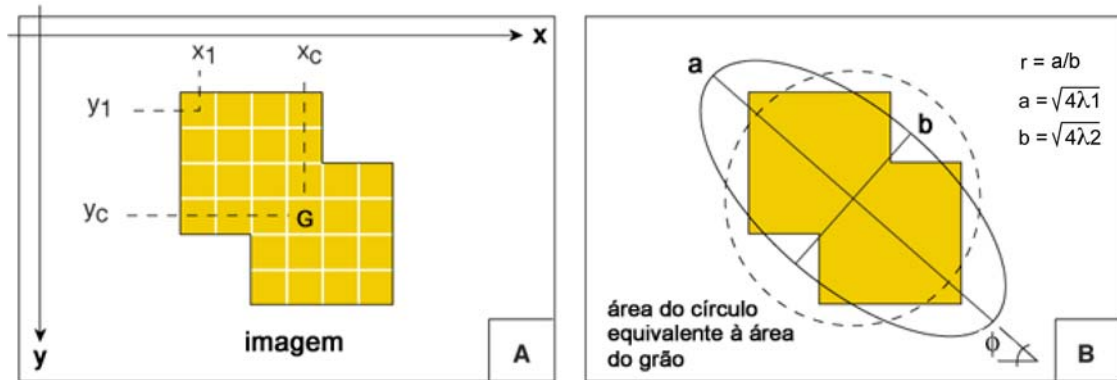
Os métodos de caracterização da petrotrama tomaram um novo impulso com o uso de microcomputadores, câmeras digitais e programas específicos, cujo maior diferencial é o tratamento de um grande número de informações. Estas novas tecnologias tornaram a análise da deformação uma operação prática e relativamente rápida. Com elas podem-se estimar parâmetros escalares (magnitude, forma) e direcionais (orientação preferencial) da deformação e compará-los com outros métodos físicos de determinação da petrotrama, como a anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM). Com isso é possível estabelecer critérios independentes de consistência de dados, principalmente se o propósito é correlacionar a trama magnética (ASM) com a magmática e propor modelos tectônicos de alojamento de rochas magmáticas na crosta terrestre.

Nesta seção se apresentaram as bases teóricas de dois métodos utilizados na determinação da orientação preferencial de forma, o Tensor de Inércia e o Método de Interceptos. A aplicação de uma ou outra técnica depende da textura da rocha. O Tensor de Inércia é especialmente indicado quando os grãos de uma subpopulação podem ser individualizados. Quando a textura é descrita melhor por agregados de grãos, utiliza-se o Método de Interceptos. Os parâmetros escalares e direcionais da população de grãos são integrados e recombinaados para reconstituir geometricamente o elipsóide (3-D). Este elipsóide é utilizado para descrever a distribuição mineral na rocha e caracterizar a petrotrama correspondente.

### 1.1 O MÉTODO DO TENSOR DE INÉRCIA

Neste método um objeto (grão mineral) é definido por um conjunto de pixels adjacentes formando um único código numérico. A forma de um objeto em duas dimensões (2-D) é, na maioria das vezes, anisotrópica e mais ou menos convexa. Se o objeto não se afasta demasiado da forma convexa, o que normalmente acontece nos minerais constituintes de rochas plutônicas, esta forma pode ser simplificada por uma elipse cuja área é definida pela quantidade de pixels do objeto.

O tensor de inércia 2-D é utilizado para simular a rotação de um objeto discreto  $j$  de forma qualquer em torno de seu centro de massa  $G$  (Jähne 1991). Um algoritmo de busca identifica os pixels adjacentes pertencentes a um único objeto e determina suas coordenadas em linha ( $x_i$ ) e coluna ( $y_i$ ) (figura 1A). Uma vez caracterizado o objeto, a ele é atribuído um código numérico e calculado sua área  $A$  (= número de *pixels*).



**Figura 1** - A) Objeto (grão) constituído por pixels e localização de seu centro de massa  $G$  de coordenadas  $x_i$  e  $y_i$ . B) Descrição tensorial do objeto cujos autovalores ( $\lambda_1$  e  $\lambda_2$ ) definem os eixos principais da elipse e sua orientação ( $\phi$ ) no sistema de coordenadas  $xy$ .

Uma vez conhecidas as coordenadas  $x_i$  e  $y_i$  de cada pixel pertencente ao objeto  $j$  pode-se determinar o seu centro de massa  $G$  de coordenadas  $x_c$  e  $y_c$

$$x_c = \bar{x}_i = \frac{1}{A} \sum x_i \quad \text{e} \quad y_c = \bar{y}_i = \frac{1}{A} \sum y_i$$

A distribuição dos pixels em torno do centro de massa de um objeto anisotrópico pode ser descrita por uma elipse cujos semi-eixos são determinados pelos autovalores do tensor de inércia 2-D (figura 1B). Os três momentos centrais de segunda ordem,  $m_{xx}$ ,  $m_{xy}$  e  $m_{yy}$  formam os componentes do tensor  $M_j$

$$M_j = \begin{vmatrix} m_{xx} & m_{xy} \\ m_{xy} & m_{yy} \end{vmatrix}$$

onde  $m_{xx} = \frac{1}{A} \sum (x_i - x_c)^2$ ,  $m_{xy} = \frac{1}{A} \sum (x_i - x_c)(y_i - y_c)$  e  $m_{yy} = \frac{1}{A} \sum (y_i - y_c)^2$ . (1)

Os autovalores do tensor  $\lambda_1$  e  $\lambda_2$  do tensor  $M_j$  são calculados por,

$$M_j = \begin{vmatrix} \cos \phi_j & \sin \phi_j \\ -\sin \phi_j & \cos \phi_j \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} \lambda_1 & 0 \\ 0 & \lambda_2 \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} \cos \phi_j & -\sin \phi_j \\ \sin \phi_j & \cos \phi_j \end{vmatrix} \quad \text{onde}$$

$$\phi_j = \frac{1}{2} \arctan \frac{m_{xy}}{m_{xx} - m_{yy}} \quad (2)$$

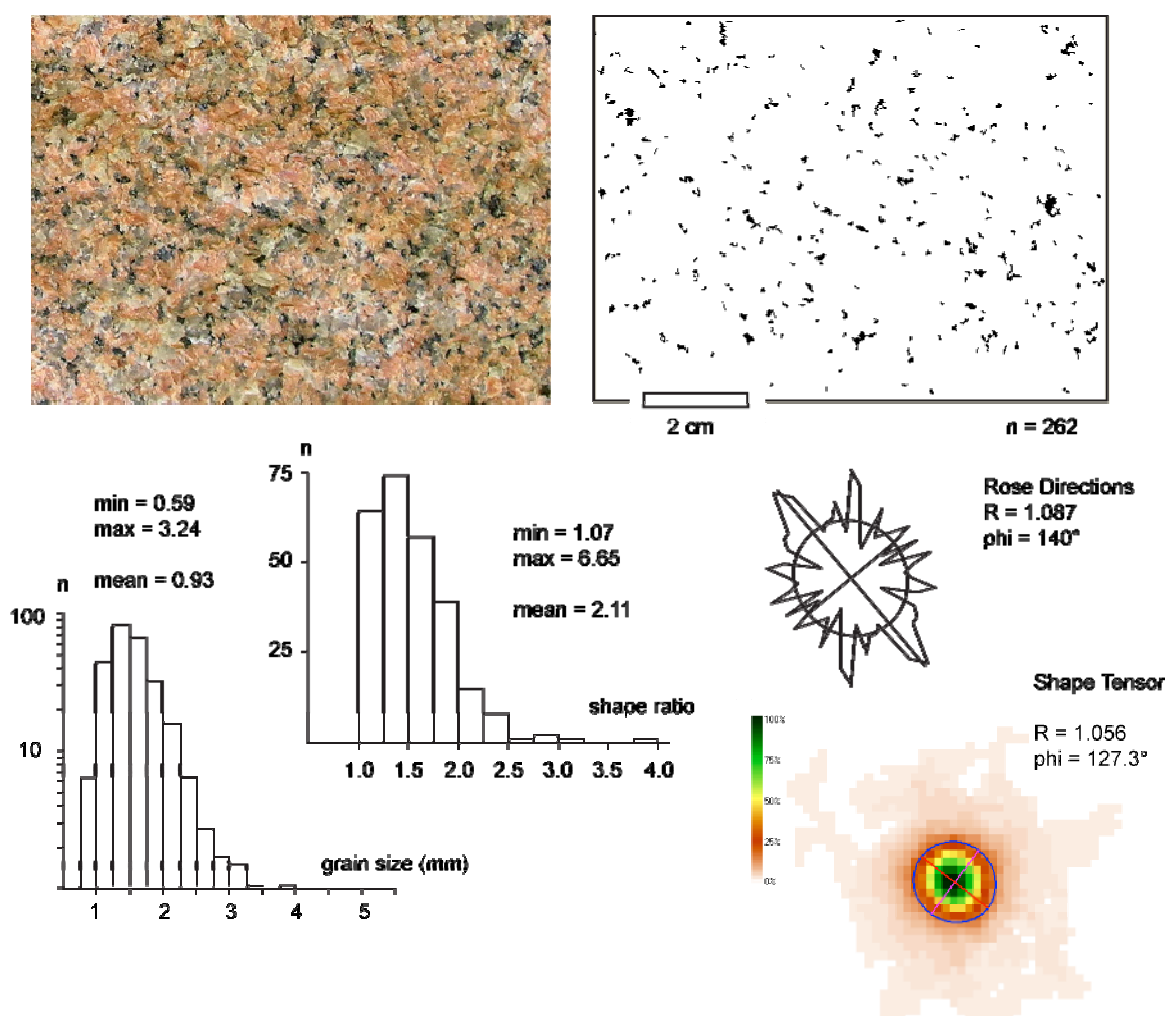
O ângulo  $\phi$  (figura 1B), que fornece a orientação do grão  $j$ , corresponde à direção do maior autovetor de  $M_j$ . A razão axial  $r$ , ou anisotropia, é definida como  $r = \sqrt{\lambda_1/\lambda_2}$ , com os valores de  $r$  e  $\phi$  de cada grão torna-se possível determinar a razão axial ( $sr$ ) e orientação  $\phi'$  da população de grãos através do tensor de inércia  $M_g$  de  $N$  formas de grão, onde

$$M_g = \frac{1}{N} \sum_j M_j = \frac{1}{N} \begin{vmatrix} \sum_j m_{xxj} & \sum_j m_{xyj} \\ \sum_j m_{xyj} & \sum_j m_{yyj} \end{vmatrix}$$

Neste tipo de cálculo o tensor médio  $M_g$  é bastante influenciado pela subpopulação de grãos com maior área, ou seja, o tensor resultante dependerá da trama dos maiores objetos. Esta característica pode ser suprimida normalizando o tensor, isto é, determinando a média dos  $n$  tensores normalizados pela área dos objetos correspondentes. Neste tipo de cálculo cada grão, independentemente do seu tamanho, contribui com peso igual no cálculo da OPF. A análise da petrotrama de grãos pelo método do Tensor de Inércia é suficiente para delimitar as características geométricas de cada grão (eixos maior e menor, orientação), bem como da população correspondente (eixos de maior e menor distribuição, orientação preferencial).

Na figura 2 é mostrada a OPF calculada pelo Tensor de Inércia da subpopulação de máficos do granito de Capão Bonito. A granulometria e razão axial dos minerais máficos (fase escura) são calculadas após separá-los da fase rosa-avermelhado (K-feldspato) e cinza clara (plagioclásio, quartzo) através de técnicas de análise de imagem. Nesse exemplo, os máficos possuem tamanho médio de 0,93 mm e razão axial esta em torno de 2,11. Os histogramas correspondentes mostram uma distribuição unimodal, o que sugere a ausência de subpopulações com tamanho e razão axial próprios na face amostrada. A orientação preferencial dos máficos é investigada mediante a distribuição dos eixos longos dos grãos (diagrama de roseta de direções), ou pelo cálculo da forma média da população (figura 2). A elipse calculada com a roseta de direções depende apenas da orientação dos máficos. A forma média depende do tamanho dos grãos. A elipse correspondente é encontrada empilhando cada grão pelo seu centro de gravidade, com o maior número de “pixels empilhados” correspondendo ao ponto de densidade máxima. Da elipse extraímos a

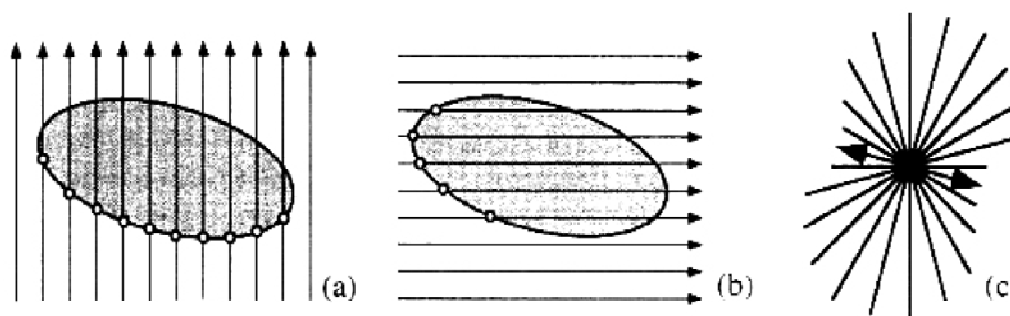
anisotropia ( $sr = \text{eixo maior/eixo menor}$ ) e orientação do eixo maior ( $\phi$ ). Como a OPF por "empilhamento" depende da área do grão, o peso maior da trama é fornecido pelos maiores objetos da população. Contudo, se os parâmetros ( $sr, \phi$ ) das elipses calculadas pela roseta de direções e pelo tensor de forma forem equivalentes, como no exemplo da figura 2, pode-se assumir que a OPF é homogênea na área de amostragem ou heterogênea se ditos parâmetros forem discrepantes. Neste último caso, área de amostragem poderá ser ampliada ou circunscrever-se para domínios onde a trama seja homogênea. A aplicação da técnica nos plútons mostrou que uma imagem digital de aproximadamente 40 x 30 cm de área, resolução  $\geq 5 \text{ MPixels}$  e com bom contraste entre as diferentes fases, é suficiente para caracterizar a petrotrama de silicatos em granitos com típica textura grossa.



**Figura 2** - Parâmetros (granulometria, razão axial e orientação) da população de minerais máficos do granito de Capão Bonito. Os minerais escuros são separados de uma seção plana de um granito, e calculadas a granulometria e razão axial da população isolada. Os parâmetros da distribuição de minerais podem ser descritas pela Roseta de Direções ou pelo mapa de densidade dos grãos empilhados.

## 1.2 O MÉTODO DE INTERCEPTOS

A determinação da trama de forma dos minerais através do método de contagem dos interceptos tem sido objeto de vários trabalhos tanto em rochas graníticas (Cruden *et al.* 1999) como em intrusivas máficas (Cowan 1999). As bases teóricas do método e suas aplicações à geologia estão detalhadas em Launeau & Robin (1996), Robin (2002) e Launeau & Robin (2005). A contagem de interceptos é um método paramétrico de análise numérica bidimensional (2-D). Ele consiste na determinação do número de interseções (número de pixels) entre o limite de um grão e a sua matriz através da varredura completa da imagem por uma sucessão de linhas paralelas que giram automaticamente de 0° a 180° (figura 3). O resultado é representado pela projeção polar da contagem de interseções em cada linha de direção  $\alpha$ . No caso mais simples de um objeto (grão) elipsoidal isolado na matriz, a direção da contagem com menor valor corresponde à máxima elongação do objeto enquanto a razão entre os valores maior e menor é a sua razão axial (anisotropia).



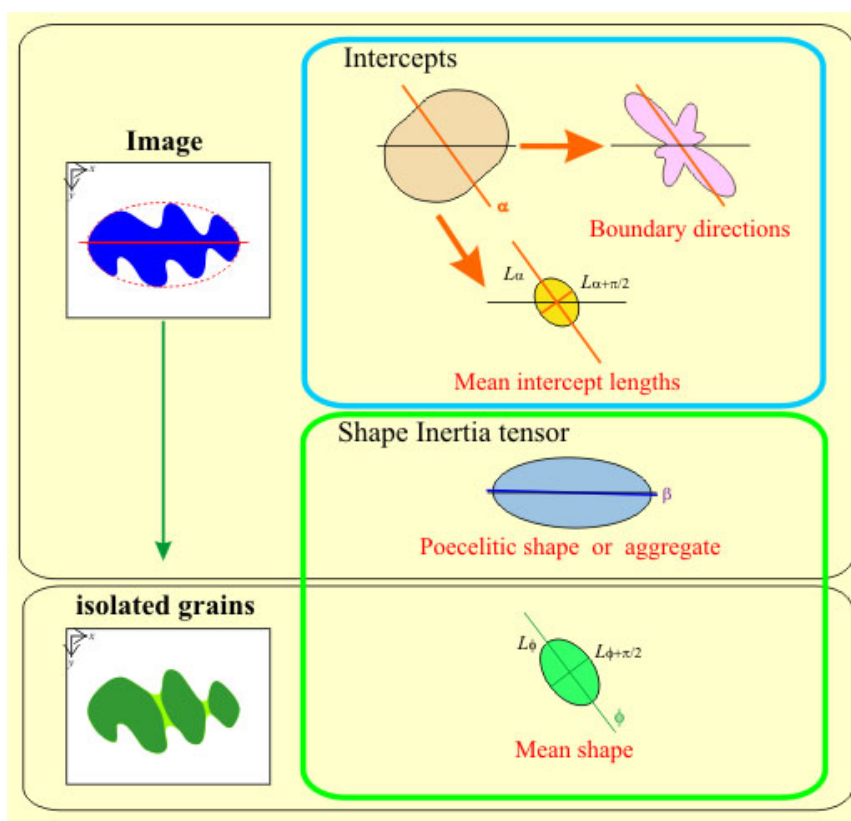
**Figura 3** - Método de determinação da OPF através do Método de Interceptos. A contagem de cada interseção entre o limite de grão e a matriz depende da forma do grão:  $\alpha = 0^\circ$ , 10 interseções (a);  $\alpha = 90^\circ$ , 5 interseções (b). O resultado (score final) é representado pela projeção polar (c), que contém a direção de máxima (seta dupla) e mínima elongação (in Bons & Jessel 1996).

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

$$G = \begin{vmatrix} \sum N\alpha \cos^2 \alpha & \sum N\alpha \cos \alpha \sin \alpha \\ \sum N\alpha \cos \alpha \sin \alpha & \sum N\alpha \sin^2 \alpha \end{vmatrix}$$

onde  $N\alpha$  é o número de interceptos na direção  $\alpha$ . A razão entre o comprimento dos interceptos ( $L$ ) na direção  $\alpha$  (maior número de interceptos) e  $\alpha + \pi/2$  (menor número de interceptos) corresponde à anisotropia de forma do objeto ( $r = L\alpha / (L\alpha + \pi/2)$ ).

Os métodos do Tensor de inércia e de Interceptos são técnicas de determinação da OPF sensíveis ao modo como os minerais se arranjam na rocha. No exemplo da figura 4, o objeto estudado pode corresponder tanto a um grupo de grãos adjacentes imbricados como a um grão discreto com contatos embainhados. O tensor de inércia da forma do objeto o descreve como uma elipse cujo eixo maior está próximo à linha com maior número de pixels adjacentes. O Método de Interceptos posiciona a direção de máxima elongação aproximadamente na bissetriz do ângulo formado pelos flancos dos contatos embainhados. O uso de um ou outro método para a determinação da OPF requer, portanto, o exame prévio e detalhado da textura mineral da rocha investigada.



**Figura 4** - Análise de forma de um objeto côncavo (azul) através dos métodos de Interceptos e Tensor de Inércia.

### 1.3 DETERMINAÇÃO 3-D DA TRAMA ATRAVÉS DO TENSOR QUADRÁTICO DE FORMA

A técnica foi introduzida na geologia estrutural por Ramsay (1967) que buscava reconstruir o elipsóide de forma (3-D) a partir dos parâmetros de forma (orientação e grau de anisotropia) medidos em três planos mutuamente ortogonais. O método foi

recentemente generalizado para três ou mais planos cada um com orientação qualquer (Robin 2002). Para efetuar a reconstrução foi escrito um programa em *Visual Basic*, *ELLIPSOID.EXE*, 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 ( $\phi$ ) 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

$$s_{xx}x_1x_1 + s_{yy}x_2x_2 + s_{zz}x_3x_3 + 2s_{yz}x_2x_3 + 2s_{xz}x_1x_3 + 2s_{xy}x_1x_2 = 1 \quad (3)$$

onde  $x_1$ ,  $x_2$  e  $x_3$  são as coordenadas de um ponto sobre o elipsóide; na forma matricial

$$X^T S X = 1 \quad (4)$$

onde  $X$  é a matriz 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,

$$S_{xy} = \begin{vmatrix} s_{xx} & s_{xy} \\ s_{xy} & s_{yy} \end{vmatrix} = R_{xy}^T \begin{vmatrix} 1/a_{xy}^2 & 0 \\ 0 & 1/b_{xy}^2 \end{vmatrix} R_{xy} \text{ em que } R_{xy} = \begin{vmatrix} \cos \psi_{xy} & -\sin \psi_{xy} \\ \sin \psi_{xy} & \cos \psi_{xy} \end{vmatrix}$$

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,

$$S = \begin{vmatrix} s_{xx} & s_{xy} & s_{xz} \\ s_{xy} & s_{yy} & s_{yz} \\ s_{xz} & s_{yz} & s_{zz} \end{vmatrix} = R_v^T \begin{vmatrix} 1/A^2 & 0 & 0 \\ 0 & 1/B^2 & 0 \\ 0 & 0 & 1/C^2 \end{vmatrix} R_v$$

onde

$$R_v = \begin{vmatrix} \cos \alpha \cos \psi - \sin \alpha \cos \theta \cos \psi & -\cos \alpha \sin \psi - \sin \alpha \cos \phi \cos \psi & \sin \alpha \sin \theta \\ \sin \alpha \cos \psi + \cos \alpha \cos \theta \cos \psi & -\sin \alpha \sin \psi + \cos \alpha \cos \theta \cos \psi & -\cos \alpha \sin \theta \\ \sin \theta \sin \psi & \sin \theta \cos \psi & \cos \theta \end{vmatrix}$$

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



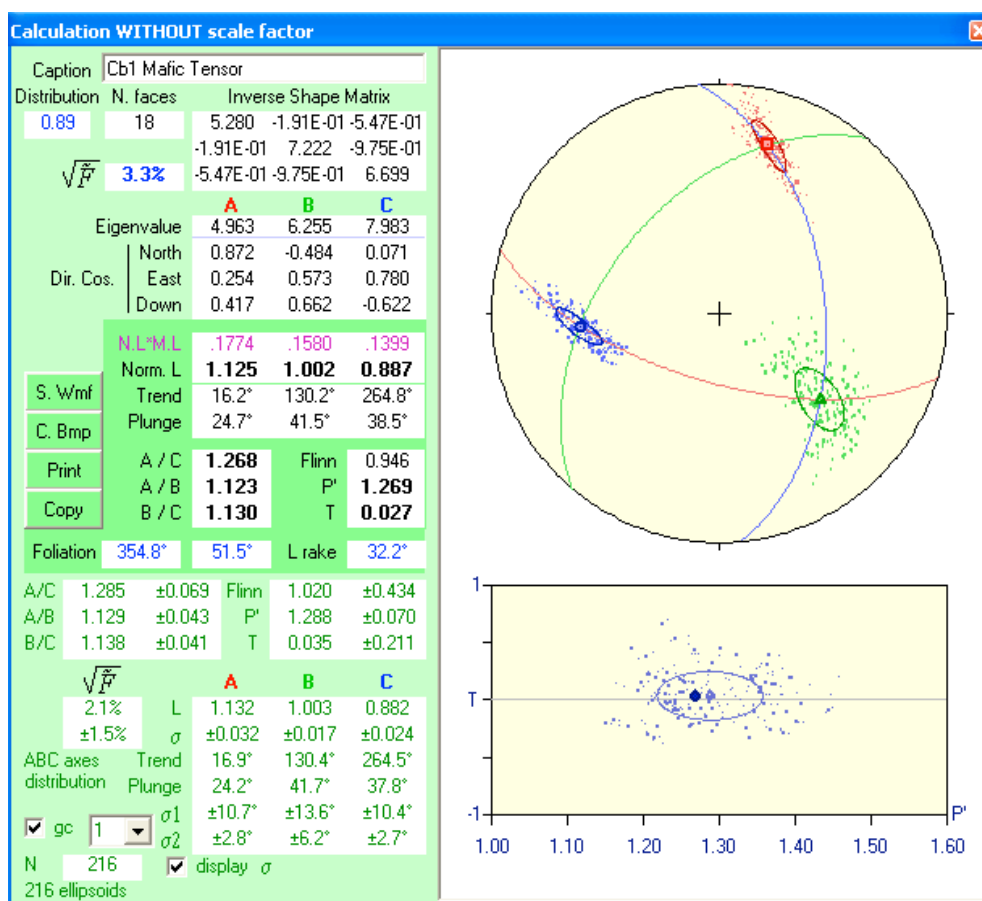
A matriz  $S$  é denominada “matriz de forma” do elipsóide. Como os valores principais de  $S$  são funções inversas dos respectivos comprimentos dos eixos do elipsóide, esta matriz também é conhecida como “matriz de forma inversa”. Para que a equação quadrática represente um elipsóide, e não um hiperbolóide 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 autovetores de  $S$ , e suas dimensões  $A$ ,  $B$  e  $C$  dadas por

$$A = \frac{1}{\sqrt{s_x}}, B = \frac{1}{\sqrt{s_y}} \text{ e } C = \frac{1}{\sqrt{s_z}}$$

As propriedades matemáticas do tensor de forma quadrático são as mesmas de outras grandezas físicas, tais como a anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM). A comparação entre a orientação preferencial de forma (OPF) e a ASM torna-se assim internamente consistente. O programa *ELLIPSOID.EXE* fornece a orientação das direções principais do elipsóide de forma e os seus parâmetros escalares. O programa fornece ainda um “índice de incompatibilidade” entre a medida das seções e o elipsóide calculado. Este parâmetro é determinado em cada seção e permite, eventualmente, eliminar do cálculo as seções ou subpopulações 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 considerado adequado quando  $\sqrt{F} \leq 10\%$  e ideal quando  $\sqrt{F} = 0\%$ . O programa *ELLIPSOID.EXE* calcula os mesmos parâmetros utilizados na ASM, como o grau de anisotropia  $P = A/C$  e a simetria do elipsóide:  $T > 0$  para elipsóides oblatos e  $T < 0$  para os prolatos.

O elipsóide da distribuição de minerais máficos do plúton Capão Bonito (SP) é mostrado na figura 5. Foram analisados 3 planos mutuamente ortogonais e, em cada plano, calculada a OPF dos máficos. Os parâmetros das elipses seccionais de cada plano são inicialmente combinados para produzir 1 elipsóide (combinação 1<sup>3</sup>). As suas direções principais, representadas pelos símbolos cheios (figura 5), situam-se na interseção dos respectivos planos principais. O ajuste das elipses seccionais ao elipsóide é indicado pelo parâmetro  $\sqrt{F} = 3,3\%$ . Em seguida, a população de máficos em cada plano é subdividida em 6 subpopulações (malha de 3 x 2) e calculada as OPFs correspondentes. A combinação de seis elipses seccionais por plano, e em cada um dos três planos ortogonais, fornece 216

elipsóides (combinação  $6^3$ ). As orientações dos eixos principais dos elipsóides são lançadas na rede estereográfica (hemisfério inferior), e calculadas suas direções médias, assim como a dispersão angular ( $1\sigma$ ) dos eixos em torno da direção média.



**Figura 5** - Parâmetros do elipsóide representativo da trama de forma de minerais máficos do plúton Capão Bonito (estação CB1). Diagrama de Schmidt, hemisfério inferior.

O ajuste dos parâmetros médios da combinação  $6^3$  é de  $\sqrt{F} = 2,1\%$  ( $\pm 1,5\%$ ). O semi-ângulo maior do cone de dispersão de  $1\sigma$  é um pouco menor em torno de C ( $\pm 10,4^\circ$ ) que em torno de A ( $\pm 10,7^\circ$ ). Os resultados são considerados estatisticamente significativos se as direções principais do tensor na combinação  $1^3$  situam-se no interior do cone de dispersão de  $1\sigma$ , como neste exemplo. A trama de máficos do sítio CB1 é neutra ( $T \sim 0$ ) e apresenta uma anisotropia (A/C) da ordem de 1,27 (combinação  $1^3$ ) ou 1,28 (combinação  $6^3$ ). A OPF determinada pelo Tensor de Inércia de forma de minerais máficos deste sítio define uma lineação (pontos vermelhos) com caimento para NNE e uma foliação (perpendicular a C, pontos azuis) com mergulho moderado para leste.

### 1.3.1 Método de trabalho

A obtenção de dados de petrotrama através da análise de imagem obedece a três etapas distintas (figura 6): (i) fotografia digital de seções orientadas do afloramento (ou lâmina delgada, ou fases polidas de bloco orientado), (ii) processamento da imagem e, (iii) determinação dos parâmetros de OPF em cada seção e, (iv) reconstituição do respectivo elipsóide da distribuição da subpopulação amostrada.

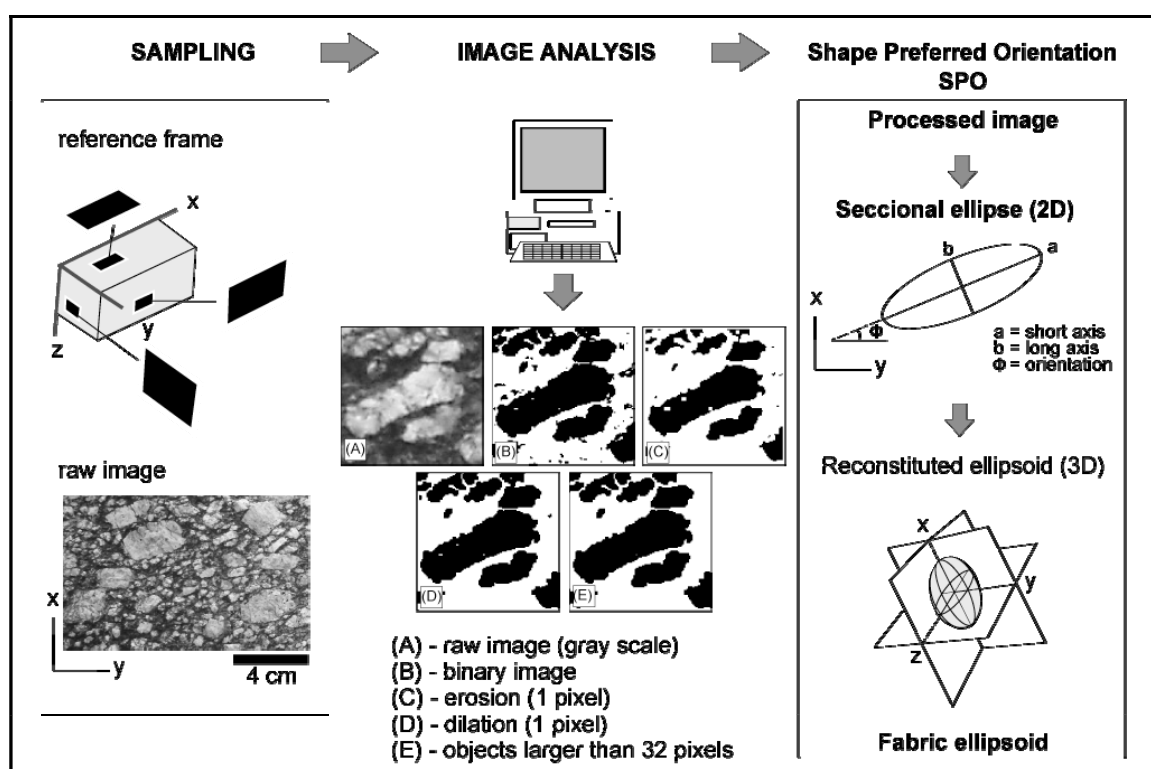


Figura 6 - Aquisição da imagem, procedimentos e determinação do elipsóide de forma.

A reconstituição da trama em 3-D a partir de seções 2-D depende fundamentalmente do modo de ocorrência do afloramento rochoso. Este deve conter pelo menos três seções mutuamente ortogonais ou subortogonais com área de exposição igual ou maior que 25 dm<sup>2</sup>. 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, preferencialmente, em pedreiras para extração de blocos rochosos. Cada face é cuidadosamente orientada (direção/mergulho) e fotografada com uma câmera digital com resolução  $\geq 5$  MPixels.

O estudo da subtrama 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 e a imagem transferida para um computador. Se o contraste é melhor entre os minerais claros e escuros, a OPF refletirá as características da subtrama de minerais máficos.

As imagens digitais brutas são transferidas para um computador e tratadas com programas de edição, como o *Adobe Photoshop*, *Corel Draw* ou similar. O tratamento consiste na conversão da imagem colorida para binária, seguida da erosão e restauração de 1 pixel na periferia de cada objeto. Este procedimento elimina linhas de 1 pixel de comprimento, pixels isolados e estreitas “pontes” de pixels ligando objetos distintos. Depois são eliminados os objetos com tamanho inferior a 32 pixels e os objetos cortados pela borda da imagem.

Em cada imagem orientada, das três ou mais seções fotografadas no afloramento, são calculados os parâmetros (dimensão dos eixos longo e curto e respectiva orientação) da elipse de distribuição da população mineral isolada no tratamento da imagem. Se as elipses resultantes convergem para um elipsóide, os parâmetros do elipsóide de forma são comparados aos parâmetros correspondentes do elipsóide de ASM.

Finalmente, do afloramento são extraídos entre 4 e 6 cilindros orientados de rocha com 2,5 cm de diâmetro utilizando uma perfuratriz portátil. Estes cilindros são cortados em laboratório para produzir espécimes de 2,2 cm de altura. A determinação da ASM nestes espécimes e a caracterização da petrotrama magnética seguiram os procedimentos descritos em Bouchez (1997).

## 2 REFERÊNCIAS

- Bons PD, Jessell MW. 1996. Experimental simulation of the formation of fibrous veins. 30th International Geological Conference, Beijing, China.
- Bouchez JL. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez JL, Hutton DHW, Stephens WE (Editors), Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics. Kluwer Academic Publishers, p. 95-112.
- Cowan EJ. 1999. Magnetic fabric constraints on the initial geometry of the Sudbury Igneous Complex: a folded sheet or a basin-shaped igneous body? *Tectonophysics*, vol. 307: 135-162.
- Cruden AR, Tobisch OT, Launeau P. 1999. Magnetic fabric evidence for conduit-fed emplacement of a tabular intrusion: Dinkey Creek Pluton, central Sierra Nevada batholith, California. *Journal Geophysical Research*, vol. 104(B5): 10.511-10.530.
- Harvey PK, Laxton RR. 1980. The estimation of finite strain from the orientation distribution of passively deformed linear markers: eigenvalue relationships. *Tectonophysics*, vol. 70: 285-307.
- Jähne B. 1991. *Digital Image Processing, Concepts, Algorithms and Scientific Applications*. Springer, Berlin, 383p.
- Launeau P, Robin PYF. 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, 267(1/4): 91-119.
- Launeau P, Robin PF. 2005. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses-Interpretations and applications. *Journal of Structural Geology*, vol. 27 (12) : 2223-2233.
- Ramsay JG. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill New York. 586p.
- Robin PF. 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - theory. *Journal of Structural Geology*, 24: 531-544.

### 3 ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

A magnetização induzida (M) pela aplicação de um campo indutor (H) obedece à seguinte relação:

$$M = k H \quad (5)$$

onde  $k$  é a susceptibilidade magnética. No Sistema internacional M e H são medidos em A/m, e  $k$  é um parâmetro adimensional. A temperatura ambiente e sob campo indutor de baixa intensidade ( $< 1$  mT) a susceptibilidade volumétrica varia nos materiais rochosos tipicamente entre  $10^{-5}$  e  $10^{-2}$  SI. Alguns minerais, como o quartzo e o feldspato, apresentam susceptibilidade negativa, enquanto alguns óxidos de Fe podem apresentar susceptibilidade de 6 SI. Se o material é isotrópico, M é constante independentemente da orientação do campo H. Contudo, as rochas, bem como os seus minerais constitutivos, geralmente são anisotrópicos. M, então, pode variar em intensidade com a orientação de H. Para uma determinada direção de indução, as componentes da magnetização induzida podem ser expressas por

$$M_i = k_{ij} H_j \quad (6)$$

onde  $i, j = 1, 2, 3$ .  $M_i$  é a magnetização na direção  $i$ , e  $H_j$  é o campo indutor na direção  $j$ .  $k_{ij}$  é uma matriz simétrica de segunda ordem, denominada tensor de susceptibilidade (Nye 1957). Na matriz  $k_{ij}$  é possível encontrar um sistema de coordenadas (os autovetores) no qual os componentes fora da diagonal se cancelam. A diagonalização da matriz permite determinar os autovalores máximo ( $k_1$ ), intermediário ( $k_2$ ) e mínimo ( $k_3$ ) do tensor, cuja representação espacial é um elipsóide. O grau de anisotropia  $P$  do elipsóide é dado pela relação  $k_1/k_3$ , enquanto a forma varia de oblato ( $k_1 = k_2 > k_3$ ), prolato ( $k_1 > k_2 = k_3$ ) e triaxial ou neutro ( $k_1 > k_2 > k_3$ ). A simetria do elipsóide é determinada pelo parâmetro  $T$ , onde,

$$T = \left[ \frac{2(\ln k_2 - \ln k_3)}{\ln k_1 - \ln k_3} \right] - 1 \quad (7)$$

em que  $T$  varia de 0 a 1 para elipsóides neutros a oblatos, e de 0 a -1 para elipsóides neutros a prolatos. O detalhamento metodológico da ASM e sua utilização na geologia foram

recentemente revisados por Borradaile & Jackson (2004), enquanto a aplicação ao estudo estrutural de granitóides pode ser encontrada em Bouchez (1997).

Além da susceptibilidade, existem outras propriedades magnéticas que podem ser anisotrópicas, incluindo a magnetização remanente (Fuller 1963; Daly 1967). Dentre as remanentes inclui-se a natural (MRN; magnetização remanente natural) bem como aquelas artificiais produzidas em laboratório, tais como a isotérmica (MRI) e a anisterética (MRA). Independente do tipo de magnetização envolvida, a anisotropia é consequência de uma orientação preferencial, ou trama, dos minerais magnéticos responsáveis pela remanência, e denominado Anisotropia de Remanência Magnética (ARM). A formulação matemática para caracterizar o tensor a ARM é semelhante à ASM. Nos materiais anisotrópicos, a intensidade da magnetização remanente ( $M_r$ ) depende da orientação do campo ( $H$ ) que promove a remanência. A variabilidade direcional é descrita por um tensor simétrico de segunda ordem ( $kr$ ),

$$M_r = krH \quad (8)$$

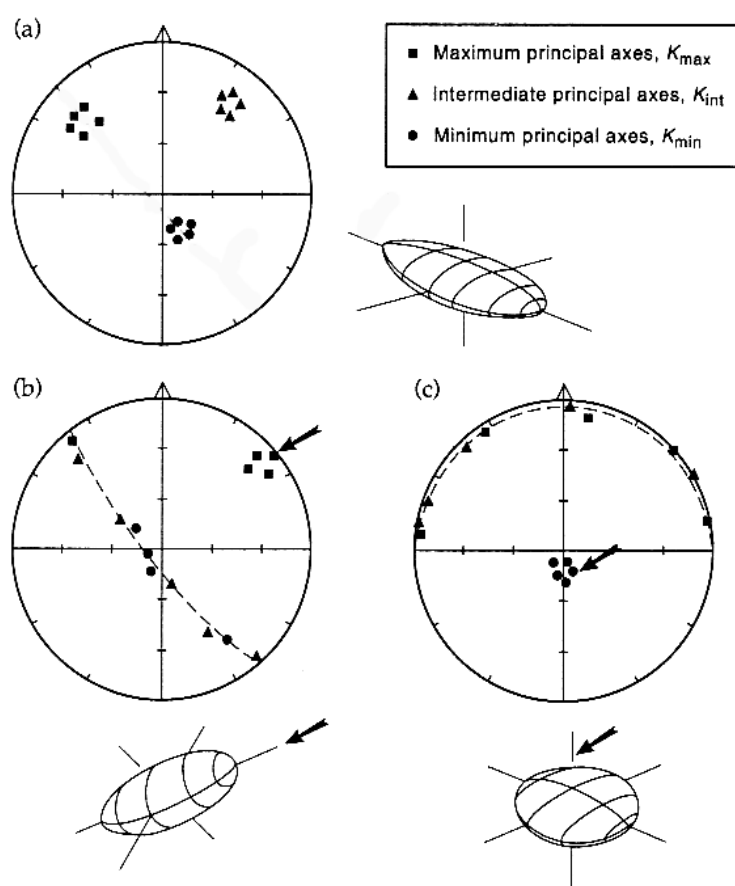
onde  $kr$  é a susceptibilidade remanente, análogo ao tensor susceptibilidade magnética.

Diferente do tensor susceptibilidade o qual inclui a contribuição dos distintos tipos de minerais magnéticos, a MRA descreve apenas a anisotropia dos minerais portadores de remanência. O tensor susceptibilidade remanente pode ser geometricamente representado por um elipsóide com eixos principais paralelos aos autovetores de  $kr$ , e com magnitudes determinadas pelos autovalores correspondentes. Neste trabalho se utilizou a magnetização remanente induzida por um campo artificial anisterético (McCabe & Jackson 1985), que será referida doravante como Anisotropia de magnetização Remanente Anisterética (ARA). Uma descrição detalhada da teoria, procedimentos de medida e aplicações à geologia estrutural podem ser encontradas em Jackson (1991).

### 3.1 REPRESENTAÇÃO DIRECIONAL DA TRAMA MAGNÉTICA

As direções principais da trama magnética (susceptibilidade, remanência) são normalmente lançadas em projeção estereográfica (hemisfério inferior). Quando os eixos do elipsóide formam agrupamentos distintos, a trama é denominada triaxial ou plano-linear

(figura 7); este tipo de trama define uma lineação ( $k_1$ ) e uma foliação magnética (plano normal a  $k_3$ ). Na trama linear apenas os eixos  $k_1$ - $k_{1A}$  estão agrupados, enquanto  $k_2$ - $k_{2A}$  e  $k_3$ - $k_{3A}$  distribuem-se em um plano normal a  $k_1$ - $k_{1A}$  (linha tracejada na figura 7b). Na trama planar (figura 7c) os eixos  $k_1$ - $k_{1A}$  e  $k_2$ - $k_{2A}$  distribuem-se em um plano normal a  $k_3$ - $k_{3A}$  (= pólo da foliação). Nas tramas linear e planar, respectivamente, apenas a lineação e foliação magnética encontram-se bem definidas.



**Figura 7** - Representação espacial da trama magnética (anisotropia de susceptibilidade ou remanência). A distribuição é denominada neutra ou triaxial (a), linear (b) e planar (c) dependendo dos arranjos dos eixos máximo ( $k_1$ ,  $k_{1A}$ ), intermediário ( $k_2$ ,  $k_{2A}$ ) e mínimo ( $k_3$ ,  $k_{3A}$ ).

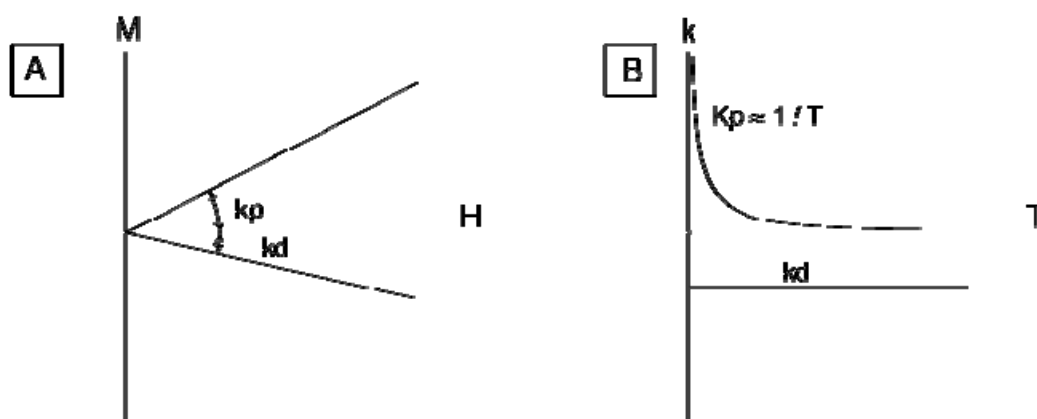
### 3.2 ELEMENTOS DE MINERALOGIA MAGNÉTICA

A origem da magnetização reside no movimento de translação e rotação (*spin*) dos elétrons em torno do núcleo atômico, e em como os elétrons interagem uns com os outros. Toda a matéria é magnética, em maior ou menor grau. Os materiais são denominados dia- e paramagnéticos quando não há interação coletiva dos momentos magnéticos. Se há forte



interação coletiva e ordenamento dos momentos magnéticos, os materiais são denominados ferromagnéticos *sensu lato*.

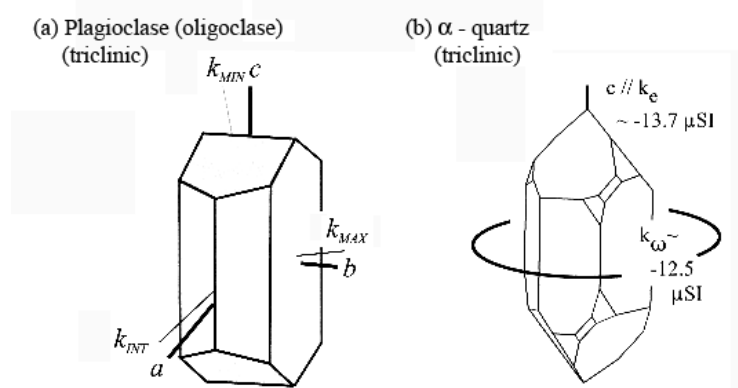
O diamagnetismo é uma propriedade de toda a matéria. Sua origem relaciona-se à modificação do movimento orbital dos elétrons (precessão de Larmor) sob ação de um campo indutor. A magnetização resultante se opõe à direção do campo (figura 8); retirando-se o campo, a magnetização desaparece. A susceptibilidade diamagnética ( $k_d$ ) possui intensidade muito baixa, constante e negativa, e independe da temperatura (figura 8B).



**Figura 8** - Magnetização ( $M$ ) de minerais diamagnéticos e paramagnéticos sob um campo indutor ( $H$ ). A susceptibilidade diamagnética  $k_d$  é negativa (A) e independe da temperatura (B). A susceptibilidade paramagnética  $k_p$  é positiva e decresce com o aumento de temperatura.

O Na-plagioclásio (oligoclásio), a forsterita e o quartzo são diamagnéticos, com susceptibilidade negativa variando entre  $-13$  e  $-17 \times 10^{-6}$  SI (Borradaile & Jackson 2004). Como a susceptibilidade diamagnética é muito baixa, ela é facilmente sobreposta pela susceptibilidade para- e/ou ferromagnética. Os minerais diamagnéticos somente são importantes na ASM quando os minerais ferromagnéticos estão praticamente ausentes ( $< 0.0001\%$  do volume total) ou quando os paramagnéticos ocorrem como acessórios ( $< 1\%$ , Tarling & Hrouda 1993).

As direções principais de susceptibilidade nos minerais diamagnéticos, assim como nos paramagnéticos, são definidas pela simetria do retículo cristalino. No oligoclásio há uma leve obliquidade entre os eixos cristalográficos e as direções principais de susceptibilidade (figura 9A), enquanto uma pequena diferença entre a susceptibilidade medida no eixo-c e no plano basal (figura 9B) origina uma anisotropia da ordem de 1% no quartzo (Hrouda 2004). Tanto no Na-plagioclásio como no quartzo o eixo  $k_3$  é subparalelo ao eixo-c do cristal.



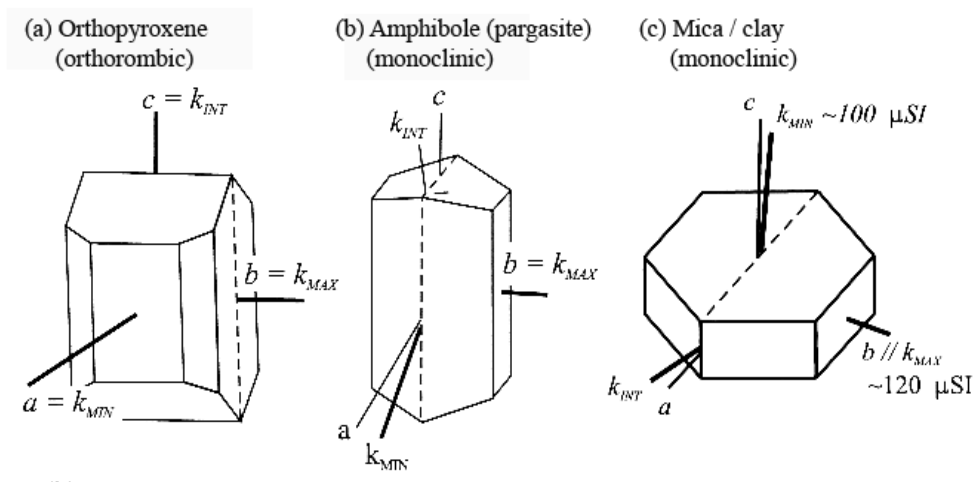
**Figura 9** - Relação entre os eixos cristalográficos e as direções principais de ASM no plagioclásio (oligoclásio, triclinico) e quartzo (trigonal) (*in* Borradaile & Jackson 2004).

Nos minerais paramagnéticos alguns átomos ou íons, notadamente de Fe, apresentam um momento magnético que se origina nos elétrons desemparelhados situados em orbitais parcialmente preenchidos. A susceptibilidade paramagnética ( $k_p$ ) é positiva (figura 10A), independe do campo indutor e é inversamente proporcional à temperatura (figura 10B). A variação de  $k_p$  com a temperatura obedece à lei de Curie –Weiss,

$$k = \frac{C}{T - \theta} \quad (9)$$

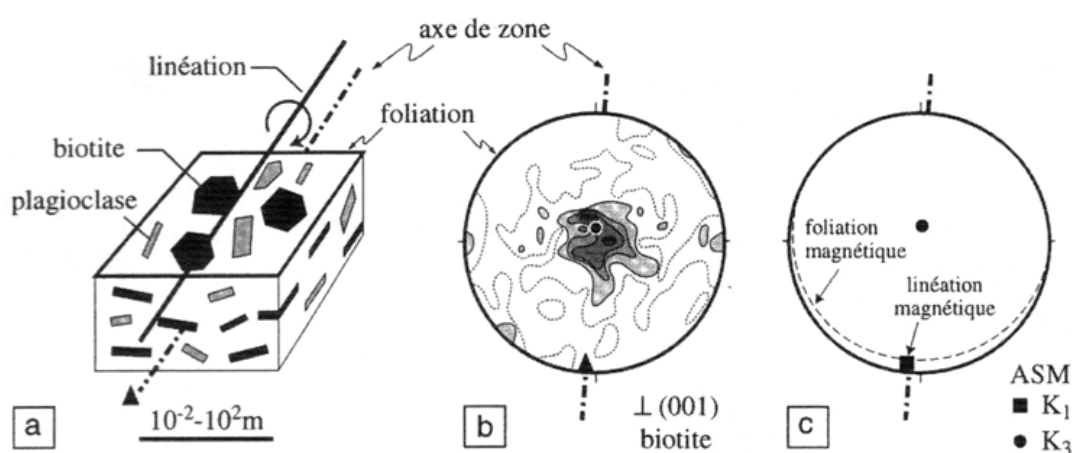
onde  $T$  é a temperatura absoluta e  $\theta$  a constante de Curie.

As micas, o anfibólio e o piroxênio são paramagnéticos com susceptibilidade da ordem de  $0,5$  a  $1 \times 10^{-3}$  SI. A anisotropia paramagnética ( $P_p = k_1/k_3$ ) é condicionada pela rede cristalina do mineral. Ela incipiente nos minerais do sistema cúbico e tende a crescer nos cristais de baixa simetria. Nos minerais do sistema trigonal e ortorrômbico os eixos cristalográficos e as direções principais de susceptibilidade são coaxiais. No sistema monoclinico apenas o eixo-b é paralelo a uma das direções principais. No ortopiroxênio (ortorrômbico)  $k_3$  é paralelo ao eixo-a (curto) enquanto  $k_2$  ao eixo-c (longo) (figura 10). A mica, clinopiroxênio, anfibólio e epidoto pertencem ao sistema monoclinico, de modo que apenas o eixo-b é paralelo a uma das direções principais de susceptibilidade. Na biotita (e muscovita)  $k_3$  é subperpendicular ao plano basal, que possui uma anisotropia ( $k_1/k_3$ ) da ordem de 1,35 (Zapletal 1990; Martin-Hernandez & Hirt 2003).



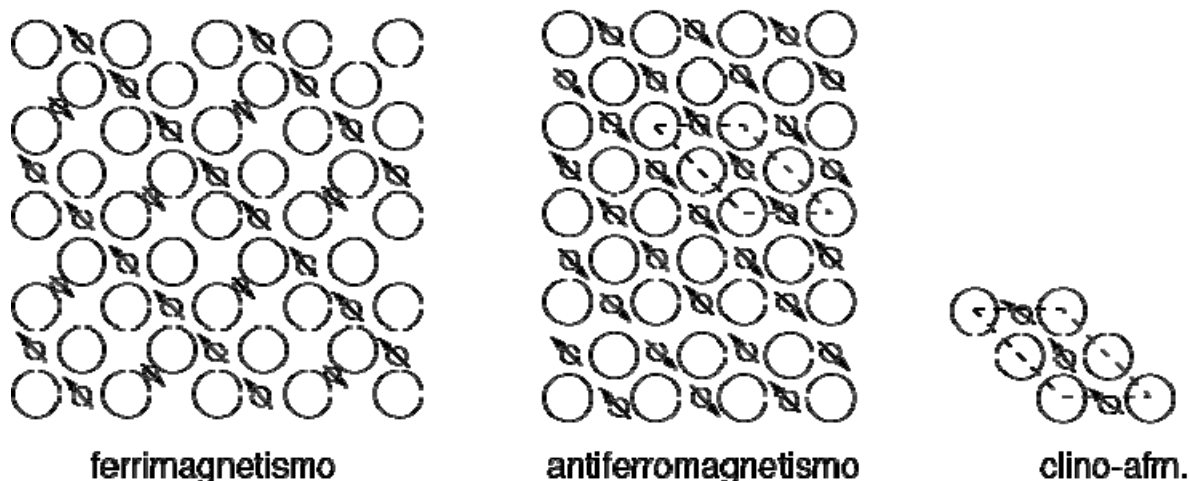
**Figura 10** - Relação entre eixos cristalográficos e direções principais de susceptibilidade em piroxênio e anfibólio e mica (in Borradaile & Jackson 2004).

As micas são de particular importância no estudo da ASM de granitos. Se o teor de minerais ferromagnéticos for muito baixo, ou mesmo na ausência destes, a distribuição de mica torna-se determinante na caracterização da trama magnética. O elipsóide de susceptibilidade da biotita é uniaxial oblato, com os eixos  $k_1$  e  $k_2$  confinados no plano basal (001). A foliação de mica, cujo pólo é subparalelo a  $k_3$ , é definida pela orientação preferencial dos planos (001) (figura 11). Por sua vez, a interseção no espaço da projeção dos planos (001) define uma linha imaginária conhecida como "eixo de zona" (Bouchez 1997). A lineação de mica é dada pelo eixo de zona, que geralmente é paralelo a  $k_1$ .



**Figura 11** - Relação entre a trama mineral e a trama magnética em um granito com biotita. (a) distribuição de plagioclásio e biotita para definir a foliação e lineação; (b) distribuição do plano de clivagem da biotita e determinação do "eixo de zona" (melhor linha em torno da qual se distribuem as micas); (c) ASM da trama mineral, definida pela orientação preferencial de silicatos paramagnéticos (biotita). (in Bouchez, 2000).

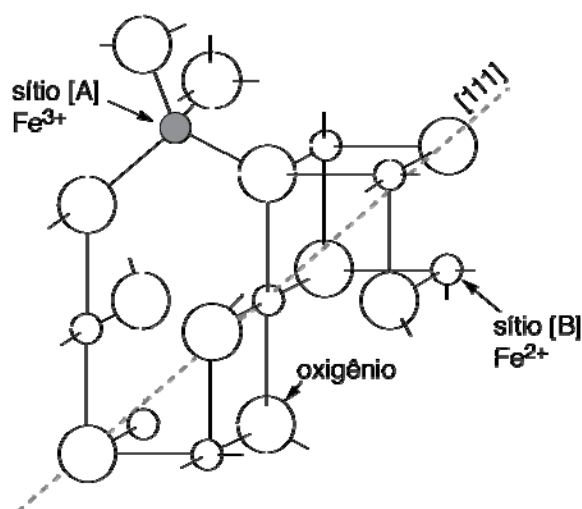
Os minerais ferromagnéticos *s.l.* são caracterizados pela presença de íons (Fe, Mn, Cr, Co) que interagem fortemente criando uma magnetização natural espontânea. A susceptibilidade ferromagnética ( $k_f$ ) é bem maior que a susceptibilidade paramagnética, podendo alcançar 5,7 SI em cristais de magnetita (Hunt *et al.* 1995). Os arranjos paralelo e antiparalelo dos momentos magnéticos determinam suas propriedades magnéticas. Nos ferromagnéticos *s.s.* os momentos paralelos apontam todos para o mesmo sentido, enquanto nos ferrimagnéticos os momentos são antiparalelos (figura 12). Como a intensidade dos momentos nos pares alternados é desigual, ocorre uma magnetização residual no sentido dos momentos mais fortes. Nos minerais antiferromagnéticos os momentos são antiparalelos de mesma intensidade, logo a magnetização resultante é nula. Os momentos magnéticos tornam-se randomizados quando atingem uma determinada temperatura, denominada de Curie ( $T_C$ ) nos minerais ferromagnéticos, e de Néel ( $T_N$ ) nos antiferromagnéticos. Acima da temperatura de Curie/Néel os minerais tornam-se paramagnéticos e a susceptibilidade obedece à lei de Curie-Weiss. Os minerais ferromagnéticos mais importantes no estudo de anisotropia de susceptibilidade e remanência de rochas graníticas são a titano-magnetita e, subordinadamente, a titano-hematita.



**Figura 12** -Ordem magnética dos materiais ferri- e antiferromagnéticos. O discreto desvio dos momentos magnéticos no arranjo antiferromagnético produz a pequena magnetização residual dos minerais clino-antiferromagnéticos (clino-afm)

Na série magnetita – ulvoespínélio a magnetita ( $Fe_3O_4$ ) cristaliza com a estrutura inversa do espínélio (figura 13). Os íons maiores de oxigênio estão empacotados no arranjo cúbico, com os íons menores de Fe ocupando lacunas em sítios tetraédricos (circundados

por 4 O) e octaédricos (circundados por 8 O). Esses dois sítios correspondem, respectivamente aos sub-retículos A e B.

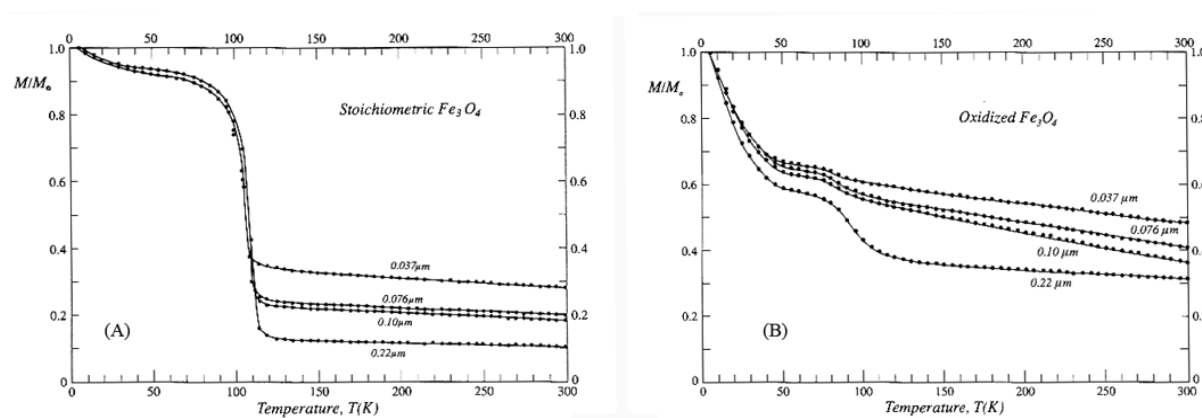


**Figura 13** - Parte da estrutura do espinélio mostrando os sítios octaédricos [B] (círculos menores) e tetraédricos [A] circundados por ânions oxigênio (círculos maiores). A linha pontilhada é a diagonal [111] do cubo, correspondendo ao eixo de fácil magnetização.

A fórmula química da série é  $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$ , onde  $x$  varia de 0 (magnetita) a 1 (ulvoespinélio). O  $\text{Ti}^{4+}$  ocupa o subretículo B, enquanto o  $\text{Fe}^{2+}$  e o  $\text{Fe}^{3+}$  se distribuem em A e B. A temperatura de Curie varia com o teor de Ti, entre 250 °C ( $x = 0,5$ ) e 575 °C ( $x = 0$ ). Nesta configuração, os subretículos antiparalelos apresentam momentos magnéticos opostos de mesma intensidade, o que torna o ulvoespinélio antiferromagnético. Na titanomagnetita o  $\text{Ti}^{4+}$  substitui o  $\text{Fe}^{3+}$ .

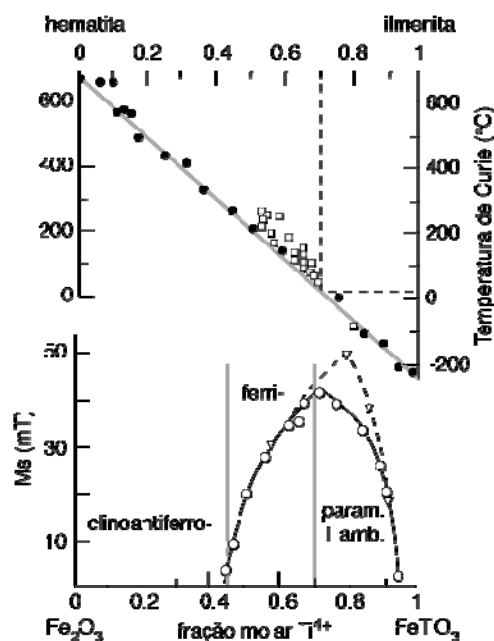
Titanomagnetitas cristalizam em torno de 1300 °C e são precoces na sequência de cristalização de rochas magmáticas. A taxa de resfriamento normalmente determina a textura e o tamanho dos óxidos de Fe-Ti. Quando o resfriamento é rápido, as titanomagnetitas podem apresentar hábito esquelético e tamanho da ordem de 1  $\mu\text{m}$ . No resfriamento lento os grãos são maiores, podendo chegar a 100  $\mu\text{m}$ . O teor médio de óxidos de Fe-Ti em gabros situa-se em 5%, enquanto que a proporção de Ti na magnetita varia entre  $0 < x < 0.8$ . Entre 750 °C e 600 °C a difusão de cátions de Ti e Fe no estado sólido separa a titanomagnetita em um pólo rico e outro pobre em Ti. A exsolução promove o aparecimento de texturas típicas, tais como finas ripas entrecruzadas de ilmenita na magnetita (textura em treliça).

Com a queda de temperatura em meio hidrotermal e sob condições crescentes de oxidação, a magnetita pode se transformar em maghemita ( $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Esta "magnetita oxidada" é quimicamente equivalente a hematita, embora retendo a estrutura do espinélio. O grau de maghemitização se reflete na transição de Verwey, entre -160 e -165 °C. Nesta faixa de temperatura, a simetria cúbica da magnetita tem uma pequena distorção passando a monoclínica. A consequente reorganização dos íons  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{3+}$  no sítio octaédrico promove uma significativa diminuição da magnetização remanente (figura 14A). Com a oxidação da magnetita a transição de Verwey torna-se mal definida (figura 14B), podendo chegar a sua completa supressão nos estágios mais avançados da maghemitização (Ozdemir & Dunlop 1993). A maghemita é metaestável e inverte para hematita ( $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) entre 250 °C e  $\geq 750$  °C (Dunlop & Ozdemir 1997).



**Figura 14** - Transição de Verwey em magnetita "pura" (A) e em magnetita parcialmente oxidada (B)

Na série hematita – ilmenita as substituições iônicas na série da titano-hematita são semelhantes à da titano-magnetita. A solução sólida  $\text{Fe}_{2-x}\text{Ti}_x\text{O}_3$  varia de  $x = 0$  (hematita) a  $x = 1$  (ilmenita) (figura 15). Titano-hematitas com  $0 < x < 0,45$  exibem o arranjo clino-antiferromagnético, com os cátions Fe e Ti distribuídos igualmente nos sub-retículos A e B. Quando  $x > 0,45$ , os cátions de Fe e Ti não são mais igualmente distribuídos e o arranjo antiparalelo dos dois sub-retículos não é mais balanceado. Assim, titano-hematitas com  $0,45 < x < 1$  são ferrimagnéticas, com uma máxima magnetização em  $x = 0,7$  (figura 15). No intervalo entre  $0,7 < x < 1$ , a Temperatura de Curie da titano-hematita é inferior a 0 °C, o que a torna paramagnética à temperatura ambiente.



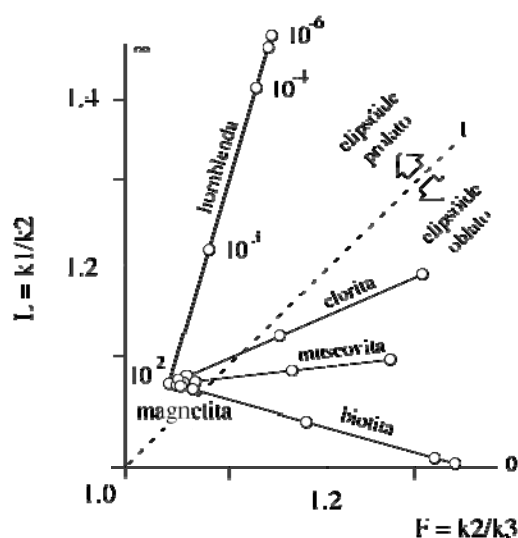
**Figura 15** - Propriedades magnéticas da titano-hematita com a variação de Ti na solução sólida hematita-ilmenita (Nagata 1961). Ms é a magnetização à saturação. A temperatura ambiente, a titano-hematita é clino-antiferromagnética quando  $x < 0,45$ , ferrimagnética se  $0,45 < x < 0,7$  e paramagnética se  $x > 0,7$

Na ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ) os cátions das camadas com  $\text{Ti}^{4+}$  alternam com as camadas contendo  $\text{Fe}^{2+}$ . O arranjo final dos momentos é antiparalelo com intensidades opostas e iguais, o que torna a ilmenita antiferromagnética com temperatura de Néel a  $-218^\circ\text{C}$ . A hematita possui os íons oxigênio empacotados no sistema hexagonal. Os momentos magnéticos dos cátions  $\text{Fe}^{3+}$  são antiparalelos de mesma intensidade, com os spins alinhados com o plano (0001). Acima de  $-10^\circ\text{C}$  aparece uma fraca magnetização residual resultante do leve desvio dos momentos magnéticos, a qual pode ser amplificada devido a imperfeições cristalinas. As interações antiferromagnéticas deixam de existir em  $680^\circ\text{C}$  e a hematita torna-se paramagnética. Abaixo de  $-10^\circ\text{C}$  os spins mudam de direção e alinham-se com o eixo [0001] perpendicular ao plano basal (transição de Morin); os momentos tornam-se perfeitamente antiparalelos e a hematita torna-se antiferromagnética.

A titano-hematita cristaliza em rochas máficas a intermediárias em temperaturas da ordem de  $1300^\circ\text{C}$ . Durante o resfriamento, o processo de exsolução pode levar a formação de texturas em sanduíche onde faixas ricas em Ti (ilmenita) ocupam os planos (0001), ao lado de faixas ricas em Fe (hematita). Em casos extremos a exsolução evolui até a formação de compostos de rutilo, hematita e pseudobrookita (Butler, 1992).

### 3.3 ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE MAGNETITA E HEMATITA

Os óxidos de Fe-Ti constituem a fase acessória mais importante em muitas rochas ígneas, porém com um teor geralmente inferior a 5%. Como a susceptibilidade dos minerais ferromagnéticos é muito superior a dos silicatos paramagnéticos, pequenas quantidades destes óxidos são suficientes para dominar a ASM da amostra. O estudo de um modelo teórico de rocha consistindo de 60% de feldspato, 40% de um silicato de Fe-Mg (clorita, mica ou anfibólio) e traços de magnetita mostrou que, à medida que o teor de magnetita aumenta, a ASM da rocha-modelo aproxima-se dos valores que caracterizam a magnetita (figura16). Com 1% de magnetita a anisotropia magnética da rocha-modelo confunde-se com a anisotropia da magnetita.



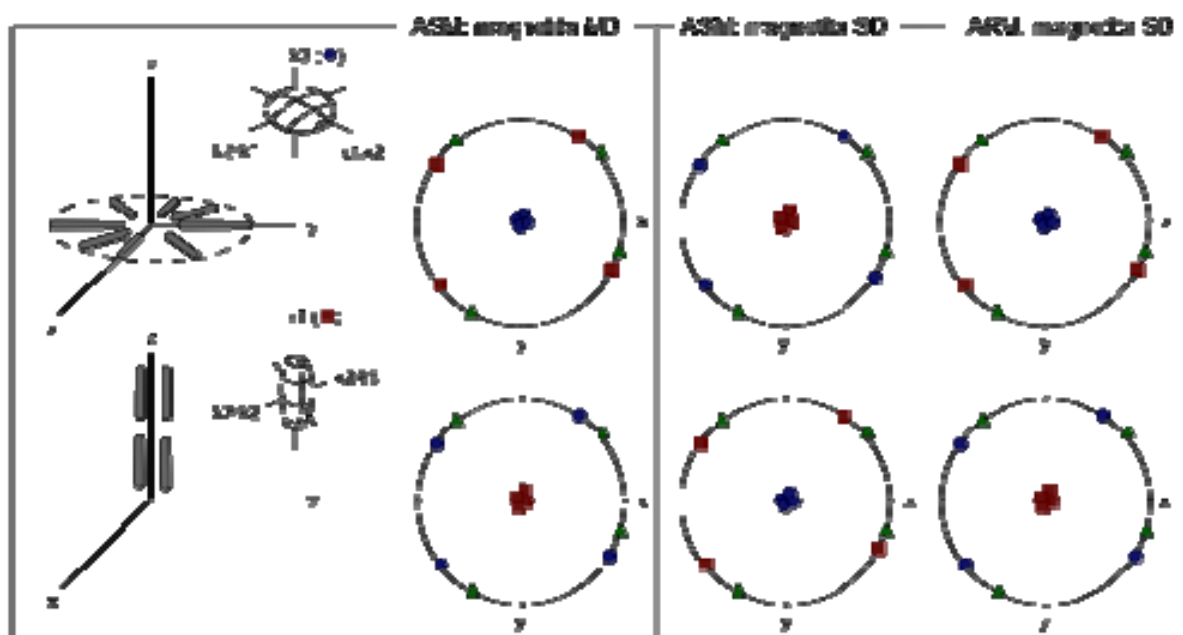
**Figura 16** - Variação dos parâmetros de ASM (L, F) com o teor de magnetita (in Borradaile 1988)

Tanto a magnetita como a hematita apresentam uma anisotropia que depende da organização do retículo cristalino. A anisotropia magnetocristalina da magnetita é caracterizada pela diferença da magnetização induzida no eixo diagonal (direção de fácil magnetização) e nas arestas do cubo, enquanto na hematita a anisotropia é confinada no plano basal (perpendicular ao eixo c). No entanto, a anisotropia magnetocristalina da magnetita é sobreposta por uma anisotropia de forma. A anisotropia de forma ocorre em grãos com elevada magnetização intrínseca, e surge pelo efeito desmagnetizante ao que o grão é submetido sob a ação de um campo indutor. A magnitude da anisotropia depende da forma do grão, sendo maior nos grãos prolatos que nos oblatos. Além disso, para minimizar sua energia magnetoestática, os grãos maiores que  $1 \mu\text{m}$  se subdividem internamente em



domínios, sendo, portanto chamados multidomínio (MD). Sob ação de um campo indutor, os grãos MD vão apresentar uma magnetização resultante paralela ao eixo longo do grão (Borradaile 1987). Grãos muito finos, entre 0,03 e 0,08  $\mu\text{m}$ , normalmente apresentam apenas um único domínio interno (Banerjee, 1991). Eles são denominados monodomínio ou domínio simples (SD). O tamanho crítico para o comportamento MD - SD em magnetita depende também da forma do grão. A transição MD-SD em grãos alongados prolatos, por exemplo, situa-se em torno de 1  $\mu\text{m}$ .

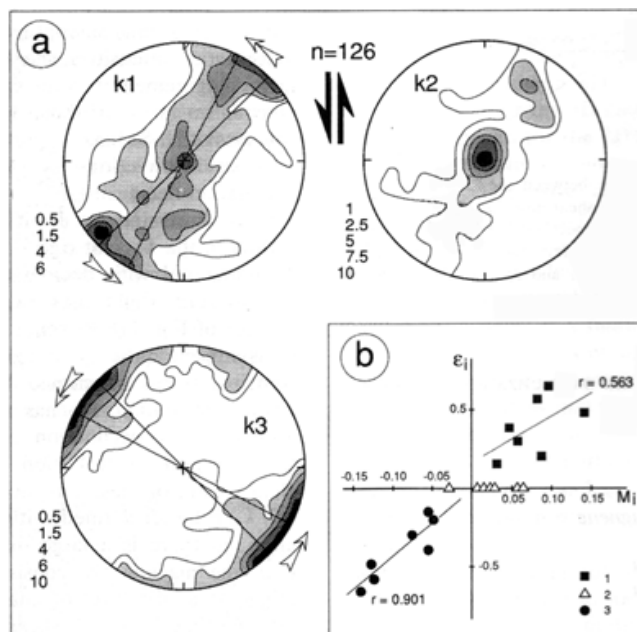
A magnetização dos grãos SD é estável e paralela ao eixo longo do grão. Consequentemente a magnetização é saturada nessa direção, e a respectiva susceptibilidade magnética nula. Portanto, a susceptibilidade máxima nos grãos SD ocorre na perpendicular ao seu alongamento (Potter & Stephenson 1988). Misturas de partículas MD e SD podem produzir tramas complexas (Rochette *et al.* 1992), sendo as "inversas" aquelas em que os eixos  $k_1$  e  $k_3$  trocam suas posições (figura 17). Tramas intermediárias são aquelas em que  $k_1$  e  $k_2$  (ou  $k_2$  e  $k_3$ ) trocam de posição. A formação de um ou outro tipo de trama depende da proporção de grãos MD e SD, com as inversas favorecidas quando a proporção de SDs for maior que a de MDs. Para verificar se grãos SD afetam a ASM é necessário examinar a ARM (figura 17). Como a direção da magnetização remanente situa-se no eixo maior do grão, a trama descrita pela ARM em rochas contendo grãos SD é sempre do tipo "normal".



**Figura 17** - Anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) e anisotropia de remanência (ARM) de magnetita com estrutura MD e SD e respectivas projeções (hemisfério inferior) de suas direções principais (modificado de Tarling & Hrouda 1993).

Um tipo de anisotropia, denominada de "textural" ou de "distribuição" (Fuller 1963; Hargraves *et al.* 1991), é produzida se os grãos estão suficiente próximos uns dos outros para interagir magneticamente. A interação entre grãos de magnetita e sua resposta à AMS foram alvos de estudos experimentais (Hargraves *et al.* 1991; Gregoire *et al.* 1995) e teóricos (Stephenson 1994; Cañon-Tapia 2004). Como sumarizado em Gaillot *et al.* (2006), grãos ferrimagnéticos equidimensionais que se organizam em aglomerados vão desenvolver uma anisotropia de distribuição cuja orientação depende do arranjo dos grãos. A sequência de grãos alinhados, por exemplo, define uma lineação magnética paralela ao alinhamento que independe, inclusive, da anisotropia individual de cada grão. A ASM resultante de grãos dispersos, inequidimensionais e de forma variada depende da orientação preferencial de forma da magnetita mesmo que, localmente, ocorram interações magnéticas. Os efeitos mais marcantes da interação magnética nos parâmetros da ASM são o aumento progressivo na susceptibilidade ( $k$ ) e anisotropia ( $P$ ) a medida que a distância entre grãos diminui (Grégoire *et al.* 1995). De modo geral espera-se quanto maior o teor de magnetita na rocha mais frequente à interação magnética, e mais expressiva a contribuição da anisotropia de distribuição à ASM.

A hematita é um mineral que apresenta uma forte anisotropia magnetocristalina, com sua direção de fácil magnetização situada no plano basal. A anisotropia neste plano ( $k_1/k_2$ ), porém, é muito fraca e não ultrapassa 1% (Uyeda *et al.* 1963). Em contraste, a anisotropia na perpendicular ao plano  $k_1k_2$  é muito forte, podendo alcançar  $k_1/k_3 > 100$  (Rochette *et al.* 1992). O elipsóide de susceptibilidade da hematita, portanto, é uniaxial oblato. A interpretação da trama magnética de rochas cujos parâmetros de ASM dependem da hematita é similar aos das rochas com biotita, como Cogné & Canot-Laurent (1992) mostraram ao estudar experimentalmente a trama magnética de grãos de hematita imersos em uma resina sintética com propriedades diamagnéticas. A mistura, preparada para apresentar um elevado contraste de viscosidade entre as partículas (hematita) e a matriz, foi deformada por cisalhamento simples. Os grãos de hematita de 100  $\mu\text{m}$  rotacionam progressivamente para desenvolver uma trama magnética consistente com o sentido do cisalhamento (figura 18). Além disso, os experimentos mostraram uma correlação entre a deformação cisalhante e a magnitude dos tensores  $k_1$  e  $k_3$ . Hematita é um mineral comum em rochas oxidadas, sendo encontrada em muitos granitos hidrotermalizados de cor avermelhada.



**Figura 18** - (A) Contorno de densidade (hemisfério inferior) dos eixos de ASM na deformação experimental de hematita inclusa resina diamagnética e submetida a cisalhamento simples destal. O eixo  $k_3$  é perpendicular ao plano de achatamento principal que contém  $k_1$  e  $k_2$ . (B) Relação entre a magnitude dos tensores  $k_1$  (quadrado) e  $k_3$  (círculo) com a deformação cisalhante ( $\epsilon$ ).  $r$ , coeficiente de correlação (in Cogné & Canot-Laurent, 1992)

## 4 REFERÊNCIAS

- Banerjee SK. 1991. Magnetic properties of Ti-Fe oxides. In Lindsley DH, Ed, oxide minerals petrologic and magnetic significance. Reviews in mineralogy. Mineralogical Society of America, vol. 25: 107-128.
- Borradaile G.J, Henry B. 1997. Tectonic application of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sciences. Review*, vol. 42: 49-93.
- Borradaile G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, vol. 156: 1-20.
- Borradaile GJ, Jackson M. 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. From: Martin-Hernandez, F., Lunenburg, C.M., Aubourg, C. & Jackson, M., *Magnetic fabric: methods and applications*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 238, 299-360.
- Bouchez JL. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. in: Bouchez J.L. *et al.* (Eds), *Granite: from segregation to emplacement fabrics*. Kluwe Acad. Publ., Dordrecht, p. 95-112.
- Bouchez JL. 2000. Anisotropié de susceptilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes Rendus Academie des Sciences. Paris Série*, 2 vol. 330:1-14.
- Butler R. 1992. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell Scientific publications, Cambridge, 319 pp.
- Cañon-Tapia E. 1994. Anisotropy of magnetic susceptibility parameters; guidelines for their rational selection. *Pure and Applied Geophysics*, 142: 365-382.
- Cogné JP, Canot-Laurent S. 1992. Passive rotation of hematite during deformation a comparison of simulated and natural redbeds fabrics. *Tectonophysics*, vol. 121: 365-372
- Dunlop J D, Özdemir Ö. 1997. *Rock magnetism fundamentals and frontiers*. Cambridge University press, 573p.
- Fuller M.D. 1963. Magnetic anisotropy and paleomagnetism *Journal of Geophysics Research*, vol. 68: 293-309.
- Daly L. 1967. Possibilité d'existence dam les roches, de plusieurs anistropies magnétiques superpostes: leur séparation. *C. R. Academia de Sciences de. Paris, SCr. B*, vol.264: 1377-1380.
- Gaillot P, Saint-Blanquat M, Bouchez JL. 2006. Effects on magnetic interactions in anisotropy of magnetic susceptibility: models, experiments and implications for igneous rock fabrics quantification, *Tectonophysics*, vol.418: 3-19.
- Grégoire V., Saint Blanquat M., Nédélec A., Bouchez J.L. 1995. Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks. *Geophysical Research Letters*, vol. 22(20): 2765-2768.
- Hargraves R.B., Johnson D., Chan C.Y. 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks ? *Geophysical Research Letters*, vol. 18(12): 2193-2196.
- Hrouda F. 2004. Problems in interpreting AMS parameters in diamagnetic rocks, 49-59. *Magnetic Fabric: Methods and Applications*, F. Martin-Hernandez, C.M. Lunenburg, C. Aubourg & M. Jackson (eds), Geological Society, London, Special Publications, 238.
- Hunt PC, Moskowitz BM, Banerjee SK. 1995. Magnetic properties of rocks and minerals, *Rock Physics and Phase Relations*. AGU Reference Shelf 3, pp. 189-204.
- Jackson M. 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pageoph.*, vol. 136: 1-28.
- Martin-Hernandez F, Hirt AM. 2003. The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals. *Tectonophysics*, vol. 337: 13-28.

- McCabe C, Jackson MJ, Ellwood BB. 1985. Magnetic anisotropy in the Trenton limestone: Results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility. *Geophysical Research Letters*, vol. 12: 333-336.
- Nye FJ. 1957. *Physical properties of crystals*. Oxford University Press, New York, 322p.
- Ozdemir O, Dunlop DJ. 1993. The effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite. *Geophysical Research Letters*, vol. 20(16): 1671-1674.
- Potter DK, Stephenson A. 1988. Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. *Geophysical Researches Letters*, Vol. 15: 1097-1100.
- Rochette P, Jackson M, Aubourg C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of magnetic susceptibility. *Review Geophysics*, vol. 30: 209-226.
- Stephenson A. 1994. Distribution anisotropy two simple model for magnetic lineation and foliation. *Physics Earth and planetary interiors*, vol. 82:49-53.
- Tarling D.H., Hrouda F. 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London, p. 217.
- Uyeda, M, Fuller, M.D, Belshé, JC, Girdler RW. 1963. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. *Journal of Geophysical research*, 68(1): 279-291.
- Zapletal K. 1990. Low-field susceptibility anisotropy of some biotite crystals. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 63: 85-97.