UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FÁBRICA MAGNÉTICA DO MACIÇO GRANÍTICO ITAÓCA
Cinturão Ribeira, SE do Brasil

CARLOS ALEJANDRO SALAZAR

Orientador: Prof. Dr. Carlos José Archanjo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Carlos José Archanjo

Carlos José Archanjo

Examinadores: Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

Prof^a. Dr^a. Márcia Ernesto

Márcia Ernesto

SÃO PAULO
2005

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

DEDALUS - Acervo - IGC

30900017695

**FÁBRICA MAGNÉTICA DO MACIÇO GRANÍTICO ITAÓCA:
Cinturão Ribeira, SE do Brasil.**

CARLOS ALEJANDRO SALAZAR

Orientador: Prof. Dr. Carlos José Archanjo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO

2005

Folha de aprovação

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

Carlos Alejandro Salazar

Orientador: Prof, Dr. Carlos José Archanjo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Comissão examinadora

Presidente: Prof. Dr. Carlos José Archanjo

Examinadores: Prof. Dr.

Prof. Dr.

SÃO PAULO

2005

AGRADECIMENTOS

O autor expressa sua gratidão às seguintes pessoas por contribuir com a realização deste trabalho:

À comissão de apoio a pesquisa e à educação superior CAPES por financiar a bolsa de Mestrado.

A Marta Edith por seu irrestrito apoio e imponderável ajuda com o desenho gráfico.

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

Aos professores Marly Babinsky e Miguel Basey pela colaboração na realização de análises geocronológicas.

Aos colegas anisotropistas Sergio, Frederico, Rodrigo, Carlos Tomba e Márcia pela ajuda no trabalho de campo e discussões acadêmicas.

A Agustín pelas oportunas correções do texto.

e finalmente aos funcionários do instituto Vasco, Walter, Tadeu, Ana Paula e Magali pela colaboração na preparação de amostras, análises de laboratório e apoio logístico.

RESUMO

O batólito Itaóca é uma suíte granítica Neoproterozóica cristalizada na crosta rasa cuja fácies dominante, é constituída de um monzogranito porfirítico. O batólito intrude rochas metamorfasadas em fácies xisto verde do bloco Lajeado, limitado por estruturas de cisalhamento transcorrente a sul e norte, respetivamente Ribeira e Quarenta Oitava. Os contatos a norte e leste cortam as estruturas regionais que compartimentaram os metassedimentos encaixantes. A estrutura interna do maciço foi determinada por anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) ao longo de 65 sítios de amostragem. A suscetibilidade magnética situa-se em geral entre $10-35 \cdot 10^{-3}$ SI. Ela indica que o marcador da ASM é a distribuição de forma da magnetita. Outros óxidos presentes são a maghemita, ilmenita e hematita, aparecem como traços na rocha.

A ASM combinada com a orientação preferencial de forma (OPF) de silicatos revelam uma petrotrama magmática, planar e subhorizontal no centro do batólito. Distintas orientações de tramas miloníticas impostas à primária nas bordas de plútons parecem relacionar-se com distintos momentos de cristalização no maciço. A fábrica primária do maciço Itaóca registra principalmente os esforços de intrusão e colocação magmática, e a secundária à deformação transcorrente do marco regional.

Esses resultados sugerem que alojamento magmático do maciço granítico Itaóca esteve governado por esforços regionais transpressivos que afetaram o bloco Lajeado. O modelo de alojamento proposto combinado com o evento compressivo que gerou foliação, dobras e falhas reversas que compartimentaram o bloco do Lajeado, evoluiu para cisalhamentos transcorrentes destrais. A mudança na orientação dos esforços, teria criado extensão local na junção entre as zonas de cisalhamento Ribeira e Quarenta Oitava que propiciaram a intrusão ígnea.

Palavras chave: maciço granítico Itaóca, cisalhamento Ribeira, anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM), orientação preferencial de forma (OPF), fábrica magnética, mecanismos de alojamento, cinturão Ribeira, domínio Apiaí.

ABSTRACT

The Neoproterozoic Itaóca batholith is composed of a granitoid suite of porphyritic monzogranite. This body crystallized in the upper continental crust, and intruded greenschist facies rocks of the Lajeado block. It is limited to the South and to the West by, respectively, the Ribeira and Quarenta Oitava transcurrent shear zones. At its Northern and Eastern contacts it cross-cuts the regional structures that thrust the metasediments to the south. The pluton's internal structure was determined by the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) technique at 65 stations evenly distributed within the massif. Magnetic susceptibility values are between $10\text{--}35 \times 10^{-3}$ SI, and indicate that AMS is defined by the magnetite shape distribution. Maghemite, ilmenite and hematite are minor contributors to the AMS.

The AMS combined with shape preferential orientation (SPO) of the silicates show a planar to subhorizontal magmatic planar fabric in the center of the batholith and the related magnetic lineations show a concentric pattern. Different orientations in the mylonitic fabric which is superimposed along the massif's borders appear to be related to different magmatic crystallization episodes. The primary fabric of the Itaóca massif is related to the intrusion and emplacement processes, whereas the secondary is linked to the regional transcurrent deformation.

The results suggest that the massif emplacement was controlled by a regional transpressive deformation affecting the whole Lajeado block. The proposed model of emplacement combines a compressional event responsible for the foliation, folding and the reverse faults within the Lajeado block evolving towards a dextral transcurrent system. The localised extensional stresses probably occurred within the junction of the Ribeira and Quarenta Oitava shear zones.

key words: Itaóca massif granite, Ribeira strike-slip fault, Anisotropy Magnetic Susceptibility (AMS), Shape Preferential Orientation (SPO), magnetic fabric, emplacement mechanisms, Ribeira belt, Apiaí Domain.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização do maciço Itaóca e vias de acesso.....	2
Figura 2. Domínios da porção centro-sul do Cinturão Ribeira. Adaptado de Campanha & Sadowski (1999)..	4
Figura 3. Mapa geológico do maciço Itaóca. Adaptado de Mello (1995) e Campanha & Sadowski (1999).....	7
Figura 4. Classificação modal das rochas do granitóide Itaóca. Diagrama QAP (Streckeisen 1976), segundo (Mello, 1995).....	8
Figura 5. Elipsóide de suscetibilidade magnética. A orientação espacial determina o sistema de coordenadas ortogonais da amostra, o eixo X é a declinação (azimute), Z a inclinação e Y é perpendicular ao plano XZ . A medida da magnetização em cada eixo define uma das suscetibilidades principais κ_1 (máximo), κ_2 (intermediário), κ_3 (mínimo).....	9
Figura 6. Sistema ternário FeO-TiO ₂ -Fe ₃ O ₄ com as soluções sólidas mais importantes na magnetização das rochas. As linhas indicam séries com as respectivas temperaturas de Curie e/ou de Neel. Adaptado de Dunlop & Özdemir (1997).....	13
Figura 7. Esquema do comportamento magnético dos minerais. A) Subdivisão de um grão ferromagnético em domínios magnéticos. B) Tipos de domínios magnéticos, ferromagnetismo (i), antiferromagnetismo (ii), ferrimagnetismo (iii). C). Domínio magnético da magnetita. (Adaptado de Hrouda 1993)	14
Figura 8. Variação da coercitividade com a granulometria. A) Multidomínio (MD), pseudo monodomínio (PSD), monodomínio (SD), superparamagnético (SP). d_c e d_s são os diâmetros críticos das partículas MD-SD e SP respectivamente. B). Envelope de histerese para minerais ferromagnéticos s . M suscetibilidade (sufixos s saturação, t_s total saturação, r remanente), H campo magnético (sufixos sat saturação, c coercitivo, c_{max} , máxima coercitividade), a , b , c , d , e , é a trajetória do envelope de histerese. <i>Apud</i> Borradaile (1997).	14
Figura 9. Conjunto de <i>pixels</i> adjacentes que definem um objeto (grão) em suas coordenadas no referencial xy . B) Tensor de inércia do grão representado por uma elipse, χ ângulo de orientação de seu eixo maior. G centro de massa do objeto. <i>Apud</i> Launeau & Robin (2005).	16
Figura 10. Caso simples de elipses com populações de cristais distintas e orientação N-S ($R=a/b=2$) e W-E ($R=1.5$). A) tensor com peso nos grãos de maior tamanho. B) tensor normalizado N. C) tensor E com peso nos cristais pequenos. D) representa a dispersão do eixo maior de cada tensor medida pelos cosenos diretores. O parâmetro R é a anisotropia da elipse média, χ é o ângulo entre o eixo maior da elipse e o eixo referencial. <i>Apud</i> Launeau & Robin (2005).....	16
Figura 11. Método de interceptos. A) Contagem e projeção de 9 interceptos a 90°. B) contagem de 7 interceptos a 145° e comprimento médio. <i>Apud</i> Launeau & Robin (2005).	17
Figura 12. Mapa de estruturas no entorno do maciço Itaóca. Nos diagramas de projeções graficam-se os pólos das foliações (S_x) de cisalhamento presentes nas distintas rochas. Adaptado de Faleiros (2003), Campanha & Sadowski (2002) e Mello (1995), (diagramas de Lambert-Smidt, hemisfério inferior). ..	19
Figura 13. Textura macroscópica das rochas graníticas de Itaóca. A) monzogranito cinza porfirítico da fácies principal. B) textura semifoliada em quartzomonzonito róseo da fácies 2 da unidade Saltinho.....	20
Figura 14. Hábitos e contatos entre minerais. A) Intercrescimentos de plagioclásios (pl) em feldspatos (fd) e mirmequitização (mq), (IT-49). B) corrosão de bordas de minerais máficos (IT-09).	21
Figura 15. Minerais de magnetita (mt) na unidade itaóca associados a os minerais máficos. A) Grãos de magnetita grossa e fina (IT-15). B) magnetita em agregados e incluída na titanita (IT-49).	21
Figura 16. Texturas de deformação. A) fraturamento (fr) fraco nos contatos entre feldspatos (IT-61). B) forte deformação e estiramento de minerais (IT-46).	22
Figura 17. Minerais secundários na unidade Saltinho. Fraturas preenchidas por minerais de alteração hidrotermal (alt) e <i>ribbons</i> de magnetita (mt) orientados segundo as fraturas (IT-61).	23
Figura 18. Diferenças nas estruturas e foliações dos plútons Saltinho e Itaóca. A) Biotitas (bt) com fraturas (fr) preenchidas por magnetitas secundárias e interrecidas por feldspatos (fd), cloritas secundárias (cl), unidade Saltinho (IT-14). B) foliação dinâmica e pórfiro clastos de hornblenda (hb) e titanita (ti), magnetita (mt) em agregados da unidade Itaóca (IT-83).	23
Figura 19. Mapa de amostragem no maciço Itaóca.	25
Figura 20. Relação entre suscetibilidade (κ_m) e grau de anisotropia (P_j) (A), e entre os parâmetros de forma (T) e anisotropia P_j (B) da unidade Itaóca (azul). As mesmas relações estão mostradas para as unidades Saltinho (vermelho) e zona Milonítica (fúcsia).	26

Figura 21. Os valores das suscetibilidades (κ_m) na superfície da unidade Itaóca aumentam do centro para o norte e para as bordas, e diminuem para as áreas deformadas. Notar as fortes anisotropias nas bordas da unidade Saltinho. Histograma de frequências de κ_m . Distribuição dos parâmetros de forma no maciço Itaóca. B) parâmetro Pj e histograma de frequências. C) distribuição do parâmetro T.	28
Figura 22. Análise da suscetibilidade M_r em função da desmagnetização térmica (ver texto). κ_m em $SI \cdot 10^{-3}$, TEMP (temperatura em graus Celsius).....	30
Figura 23. Grãos de magnetitas (mt) da unidade Itaóca. S). Magnetita idiomórfica em agregados (IT-19). B) cristais isolados de magnetita idiomórfica (IT-26). Diferentes tipos de magnetitas (mt) captadas em MEV formando agregados o em cristais muito próximos entre si. C) Magnetitas em hábitos aciculares alojadas nas clivagens das biotitas (IT-4). D) Magnetitas idiomórficas, xenomórficas e magnetitas framboidais produto da exolução de titanitas (IT-4).....	31
Figura 24. Magnetita e ilmenita associada a titanita (IT-14). A) perfil de variação dos elementos ferro e titânio. B) Análise qualitativo de (<i>Energy Dispersion Sistem</i> , EDS) no microscópio eletrônico de varredura (MEV) que mostra os elementos químicos presentes no perfil.	32
Figura 25. Magnetita (mt) secundária associada à alteração hidrotermal e deformação (IT-61). A) Grãos de magnetita na borda da alteração. B) Agregados de magnetita no centro da alteração. Magnetitas (mt) xenomórficas por exoluções de titanitas (ti). C). Magnetita em agregados e ilmenita (il) por exolução da titanita (ambas exibem fraturamento, IT-4). D) Detalhe de exolução bandada de óxidos incluídos em titanita (magnetita- mt e ilmenita- il, IT-14).....	32
Figura 26. Parâmetros direcionais do maciço Itaóca. A) organização das foliações magnéticas (κ_3), nos hemisférios de projeção de igual área, pólos de κ_3 em azul dados da unidade Itaóca, fúcsia área milonítica e vermelho unidade Saltinho. B) arranjo das lineações magnéticas, nos hemisférios de projeção de igual área, pólos de κ_1 . Lineações de estiramentos (Le em marrom) nas rochas metamórficas encaixantes. Nos hemisférios de projeção o círculo é Itaóca, triângulo Saltinho e quadrado a zona milonítica (diagramas de Lambert-Smitdt, hemisfério inferior).....	34
Figura 27. Relação entre a anisotropia magnética (Pj) e a razão axial do elipsóide (Ri e Rt) da distribuição de minerais máficos e feldspato.	38
Figura 28. Projeções estereográficas dos dados da OPF e ASM por sítio (ver texto). κ_3 (círculo azul), κ_2 (triângulo verde) e κ_1 (quadrado vermelho), P' é o parâmetro Pj (diagramas de Lambert-Smitdt, hemisfério inferior).....	41
Figura 29. Mapa de lineações magnéticas equivalentes a $T < 0.5$, agrupa 38 (58%) dos sítios amostrados....	43

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Características do comportamento magnético de alguns minerais comuns em granitos.....	12
Tabela 2. Resumo dos parâmetros de forma da ASM das unidades do maciço Itaóca.	26
Tabela 3. Parâmetros de ASM dos blocos utilizados no estudo da OPF de silicatos.....	35
Tabela 4. Número de objetos (minerais) classificados e sua respectiva percentagem	36
Tabela 5. Grau de anisotropia da OPF nas elipses seccionais.....	37
Tabela 6. Valores escalares do elipsóide de OPF determinados pelo programa <i>ELIPSOID.EXE</i>	38
Tabela 7. Parâmetros direcionais (lineação e foliação) da OPF de silicatos.....	39

SUMÁRIO

RESUMO	iv
ABSTRACT	v
LISTA DE FIGURAS	vi
LISTA DE TABELAS.....	vii
INTRODUÇÃO.....	1
1 MARCO GEOLÓGICO	3
1.1 O DOMÍNIO APIAÍ E O MACIÇO GRANÍTICO ITAÓCA	5
2 O MAGNETISMO NAS ROCHAS GRANÍTICAS	9
2.1 COMPORTAMENTO MAGNÉTICO DOS MINERAIS	11
2.2 GRANULOMETRIA (DOMÍNIOS) DOS GRÃOS FERRIMAGNÉTICOS	13
2.3 ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA (OPF).....	15
3 O GRANITÓIDE ITAÓCA	18
4 ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DO MACIÇO ITAÓCA.....	24
4.1 SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E FORMA DO ELIPSÓIDE	26
4.2 MINERALOGIA MAGNÉTICA	29
4.3 FÁBRICA MAGNÉTICA	33
4.4 ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA (OPF) E ANISOTROPIA	35
4.5 RESULTADOS DE OPF.....	36
5 DISCUSSÃO DE RESULTADOS.....	42
5.1 MODELO DE COLOCAÇÃO MAGMÁTICA.....	44
5.2 IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS REGIONAIS	45
6 CONCLUSÕES.....	47
7 REFERÊNCIAS	48
APÊNDICES	51

INTRODUÇÃO

Esta dissertação trata do estudo geodinâmico do alojamento do maciço granítico Itaóca, situado no Cinturão Ribeira, estado de São Paulo. O estudo é baseado na anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) e orientação preferencial de forma (OPF) da fábrica de silicatos (feldspatos, anfibólio e biotita). Os capítulos que a conformam tratam da revisão do marco geológico do domínio Apiaí no âmbito do cinturão Ribeira, uma síntese da petrologia do maciço, os resultados da ASM e da petrotrama mineral, e uma proposta do modelo de alojamento do maciço.

Magma de composição granítica cristaliza na crosta terrestre e originam rochas compostas de quartzo, feldspatos, silicatos de ferro e magnésio, além de minerais acessórios que incluem óxidos, sulfetos, entre outros. A partir do comportamento mecânico e magnético dos minerais constituintes das rochas, a ASM, usada em análises de alojamento de maciços graníticos, revela a fábrica cristalina subjacente que é adquirida pela rocha quando é deformada. O registro dos deslocamentos finais do magma nos processos de acomodação na crosta terrestre, informa sobre a deformação do mesmo antes de sua total cristalização. Dessa maneira, a leitura e caracterização dessa “deformação” através da ASM, a credencia para ser aplicada em estudos com propósitos cinemáticos e complementa outras ferramentas (estruturais e geoquímicas) usadas na reconstituição geodinâmica dos terrenos cristalinos.

Plútons graníticos sin-tectônicos ocorrem com maior frequência a profundidades intermediárias da crosta, onde a deformação orogênica é controlada principalmente por esforços horizontais. Em corpos graníticos orogênicos alojados em níveis crustais rasos, é possível que a formação da fábrica magmática esteja vinculada aos esforços verticais (litostáticos), notadamente se a cristalização do magma for rápida. Se a cristalização for lenta, a deformação tectônica pode modificar a fábrica magmática relacionada ao ascenso do plúton, ou mesmo reorganizá-la completamente e refletir a tectônica regional. O padrão de estruturas pode ser ainda localmente modificado por enclaves da rocha encaixante e complicar esse cenário.

A suíte granítica Itaóca possui vários traços típicos dos corpos posicionados na crosta superior como: (i) reduzido tamanho comparado aos batólitos sin a tardi-tectônicos da região, (ii) forma arredondada e relações discordantes com as estruturas regionais, (iii) contatos que cortam as unidades regionais e, (iv) pendentes de teto de rochas (meta) sedimentares de baixo grau. A determinação da ASM e da trama mineral no maciço Itaóca foi utilizada para fornecer dados sobre a relação entre o alojamento do plúton e a deformação regional. Assim, esta dissertação tem como objetivos:

- (i) determinar a trama magnética do maciço Itaóca mediante a análise da anisotropia de suscetibilidade magnética,
- (ii) identificar a mineralogia magnética através de determinações termomagnéticas,
- (iii) verificar a relação entre fábrica mineral e ASM mediante caracterização e comparação da textura de amostras selecionadas,
- (iv) estabelecer uma relação entre o alojamento plutônico e a deformação regional.

Esses dados proporcionaram informação confiável para entender melhor a fábrica interna, os possíveis mecanismos de alojamento que originaram a trama mineral, além de sua relação com a zona de cisalhamento Ribeira. Os resultados forneceram elementos geodinâmicos importantes para entender o comportamento crustal do domínio Apiaí no Neoproterozóico.

O maciço estudado tem duas unidades plutônicas que intrudem metassedimentos de baixo grau. Aflora em uns 300 km² de superfície no vale médio do rio Ribeira na divisa entre os estados de São Paulo (municípios de Itaóca e Iporanga) e Paraná (município de Adrianópolis), no sudeste e sul do Brasil. O acesso é feito através das rodovias federais BR-116 e 373, e da rodovia estadual Castelo Branco (Figura 1).

Figura 1. Mapa de localização do maciço Itaóca e vias de acesso

1 MARCO GEOLÓGICO

Arcabouço lito-tectônico. O maciço granítico Itaóca faz parte do magmatismo no Neoproterozóico do Cinturão Ribeira (Província Mantiqueira). As unidades lito-tectônicas que constituem esse cinturão foram amalgamadas durante a Orogênese Brasileira (Kaul & Cordani 2000). O arcabouço estrutural atual é resultado da colisão de núcleos cratônicos antigos, como os de Luiz Alves e São Francisco situados no Brasil e no Congo-Chaillu na África. Os diferentes domínios, que incluem núcleos paleoproterozóicos variavelmente retrabalhados pela deformação brasileira (“terrenos” Curitiba e Juiz de Fora) e rochas mais jovens, formadas no Neoproterozóico, estão justapostos por extensas zonas de cisalhamento de direção NE-SW (Heilbron *et al* 2004).

Entre as unidades lito-tectônicas do cinturão Ribeira destaca-se o domínio Apiaí (Figura 2). Ele é formado por um embasamento de gnaisses migmatíticos paleoproterozóicos e por rochas vulcano sedimentares metamorfisadas em baixo e médio grau agrupadas no Supergrupo Açungui (Fiori 1990, Faleiros & Campanha 2004). Essas seqüências rochosas formam uma faixa limitada a norte pelos sedimentos da Bacia do Paraná e *Nappe* Socorro-Guaxupé e, para o sul, pela zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão. A estratigrafia do Supergrupo Açungui está detalhada em Campanha & Sadowski (1999), e seu intervalo de idade é Meso a Neoproterozóico, conforme dados U-Pb em zircões do Grupo Itaiácoca (Neto *et al.* 2004) e da Formação Iporanga, respectivamente, na base e no topo do Açungui (Campanha *et al* 2004).

As principais estruturas do domínio Apiaí compreendem zonas de cisalhamento que dividem o Supergrupo Açungui em dois blocos. O bloco norte, onde predominam rochas metamórficas na fácies xisto verde (Subgrupo Lajeado), é limitado pelas zonas de Cisalhamento Ribeira, Figueira e Quarenta Oitava – Morro Agudo. O bloco sul, metamorfisado na fácies anfibolito (subgrupo Ribeira), é limitado pelas zonas de cisalhamento Ribeira, Agudos Grandes e Lançinha (Faleiros & Campanha 2004).

Corpos plutônicos de natureza, forma e dimensões diversas (intrusivos no Cinturão Ribeira), foram classificados em dois grupos: (i) suítes sin a tardi-tectônicas (630 a 590 Ma.) e, (ii) suítes pós-tectônicas (590 e 560 Ma), (Prazeres Filho *et al.* 2003, Janasi *et al.* 2001, Gimenez Filho *et al.* 2000, Campanha e Sadowski 1999). Plútons batolíticos sin a tardi-tectônicos, como Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes, apresentam litotipos com formas alongadas para NNE no sentido da orientação das zonas de cisalhamento. Eles

normalmente exibem texturas porfiríticas (fenocristais de K-feldspato) e áreas internas variavelmente deformadas (foliadas até milonitizadas).

Figura 2. Domínios da porção centro-sul do Cinturão Ribeira. Adaptado de Campanha & Sadowski (1999).

Os maciços sin a tardi-tectônicos incluem litotipos pouco diferenciados. Eles formam uma seqüência de composição intermediária a fêlsica, cálcio alcalina, metaluminosa de alto potássio com características geoquímicas similares às dos granitóides tipo I, de margens convergentes ativas (Prazeres filho *et al.* 2003, Gimenez filho *et al.* 2000, Janasi *et al.* 2001, Reis Neto 1994,). Os corpos pós-tectônicos, são levemente diferenciados e deformados, e exibem geoquímica de tendência alcalina (Campanha & Sadowski 1999).

No Domínio Apiaí o estilo da deformação é variável, e exibe pelo menos três conjuntos de estruturas principais desenvolvidas durante a orogênese brasileira (Campanha & Sadowski 1999), a saber: i) empurrões e deformação subhorizontal com cisalhamento paralelo à estratificação, boudines desmembrados e dobras intrafoliares, ii) dobras abertas com superfície axial vertical a inclinada, iii) cisalhamentos transcorrentes destrais, superpostos às estruturas anteriores, que geraram intensa foliação e lineação dentro e nas proximidades das zonas de cisalhamento. Este último, seria responsável pela formação de bacias *pull a part* que foram preenchidas por vulcanismo de composição intermediária e sedimentação clástica continental no final da orogenia.

A evolução geodinâmica do Domínio Apiaí está provavelmente relacionada a um arco magmático tipo cordilheirano, diferenciado por dois principais intervalos de tempo (sin a tardi-tectônicos e pós-tectônicos) e vinculado a uma zona de subdução situada a sudeste do craton Luis Alves (Campanha & Sadowski 1999). Para Campanha & Sadowski (2002), o sistema de cisalhamento transcorrente possui grande importância tanto na compartimentação tectônica do bloco Lajeado como no próprio Cinturão Ribeira. Evidências de sobreposição de estruturas sugerem o desenvolvimento inicial de empurrões e dobras com vergência de NW para SE seguidos ou acompanhados de um evento puramente compressivo que passou para um estágio transcorrente dextral que rotacionou as estruturas preexistentes (Op. Cit.).

1.1 O DOMÍNIO APIAÍ E O MACIÇO GRANÍTICO ITAÓCA

A delimitação temporal do magmatismo e a caracterização dos eventos deformacionais no domínio Apiaí baseiam-se nas interpretações de dados geoquímicos, geocronológicos e estruturais. Na categoria de sin a tardi-tectônicos se incluem os corpos intrusivos cálcio alcalinos, alongados que contêm litotipos com estruturas deformadas por metamorfismo dinâmico e bordas com efeitos térmicos nas rochas adjacentes. Geocronologia e análises isotópicas U-Pb, Sr-Sr e Sm-Nd nos batólitos Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes, têm contribuído no processo de delimitação do intervalo de tempo e do ambiente tectônico no qual gerou-se esse magmatismo (Janasi *et al.* 2001, Prazeres Filho *et al.* 2003).

O maciço granítico Itaóca agrupa-se na série de granitóides sin a tardi-tectônicos (Campanha & Sadowski 1999, Mello 1995). Intrude metassedimentos de baixo grau (Supergrupo Açungui) empurrados e imbricados de SE para NW, na junção entre as zonas de cisalhamento Ribeira e Quarenta Oitava, e está composto por duas unidades intrusivas

principais (Itaóca e Saltinho) de afinidade cálcio alcalina, enriquecidas em potássio (Mello 1995).

O maciço foi subdividido por Mello (1995) em três unidades de monzogranitos e quartzo-monzonitos (figura 3). Na unidade plutônica *Itaóca*, que abrange 70% do corpo, predominam rochas de cor cinza e texturas porfiríticas diferenciadas em três fácies intrusivas. Na unidade plutônica *Saltinho*, que cobre 20% da área do batólito, predominam rochas plutônicas (três corpos intrusivos) com textura fina a porfirítica, cor rósea, e aspecto semi deformado. A tectonofácies *Milonítica*, situada na borda sul da unidade Itaóca, corresponde à deformação imposta pela zona de cisalhamento Ribeira.

As características modais da composição mineralógica nas unidades do maciço (Figura 4) são típicas de uma serie monzogranítica de alto potássio pouco diferenciada, onde predominam monzogranitos e, subordinadamente, quartzo-monzonitos e monzosienitos. Vários corpos filonianos tardi-magmáticos, como aplitos, pegmatitos e veios de quartzo, cortam principalmente a unidade Saltinho. Dados Rb-Sr em rocha total para fácies com alteração hidrotermal da unidade Saltinho e da unidade Itaóca, forneceram respectivamente, idades isocrônicas de 626 ± 27 Ma e 588 ± 51 Ma (Mello 1995). A primeira idade foi atribuída à cristalização do segundo corpo plutônico da Unidade Saltinho, enquanto a segunda idade, a processos de alteração tardi a pós-magmáticos relacionados com uma fácies subordinada (monzosienito) da unidade Itaóca.

Na parte central e sudoeste do plúton afloram tetos pendentes de *hornfels* pelíticos e cálcio silicáticos, além de dois tipos principais de escarnitos (Ens 1990). Escarnitos com granada (serie grossularia-andradita) e piroxênio (serie diopsídio-hedembergita) ocorrem nos contatos do granitóide com os mármore. Escarnitos ricos em granada-wollastonita com vesuvianita e diopsídio subordinados, formam-se ao longo do contato entre os *hornfels* pelíticos ou cálcio silicáticos e os mármore. Os tipos de metamorfismo, tanto no entorno como no próprio granito (térmico, metassomático e dinâmico), têm sido usados para indicar o nível crustal de alojamento e resfriamento do plúton. Para Ens (1990) a presença dos *hornfels* com andaluzita, sillimanita e cordierita e ausência de granada (almandina), além da associação sillimanita-microclina, indica que o metamorfismo térmico atingiu temperaturas da ordem de 650°C e pressão de 2 Kbares, o que corresponde a uma intrusão situada 7 km de profundidade.

Figura 3. Mapa geológico do maciço Itaóca. Adaptado de Mello (1995) e Campanha & Sadowski (1999).

2: Álcáligranito, 3a: Sienogranito, 3b: Monzogranito, 4: Granodiorito, 5: Tonalito, 6: Álcali Sienito, 7: Sienito, 8: Monzonito, 9: Monzodiorito e Monzogabro, 10: Gabro, Diorito, Anortosito, *: Prefixo Quartzo., Q: Quartzo, A: Feldspato alcalino (An0-5), P: Plagioclásio (An5-100), Máficos <90%

Figura 4. Classificação modal das rochas do batólito Itaóca. Diagrama QAP (Streckeissen 1976), segundo (Mello, 1995).

O metamorfismo dinâmico na borda sul da unidade Itaóca e nas bordas dos plutons da unidade Saltinho, teriam sido gerados pela influência das zonas de cisalhamento Ribeira e Quarenta Oitava - Morro Agudo (atitude geral NE-SW). A primeira é a principal estrutura que limita o maciço e se estende até a junção com o sistema de cisalhamento Lançinha-Cubatão, a segunda passa a noroeste do maciço e desaparece, para nordeste, sob os sedimentos da bacia do Paraná.

2 O MAGNETISMO NAS ROCHAS GRANÍTICAS

A magnetização volumétrica de uma rocha é função de sua história magnética, e sua caracterização é feita em termos de dois vetores: i) campo magnético indutor ou geomagnético (H), ii) indução magnética ou capacidade de magnetização (M). Em muitos materiais existe uma relação aproximadamente linear entre M e H , de modo que:

$$M = \kappa H + M_r,$$

κH é a parte induzida que ocorre apenas em presença de um campo magnético indutor, e M_r é a magnetização remanente (componente permanente da magnetização quando H é retirado). O termo κ (escalar adimensional) é função de H e denomina-se *suscetibilidade magnética*.

A suscetibilidade magnética κ de uma amostra rochosa representa a razão entre a magnetização induzida M e o campo magnético indutor H ($\kappa = M/H$). Ela é a medida da resposta magnética de uma substância cristalina submetida a um campo magnético indutor. Nos materiais anisotrópicos κ depende da orientação de H . Nesse caso a suscetibilidade magnética pode ser matematicamente expressa por um tensor de segunda ordem, e geometricamente por um elipsóide (Figura 5).

Figura 5. Elipsóide de suscetibilidade magnética. A orientação espacial determina o sistema de coordenadas ortogonais da amostra, o eixo X é a declinação (azimute), Z a inclinação e Y é perpendicular ao plano XZ . A medida da magnetização em cada eixo define uma das suscetibilidades principais κ_1 (máximo), κ_2 (intermediário), κ_3 (mínimo).

A anisotropia magnética é uma ferramenta que pode descrever a petrotrama de uma rocha se há uma relação entre as fábricas magnética e mineral. A grande maioria dos minerais é magneticamente anisotrópica, ou seja, possuem eixos de fácil magnetização em determinadas orientações, os quais são governados pela cristalografia e/ou a forma do grão. Em geral, a anisotropia está relacionada à simetria cristalina (anisotropia magnetocristalina) ou a esforços mecânicos no sistema cristalino (anisotropia de magnetostrição). A anisotropia dos minerais

compreende duas componentes, a *anisotropia magnetocristalina* e a *anisotropia de forma*. A *anisotropia magnetocristalina* decorre da ação da rede cristalina na orientação dos spins dos elétrons, o que ocasiona uma orientação preferencial segundo determinadas direções denominadas eixo ou plano “de fácil magnetização”.

A *anisotropia de forma* ocorre quando, aplicado um campo externo, gera-se uma polaridade nas extremidades dos grãos da rocha. Em grãos com forma assimétrica, as forças magneto-estáticas geradas são mínimas quando os pólos superficiais estão distantes. A magnetização resultante no interior do grão se forma preferencialmente ao longo de seu eixo maior. No caso da magnetita, como a anisotropia cristalina é muito reduzida, a anisotropia de forma domina. Na hematita a anisotropia magnetocristalina é a dominante.

A anisotropia magnética de uma rocha depende da contribuição da orientação cristolagráfica preferencial e/ou da orientação da forma, dos minerais anisotrópicos. Ela também pode resultar das interações magneto-estáticas entre grãos fortemente magnéticos e muito próximos entre si, distribuídos em uma matriz fracamente magnética.

A magnitude da anisotropia de uma rocha é teoricamente máxima quando a direção *de fácil magnetização* dos grãos e seus eixos longos (forma) tenham uma mesma orientação. A variação da suscetibilidade magnética com a orientação do campo aplicado é descrita através de um tensor cartesiano simétrico de segunda ordem cuja expressão sintética é $M_i = \kappa_{ij} H_j$. É possível determinar um sistema de eixos particulares entre si, no qual o tensor da suscetibilidade se reduz aos termos diagonais. Nesse sistema de eixos (diagonais e simétricos) do tensor κ_{11} , κ_{22} , κ_{33} , designado como sistema de eixos principais da suscetibilidade, onde κ_{ij} será dado por:

$$\begin{aligned} M_x &= \kappa_{xx} H_x + \kappa_{xy} H_y + \kappa_{xz} H_z; \\ M_y &= \kappa_{xy} H_x + \kappa_{yy} H_y + \kappa_{yz} H_z; \\ M_z &= \kappa_{zx} H_x + \kappa_{zy} H_y + \kappa_{zz} H_z \end{aligned} \quad K_{ij} = \begin{bmatrix} K_1 & & \\ & K_2 & \\ & & K_3 \end{bmatrix}$$

Onde M_i é a magnetização na direção i , H_j é o campo na direção j .

A anisotropia de suscetibilidade ($\kappa_1 > \kappa_2 > \kappa_3$) pode ser geometricamente representada por um elipsóide, no qual cada eixo define uma das respectivas suscetibilidades principais. O elipsóide de suscetibilidade magnética pode ser caracterizado por dois importantes elementos: i) a *foliação magnética* $F = (\kappa_2/\kappa_3)$ ou plano perpendicular ao eixo de mínima suscetibilidade magnética, ii) a *lineação magnética* $L = (\kappa_1/\kappa_2)$ ou direção de máxima suscetibilidade magnética. A quantificação da *anisotropia* de suscetibilidade pode ser estimada pelo *grau da anisotropia corrigido de Jelinek* (1981) (P_j), que utiliza a média logarítmica das três suscetibilidades principais:

$$P_j = \exp \{ 2[(\eta_1 - \eta_3)^2 + (\eta_2 - \eta_3)^2 + (\eta_3 - \eta_\mu)^2] \}^{1/2}$$

onde $\eta_1 = \ln(\kappa_1)$, $\eta_2 = \ln(\kappa_2)$, $\eta_3 = \ln(\kappa_3)$, $\eta_\mu = (\eta_1, \eta_2, \eta_3)/3$. Se $P_j = 1$ a suscetibilidade é isotrópica. O grau de ecentricidade do elipsóide aumenta a medida que P_j cresce. A forma do elipsóide pode ser obtida pelo parâmetro T , onde:

$$T = [\ln(\kappa_2/\kappa_3) - \ln(\kappa_1/\kappa_2)] / [\ln(\kappa_2/\kappa_3) + \ln(\kappa_1/\kappa_2)]$$

Este parâmetro varia de *oblato* se $0 < T \leq 1$ ($\kappa_1 = \kappa_2 \gg \kappa_3$), *prolato* quando $-1 \leq T < 0$ ($\kappa_1 \gg \kappa_2 = \kappa_3$), *triaxial* ou neutro se $T = 0$ ($\kappa_1 > \kappa_2 > \kappa_3$).

A medida da anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) é feita em cilindros de rocha com tamanho padrão de 2,5cm de altura(h) e 2,2cm de diâmetro(d). Essas dimensões fornecem a razão $d/h = 0,88$, este valor é o que mais se aproxima de um cubo e minimiza o efeito de forma na medição da suscetibilidade magnética.

2.1 COMPORTAMENTO MAGNÉTICO DOS MINERAIS

Os tipos básicos de comportamento magnético nos minerais são o *diamagnetismo*, *paramagnetismo*, *ferromagnetismo*, *ferrimagnetismo* e *antiferromagnetismo*. Um mineral *diamagnético* possui uma suscetibilidade magnética (κ_d) negativa, (Hrouda & Borradaile 2000). A origem do diamagnetismo, que é uma propriedade geral de todos os materiais, relaciona-se à modificação do movimento orbital dos elétrons na presença de um campo magnético externo H . A magnetização resultante se opõe à direção do campo indutor (H). Quando o campo é retirado a magnetização desaparece. Os minerais diamagnéticos mais comuns são a calcita, quartzo, os feldspatos, zircão, apatita, entre outros (Tabela 1).

Um mineral é *paramagnético* devido à existência de átomos de ferro com camadas atômicas incompletas que geram um momento magnético resultante da interação entre o momento do *spin* e o momento orbital (momento magnético inerente). Se aplicado um campo externo H , o momento magnético inerente tenderá a adotar a mesma direção do campo aplicado. São minerais paramagnéticos a muscovita, biotita, epidoto, os grupos do piroxênio e do anfibólio, e os óxidos rutilo e ilmenita (Tabela 1).

A suscetibilidade *paramagnética* decresce com o aumento da temperatura segundo a lei de Curie-Weiss:

$$\kappa_p = (T - \Phi)^{-1}$$

onde T é a temperatura absoluta e Φ é a constante de Curie. Essa propriedade é um dos critérios para identificar a contribuição dos minerais paramagnéticos à suscetibilidade total de uma rocha. A anisotropia paramagnética é condicionada pelo retículo cristalino. Ela é praticamente nula em cristais do sistema cúbico. Nos filosilicatos a anisotropia situa-se em torno de $1,3 \times 10^{-3} \text{SI}$ e no anfibólio em arredor de $1,1 \times 10^{-3} \text{SI}$.

Sustâncias cristalinas em que íons de ferro interagem fortemente criando uma magnetização espontânea, têm uma propriedade conhecida como *ferromagnetismo*. Na tabela 1, listam-se algumas propriedades de minerais comuns em granitos.

Tabela 1. Características do comportamento magnético de alguns minerais comuns em granitos.

	Minerais	Km (10^{-3}SI)	Pj
DIAMAGNÉTICOS	Quartzo	-0.0134	1.01
	Feldspato	-0.014	<1.01
PARAMAGNÉTICOS	Clorita	0.49	1.3
	Epídoto	0.639	1.33
	Biotita	1.07	1.34
	Muscovita	0.110	1.49
	Anfibólio (Fe-Mg)	0.903	1.14
	Ortopiroxênio	10.485	
Ferrimagnético ss.	Magnetita	2000 - 5700	Tc 578°C
	Maghemita	2000 - 5500	Tc 675°C
	Pirrotina	< 3200	Tc 320°C
Antiferromagnético	Ilmenita	3800	Tn -223°C
	Hematita	≤ 40	Tn 675°C

A ilmenita é paramagnética a temperatura ambiente. Tc temperatura de Curie, Tn temperatura de Neel. Maghemita é metastável e se inverte a hematita ou magnetita a temperaturas $> 350^\circ\text{C}$ (dados segundo Borradaile & Jackson, 2004). ss (*sensu stricto*).

O comportamento *ferromagnético* é condicionado essencialmente pelo momento magnético relacionado aos átomos de ferro e manganês de um material. Os momentos magnéticos dos *spins* interagem e se alinham paralelamente entre si formando pequenas áreas com forte magnetismo. Em um material ferromagnético *sl*, os momentos magnéticos elementares têm forte tendência a se alinhar uns aos outros, dando origem a um momento magnético espontâneo. Em temperaturas acima do zero absoluto, a agitação térmica perturba o alinhamento dos *spins*. A temperatura na qual a agitação térmica destrói o acoplamento entre os *spins* é denominada *Temperatura de Curie-Weiss (Tc)*. Ela situa-se em 578°C na magnetita pobre em Ti, e 320°C na pirrotita (Tabela I).

Nos materiais antiferromagnéticos o alinhamento antiparalelo dos spins promove um cancelamento entre os momentos magnéticos. A temperatura na qual a ordem antiferromagnética é destruída designa-se por Temperatura de Neel (T_n), acima dela, o material recupera o comportamento paramagnético. Os óxidos de ferro (hematita), manganês (manganita) e níquel (bunsenita) são exemplos de minerais antiferromagnéticos. A ilmenita é antiferromagnética em $T > -223^\circ\text{C}$, porém paramagnética em temperatura ambiente.

Os principais minerais que contribuem para a magnetização das rochas pertencem à série $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (figura 6). No óxido cúbico magnetita o ordenamento é semelhante ao antiferromagnetismo mas as sub-redes cristalinas acopladas anti-paralelamente não se cancelam totalmente e geram um momento magnético global diferente de zero (*ferrimagnetismo*). Outros minerais ferrimagnéticos são os da série magnetita - ulvospinêlio, maghemita, e o sulfeto pirrotita.

Figura 6. Sistema ternário $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_3\text{O}_4$ com as soluções sólidas mais importantes na magnetização das rochas. As linhas indicam séries com as respectivas temperaturas de Curie e/ou de Neel. Adaptado de Dunlop & Özdemir (1997).

2.2 GRANULOMETRIA (DOMÍNIOS) DOS GRÃOS FERRIMAGNÉTICOS

Quando um mineral ferromagnético *s.l.* é magnetizado, as distribuições dos dipolos magnéticos elementares no seu interior se organizam para alcançar um estado de energia magneto-estática mínimo. Isso se faz com a criação de áreas onde os momentos magnéticos elementares têm a

mesma orientação (domínios magnéticos, figura 7). Em cada domínio, a direção da magnetização é única. Tais domínios estão separados uns dos outros por paredes que se podem re-arranjar em função da intensidade do campo indutor.

Figura 7. Esquema do comportamento magnético dos minerais. A) Subdivisão de um grão ferromagnético em domínios magnéticos. B) Tipos de domínios magnéticos, ferromagnetismo (i), antiferromagnetismo (ii), ferrimagnetismo (iii). C). Domínio magnético da magnetita. (Adaptado de Hrouda 1993)

Segundo os domínios magnéticos, os grãos podem ser subdivididos em multidomínio (MD), domínio simples (SD) e pseudodomínio simples (PSD). O comportamento da coercitividade (H_c), que é o campo magnético necessário para suprimir a magnetização remanente de um material, depende do(s) domínio(s) magnético(s) e por tanto, do tamanho do grão (Figura 8A).

Figura 8. Variação da coercitividade com a granulometria. A) Multidomínio (MD), pseudo monodomínio (PSD), monodomínio (SD), superparamagnético (SP). d_c e d_s são os diâmetros críticos das partículas MD-SD e SP respectivamente. B). Envelope de histerese para minerais ferromagnéticos s . M suscetibilidade (sufixos s saturação, ts total saturação, r remanente), H campo magnético (sufixos sat saturação, c coercitivo, c_{max} , máxima coercitividade), a , b , c , d , e , é a trajetória do envelope de histerese. *Apud* Borradaile (1997).

A coercitividade é máxima na transição dos grãos *MD-SD* (diâmetro crítico, *dc*). Com o aumento de tamanho, o grão subdivide-se em domínios e a coercitividade decresce. Com a diminuição do tamanho da partícula, a coercitividade também decresce e torna-se nula na transição (*ds*) para o comportamento superparamagnético (figura 8A). Grãos com comportamento *SP* não apresentam remanência e sua suscetibilidade é nula na ausência de campo indutor. A mudança de direção da magnetização ocorre na transição entre grãos *MD* e *SD*. No primeiro a magnetização é paralela ao eixo longo do grão, enquanto que no segundo é perpendicular. Como a magnetização é saturada na direção do eixo maior do grão *SD*, sua suscetibilidade máxima é perpendicular à direção de alongamento do grão.

A presença de grãos *MD* ou *SD*, pode ser detectada através dos parâmetros que determinam o envelope de histerese. As razões *Mr/Ms* e *Hr/Hc* podem ser usadas para caracterizar domínios magnéticos (Figura 8B). Nos grãos *SD* a razão *Mr/Ms* é $\geq 0,5$ e *Hr/Hc* < 2 , enquanto que nos grãos *MD* *Mr/Ms* $< 0,02$ e *Hr/Hc* > 5 (Dunlop, 2002). O comportamento dos grãos *PSD* não é ainda bem compreendido, pode tratar-se de partículas *MD* com poucos domínios internos e dificuldades para isolar novos domínios ou da coexistência de pequenos grãos *MD* (baixa coercitividade) e *SD* (alta coercitividade) cuja mistura forneceria valores *Mr/MS* e *Hr/Hc* característicos do comportamento *PSD* (Dunlop, 2002).

2.3 ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA (OPF)

As bases matemáticas e os procedimentos metodológicos para a descrição da orientação preferencial de forma (OPF) dos minerais com base no *Tensor de Inércia* e *Método dos Interceptos* encontram-se em Launeau & Robin (1996), Robin (2002) e Archanjo & Launeau (2004). O elipsóide da trama mineral se obtém a partir de elipses determinadas em três seções mutuamente ortogonais, obtidas em cortes orientados de blocos de rocha. O estudo da OPF compreende a aquisição e tratamento de imagens para separação digital das sub populações de minerais de interesse, o cálculo das elipses, do elipsóide, e a comparação da OPF das subpopulações com a respectiva anisotropia de suscetibilidade magnética.

O tensor de inércia (2D) - Um objeto pode ser representado graficamente por o conjunto de *pixels* adjacentes (mesmo código numérico) que determinam sua forma (Figura 9). A forma de cada grão atribui-se a uma elipse, se ela não se afasta da figura convexa ideal. Essa elipse é calculada pelos momentos de segunda ordem do tensor de inércia 2D (Rink, 1976). Na imagem formada por vários *pixels*, um objeto individual é definido por um conjunto de pixels com o mesmo código numérico.

Figura 9. Conjunto de *pixels* adjacentes que definem um objeto (grão) em suas coordenadas no referencial xy. B) Tensor de inércia do grão representado por uma elipse, χ ângulo de orientação de seu eixo maior. G centro de massa do objeto. *Apud* Launeau & Robin (2005).

Do conjunto de formas cristais que constituem cada uma das três seções mutuamente ortogonais (xy, xz, yz), é possível determinar uma elipse média representativa da orientação preferencial de uma dada população mineral. O cálculo da elipse média tem em conta quatro tensores diferentes (Figura 10). O tensor G depende da área e orientação dos maiores cristais que constituem a população. O tensor normalizado N pondera a área dos grãos de modo que a contribuição de cada grão, independentemente de sua área e forma, seja idêntica. O tensor E representa o cálculo inverso da elipse G, o que fornece um peso maior para os cristais de menor tamanho. O tensor D calcula a elipse média com base na dispersão do eixo maior de cada tensor.

Figura 10. Caso simples de elipses com populações de cristais distintas e orientação N-S ($R=a/b=2$) e W-E ($R=1.5$). A) tensor com peso nos grãos de maior tamanho. B) tensor normalizado N. C) tensor E com peso nos cristais pequenos. D) representa a dispersão do eixo maior de cada tensor medida pelos cossenos diretores. O parâmetro R é a anisotropia da elipse média, χ é o ângulo entre o eixo maior da elipse e o eixo referencial. *Apud* Launeau & Robin (2005).

O método dos interceptos - Quando os grãos de uma população não podem ser separados através do tratamento digital de imagens, este método permite calcular a anisotropia do agregado (Launeau & Robin, 1996). Os princípios da técnica estão resumidos na (Figura 11). O método é baseado na contagem de interceptos que uma linha qualquer faz a percorrer a imagem e a cruzar a fase de interesse. Para o ponto x na grade reticulada de coordenadas (i, j) ou um *pixel* na imagem, o número de interceptos é igual a 1, se o ponto x pertence à fase ou zero, se não pertence. O procedimento é feito ao longo de várias linhas paralelas entre si que rotacionam sucessivamente em um ângulo previamente estabelecido.

O método do tensor quadrático de forma determina a OPF em 3D e permite a reconstituição do elipsóide a partir das elipses seccionais (Robin, 2002). O índice de incompatibilidade $(F)^{1/2}$ indica a convergência das seções, para valores de $(F)^{1/2} < 10\%$ as elipses convergem adequadamente para um elipsóide ou um hiperbolóide. Quando $(F)^{1/2} > 10\%$ os dados não convergem e são descartados. No programa Ellipsoid.exe (Robin 2002, Launeau & Robin, 2005) são integrados os dados das elipses seccionais para indicar se o resultado converge para um elipsóide (se um hiperbolóide, o resultado é descartado). Finalmente, os parâmetros OPF são comparados com o elipsóide de ASM.

Figura 11. Método de interceptos. A) Contagem e projeção de 9 interceptos a 90° . B) contagem de 7 interceptos a 145° e comprimento médio. *Apud* Launeau & Robin (2005).

3 O GRANITÓIDE ITAÓCA

Corpos graníticos alojados em zonas transcorrentes têm sido documentados em Rosenberg (2004), Vigneresse (1995^a), Román-Berdiel (2003) e Corti *et al* (2005), entre outros autores. A forma final dos corpos sin-tectônicos no sítio do alojamento sugere um forte controle estrutural (Castro, 1987; Fernández & Castro, 1999; Vigneresse *et al.*, 1999). Neste trabalho, a trama do batólito Itaóca e os registros das deformações nas rochas encaixantes foram usados para estabelecer as relações entre a deformação regional e a local associada com a acomodação dos plutons ígneos.

Duas distinções podem ser feitas a partir das deformações verificadas nas rochas metamórficas encaixantes e no posicionamento do granitóide: i) o desenvolvimento de xistossidades com atitude NW e de estruturas de empurrão nas rochas metassedimentares foram modificadas e interrompidas (respectivamente) na sua continuidade pela acomodação do maciço, ii) a foliação protomilonítica da borda sul do batólito está espacialmente próxima à zona de cisalhamento Ribeira e tem atitude similar à mesma. As relações do maciço Itaóca com esses dois grupos de estruturas, sugerem que elas foram originadas por dois distintos eventos geodinâmicos provavelmente separados no tempo. O papel da zona de cisalhamento Ribeira na intrusão do batólito Itaóca, ainda é um campo aberto no conhecimento da história geológica do bloco Lajeado. Na figura 12 apresentam-se as principais estruturas existentes na vizinhança do batólito.

Nos contatos intrusivos do maciço Itaóca com as rochas metassedimentares encaixantes são comuns mudanças na orientação das estruturas metamórficas devido à acomodação durante o seu alojamento, ali ocorre também uma associação mineralógica térmica imposta sobre a xistossidade pré-existente (Campanha & Sadowski, 2002). Em um pequeno corpo intrusivo de melanoquartzomonzonito fino protomilonitizado que faz parte da unidade Saltinho, a deformação é maior que nos quartzomonzonitos e monzonitos hospedeiros. Essa deformação com orientação NW-SE e mergulho sub-vertical para leste, além da observada na unidade Itaóca, sugerem que o maciço foi submetido a cisalhamentos de intensidade variada. A orientação da milonitização focalizada no melanoquartzomonzonito, não é concordante com a atitude da foliação da zona milonítica da unidade Itaóca a qual relaciona-se ao cisalhamento Ribeira.

Figura 12. Mapa de estruturas no entorno do maciço Itaóca. Nos diagramas de projeções graficam-se os pólos das foliações (Sx) de cisalhamento presentes nas distintas rochas. Adaptado de Faleiros (2003), Campanha & Sadowski (2002) e Mello (1995), (diagramas de Lambert-Smidt, hemisfério inferior).

O maciço Itaóca se divide em duas unidades plutônicas (Itaóca e Saltinho), cada uma delas constituídas por várias fácies onde predominam texturas magmáticas (minerais euédricos sem orientação preferencial aparente (Fig 13A), e parcialmente deformadas em estado sólido (fig 13B). Enclaves melanocráticos ovalados, centimétricos a decimétricos, são comuns na unidade Itaóca. Estruturas de deformação ocorrem na borda sul (zona milonítica), que passa gradativamente à texturas protomiloníticas com biotitas alinhadas, bandas com redução do tamanho do quartzo e plagioclásio, fraturamento das titanitas e feldspatos, e agregados de anfibólio com forma ovalada. Algumas dessas texturas protomiloníticas também ocorrem na unidade Saltinho, embora menos abrangentes e acompanhadas de alteração hidrotermal.

Figura 13. Textura macroscópica das rochas graníticas de Itaóca. A) monzogranito cinza porfírico da fácies principal. B) textura semifoliada em quartzomonzonito róseo da fácies 2 da unidade Saltinho.

Os monzogranitos e quartzomonzonitos do batólito Itaóca são rochas faneríticas e porfíricas. Estão compostas por fenocristais idiomórficos de K-feldspato de até dois centímetros de comprimento, contendo exoluções lamelares peritíticas e intercrescimentos de plagioclásio. Os cristais de plagioclásios possuem freqüente zoneamento composicional e geminação polissintética. O quartzo é geralmente intersticial, ocorre como cristais individuais e como agregados. Entre os máficos os anfibólios (do grupo da hornblenda) comumente alteram-se para minerais do grupo do epidoto e biotita, enquanto a biotita localmente se altera para um mineral do grupo da clorita. Características como heterogeneidade no tamanho dos cristais, substituição de plagioclásio por K-feldspato, zoneamento de plagioclásio e bordas corroídas no contato entre

anfíbólios, biotitas e plagioclásios, e presença de mirmequitos, sugerem desequilíbrio térmico durante a cristalização do magma (Figura 14).

Figura 14. Hábitos e contatos entre minerais. A) Intercrescimentos de plagioclásios (pl) em feldspatos (fd) e mirmequitização (mq), (IT-49). B) corrosão de bordas de minerais máficos (IT-09).

Os principais minerais acessórios são a titanita, zircão e apatita, seguida dos óxidos de ferro (magnetita, Ti-hematita), e localmente, sulfetos de ferro (pirita). As *magnetitas* da unidade *Itaóca* formam grãos idiomórficos a xenomórficos ou agregados de grãos finos em estreita relação com os minerais máficos (Figura 15). Um segundo tipo de *magnetita* possui hábito acicular e aparece como inclusão nas clivagens da biotita. Sua origem pode ter relação com variações composicionais da biotita e a formação de titanita secundária. Prováveis mudanças de temperatura, ingresso de fluídos, entre outros processos, poderiam ter gerado a formação dessa magnetita acicular. Um terceiro tipo de *magnetita* xenomorfa ocorre como inclusão na titanita.

Figura 15. Minerais de magnetita (mt) na unidade itaóca associados a os minerais máficos. A) Grãos de magnetita grossa e fina (IT-15). B) magnetita em agregados e incluída na titanita (IT-49).

A fábrica mineral no hornblenda-biotita monzogranito porfirítico da zona Milonítica caracteriza-se por uma estrutura foliada visível tanto em amostra de mão como em lâmina. Essa foliação é constituída pela orientação da hornblenda e da titanita, da biotita e plagioclásio deformados, do quartzo e feldspatos triturados (Figura 16B). Alteração incipiente a sericita, epidoto e calcita é observada em plagioclásios zonados e pode relacionar-se com a deformação por cisalhamento.

Nos hornblenda-biotita quartzomonzonitos da unidade *Saltinho* as fábricas minerais têm estruturas semi foliadas visíveis claramente em lâminas. A titanita, o feldspato e o quartzo encontram-se fraturados e semi orientados. Fraturas preenchidas por calcita cortam a foliação mineral. Os minerais apresentam-se alterados (figura 16A).

Figura 16. Texturas de deformação. A) fraturamento (fr) fraco nos contatos entre feldspatos (IT-61). B) forte deformação e estiramento de minerais (IT-46).

Distintas texturais de deformação como milonitização e fraturamento, observadas tanto em zonas de cisalhamento como no resto dos plutons da unidade *Saltinho*, indicam que houve deformação em vários graus (rúptil e dúctil). Os efeitos de uma alteração hidrotermal ocorrem acompanhados de mineralogia secundária constituída por epidoto, calcita e um tipo de magnetita idiomórfica. Esta magnetita aparece freqüentemente isolada, porém alinhada ao longo de microfraturas (figura 17).

Figura 17. Minerais secundários na unidade Saltinho. Fraturas preenchidas por minerais de alteração hidrotermal (alt) e *ribons* de magnetita (mt) orientados segundo as fraturas (IT-61).

As texturas minerais da unidade Itaóca apresentam evidências locais de deformação incipiente (cristais fraturados, extinção ondulatória em plagioclásios, e bordas com fraturamento entre feldspatos e quartzo), o que indicaria a existência de esforços orientados (produto da ação das zonas de cisalhamento) que afetaram o maciço em estado sólido e condições rúpteis.

As estruturas produto da deformação e cisalhamento nos plútons da unidade Saltinho, são distintas à foliação da zona milonítica da unidade Itaóca, o que indica a ocorrência de eventos deformacionais de diferente intensidade e orientação em ambas unidades (Figura 18). As foliações podem ter relação com as zonas de cisalhamento Ribeira e Quarenta Oitava, não obstante, vários eventos de uma mesma zona de cisalhamento são prováveis.

Figura 18. Diferenças nas estruturas e foliações dos plútons Saltinho e Itaóca. A) Biotitas (bt) com fraturas (fr) preenchidas por magnetitas secundárias e intercrescidas por feldspatos (fd), cloritas secundárias (cl), unidade Saltinho (IT-14). B) foliação dinâmica e pórfiro clastos de hornblenda (hb) e titanita (ti), magnetita (mt) em agregados da unidade Itaóca (IT-83).

4 ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DO MACIÇO ITAÓCA

Amostragem e métodos. A suscetibilidade magnética do maciço Itaóca foi determinada em amostras coletadas em 65 sítios (Figura 19). A amostragem abrange principalmente as áreas do corpo que possuem afloramentos com baixo intemperismo e inclui alguns pontos situados na borda do maciço. Em cada um desses sítios extraíram-se dois a três cilindros orientados de rocha, com 2.5 cm de diâmetro e 7 a 9 cm de comprimento. No laboratório cada cilindro foi fracionado para produzir entre 4 a 6 espécimes orientados de 2.2 cm de comprimento.

A suscetibilidade magnética foi medida em campos de baixa intensidade ($3.8 \times 10^{-4}T$, 920Hz), em um susceptibilímetro tipo *KAPPABRIDGE KLY-2* do Laboratório de Propriedades Físicas dos Materiais Geológicos da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Esse aparelho reproduz as medidas dos valores da ASM em uma direção e um escalar, com uma sensibilidade de 10^{-6} SI. A magnitude e orientação da suscetibilidade máxima (κ_1), intermediária (κ_2) e mínima (κ_3) foi determinada segundo uma sequência de 15 medidas de suscetibilidade em diferentes posições do espécime. A magnitude e direções principais médias do tensor (κ_i) são determinadas através do protocolo de Jelinek (1981).

Os parâmetros escalares e direcionais do elipsóide de ASM em cada sítio de amostragem são dados pelos valores médios das medidas individuais de cada espécime do sítio. A consistência na orientação do elipsóide de ASM é quantificada pelos parâmetros $\alpha\kappa_1$, $\alpha\kappa_3$ (variação angular entre os eixos κ_i , segundo as medidas κ_j); uma orientação é considerada significativa da estação quando a dispersão (1σ) das direções principais for inferior a 28° .

A suscetibilidade magnética média de cada sítio é dada por $\kappa_m = (\kappa_1 + \kappa_2 + \kappa_3)/3$. A forma do elipsóide de ASM está representada pelo parâmetro **T** (Jelinek 1981). Os valores escalares e direcionais dos sítios estudados do maciço Itaóca encontram-se no apêndice A.

Figura 19. Mapa de amostragem no maciço Itaóca.

4.1 SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E FORMA DO ELIPSÓIDE

As características particulares da ASM para cada uma das unidades do maciço Itaóca estão resumidas na Tabela 2. No tratamento estatístico dos dados foi calculado o desvio padrão da média aritmética de κ_m e de P_j , e as porcentagens do parâmetro T para cada unidade. Os dados direcionais apresentam-se em projeções estereográficas no apêndice B.

Tabela 2. Resumo dos parâmetros de forma da ASM das unidades do maciço Itaóca.

Unidade	Média de κ_m (10^{-3} SI)	Média de P_j	Forma (T) do elipsóide	Número de amostras (n)
Itaóca	21.22 (STDV= 8.79)	1.10 (STDV= 0.03)	Oblato (planar) 78%	305
Saltinho	15.09 (STDV= 3.98)	1.16 (STDV= 0.05)	Prolato (linear) 57%	40
Milonítica	13.04 (STDV= 1.55)	1.18 (STDV= 0.03)	Oblato 80%	25

A suscetibilidade média κ_m nos 52 sítios amostrados na *unidade Itaóca* varia entre 11.25 e 34.1×10^{-3} SI, valores que caem no campo das rochas ferrimagnéticas (Tarling & Hrouda 1993). A anisotropia total P_j está no intervalo entre 1.05 e 1.24, só 9 sítios (19%) possuem valores de $P_j < 1.10$. Nos demais sítios (81%) $P_j > 1.10$. A forma do elipsóide de anisotropia (parâmetro T) exibe forte contraste de uma estação a outra ($-0.75 < T < 0.88$). Em 41 sítios (78%) o elipsóide é planar oblato, com $T > 0.18$, enquanto que nas demais estações (22%) ele é linear (prolato, com $T < 0$). Em 6 sítios o elipsóide é praticamente plano-linear (neutro ou triaxial), com T variando entre -0.08 e -0.01.

Os parâmetros escalares dos elipsóides de ASM dos sítios analisados estão reunidos na Figura 20A. Não há correlação entre κ_m e P_j , embora elipsóides com $T > 0$ sejam em geral mais anisotrópicos (Figura 20B).

Figura 20. Relação entre suscetibilidade (κ_m) e grau de anisotropia (P_j) (A), e entre os parâmetros de forma (T) e anisotropia P_j (B) da unidade Itaóca (azul). As mesmas relações estão mostradas para as unidades Saltinho (vermelho) e zona Milonítica (fúcsia).

A distribuição da suscetibilidade magnética e sua anisotropia são mostradas na figura 21. Três regiões distintas foram identificadas: i) na transição das unidades Itaóca e Saltinho para a zona milonítica (setor sul) apresenta-se redução da suscetibilidade acompanhada de aumento da anisotropia, ii) no centro-sul do maciço, ao redor dos enclaves, κ_m tem valores intermediários e fortes anisotropias, iii) a centro-norte e leste, valores elevados de suscetibilidades predominam, porém com nítida diminuição da suscetibilidade na vizinhança da encaixante do plúton.

O elipsóide oblato predomina na unidade Itaóca e na zona periférica milonitizada (Figura 21C). Elipsóides neutros e prolatos são mais freqüentes na unidade Saltinho e na borda leste e noroeste da unidade Itaóca. Comparando-se a distribuição da suscetibilidade (Figura 21A) com a forma do elipsóide (Figura 21C), nota-se uma relação entre o decréscimo de suscetibilidade em direção à periferia do maciço e o desenvolvimento de elipsóides plano-lineares ($T \sim 0$) e planares ($T > 0$). Os dados dos parâmetros escalares apresentam-se no apêndice A.

Figura 21. Os valores das suscetibilidades (κ_m) na superfície da unidade Itaóca aumentam do centro para o norte e para as bordas, e diminuem para as áreas deformadas. Notar as fortes anisotropias nas bordas da unidade Saltinho. Histograma de freqüências de κ_m . A) Distribuição dos parâmetros de forma no maciço Itaóca. Continua.

Figura 22. Os valores das suscetibilidades (κ_m) na superfície da unidade Itaóca aumentam do centro para o norte e para as bordas, e diminuem para as áreas deformadas. Notar as fortes anisotropias nas bordas da unidade Saltinho. Histograma de freqüências de κ_m . B) parâmetro P_j e histograma de freqüências. C) distribuição do parâmetro T.

Na *unidade Saltinho* (7 sítios), a suscetibilidade média κ_m na porção não-deformada (5 sítios) tem um amplo intervalo de variação (entre 12 e 90 x 10⁻³SI). Na área milonitizada central κ_m varia entre 12 e 15 x 10⁻³SI (exceto na amostra IT-56, melanoquartzomonzonito com $\kappa_m = 0.11$ x 10⁻³SI). A anisotropia total P_j situa-se no intervalo entre 1.05 e 1.25. Os parâmetros T nos sítios não deformados, possuem valores entre -0.42 e 0.88. Desses sítios, quatro apresentam elipsóides lineares ($T < 0$, borda do plúton), enquanto que nos outros três, os elipsóides são planares ($T > 0$). Para a área milonitizada, T é principalmente planar.

Nos sítios ao longo da área cisalhada κ_m , P_j e T são muito diferentes com respeito ao resto do intrusivo. Apesar de que esta unidade exibe uma fraca foliação milonítica, domina uma anisotropia de distribuição dos minerais magnéticos não compatível com a anisotropia gerada pela deformação cisalhante na zona milonítica da unidade Itaóca ($\kappa_m < 15$, Figura 22A).

Na zona *Milonítica* (5 sítios), κ_m tem suscetibilidades entre 10 e 15*10⁻³SI (exceto na amostra IT-64 com $\kappa_m = 118.8*10^{-3}$ SI). A anisotropia total P_j varia entre 1.18 e 1.24 e os elipsóides são planares com T entre 0.35 e 0.76 (menos na amostra IT- 62 com $T = -0.35$, sítio mais afastado da zona de cisalhamento). O valor muito alto κ_m (118.8*10⁻³SI, figura 21A) pode ter relação com magnetitas secundárias aciculares, fenômeno observado em outras amostras da unidade Itaóca (IT-57, IT-52, IT-15, apêndice A). No gráfico de T vs P_j (figura 20B) há correlação entre a excentricidade e a forma planar do elipsóide de suscetibilidade magnética.

4.2 MINERALOGIA MAGNÉTICA

As características dos minerais responsáveis pela suscetibilidade magnética no maciço Itaóca foram determinadas mediante o estudo termomagnético de amostras selecionadas e exame no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Foram escolhidas cinco amostras representativas do maciço, duas de monzonitos e uma de quartzomonzonito porfíritico (IT-1B, IT-14A, IT-17B) e duas de melanoquartzomonzonito fino (IT-37D, E). A suscetibilidade magnética dos granitos varia entre 16.4 e 32.4 x 10⁻³ SI, enquanto que no melanoquartzomonzonito é de 13.2 x 10⁻³ SI.

A suscetibilidade de cada amostra foi medida da temperatura ambiente até 700 °C (ciclo de aquecimento), e em seguida até a temperatura ambiente (ciclo de resfriamento), com um intervalo de aproximadamente $\pm 3^\circ\text{C}$ entre uma medida e outra. O ciclo de aquecimento/resfriamento é controlado por um forno (CS-2) acoplado ao KAPPABRIDGE KLY-2. As curvas termomagnéticas das quatro amostras são semelhantes (Figura 22). No ciclo de aquecimento, a suscetibilidade varia muito pouco até aproximadamente 580 °C para, em seguida, cair em forma acentuada e quase desaparecer até 700 °C. Esta queda de suscetibilidade é típica da magnetita

(Fe_3O_4), cuja temperatura de Curie (T_c) situa-se em 578°C . A curva de suscetibilidade no ciclo de resfriamento é semelhante à do ciclo de aquecimento, embora a final do experimento ocorra uma diminuição de suscetibilidade da ordem de 15%.

Essa queda na suscetibilidade é atribuída a mudanças de fase ocorridas durante o ciclo de aquecimento, com formação de minerais “pouco ou não-magnéticos”. Isso é visível nas amostras IT 14A e IT 37D, onde em torno de 300°C a suscetibilidade cresce um 5% a partir de 350°C , para diminuir progressivamente até a queda acentuada em 580°C . A variação na suscetibilidade entre 300 e 350°C é atribuída a presença de maghemita que, nesta faixa de temperatura, oxida-se para formar hematita (Dunlop & Özdemir 1997). A hematita ($T_c = 670^\circ\text{C}$), porém, não é detectada nas curvas termomagnéticas, nem o sulfeto ferromagnético pirrotita ($T_c = 320^\circ\text{C}$).

Figura 23. Análise da suscetibilidade M_r em função da desmagnetização térmica (ver texto). κ_m em $\text{SI} \cdot 10^{-3}$, TEMP (temperatura em graus Celsius).

Os minerais opacos (onde ocorrem óxidos e eventuais sulfetos magnéticos) foram classificados em quatro tipos distintos. Na unidade *Itaóca* as magnetitas aparecem tanto em agregados (tipo I; Figura 23A) quanto em grãos isolados (tipo II; Figura 23B), sempre associadas

aos minerais máficos. No MEV elas formam grãos sub-idiomórficos isolados (Figura 23C), e a hipidiomórficos e xenomórficos em agregados de pequenos grãos (Figura 23D).

Na figura 23 há vários tipos de magnetita observados em seção delgada (figura 23A e B) e no MEV (figura 23C e D). Elas estão tanto em agregados (figura 23A), quanto em grãos isolados (figura 23B). Os grãos geralmente são sub-idiomórficos quando isolados (figura 23C), ou então hipidiomórficos e xenomórficos se formam agregados ou em inclusão (figura 23D). Note-se a presença de magnetita acicular hospedada na clivagem da biotita (figura 23C).

Figura 24. Grãos de magnetitas (mt) da unidade Itaóca. S). Magnetita idiomórfica em agregados (IT-19). B) cristais isolados de magnetita idiomórfica (IT-26). Diferentes tipos de magnetitas (mt) captadas em MEV formando agregados ou em cristais muito próximos entre si. C) Magnetitas em hábitos aciculares alojadas nas clivagens das biotitas (IT-4). D) Magnetitas idiomórficas, xenomórficas e magnetitas framboidais produto da exolução de titanitas (IT-4).

A magnetita também apresenta-se com relativa frequência como inclusões (tipo III). Neste caso, os grãos possuem hábito acicular quando hospedados nos planos de clivagem da biotita (Figura 23C), ou formam grãos elípticos a sub-circulares estão hospedados em titanita (Figura 23D). A magnetita acicular pode ser produto de exolução de ferro em biotita devido a mudanças nas condições de equilíbrio da temperatura durante a cristalização do plúton. A magnetita em inclusão na titanita, por sua vez, tem variações de composição (análise EDS no MEV) associada a bandas com distintas refletâncias de magnetita e ilmenita (Figura 24).

Figura 25. Magnetita e ilmenita associada a titanita (IT-14). A) perfil de variação dos elementos ferro e titânio. B) Análise qualitativa de (*Energy Dispersion Sistem*, EDS) no microscópio eletrônico de varredura (MEV) que mostra os elementos químicos presentes no perfil.

Um quarto tipo de magnetita é observada na unidade *Saltinho*. Os grãos são subidiomórficos e ocorrem isolados ou em agregados, com frequência associados aos minerais de alteração hidrotermal calcita e epidoto (tipo IV, Figuras 25). Sua gênese pode relacionar-se com a alteração da hornblenda e da biotita induzida por atividade hidrotermal.

Figura 26. Magnetita (mt) secundária associada à alteração hidrotermal e deformação (IT-61). A) Grãos de magnetita na borda da alteração. B) Agregados de magnetita no centro da alteração. Magnetitas (mt) xenomórficas por exoluções de titanitas (ti). C). Magnetita em agregados e ilmenita (il) por exolução da titanita (ambas exibem fraturamento, IT-4). D) Detalhe de exolução bandada de óxidos incluídos em titanita (magnetita-ilmenita-il, IT-14).

4.3 FÁBRICA MAGNÉTICA

A qualidade estatística dos parâmetros direcionais de cada sítio é definida pelo valor de $\alpha\kappa_1$ e $\alpha\kappa_3$ que representam, respectivamente, as variações angulares do cone de confiança (1σ) entre a direção média de κ_1 e κ_3 e as direções individuais nos espécimes medidos. Quando $\alpha\kappa_1$ e $\alpha\kappa_3 \leq 28^\circ$ a orientação do sítio é definida, caso contrário, as direções são consideradas dispersas, e portanto descartadas. Usando esse critério, a lineação magnética é mal definida em quatro sítios (IT-25, IT-29, IT-33 e IT-35), enquanto que a foliação magnética (κ_3) em apenas um sítio (IT-17), ver apêndice A.

A *foliação magnética* possui um padrão concêntrico na parte central do corpo (unidade Itaóca). Os mergulhos são moderados a suaves, caem para as bordas do maciço. A forma do elipsóide de suscetibilidade nesta unidade é predominantemente planar (Figura 26A). Na unidade Saltinho o mergulho da foliação é forte em geral para W. Na borda sul, próximo à zona de cisalhamento Ribeira, a foliação é quase E-W com mergulho para Norte. Ela é paralela à foliação milonítica das rochas encaixantes deformadas pela zona de cisalhamento Ribeira. Na unidade Itaóca, a forma do elipsóide é oblata (planar).

Em projeção estereográfica a *lineação magnética* possui distribuição em aparência dispersa (Figura 26B). Um exame mais atento, porém, mostra que elas têm uma orientação N-S no setor centro-sul, sudoeste e oeste, e aproximadamente E-NE no setor centro-nordeste. Na borda sul do plúton a lineação tende a orientar-se paralela ao traço da zona de cisalhamento Ribeira. Na unidade Saltinho a lineação magnética cai suave para SW. O padrão concêntrico da foliação também se reflete na lineação, embora mais claro em torno do enclave situado no centro do corpo.

Figura 27. Parâmetros direcionais do maciço Itaóca. A) organização das foliações magnéticas (κ_3), nos hemisférios de projeção de igual área, pólos de κ_3 em azul dados da unidade Itaóca, fúcsia área milonítica e vermelho unidade Saltinho. B) arranjo das lineações magnéticas, nos hemisférios de projeção de igual área, pólos de κ_1 . Lineações de estiramentos (Le em marrom) nas rochas metamórficas encaixantes. Nos hemisférios de projeção o círculo é Itaóca, triângulo Saltinho e quadrado a zona milonítica (diagramas de Lambert-Smidt, hemisfério inferior).

4.4 ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA (OPF) E ANISOTROPIA

Amostragem e métodos. A fábrica ou anisotropia estrutural de um granito é determinada pelo tamanho, forma e orientação espacial dos minerais. Uma “sub-fábrica” refere-se à orientação preferencial de uma população mineral específica: cristais poliédricos de K-feldspato, grãos tabulares de plagioclásio, prismas de hornblenda, placas de biotita e orientação preferencial dos óxidos de ferro (magnetita e hematita). Esta última sub-população interessa no estudo da ASM de rochas ferromagnéticas.

Em rochas plutônicas, o tamanho e textura dos minerais dependem dos processos de cristalização. A orientação preferencial mineral, depende do deslocamento do magma no interior da câmara magmática (decanção, compactação, fluxo convectivo e migração), que pode estar relacionado à forças hidrodinâmicas do próprio magma e/ou dos esforços dirigidos atuantes durante o alojamento ígneo. Um dos pontos críticos na aplicação da ASM em rochas ígneas ferromagnéticas é a sua utilização na cartografia estrutural de plútons. A questão fundamental, neste sentido, é a relação entre a fábrica magnética e a OPF dos silicatos, ou seja, se há correspondência entre o grau de anisotropia e a intensidade da OPF, e se as direções principais das respectivas anisotropias, são coaxiais.

O estudo da OPF de silicatos (feldspato e minerais máficos) do maciço Itaóca foi realizado em seis sítios. As amostras consistem de blocos retangulares de rocha com aproximadamente 10 cm de lado, cada bloco foi cortado em três planos mutuamente ortogonais. As faces são cuidadosamente limpas, polidas e orientadas segundo eixos cartesianos X, Y e Z. Em cada face orientada é feita uma fotografia digital de alta resolução (≥ 5 Mega *pixels*), a imagem resultante é transferida para o computador para posterior tratamento. Sobre a face XY foram extraídos entre 3 e 6 cilindros de rocha para determinação da ASM do bloco correspondente, e cujos resultados estão indicados na Tabela 3. Três blocos pertencem à unidade Itaóca (IT-28, IT-34 e IT-49), e três blocos pertencem a granitos variavelmente protomilonitizados (IT-46 da zona milonítica, IT-56 e IT-61 da unidade Saltinho).

Tabela 3. Parâmetros de ASM dos blocos utilizados no estudo da OPF de silicatos

	Bloco	n	κ_m	P_j	T	κ_1	κ_2	κ_3
Itaóca	IT-28	3	12.55	1.121	0.477	179/43 (35)	189/35 (33)	299/28 (25)
	IT-34	7	14.68	1.049	-0.367	30/12 (7)	277/34 (26)	170/51 (26)
	IT-49	12	12.15	1.174	0.166	169/43 (6)	175/47 (9)	217/4 (10)
Milonítica	IT-46	4	9.92	1.242	0.577	87/11 (11)	253/18 (22)	275/68 (20)
Saltinho	IT-56	2	0.17	1.032	0.873	69/41 (45)	72/39 (45)	214/14 (3)
	IT-61	6	9.32	1.107	-0.477	80/62 (10)	307/7 (21)	244/27 (21)

n , número de amostras, κ_m , suscetibilidade média (10^{-3} SI), P_j , anisotropia; T , parâmetro de forma. κ_1 , κ_2 e κ_3 são as orientações médias (declinação/inclinação) das direções principais de anisotropia de suscetibilidade, e em parênteses o cone de dispersão angular (1σ) em torno das direções médias, os valores em vermelho e itálico têm um cone de dispersão angular $> 28^\circ$

O tratamento inicial da imagem consiste na correção de tonalidade, acentuação do contorno dos grãos e seleção da área de estudo. A escala e orientação de cada imagem resultante é cuidadosamente anotada, para em seguida ser transferida para os programas que vão identificar as fases de interesse e calcular a OPF na imagem. As sub-populações de biotita e anfibólio (fase máfica) destacam-se da matriz quartzo-feldspática, sendo classificados e isolados por limiarização (*thresholding*). Os fenocristais de feldspato, foram classificados aplicando-se uma lâmina transparente sobre a face orientada, com seus contornos desenhados diretamente sobre a lâmina que, em seguida, é digitalizada através de um *scanner* de mesa. Finalmente, na imagem binária resultante são eliminados os objetos menores que 16 pixels, como “linhas” com espessura ≤ 2 pixels.

O cálculo dos parâmetros da OPF dos feldspatos se fez através do programa *SPO.EXE*, que calcula a melhor distribuição da subpopulação através do Tensor de Inércia, e o representa como uma elipse (2D). Para os máficos, que normalmente formam agregados de grãos, o cálculo da elipse que representa a melhor distribuição é feito através do Método dos Interceptos com o programa *INTERCEPTS.EXE*. As elipses seccionais (2D) das faces de cada bloco são integradas para gerar um elipsóide (3D) através do programa *ELIPSOID.EXE* (Robin 2002; Launeau & Robin 2005). Cada elipsóide, que representa a melhor distribuição das populações (sub-fábricas) de máficos e feldspato, é comparada ao elipsóide que representa a ASM do bloco.

4.5 RESULTADOS DE OPF

Elipses seccionais (2D). A fração total de minerais classificados em cada face (XY, XZ, YZ) variou entre 5% e 14% de máficos e de 29% até 64% de feldspato (Tabela 4). Estas percentagens correspondem entre 200 e 1892 minerais máficos e 356 e 984 feldspatos utilizados no cálculo das respectivas OPFs.

Tabela 4. Número de objetos (minerais) classificados e sua respectiva percentagem

	bloco	Minerais Máficos			Feldspato		
		XY	XZ	YZ	XY	XZ	YZ
Itaóca	IT-28 B	453 (9%)	509 (6%)	933 (15%)	597 (48%)	397 (59%)	699 (37%)
	IT-34 B	1240 (9%)	296 (7%)	763 (10%)	494 (51%)	530 (35%)	832 (53%)
	IT-49 B	200 (19%)	1892 (9%)	1733 (11%)	438 (29%)	984 (32%)	679 (37%)
Milonítica	IT-46 B	1016 (11%)	783 (10%)	285 (5%)	408 (50%)	507 (38%)	412 (50%)

	bloco	Minerais Máficos			Feldspato		
		XY	XZ	YZ	XY	XZ	YZ
Saltinho	IT-56 B	1388 (11%)	770 (8%)	585 (12%)	635 (40%)	556 (42%)	356 (35%)
	IT-61 B	593 (14%)	736 (5%)	650 (5%)	600 (64%)	556 (42%)	356 (35%)

X, Y e Z, direções mutuamente ortogonais que orientam cada imagem (XY, plano horizontal; Z, eixo vertical).

O grau de anisotropia das sub-fábricas de minerais máficos, calculado pelo Método dos Interceptos (r_i), e dos feldspatos, calculado pelo Tensor de Inércia (r_i) é mostrado na Tabela 5. Esta anisotropia representa simplesmente a razão $r_{i,t} = a/c$, correspondendo ao eixo de maior distribuição (a) versus o eixo de menor distribuição (c).

Tabela 5. Grau de anisotropia da OPF nas elipses seccionais

	Bloco	Minerais Máficos			Feldspato		
		r_i (XY)	r_i (XZ)	r_i (YZ)	r_i (XY)	r_i (XZ)	r_i (YZ)
Itaóca	IT-28	1.087	1.094	1.009	1.039	1.051	1.076
	IT-34	1.046	1.039	1.003	1.064	1.151	1.068
	IT-49	1.074	1.084	1.116	1.163	1.08	1.122
Milonítica	IT-46	1.296	1.021	1.295	1.228	1.053	1.202
Saltinho	IT-56	1.082	1.084	1.063	1.124	1.076	1.132
	IT-61	1.083	1.105	1.103	1.018	1.072	1.100

r_i , r_i , razão axial da elipse de distribuição calculada, respectivamente, pelos Métodos de Interceptos e Tensor de Inércia.

Cálculo do elipsóide (3D). As elipses seccionais referentes às faces de cada bloco foram ajustadas para calcular um elipsóide que represente a OPF em 3D. Este ajuste é dado pelo parâmetro $\sqrt{F}$ (índice de incompatibilidade, em %), que informa se as elipses seccionais convergem para um elipsóide ou hiperbolóide (Launeau e Robin 2005). Se $\sqrt{F} > 10\%$ o ajuste é precário, e o resultado abandonado. O programa informa ainda se a figura geométrica converge para o elipsóide procurado, ou para um hiperbolóide; neste último caso o dado é descartado. Se $\sqrt{F} < 10\%$ e as elipses ajustam-se a um elipsóide, é determinada a razão axial ou anisotropia da OPF (R_i , $R_i = A/C$), a forma T, e orientação de suas direções principais ($A \geq B \geq C$). Estes resultados são utilizados para comparar a orientação preferencial dos silicatos com a ASM.

Os parâmetros $\sqrt{F}$, $R_{i,t}$, T da OPF de minerais máficos e feldspatos dos blocos estudados estão indicados na Tabela 6 e na figura 27.

Tabela 6. Valores escalares do elipsóide de OPF determinados pelo programa *ELIPSOID.EXE*

	Bloco	Minerais Máficos			Feldspato		
		$\sqrt{F}$	R_i	T	$\sqrt{F}$	R_t	T
Itaóca	IT-28	1.6	1.087	0.602	2.3	1.052	-0.118
	IT-34	1.12	1.100	-0.695	2.65	1.081	0.756
	IT-49	3.6	1.138	0.097	3.5	1.157	-0.327
Milonítica	IT-46	2.7	1.331	0.788	2.2	1.196	0.423
Saltinho	IT-56	3.3	1.108	0.015	2.4	1.128	0.786
	IT-61	2.15	1.144	0.334	2.05	1.099	-0.381

$\sqrt{F}$, índice de incompatibilidade, R_i , R_t , razão axial calculada, respectivamente, pelos métodos de Intercepto e Tensor de Inércia, T é o parâmetro de forma.

As elipses seccionais de cada bloco convergem satisfatoriamente para um elipsóide, conforme verificado pelo parâmetro $\sqrt{F} \leq 3.6\%$. As razões axiais dos elipsóides são normalmente $> 10\%$ ($R_{it} > 1.100$), podendo atingir 19% e 33%, no bloco da zona milonítica e de 13 % e 15% no bloco IT-49 da unidade Itaóca. O grau da anisotropia magnética (P') e da anisotropia de forma (R_{it}) são aproximadamente equivalentes, exceto em um bloco da unidade Itaóca (IT-49) onde o elipsóide de forma é bem mais excêntrico que o elipsóide de ASM (Fig. 28). Também há, na população de minerais máficos, uma boa correspondência entre as formas dos elipsóides de ASM e OPF (dominantemente oblatos). Esta relação não é tão evidente nos feldspatos da unidade Itaóca, com nítida inversão de simetria entre os elipsóides de ASM e OPF (cf. Tabelas 3 e 7). Na unidade Saltinho e zona Milonítica, a forma desses elipsóides tornam-se semelhantes.

Figura 28. Relação entre a anisotropia magnética (P_j) e a razão axial do elipsóide (R_i e R_t) da distribuição de minerais máficos e feldspato.

As direções principais médias da distribuição de minerais máficos e feldspatos estão indicadas na Tabela 7 e na Figura 30.

Tabela 7. Parâmetros direcionais (lineação e foliação) da OPF de silicatos

	Bloco	Minerais Máficos		Feldspato	
		A	C	A	C
Itaóca	IT-28	164. 39 (22)	349. 84 (06)	004. 71 (19)	333. 82 (26)
	IT-34	352. 10 (11)	183. 48 (05)	329. 35 (20)	267. 56 (22)
	IT-49	040. 65 (24)	130. 21 (04)	080. 43 (20)	134. 40 (05)
Milonítica	IT-46	172. 18 (08)	248. 78 (02)	164. 22 (06)	068. 78 (05)
Saltinho	IT-56	120. 51 (33)	029. 70 (08)	065. 57 (34)	038. 61 (06)
	IT-61	110. 64 (07)	359. 66 (03)	050. 10 (20)	020. 49 (21)

Direções principais (declinação, inclinação) da OPF de minerais máficos e feldspato. A, lineação; C, pólo da foliação. Em parêntese o ângulo do cone de confiança (1σ) em torno da direção média da lineação e da foliação, e em vermelho as direções com cone de dispersão angular em torno da orientação média $> 28^\circ$.

Comparadas a OPF de silicatos e a ASM, existe uma excelente correlação entre a foliação definida pelos minerais máficos e a foliação magnética. A foliação definida pelos fenocristais de feldspato também exibe uma boa correlação com κ_3 , em que pese à discreta obliquidade entre os respectivos pólos observados na unidade Itaóca. O bloco IT-34 apresenta a variação mais significativa tanto nas direções principais como na forma dos elipsóides. Neste bloco a sub-fábrica de minerais máficos é linear ($T = -0.69$), com bom agrupamento da lineação e dispersão dos pólos da foliação (Figura 28). A sub-fábrica de plagioclásio é planar ($T = 0.76$) e mostra bom agrupamento dos pólos de foliação, mas dispersão da lineação.

A ASM correspondente ao bloco IT-34 apresenta uma moderada fábrica linear ($T = -0.37$) em consistência com a simetria do elipsóide dos máficos. As lineações, todavia, apresentam uma discreta obliquidade, que se mantém ao comparar a foliação de fenocristais de feldspato com a magnética. Estas variações tanto em forma como em orientação das anisotropias podem estar relacionadas à própria heterogeneidade da OPF mineral do bloco, e que pode incluir ainda a presença de sub-fábricas. Este último caso parece estar relacionado a OPF de minerais máficos, onde os pólos de foliação formam dois agrupamentos distintos (Figura 28). Outra feição do bloco IT-34 é a obliquidade entre as lineações dos máficos e do feldspato, que também é reproduzida nos blocos IT-28 (unidade Itaóca) e IT-56 (unidade Saltinho). A obliquidade da lineação destas sub-fábricas é considerada uma feição primária, atribuída a variações locais da fábrica adquirida durante o fluxo magmático.

A lineação é o elemento estrutural de maior variabilidade direcional na OPF dos silicatos. A dispersão da lineação torna-se importante quando a simetria do elipsóide de forma é oblato, e principalmente quando $T \geq 0.5$. No bloco da zona milonítica (IT-46), por exemplo, há mesmo uma

inversão da orientação da lineação magnética quando comparada à lineação de silicatos. Neste caso, a inversão entre κ_1 e κ_2 ocorre com o valor de $T = 0.56$; note-se ainda que a sub-fábrica de máficos, onde normalmente está se associa a magnetita, possui uma forte distribuição planar ($T = 0.79$).

Figura 29. Projeções estereográficas dos dados da OPF e ASM por sítio (ver texto). κ_3 (círculo azul), κ_2 (triângulo verde) e κ_1 (quadrado vermelho), P' é o parâmetro P_j (diagramas de Lambert-Smidt, hemisfério inferior).

5 DISCUSSÃO DE RESULTADOS

Origem da fábrica magnética e sua relação com a OPF de silicatos. A suscetibilidade magnética do maciço granítico Itaóca depende principalmente da distribuição da magnetita. Ela ocorre na forma de cristais idiomórficos e xenomórficos com diâmetros maiores que 10 μm . A estreita associação entre minerais máficos e óxidos, e a coerente orientação da ASM com a OPF dos silicatos máficos, sugerem uma origem primária para a magnetita. Magnetita acicular incluída em biotitas e orientada ao longo de seus planos de clivagem ou em cristais idiomórficos a xenomórficos associados a zonas de alteração hidrotermal, comprovam o caráter secundário delas. Análises termomagnéticas mostram o predomínio de magnetita pobre em titânio e sugerem a presença de maghemita na rocha. Hematita e ilmenita foram identificadas no MEV porém, juntamente com a maghemita, aparecem como traço na rocha.

A equivalência entre o grau de anisotropia magnética (P') e a anisotropia de forma (R_{il}) é decorrente da ecentricidade similar dos elipsóides que definem as fábricas de óxidos e silicatos. A anisotropia reflete principalmente a distribuição (predominantemente planar) dos minerais máficos e da magnetita. A boa definição e correlação da foliação magnética e de silicatos (melhor nos máficos), somada à forma oblata dominante do elipsóide de anisotropia, são indicadores de que a petrotrama magnética é primária. A organização da lineação magnética representa bem a distribuição e orientação dessa trama primária, principalmente quando $T < 0.5$ onde permanece evidente o arranjo de expansão concêntrica e de fluxo em corredores (figura 29). Acima deste valor, a lineação apresenta forte dispersão, com freqüentes inversões entre κ_1 e κ_2 .

Na unidade Itaóca anisotropias baixas correlacionam-se com elipsóides lineares e plano-lineares, e suscetibilidades magnéticas altas. Anisotropias altas e planares organizam-se entorno dos enclaves, a norte e nos limites não milonitizados aparecem em corredores com formas plano-lineares que guardam correspondência direta com altos valores de κ_m . Nas áreas milonitizadas anisotropias planares com magnitude inversamente proporcional a κ_m , têm concordância com o grau de cisalhamento da rocha.

A origem magmática da fábrica magnética está expressa nos arranjos, orientações e inclinações de lineações e foliações magnéticas. Esses parâmetros permitem visualizar o papel compressivo dos enclaves no teto da intrusão, da expansão circular forçada e da deformação de borda gerada pelo alojamento plutônico, além de sugerir a distribuição espacial de vários pulsos plutônicos que encheram a câmara magmática do maciço. Os tetos pendentes presentes no centro

são responsáveis pelo arranjo da lineação magnética num padrão afim com expansão lateral e fluxo divergente. Já ao norte, nos limites do plúton o ascenso magmático e deslocamento ocorre em corredores.

Figura 30. Mapa de lineações magnéticas equivalentes a $T < 0.5$, agrupa 38 (58%) dos sítios amostrados.

Nas áreas milonitizadas a distribuição da trama magnética é distinta à do resto do maciço. A lineação magnética da zona milonítica orienta-se SSW-NNE (mergulhos entre 18° e 52°), similar ao sentido do movimento destal da zona de cisalhamento Ribeira. De fato as atitudes das lineações de estiramento das rochas metamórficas e das lineações de estiramento milonítico da unidade saltinho (SSW e *plunges* entre 30° e 50°), são similares as magnéticas.

Localmente, a coerente orientação entre lineações, foliações magnéticas e estruturas impostas pelas zonas de cisalhamento nas rochas ígneas, sugerem relação complexa entre a acomodação e resfriamento do maciço Itaóca, e a ação dinâmica das transcorrencias. As diferentes atitudes das foliações de cisalhamento de borda, foram possivelmente desenvolvidas por cisalhamentos focalizados e temporalmente discretos. Elas poderiam ter origem em esforços horizontais com distinta atitude ou possivelmente ligados ao desenvolvimento de estruturas satélites das principais.

5.1 MODELO DE COLOCAÇÃO MAGMÁTICA

Os eixos dos esforços que atuaram sobre a rocha granítica durante sua cristalização são geralmente próximos aos eixos principais de suscetibilidade magnética (a fábrica magnética pode ser gerada pelos primeiros). Portanto, as medidas da trama magnética têm um significado qualitativo da história dos esforços que atuaram durante a acomodação e resfriamento do corpo ígneo (Graham 1954, Rochette & Jackson 1992, Tarling & Hrouda 1993, Bouchez 1997).

Os arranjos da fábrica magnética no centro e bordas do maciço, sugerem predomínio de esforços verticais durante a acomodação magmática. No domínio central a trama magnética planar e subhorizontal interpreta-se como produto da deformação do magma no topo da intrusão. A acomodação deve ter ocorrido por expansão térmica e deslocamento lateral radial. Fábricas magnéticas planares e subhorizontais que mudam para oblíquas e plano-lineares, organizadas em franjas, corresponderiam a corredores de fluxo magmático de expansão ou de descida convectiva induzidos por contraste térmico e reológico na vizinhança com rochas encaixantes.

Observados os cisalhamentos graníticos de borda do maciço Itaóca, surge uma aparente relação diacrônica entre a acomodação e resfriamento dos plutons e a deformação transcorrente produto da atividade da zona de cisalhamento Ribeira, como sugerido por Campanha & Sadowski (2002) e Faleiros & Campanha (2003). Nesse cenário diacrônico precisa-se entender de que maneira o cisalhamento transcorrente regional NE-SW originou a deformação de borda NW-SE (em estado sólido) da unidade Saltinho e ao mesmo tempo deformou alguns litotipos dos maciços graníticos Cunhaporanga e Três Córregos e a borda sul da unidade Itaóca com a mesma orientação das transcorrencias.

Tendo em conta a consistência das tramas magnéticas primárias e a OPF dos silicatos, as tramas secundárias com a foliação dinâmica das zonas milonitizadas, e integrada esta informação no contexto estrutural local, considera-se para o maciço Itaóca um processo de acomodação plutônica em vários pulsos em um marco transpressivo com a relação à tectônica regional e com efeitos extensivos no bloco Lajeado.

Neste âmbito, a foliação da zona milonítica seria o produto do cisalhamento Ribeira após o resfriamento da unidade Itaóca. As foliações de borda nos plutons Saltinho, desenvolveram-se pelo movimento destrai e pelo torque de esforços transcorrentes na junção dos cisalhamentos Ribeira e Quarenta Oitava – Agudos Grandes. Esses esforços devem ter produzido as estruturas satélites nos limites W dos plutons Saltinho cujas orientações (NW-SE) são compatíveis com as atitudes das foliações protomiloníticas de suas bordas, e que são distintas às atitudes das zonas de cisalhamento regional.

O provável alojamento e resfriamento em pulsos magmáticos discretos e o fato de que o campo de esforços horizontais regionais não ficou registrado na petrotrama ígnea como um agente geodinâmico relevante da acomodação do maciço, sugerem esforços de extensão no bloco Lajeado, que teriam relação com os mecanismos de alojamento plutônico revelados pela ASM do maciço Itaóca e com suas deformações de borda. Essa extensão teria relação com uma tectônica transpressiva como marco estrutural de ordem regional.

O posicionamento do maciço esteve facilitado pela anisotropia preexistente na rocha metamórfica encaixante produto de uma fase compressiva que gerou estruturas de empurrão, dobramentos e xistosidade (Campanha & Sadowski 2002). Mudanças na orientação dos esforços compressivos NW-SE para NE SW, geraram a fase transpressiva regional (Op. Cit.). Os esforços de extensão seriam produto do deslocamento destal das estruturas transcorrentes mais próximas da zona de junção entre os cisalhamentos Ribeira e Quarenta Oitava - Agudos Grandes.

A acomodação do maciço Itaóca teria-se iniciado com a intrusão da unidade Itaóca e continuado com a agregação dos plutons Saltinho na zona de sombra de pressão entre o corpo cristalizado e a zona de junção entre as estruturas transcorrentes. Nesse sentido é provável que o alojamento Neoproterozóico do maciço Itaóca fosse sin-tectônico.

5.2 IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS REGIONAIS

Na geologia estrutural, as interpretações da petrotrama magnética de uma rocha através da ASM baseiam-se no conhecimento prévio do marco geodinâmico da região. Colisão, amalgamação de blocos e cratões, e estruturas transcorrentes (Heilbron *et al* 2004) formaram, grosso modo o arcabouço estrutural do Domínio Apiaí (cinturão Ribeira). O modelo parte da base de uma tectônica de blocos com diferentes ductilidades, acompanhada do desenvolvimento de um arco magmático. A xistosidade presente em esses blocos associa-se a compressão oblíqua, que evoluiu de um sistema de lascas de empurrão com movimentação NNW-SSE para um sistema transcorrente destal ENE-WSW (Campanha & Sadowski 2002).

Unidades intrusivas de Batólitos graníticos como Cunhaporanga, Três Córregos e Itaóca, com idades em torno dos 630 a 590 Ma. apresentam bordas milonitizadas no limite com zonas de cisalhamento, e/ou forma alongada alinhada com a orientação das transcorrencias regionais. Essa relação espacial e temporal entre cisalhamentos e plutons graníticos, sugere a existência de esforços transpressivos nesse período.

A fixação preferencial dos esforços litostáticos refletidos pela ASM no maciço apóia-se nos seguintes critérios: (i) uma ordem temporal para a agregação e posicionamento das intrusões no maciço Itaóca, orientada para oeste, sugerindo que a intrusão magmática esteve dirigida e

favorecida para a zona de junção entre os cisalhamentos conforme o movimento dextral deles. Metarmorfismo térmico a 650°C e cristalização a 7 km de profundidade (2kbares, Ens 1990), além de milonitos de borda, sugerem cristalização rápida para o batólito. Essas características, sugerem um importante role das zonas de cisalhamento transcorrente do bloco Lajeado durante o alojamento granítico, e que dinâmica da intrusão, acomodação e resfriamento plutônico determinou a trama do maciço itaóca, predominando sobre os esforços horizontais regionais prevalecentes em outros blocos do Domínio Apiaí a final do Neoproterozóico.

6 CONCLUSÕES

A trama magnética nos 65 pontos de amostragem do batólito Itaóca indica consistência e confiabilidade nos dados obtidos. A suscetibilidade magnética média situa-se no intervalo entre $10\text{-}35 \cdot 10^{-3} \text{SI}$, e as análises petrográficas e termomagnéticas mostram que a magnetita é o mineral responsável pelas propriedades magnéticas da rocha. A orientação da trama magnética do batólito é (sub)paralela a OPF de minerais máficos, com os quais estão associados os óxidos magnéticos. Na OPF de fenocristais de feldspato a foliação é paralela à foliação magnética, porém a lineação tende a se dispersar no plano de foliação em consistência com os elipsóides oblatos que predominam nas fábricas magnéticas e de silicatos.

A petrotrama dominante é planar e subhorizontal no centro da intrusão. Ela teria sido formada no estado magmático por fluxos verticais que interagiram com o envelope encaixante no topo da câmara magmática. Tramas plano-lineares arranjadas em corredores ao longo do limite de fácies são atribuídas a expansão lateral forçada do magma, fluxo convectivo e injeções magmáticas de pulsos *relativamente tardios*. As tramas de cisalhamento desenvolvidas sempre em estado sólido e nos limites com as estruturas transcorrentes adjacentes ao maciço granítico Itaóca, sugerem o caráter discreto do processo de agregação plutônica.

Os resultados da ASM indicam um importante role das zonas de cisalhamento transcorrente do bloco Lajeado durante o alojamento granítico, e que dinâmica da intrusão, acomodação e resfriamento plutônico determinou a fábrica do maciço itaóca, predominando sobre os esforços horizontais regionais prevalecentes em outros blocos do Domínio Apiaí a final do Neoproterozóico. E finalmente, houve uma rápida e discreta cristalização de magmas infracrustais na crosta rasa com tombamento de enclaves na câmara magmática e conseqüente reorganização da fábrica mineral no teto da intrusão.

7 REFERENCIAS

Archanjo C, 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: Hernández FM, Lüneburg C, Aubourg C, Jackson M, (Eds). *Magnetic Fabrics Methods and applications*. special publication, vol. 238: 285-298.

Archanjo CJ, Trindade RIF, Bouchez JL, Ernesto M, 2002. Granitic fabrics and regional-scale partitioning in the Seridó Belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics*, vol. 21(1).

Borradaile GJ, Henry B, 1997. Tectonic application of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sciences. Review*, vol. 42: 49-93.

Borradaile GJ, Jackson M, 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. In: Hernández F.M., Lüneburg C.M., Aubourg, C., Jackson M.(Eds). *Magnetic Fabrics Methods and applications*. special publication, vol. 238: 299-360.

Bouchez J.L., 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.

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, 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.

Campanha, G.A. da C., Basei M.S., Tassinari, C.C., Nutman, A.P., Faleiros, F.M, 2004. Determinações radiométricas U/Pb na faixa Ribeira para a formação Iporanga (SP). *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 34:

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.

Castro A, 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review, *Geologische Rundschau*, vol. 76 : 101-124.

Corti G, Moratti G, Sani F, 2005. Relations between surface faulting and granite intrusions in analogue models of strike-slip deformation. *Journal of structural geology*, vol. 27 (9). 1547-1562.

Dunlop D J, 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments and soils. *Journal Geophysical Research*, vol. 107: 101029-/101048.

Dunlop j D, Özdemir Ö, 1997. *Rock magnetism Fundamentals and frontiers*. Cambridge University press, p 573.

Ens Hendrik H, 1990. Petrogênese dos escarnitos de Itaóca - vale do Ribeira SP. P 172. dissertação de mestrado Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Faleiros FM, 2003. Zona de cisalhamento Ribeira: deformação, metamorfismo e termobarometria de veios sin-tectônicos. Dissertação de Mestrado. IGC-USP. São Paulo.

Faleiros FM, Campanha, G.A. 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.

Fernández C, Castro A, 1999. Pluton accommodation at high strain rates in the upper continental crust. The example of the Central Extremadura batholith, Spain, *Journal of Structural Geology*, vol. 21 : 1143–1149.

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.

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., Leblanc D., Bouchez J.L., 1997. Variscan granites on the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, vol. 9 : 38-41.

Graham J.W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy: un exploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Abstr. Program*, vol. 65: 1257-1258.

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.

Hrouda, F., 1993. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 77: 237–249.

Hrouda, F., Borradaile G, 2000. Limitations of tensor subtraction in insulating diamagnetic fabrics by magnetic anisotropy. *Tectonophysics*, vol. 322 : 303-310.

Ishihara, S, 1987. The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. *Mining Geol*, vol. 27: 293-305.

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.

Janelik, V, 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, vol. : 1-28.

Kaul PF, Cordani UG, 2000. Geochemistry of the Serra do Mar granitoid magmatism and tectonic implications, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 30 (1) : 115-119.

Launeau P, Robin PF, 1996. Fabric analyses using the intercepts method. *Tectonophysics*, vol. 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.

Mello S de C, 1995. Geologia estudo metalogenéticos do Maciço Itaóca, Vale do Rio Ribeira, SP. e PR. Tese de Doutorado –IGC-USP. São Paulo. P. 168.

Neto MV, Bartorelli A. Carneiro C dal Ré, Bley B de B Neves, 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida. Ed. BECA São Paulo, p. 203-235.

Prazeres filho EJ, Harara OM, Basey MA, Passarelli CR, Siga Jr O, 2003. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do cinturão Ribeira, estado do Paraná. Revista do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, vol. 3 : 51-70.

Reis Neto J.M. dos, 1994. Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico. São Paulo, p. 253, anexos, Ph.D. teses, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Rink M, 1976. Quantitative computerized image analyses produce for investigating features and an adapted image process. Journal of microscopy, vol. 107: 267-286.

Robin P F, 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses-theory. Journal of structural geology, vol. 24: 531-544.

Rochette P., Jackson M., Aubourg C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of magnetic susceptibility. Review Geophysics, vol. 30 : 209-226. Egydio-Silva M, Vauchez A, Raposo M I, Bascou J, Uhlein A, 2005. Deformation regime variations in an arcuate transpressional orogen (Ribeira belt, SE Brazil) imaged by anisotropy of magnetic susceptibility in granulites. Journal of Structural geology, (in press).

Román-Berdiel T, Aranguren A, Cuevas J, Tubía JM, Gapais D, Brun JP, 2000. Experiments on granite intrusions in transtension. In: J.L. Vigneresse, Y. Mart and B. Vendeville, Editors, Salt, Shale and Igneous Diapirs in and Around Europe, Special Publications vol. 174, Geological Society, London (2000), pp. 21-42.

Rosenberg CL, 2004. Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps, Tectonics, vol. 23 :.

Shimamoto T, Ikeda Y, 1976. A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. 1. Basic theory. Tectonophysics, vol. 36: 315-337.

Streckeissen A, 1976. To Each Plutonic Rock Its Proper Name. Earth Science Reviews, vol. 12 : 1-33.

Tarling D.H., Hrouda F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, London, p. 217.

Vigneresse JL, 1995a. Control of granite emplacement by regional deformation. Tectonophysics, vol. 249 : 173-186.

Vigneresse JL, Tikoff B, Améglio L, 1999. Modification of the stress field by magma intrusion and formation of tabular plutons. Tectonophysics, vol. 302 : 203-224.

APÊNDICES

APÊNDICE A. Valores médios para Km, parâmetros de forma e direcionais dos sítios amostrados no maciço Itaóca

Tabela Parâmetros de forma e direcionais para o maciço Itaóca

Unidade	Sítio	n	Parâmetros de forma					Parâmetros direcionais							
			Km(S1-3)	Pj	T	Elipsóide	$\alpha K1$	Lineação				Foliação			
								Azimute	Mergulho	Sentido	$\alpha K3$	Azimute	Mergulho	Sentido	$e^{\circ}E^{\circ}$
Itaóca	IT-02	4	23,99	1,17	0,21	Planar	10	342	48	NW	4	281	523	NE	1,4
	IT-03	4	18,24	1,13	0,27	Planar	13	161	19	SE	8	348	71	NE	2,2
	IT-04	4	21,49	1,15	0,59	Planar	22	351	4	NW	15	235	5	NW	2,6
	IT-05	4	13,65	1,21	0,68	Planar	12	137	23	SE	2	87	29	SE	1,8
	IT-08	4	19,42	1,15	0,61	Planar	18	317	34	NW	6	256	38	NW	2,5
	IT-09	4	26,64	1,13	0,45	Planar	16	339	21	NW	11	298	31	NE	3,2
	IT-10	4	20,70	1,13	0,34	Planar	13	55	30	NE	3	284	37	NE	1,3
	IT-11	3	23,99	1,13	0,30	Planar	8	59	38	NE	2	277	52	NE	1,2
	IT-12	4	22,00	1,12	0,40	Planar	22	69	27	NE	3	280	45	NE	4,6
	IT-13	4	26,11	1,09	0,36	Planar	10	42	35	NE	10	234	74	NW	2,6
	IT-16	4	15,07	1,11	0,46	Planar	27	348	29	NW	27	169	89	SW	4,6
	IT-19	6	18,01	1,22	0,47	Planar	17	106	7	SE	4	322	12	NE	2,9
	IT-20	4	27,74	1,10	0,37	Planar	22	73	21	NE	18	263	66	NW	3,3
	IT-21	4	24,09	1,16	0,59	Planar	17	75	25	NE	4	327	26	NE	1,4
	IT-22	4	16,21	1,13	0,55	Planar	13	86	10	NE	3	284	30	NE	1,3
	IT-23	5	19,47	1,22	0,88	Planar	28	249	11	SW	10	98	22	SW	2,5
	IT-24	4	17,73	1,18	0,72	Planar	26	223	11	SW	6	111	12	SW	1,7
	IT-25	6	15,64	1,12	0,82	Planar	43	93	34	SE	19	84	21	SE	4,1
	IT-26	8	27,60	1,14	0,93	Planar	25	153	13	SE	24	12	33	SE	4,9
	IT-27	6	28,34	1,19	0,71	Planar	11	153	13	SE	4	357	30	NE	1,3
	IT-29	10	29,84	1,10	0,43	Planar	30	88	40	NE	17	20	41	SE	3,4
	IT-30	6	24,85	1,11	0,25	Planar	15	104	21	SE	11	324	31	NE	2,2
	IT-31	5	22,48	1,07	0,58	Planar	22	2	10	NE	9	343	27	NE	0,9
	IT-32	6	25,31	1,13	0,43	Planar	10	302	22	NW	8	169	29	SW	3,1
	IT-33	6	25,88	1,20	0,73	Planar	29	93	34	SE	10	359	34	NE	3,9
	IT-34	6	20,93	1,15	0,56	Planar	13	129	16	SE	4	334	34	NE	1,4
	IT-35	6	16,66	1,18	0,77	Planar	32	23	20	NE	9	23	90	SE	2,6
	IT-36	6	17,46	1,18	0,43	Planar	8	32	23	NE	7	32	89	SE	2,6
	IT-37	11	15,94	1,23	0,43	Planar	8	6	61	NW	6	203	81	NW	3,1
	IT-42	4	17,35	1,21	0,67	Planar	3	188	24	SW	9	187	87	NW	1,8
	IT-43	6	26,06	1,24	0,59	Planar	10	157	25	SE	4	17	35	SE	1,9
	IT-47	8	11,98	1,20	0,46	Planar	27	18	7	NE	6	341	14	NE	3,0
	IT-48	7	15,32	1,19	0,58	Planar	11	281	3	NW	7	176	4	SW	2,1
	IT-49	6	13,23	1,22	0,24	Planar	9	181	7	SW	6	106	8	SW	2,2
	IT-50	11	19,50	1,16	0,50	Planar	18	305	79	NW	21	278	85	NE	4,3
	IT-53	6	70,99	1,19	0,79	Planar	14	126	83	SE	14	20	84	SE	2,8
	IT-54	6	12,80	1,16	0,18	Planar	7	249	33	SW	7	149	34	NE	1,9
	IT-65	6	25,19	1,10	0,70	Planar	15	274	4	NW	7	99	44	SW	1,2
	IT-66	6	14,70	1,16	0,68	Planar	18	103	10	SE	14	317	17	NE	3,1
	IT-67	6	11,25	1,17	0,66	Planar	13	173	24	SE	4	84	25	SE	1,3
	IT-06	4	21,49	1,07	-0,75	Linear	15	77	42	NE	22	56	68	SE	1,2
	IT-15	3	34,10	1,12	-0,46	Linear	12	357	76	NW	20	253	76	NW	5,2
	IT-18	4	17,07	1,10	-0,17	Linear	7	295	47	NW	8	294	89	NE	3,6
	IT-34 B	7	14,68	1,05	-0,40	Linear	7	30	13	NE	26	230	32	NW	0,7
	IT-38	6	23,55	1,06	-0,23	Linear	11	32	12	NE	25	29	77	SE	1,3

Unidade	Sítio	n	Parâmetros de forma				Parâmetros direcionais							e*E ⁻¹	
			Km(SI-3)	Pj	T	Elipsóide	Linhação			Foliação					
							$\alpha K1$	Azimute	Mergulho	Sentido	$\alpha K3$	Azimute	Mergulho		Sentido
Salitinho	IT-41	4	18,91	1,06	-0,43	Linear	14	87	7	NE	18	79	40	SE	1,5
	IT-44	5	29,05	1,08	-0,28	Linear	6	86	3	NE	15	74	15	SE	1,3
	IT-01	6	27,13	1,18	-0,08	Plano - linear	4	55	22	NE	8	259	44	NW	5,5
	IT-07	4	22,25	1,10	-0,01	Plano - linear	12	51	35	NE	4	302	37	NE	2,3
	IT-17	4	15,08	1,11	-0,02	Plano - linear	21	50	17	NE	31	47	86	SE	5,3
	IT-39	6	20,63	1,07	-0,04	Plano - linear	14	41	18	NE	18	40	85	SE	2,8
	IT-40	6	25,88	1,06	-0,03	Plano - linear	11	38	20	NE	9	31	71	SE	1,4
	IT-51	8	14,22	1,05	-0,03	Plano - linear	20	350	10	NW	25	237	11	NW	1,7
	IT-57	6	46,47	1,15	0,37	Planar	14	197	51	SW	8	173	70	SW	3,8
	IT-58	6	12,40	1,21	0,63	Planar	18	20	68	NE	6	2	82	NE	2,3
	IT-60	6	12,14	1,25	0,85	Planar	20	213	27	SW	5	33	89	SE	2,3
	IT-14	4	20,72	1,05	-0,42	Linear	5	70	13	NE	16	58	48	SE	0,9
	IT-61	6	35,95	1,11	-0,15	Linear	8	209	40	SW	9	199	78	NW	1,3
	IT-52	4	90,06	1,17	-0,06	Plano - linear	6	53	71	NE	18	13	77	NE	3,4
Milonítica	IT-55	6	15,10	1,14	-0,03	Plano - linear	7	231	39	SW	8	53	88	SE	3,1
	IT-45	6	12,08	1,15	0,23	Planar	7	85	62	NE	5	270	87	NW	1,2
	IT-46	4	9,92	1,24	0,56	Planar	6	169	45	SE	10	351	88	NE	0,4
	IT-63	6	15,35	1,21	0,49	Planar	13	324	25	NW	6	265	29	NW	3,8
	IT-64	7	118,81	1,16	0,76	Planar	13	68	50	NE	14	67	89	NW	1,9
	IT-68	6	12,48	1,19	0,35	Planar	18	55	52	NE	18	302	54	NE	4,9
	IT-62	6	12,24	1,18	-0,35	Linear	16	275	40	NW	21	246	60	NW	5,9

- IT-28 B. ASM em amostras de blocos de rocha. Dados em itálico de $\alpha K1$, e $\alpha K3$ superiores a 28°.

Blocos para análise de OPF

	Sítio	n	Km(SI-3)	Pj	T	Elipsóide	$\alpha K1$	Azimuth	Mergulho	$\alpha K3$	Azimuth	Mergulho	e*E ⁻¹
Itaóca	IT-28 B	3	12,55	1,10	0,52	Planar	33	278	6	25	278	89	4,7
	IT-34 B	7	14,68	1,05	-0,40	Linear	7	30	12	26	231	31	0,7
	IT-49 B	12	12,15	1,16	0,11	Planar	11	86	9	20	9	10	3,5
Milonítica	IT-46 B	4	9,92	1,24	0,56	Planar	6	169	45	10	351	83	0,4
Salitinho	IT-56 B	2	0,17	1,03	0,88	Planar	45	21	77	3	304	77	0,0
	IT-61 B	6	9,32	1,10	-0,50	Linear	10	80	63	21	334	64	1,6

Planares, 48/67 = 71,6%
 Plano-Lineares, 8/67 = 11,9%
 Lineares, 11/67 = 16,4%

Amostras com assimetrias no valor de Km pela presença de magnetita acicular

Amostra	Cilindro	Km (sítio)	K mean (10 ⁻³ SI)	K max 1	K int 2	K min 3	trend 1	plunge 1	trend 2	plunge 2	trend 3	plunge 3	L (A-B)%	F (B-C)%
IT-01	A1		24,15	1,0695	0,9917	0,9388	59	18	316	32	174	52	0,90%	12,80%
IT-01	A2		30,46	1,1168	1,0124	0,8708	47	25	302	29	171	50	2,20%	24,00%
IT-01	B1		33,65	1,0852	0,9901	0,9247	61	25	299	48	168	31	1,40%	1,90%
IT-01	B2		31,29	1,0725	0,9866	0,9409	57	20	307	43	165	40	0,30%	2,40%
IT-01	C1		23,65	1,0661	1,0018	0,9322	57	21	311	31	173	51	2,20%	14,60%
IT-01	C2		19,59	1,0713	0,9863	0,9424	53	17	306	43	159	41	0,60%	2,60%
Km(s)		27,13167												
IT-15	A1		10,08	1,0521	1,0003	0,9475	311	70	76	12	169	16	5,10%	1,20%
IT-15	A2		10,55	1,0506	1,0199	0,9295	353	69	252	4	161	21	6,40%	4,20%
IT-15	B1		81,66	1,0392	1,0081	0,9527	184	843	333	42	78	16	9,40%	4,70%
Km(s)		34,09667												
IT-29	A1		43,82	1,0382	1,0119	0,9499	94	27	188	8	293	61	0,60%	1,40%

Amostra	Cilindro	Km (sítio)	K mean (10 ⁻³ SI)	K max 1	K int 2	K min 3	trend 1	plunge 1	trend 2	plunge 2	trend 3	plunge 3	L (A-B)%	F (B-C)%
IT-29	A2	29,837	43,07	1,0337	1,0151	0,9511	79	29	173	8	278	63	1,00%	1,70%
IT-29	B1		11,93	1,0641	0,9873	0,9486	64	36	166	17	277	49	4,90%	2,50%
IT-29	B2		90,72	1,0652	0,9845	0,9503	61	42	172	21	280	40	5,40%	3,00%
IT-29	C1		21,07	1,0576	1,0127	0,9297	159	44	66	3	333	46	6,00%	4,40%
IT-29	C2		20,93	1,0614	1,0032	0,9354	154	37	62	4	326	53	7,20%	2,80%
IT-29	C3		26,04	1,0609	1,0072	0,9319	166	44	67	9	328	45	6,60%	3,60%
IT-29	D1		14,26	1,0575	1,0061	0,9364	58	38	162	17	271	46	2,80%	1,90%
IT-29	D2		12,31	1,0627	1,01	0,9273	59	42	158	9	258	47	2,80%	3,60%
IT-29	D3		14,22	1,0506	1,0011	0,9482	43	33	145	18	259	51	3,00%	2,30%
Km(s)		29,837												
IT-30	A1	24,85333	21,43	1,0425	1,0086	0,9489	102	23	6	13	250	63	0,50%	1,00%
IT-30	A3		26,19	1,0524	1,0096	0,938	96	20	360	17	232	63	0,60%	1,20%
IT-30	B1		22,18	1,0728	0,9741	0,9531	118	20	4	49	222	34	5,70%	8,50%
IT-30	B3		31,41	1,0477	1,0202	0,9321	107	13	11	23	223	64	1,20%	2,90%
IT-30	C2		24,89	1,0436	1,0086	0,9477	94	29	355	16	239	56	0,80%	0,50%
IT-30	C3		23,02	1,041	1,0134	0,9456	66	31	331	9	227	58	2,20%	0,70%
Km(s)		24,85333												
IT-38	A1	23,54833	17,26	1,0333	0,9841	0,9826	32	6	297	37	130	53	1,10%	2,30%
IT-38	A2		32,07	1,0374	0,9909	0,9718	28	10	143	66	294	21	0,80%	0,60%
IT-38	B1		24,61	1,0445	0,998	0,9575	31	28	171	55	290	19	1,40%	1,90%
IT-38	B2		25,39	1,0332	1,0042	0,9625	30	24	186	64	296	10	1,10%	1,90%
IT-38	C1		19,74	1,031	0,9999	0,9691	36	11	219	79	126	0	0,80%	1,10%
IT-38	C2		22,22	1,0341	0,9911	0,9748	217	5	119	55	310	35	1,30%	1,10%
Km(s)		23,54833												
IT-44	A1	29,046	96	1,0298	0,995	0,9751	75	7	166	9	308	79	1,80%	0,90%
IT-44	A2		13,88	1,0451	0,9916	0,9633	264	0	354	8	172	82	0,40%	1,10%
IT-44	B1		10,08	1,0412	1,0063	0,9525	88	8	181	23	341	66	1,60%	2,80%
IT-44	B2		13,06	1,0481	0,9863	0,9656	92	2	184	36	359	54	1,20%	1,20%
IT-44	B3		12,21	1,0547	0,9892	0,9561	88	2	178	11	349	79	1,40%	0,60%
Km(s)		29,046												
IT-50	A1	19,50364	10,18	1,0652	1,0295	0,9053	324	56	129	33	223	7	1,40%	8,00%
IT-50	A2		11,89	1,0694	1,0193	0,9113	317	78	221	1	131	12	1,20%	20,60%
IT-50	A3		12,03	1,0743	1,0373	0,8884	342	70	127	17	220	11	0,80%	9,40%
IT-50	B1		95,78	1,0539	1,0264	0,9196	275	41	93	49	184	1	5,80%	1,20%
IT-50	B2		10,83	1,0573	1,0378	0,9049	303	79	95	10	186	5	1,70%	3,20%
IT-50	B3		11,59	1,0641	1,0412	0,8947	268	46	105	43	7	8	2,20%	5,80%
IT-50	C1		11,4	1,0575	1,0494	0,893	78	68	279	21	186	7	2,90%	5,90%
IT-50	C2		13,38	1,0879	1,0262	0,8859	316	75	93	11	185	10	2,20%	4,30%
IT-50	C3		14,72	1,0582	1,0399	0,9019	289	82	86	8	177	3	1,90%	4,60%
IT-50	D1		10,01	1,0423	1,0308	0,9268	318	83	98	5	189	4	2,50%	0,20%
IT-50	D2		12,73	1,0794	1,0449	0,8758	274	78	88	12	178	1	0,50%	7,90%
Km(s)		19,50364												
IT-51	A1	14,22375	13,53	1,0268	1,0088	0,9644	18	18	113	14	238	67	1,10%	2,70%
IT-51	A2		13	1,0241	1,005	0,9709	328	8	63	32	225	57	0,90%	2,00%
IT-51	B1		11,29	1,0372	1,0006	0,9622	172	10	269	32	67	56	1,60%	2,40%
IT-51	B2		11,51	1,0297	0,9981	0,9722	170	2	262	47	78	43	0,90%	1,90%
IT-51	C1		24,66	1,0353	1,0002	0,9645	174	2	265	13	77	77	1,20%	1,60%
IT-51	C2		15,9	1,0271	1,0057	0,9672	357	0	266	16	88	74	0,50%	1,90%
IT-51	D1		12,03	1,0315	1,0013	0,9672	356	34	255	15	145	52	1,20%	1,80%
IT-51	E1		11,87	1,0249	1,0094	0,9656	31	38	292	11	188	50	1,70%	2,90%
Km(s)		14,22375												
IT-53	A1		10,22	1,0646	1,0417	0,8937	200	66	22	24	291	1	0,80%	2,00%
IT-53	A2		93,29	1,0555	1,0367	0,9078	243	85	21	3	111	3	0,30%	2,70%

Amostra	Cilindro	Km (sítio)	K mean (10 ⁻³ SI)	K max 1	K int 2	K min 3	trend 1	plunge 1	trend 2	plunge 2	trend 3	plunge 3	L (A-B)%	F (B-C)%
IT-53	B1	70,98667	76,57	1,0676	1,0362	0,8962	177	72	33	15	300	10	1,40%	2,90%
IT-53	B3		71,6	1,0545	1,0413	0,9042	225	46	40	44	132	2	1,10%	6,30%
IT-53	C1		89,72	1,0625	1,0569	0,8805	150	55	13	32	276	11	0,70%	8,40%
IT-53	C2		84,52	1,066	1,0553	0,8787	167	61	12	26	277	10	0,80%	6,10%
Km(s)														
IT-57	A1	46,47	10,05	1,0746	1,0227	0,9027	181	35	313	43	71	26	9,00%	3,90%
IT-57	A2		12,2	1,0839	1,0116	0,9045	203	54	341	29	83	20	2,40%	1,60%
IT-57	B1		64,09	1,0568	1,0091	0,9341	186	53	351	36	86	7	0,70%	2,80%
IT-57	B2		87,9	1,0658	1,0031	0,9311	193	44	335	40	82	20	10,10%	2,20%
IT-57	C1		93,73	1,0635	1,0198	0,9166	235	69	349	9	82	19	1,80%	1,10%
IT-57	C2		10,85	1,0475	1,017	0,9355	220	53	339	30	101	20	6,80%	2,90%
Km(s)														
IT-61	A1	35,95	44,23	1,0571	0,9972	0,9457	192	32	5	57	100	3	1,50%	1,50%
IT-61	A2		14,47	1,0711	0,9941	0,9348	210	43	3	44	107	14	1,70%	2,00%
IT-61	B1		43,09	1,0473	0,9971	0,9557	203	42	29	48	296	3	1,00%	1,20%
IT-61	B2		12,23	1,0566	0,9868	0,9566	215	43	5	42	109	16	1,30%	1,30%
IT-61	C1		89,56	1,044	0,9961	0,9599	213	43	4	43	109	15	1,10%	0,60%
IT-61	C2		12,12	1,0552	0,9945	0,9503	222	34	359	47	116	22	1,20%	1,00%
Km(s)														
IT-64	A1	118,81	54,38	1,0576	1,0455	0,8969	77	63	242	26	335	6	0,60%	4,00%
IT-64	A2		48,09	1,0534	1,0457	0,9009	68	55	237	35	331	5	0,90%	3,90%
IT-64	B1		48,86	1,0513	1,0388	0,9099	69	34	243	56	337	3	0,60%	1,60%
IT-64	B2		48,08	1,0593	1,0342	0,9065	68	40	248	50	338	0	0,80%	1,40%
IT-64	C1		51,86	1,0588	1,0288	0,9124	65	59	249	31	158	1	1,30%	0,60%
IT-64	C2		52,1	1,0513	1,0371	0,9116	69	76	245	14	335	1	0,70%	1,10%
IT-64	D1		528,3	1,0245	1,0193	0,9563	53	50	287	26	181	28	1,20%	7,90%
Km(s)														
IT-65	A1	25,19167	11,87	1,043	1,0219	0,9352	267	12	166	42	10	46	0,80%	1,10%
IT-65	A2		11,74	1,0397	1,0239	0,9364	259	21	151	38	12	44	0,60%	1,40%
IT-65	B1		94,52	1,0305	1,0204	0,9491	268	16	162	43	13	43	0,40%	0,80%
IT-65	B2		11,52	1,0405	1,0248	0,9347	264	15	163	36	13	50	0,40%	1,70%
IT-65	C1		10,86	1,0374	1,0054	0,9572	103	20	206	32	347	51	2,00%	3,30%
IT-65	C2		10,64	1,0286	1,0189	0,9525	275	7	178	43	13	46	0,40%	1,00%
Km(s)														
IT-68	A1	12,47833	10,93	1,0768	1,0236	0,8996	62	55	304	18	204	29	0,70%	2,50%
IT-68	A2		11,71	1,0912	1,0147	0,8941	68	51	311	20	207	32	1,70%	1,60%
IT-68	B1		12,74	1,0851	1,0302	0,8848	30	45	287	13	185	42	1,60%	6,60%
IT-68	B2		10,29	1,0835	1,0257	0,8908	30	47	283	15	180	39	1,60%	6,60%
IT-68	C1		18,25	1,0965	1,0316	0,8719	92	51	338	18	236	33	11,10%	7,50%
IT-68	C2		10,95	1,0847	1,0241	0,8912	104	48	346	23	240	33	10,60%	5,90%
Km(s)														

Particularmente olhar as maiores assimetrias nos dados presentes nas amostras 50, 53, 57, 64, 65 e 68, mas todas elas apresentam marcadas diferencias entre cilindros da mesma amostra.

O dado de km= 118,8 da amostra 64 é correto, ele foi verificado nas folhas dos resultados e tem origem no cilindro D1 que tem uma km de 528

APÊNDICE B. Gráficos de ASM para o maciço Itaóca.

PLÚTON ITAÓCA. Tramas Planares com $P_j < 1.10$. $\mathbf{A}(\kappa_1)$, quadrado, $\mathbf{B}(\kappa_2)$ triângulo $\mathbf{C}(\kappa_3)$ círculo.

Caption: IT-12 ASM

N. faces	Inverse Shape Matrix		
12	1.039	-0.006	-0.087
	0.006	0.928	-0.040
	-0.087	-0.040	1.033
$\sqrt{F}$	1.6%		
Eigenvalue	0.902	0.972	1.126
Dir. Cos.	North	0.335	0.635
	East	0.816	-0.565
	Down	0.471	0.527
S. Wmf	Norm. L	1.051	1.012
C. Bmp	Trend	67.7°	318.3°
	Plunge	28.1°	31.8°
Print	A / C	1.117	Finn
Copy	A / B	1.038	P
	B / C	1.076	T
Foliation	280.0°	45.0°	L rake
A/C	1.121	±0.011	Finn
A/B	1.045	±0.005	P
B/C	1.073	±0.007	T
$\sqrt{F}$	0.0%	L	1.054
	±0.0%	σ	±0.005
ABC axes	Trend	66.4°	316.5°
distribution	Plunge	28.6°	31.3°
	σ_1	±11.1°	±1.7°
	σ_2	±1.3°	±0.5°
go	1		
4 ellipsoids

Caption: IT-23 ASM

N. faces	Inverse Shape Matrix		
15	0.937	-0.002	0.119
	-0.002	0.872	0.021
	0.119	0.021	1.191
$\sqrt{F}$	2.8%		
Eigenvalue	0.867	0.894	1.239
Dir. Cos.	North	0.344	0.865
	East	0.920	-0.388
	Down	-0.188	0.930
S. Wmf	Norm. L	1.067	1.050
C. Bmp	Trend	249.5°	155.9°
	Plunge	10.7°	18.5°
Print	A / C	1.196	Finn
Copy	A / B	1.016	P
	B / C	1.177	T
Foliation	98.1°	21.6°	L rake
A/C	1.205	±0.005	Finn
A/B	1.019	±0.005	P
B/C	1.183	±0.011	T
$\sqrt{F}$	0.0%	L	1.071
	±0.0%	σ	±0.002
ABC axes	Trend	251.6°	159.4°
distribution	Plunge	9.2°	21.5°
	σ_1	±11.3°	±10.9°
	σ_2	±3.0°	±0.2°
go	1		
5 ellipsoids

Caption: IT-26 ASM

N. faces	Inverse Shape Matrix		
24	0.932	-0.014	0.023
	-0.014	0.987	-0.117
	0.023	-0.117	1.082
$\sqrt{F}$	4.8%		
Eigenvalue	0.908	0.928	1.163
Dir. Cos.	North	-0.037	0.993
	East	0.827	0.095
	Down	0.561	-0.075
S. Wmf	Norm. L	1.046	1.034
C. Bmp	Trend	92.5°	185.4°
	Plunge	34.1°	4.3°
Print	A / C	1.132	Finn
Copy	A / B	1.011	P
	B / C	1.119	T
Foliation	11.7°	34.5°	L rake
A/C	1.185	±0.010	Finn
A/B	1.039	±0.006	P
B/C	1.141	±0.007	T
$\sqrt{F}$	0.3%	L	1.072
	±0.3%	σ	±0.005
ABC axes	Trend	95.3°	189.4°
distribution	Plunge	32.6°	4.4°
	σ_1	±10.6°	±9.3°
	σ_2	±3.0°	±3.5°
go	1		
8 ellipsoids

Caption IT-32 ASM

N. faces		Inverse Shape Matrix		
18		0.948	0.033	0.004
		0.033	0.960	0.093
		0.004	0.093	1.091
$\sqrt{F}$ 1.4%				
Eigenvalue		0.898	0.962	1.141
Dir. Cos.		North	0.481	0.871
		East	-0.794	0.387
		Down	0.371	-0.302
			0.878	
Norm. L		1.053	1.017	0.934
S. Wmf		Trend	301.2°	203.9°
C. Bmp		Plunge	21.8°	17.6°
			61.4°	
Print		A / C	1.127	Flinn
		A / B	1.035	P'
Copy		B / C	1.089	T
			0.394	
			1.131	
			0.425	
Foliation		168.4°	28.6°	L rake
				129.2°
A/C		1.129	±0.010	Flinn
A/B		1.035	±0.006	P'
B/C		1.091	±0.009	T
				0.407
				1.134
				0.435
				±0.091
				±0.010
				±0.092
$\sqrt{F}$				
0.0%		L	1.053	1.018
±0.0%		σ	±0.005	±0.004
			±0.005	±0.005
ABC axes		Trend	304.1°	206.2°
distribution		Plunge	21.5°	19.9°
			60.8°	
		σ_1	±5.0°	±5.5°
		σ_2	±1.7°	±2.6°
			±1.7°	±1.7°
6 ellipsoids

Caption IT-34 ASM

N. faces		Inverse Shape Matrix		
18		0.942	0.050	-0.032
		0.050	0.969	-0.097
		-0.032	-0.097	1.089
$\sqrt{F}$ 1.0%				
Eigenvalue		0.894	0.950	1.156
Dir. Cos.		North	0.600	0.763
		East	-0.751	0.434
		Down	-0.275	0.479
			0.834	
Norm. L		1.054	1.023	0.927
S. Wmf		Trend	128.6°	29.6°
C. Bmp		Plunge	16.0°	28.6°
			56.5°	
Print		A / C	1.137	Flinn
		A / B	1.031	P'
Copy		B / C	1.103	T
			0.298	
			1.144	
			0.529	
Foliation		334.2°	33.5°	L rake
				150.1°
A/C		1.138	±0.006	Flinn
A/B		1.032	±0.006	P'
B/C		1.104	±0.005	T
				0.312
				1.146
				±0.066
				±0.006
				±0.069
$\sqrt{F}$				
0.0%		L	1.055	1.023
±0.0%		σ	±0.003	±0.003
			±0.003	±0.003
ABC axes		Trend	128.5°	29.8°
distribution		Plunge	15.8°	28.7°
			56.6°	
		σ_1	±6.3°	±6.3°
		σ_2	±1.9°	±0.7°
			±0.3°	±0.3°
6 ellipsoids

Caption IT-43 ASM

N. faces		Inverse Shape Matrix		
18		0.870	-0.009	0.073
		-0.009	1.005	-0.166
		0.073	-0.166	1.125
$\sqrt{F}$ 1.5%				
Eigenvalue		0.836	0.911	1.253
Dir. Cos.		North	0.823	0.543
		East	-0.377	0.743
		Down	-0.425	0.392
			0.816	
Norm. L		1.085	1.040	0.887
S. Wmf		Trend	155.4°	53.8°
C. Bmp		Plunge	25.2°	23.1°
			54.7°	
Print		A / C	1.224	Flinn
		A / B	1.043	P'
Copy		B / C	1.173	T
			0.252	
			1.238	
			0.579	
Foliation		16.9°	35.3°	L rake
				132.7°
A/C		1.225	±0.011	Flinn
A/B		1.044	±0.009	P'
B/C		1.174	±0.009	T
				0.259
				1.240
				±0.064
				±0.010
				±0.083
$\sqrt{F}$				
0.0%		L	1.085	1.040
±0.0%		σ	±0.006	±0.005
			±0.006	±0.004
ABC axes		Trend	159.1°	57.5°
distribution		Plunge	23.5°	24.9°
			54.7°	
		σ_1	±4.9°	±4.9°
		σ_2	±1.5°	±1.7°
			±1.5°	±1.5°
6 ellipsoids

Caption		IT-47 ASM				
		N. faces		Inverse Shape Matrix		
		24	0,861	-0,020	-0,034	
			-0,020	0,947	-0,066	
$\sqrt{F}$	2.8%		-0,034	-0,056	1,192	
			A	B	C	
Eigenvalue		0.849	0.940	1.211		
Dir. Cos.	North	0.944	-0.321	-0.062		
	East	0.294	0.926	-0.235		
	Down	0.151	0.199	0.969		
		Norm. L	1.079	1.026	0.904	
S. Wml	Trend	17.3°	109.1°	250.9°		
C. Bmp	Plunge	8.7°	11.4°	75.6°		
Print	A / C	1.194	Flinn	0.383		
	A / B	1.052	P	1.201		
Copy	B / C	1.135	T	0.430		
Foliation	340.9°	14.4°	L rake	37.3°		
A/C	1.205	±0.024	Flinn	0.486	±0.105	
A/B	1.063	±0.014	P	1.211	±0.024	
B/C	1.134	±0.015	T	0.363	±0.103	
			A	B	C	
$\sqrt{F}$		0.0%	L	1.006	1.022	0.902
		±0.0%	σ	±0.011	±0.006	±0.009
ABC axes distribution	Trend	16.8°	108.6°	251.4°		
	Plunge	8.6°	9.3°	77.1°		
σ_1	±13.6°	±13.7°	±3.3°			
	σ_2	±2.3°	±2.1°	±2.1°		
gc		1				
8 ellipsoids

Caption

IT-49 ASM

N. faces

18

Inverse Shape Matrix

√F

1.8%

A

B

C

Eigenvalue

0.821

0.959

1.220

Dir. Cos.

North

0.989

-0.039

0.142

East

0.032

0.999

0.041

Down

-0.143

-0.036

0.989

Norm. L

1.096

1.014

0.899

S. Wml

Trend

181.9°

272.2°

16.2°

C. Bmp

Plunge

8.2°

2.1°

81.5°

Print

A / C

1.219

Flinn

0.630

Copy

A / B

1.081

P

1.221

B / C

1.128

T

0.216

Foliation

106.2°

8.5°

L rake

75.8°

A/C

1.221

±0.013

Flinn

0.647

±0.111

A/B

1.081

±0.011

P

1.224

±0.012

B/C

1.129

±0.008

T

0.228

±0.083

√F

0.0%

A

B

C

±0.0%

L

1.097

1.015

0.899

σ

±0.007

±0.005

±0.004

ABC axes

Trend

180.7°

271.0°

16.7°

distribution

Plunge

8.9°

3.1°

80.9°

σ₁

±4.6°

±4.1°

±2.6°

σ₂

±1.1°

±1.8°

±1.5°

gc

1

6 ellipsoids

Caption	IT-67 ASM				
	N. faces	Inverse Shape Matrix			
	18	0.937	0.001	0.112	
		0.001	0.935	-0.012	
$\sqrt{F}$	1.7%	0.112	-0.002	1.128	
	Eigenvalue	A	B	C	
		0.865	0.936	1.160	
Dir. Cos.	North	0.900	0.126	0.417	
	East	-0.118	0.992	-0.044	
	Down	-0.419	-0.010	0.908	
	Norm. L	1.059	1.030	0.917	
S. Wml	Trend	172.5°	262.8°	354.0°	
C. Bmp	Plunge	24.8°	0.6°	65.2°	
Print	A / C	1.155	Flinn	0.232	
	A / B	1.028	P	1.165	
Copy	B / C	1.123	T	0.610	
Foliation	84.0°	24.8°	L rake	88.6°	
A/C	1.161	±0.006	Flinn	0.228	±0.060
A/B	1.029	±0.007	P	1.173	±0.005
B/C	1.129	±0.005	T	0.631	±0.078
	$\sqrt{F}$	A	B	C	
	0.2%	L	1.061	1.032	0.914
	±0.2%	σ	±0.004	±0.004	±0.002
ABC axes distribution	Trend	177.0°	65.0°	352.0°	
	Plunge	26.0°	1.5°	64.8°	
gc	σ_1	±6.5°	±7.1°	±4.7°	
	σ_2	±2.7°	±3.5°	±1.2°	
6 ellipsoids

Tramas lineares Plúton Itaóca

Caption	IT-38 ASM				
	N. faces	Inverse Shape Matrix			
	18	0.967	-0.054	-0.008	
		-0.054	1.027	-0.017	
$\sqrt{F}$	1.1%	-0.008	-0.021	1.007	
		A	B	C	
Eigenvalue		0.932	1.008	1.061	
Dir. Cos.	North	0.835	-0.280	-0.473	
	East	0.510	0.071	0.857	
	Down	0.206	0.957	-0.202	
	Norm. L	1.035	0.996	0.970	
S. Wmf	Trend	31.4°	165.7°	288.9°	
C. Bmp	Plunge	11.9°	73.2°	11.7°	
Print	A / C	1.067	Finn	1.535	
	A / B	1.040	P	1.067	
Copy	B / C	1.026	T	-0.208	
Foliation	28.9°	78.3°	L rake	12.1°	
A/C	1.068	±0.006	Finn	6.754	±5.834
A/B	1.041	±0.004	P	1.070	±0.005
B/C	1.026	±0.007	T	-0.270	±0.187
$\sqrt{F}$		A	B	C	
0.0%	L	1.036	0.995	0.970	
±0.0%	σ	±0.002	±0.003	±0.004	
ABC axes	Trend	32.4°	167.5°	299.5°	
distribution	Plunge	12.4°	70.7°	12.0°	
	σ_1	±5.6°	±12.6°	±12.4°	
σ_2	σ_2	±1.3°	±4.4°	±3.2°	
6 ellipsoids

Caption		IT-41 ASM			
		N. faces	Inverse Shape Matrix		
		12	1.030	-0.005	0.017
			-0.005	0.934	-0.013
$\sqrt{F}$	1.6%		0.017	-0.013	1.036
			A	B	C
Eigenvalue			0.932	1.016	1.051
Dir. Cos.	North		0.035	0.778	0.627
	East		0.993	0.046	-0.112
	Down		0.116	-0.626	0.771
		Norm. L	1.035	0.991	0.975
S. Wmf	Trend	88.0°	183.4°	349.8°	
C. Bmp	Plunge	6.7°	38.0°	50.4°	
Print	A / C	1.062	Finn	2.535	
Copy	A / B	1.044	P	1.064	
	B / C	1.017	T	-0.438	
Foliation	79.8°	39.6°	L rake	10.5°	
A/C	1.066	±0.011	Finn	3.592	±0.829
A/B	1.045	±0.005	P	1.069	±0.011
B/C	1.020	±0.008	T	-0.459	±0.143
			A	B	C
$\sqrt{F}$	0.0%	L	1.037	0.992	0.973
	±0.0%	σ	±0.005	±0.003	±0.006
ABC axes	Trend		85.4°	178.0°	341.6°
distribution	Plunge		7.6°	40.1°	48.3°
σ	σ_1		±6.8°	±9.7°	±9.3°
	σ_2		±5.6°	±2.7°	±1.8°
4 ellipsoids

Caption IT-44 ASM

N. faces		Inverse Shape Matrix			
15		1.014	-0.007	0.015	
		-0.007	0.916	-0.010	
$\sqrt{F}$	1.1%	0.015	-0.010	1.069	
Eigenvalue		A	B	C	
		0.915	1.011	1.074	
Dir. Cos.	North	0.062	0.965	0.254	
	East	0.996	-0.046	-0.070	
	Down	0.056	-0.257	0.965	
Norm. L		1.044	0.994	0.964	
S. Wmf	Trend	86.4°	177.3°	344.6°	
C. Bmp	Plunge	3.2°	14.9°	74.7°	
Print	A / C	1.083	Finn	1.651	
Copy	A / B	1.051	P	1.084	
	B / C	1.031	T	-0.241	
Foliation	74.6°	15.3°	L rake	12.2°	
A/C	1.085	±0.008	Finn	1.799	±0.367
A/B	1.050	±0.007	P	1.086	±0.008
B/C	1.032	±0.007	T	-0.221	±0.120
$\sqrt{F}$		A	B	C	
0.0%	L	1.044	0.994	0.963	
±0.0%	σ	±0.004	±0.003	±0.004	
ABC axes	Trend	85.4°	176.3°	343.4°	
distribution	Plunge	3.8°	14.3°	75.6°	
	σ_1	±2.9°	±7.5°	±7.4°	
	σ_2	±1.4°	±2.2°	±1.9°	
5 ellipsoids

Plúton Itaóca. Tramas plano-lineares

Capcion

IT-01 ASM

N. faces	Inverse Shape Matrix				
18	1.029	-0.075	-0.104		
	-0.075	0.913	-0.028		
$\sqrt{F}$	2.32	-0.104	-0.028	1.098	
	A	B	C		
Eigenvalue	0.848	1.000	1.152		
Dir. Cos.	North	0.527	0.505	0.694	
	East	0.769	-0.627	-0.130	
	Down	0.363	0.594	-0.718	
S. Wml	Norm. L	1.082	0.996	0.928	
C. Bmp	Trend	55.6°	308.9°	169.3°	
	Plunge	21.3°	36.4°	45.9°	
Print	A / C	1.165	Flinn	1.163	
	A / B	1.086	P	1.166	
Copy	B / C	1.074	T	-0.073	
Foliation	259.3°	44.1°	L rake	148.6°	
A/C	1.163	±0.026	Flinn	1.315	±0.223
A/B	1.086	±0.006	P	1.171	±0.026
B/C	1.077	±0.020	T	-0.099	±0.091
$\sqrt{F}$	0.0%	L	1.083	0.997	0.927
	±0.0%	σ	±0.009	±0.005	±0.012
ABC axes	Trend	55.7°	307.9°	167.9°	
distribution	Plunge	21.1°	38.1°	44.4°	
	σ_1	±2.1°	±3.8°	±3.8°	
	σ_2	±1.5°	±2.0°	±1.5°	
gc	1				
6 ellipsoids

Capcion

IT-07 ASM

N. faces

Inverse Shape Matrix

12

1.001

-0.017

-0.068

$\sqrt{F}$

1.12

-0.017

0.969

0.060

-0.068

-0.060

1.031

A

B

C

Eigenvalue

0.902

1.005

1.097

1.097

Dir. Cos.

North

0.505

0.697

-0.509

East

0.647

-0.696

-0.311

Down

0.572

0.173

0.802

S. W/ml

Norm. L

1.051

0.998

0.953

C. Bmp

Trend

52.1°

315.1°

211.4°

Plunge

34.9°

9.9°

53.3°

Print

A / C

1.103

Flinn

1.114

A / B

1.053

P

1.103

Copy

B / C

1.047

T

-0.053

Foliation

301.4°

36.7°

L rake

106.8°

A/C

1.103

±0.002

Flinn

1.317

±0.348

A/B

1.054

±0.008

P

1.105

±0.003

B/C

1.047

±0.006

T

-0.055

±0.133

$\sqrt{F}$

0.0%

L

1.052

0.998

0.953

±0.0%

σ

±0.003

±0.004

±0.001

ABC axes

Trend

47.9°

311.4°

209.6°

distribution

Plunge

35.7°

9.1°

53.1°

gc

1

σ1

σ2

±6.2°

±6.1°

±2.2°

±1.0°

±2.0°

±1.2°

4 ellipsoids

Capcion

IT-39 ASM

<

ZONA MILONÍTICA. Tramas planares

Caption: IT-63 ASM

N. faces	Inverse Shape Matrix		
18	0.951	0.028	-0.153
	0.028	0.907	0.031
	-0.153	0.031	1.142
$\sqrt{F}$	2.1%		
Eigenvalue	0.842	0.931	1.227
Dir. Cos.	North	-0.737	0.476
	East	0.522	0.852
	Down	-0.429	0.219
Norm. L	1.083	1.030	0.897
S. Wntf	Trend	324.7°	60.8°
C. Bmp	Plunge	25.4°	12.6°
Print	A / C	1.208	Finn
	A / B	1.052	P
Copy	B / C	1.148	T
Foliation	264.3°	28.8°	L rake
A/C	1.212	-0.017	Finn
A/B	1.054	-0.010	P
B/C	1.150	-0.003	T
$\sqrt{F}$			
0.0%	L	1.005	1.000
±0.0%	σ	-0.008	-0.003
ABC axes	Trend	325.4°	62.0°
distribution	Plunge	25.3°	13.3°
	σ1	-0.7°	-0.6°
	σ2	-0.2°	-0.3°
6 ellipsoids

Caption: IT-64 ASM

N. faces	Inverse Shape Matrix		
21	1.140	-0.086	-0.002
	-0.086	0.952	-0.014
	-0.002	-0.014	0.907
$\sqrt{F}$	2.2%		
Eigenvalue	0.896	0.923	1.181
Dir. Cos.	North	0.243	0.304
	East	0.600	0.699
	Down	0.762	-0.647
Norm. L	1.052	1.037	0.917
S. Wntf	Trend	67.9°	246.5°
C. Bmp	Plunge	49.7°	40.3°
Print	A / C	1.148	Finn
	A / B	1.015	P
Copy	B / C	1.131	T
Foliation	67.1°	89.3°	L rake
A/C	1.151	-0.017	Finn
A/B	1.015	-0.004	P
B/C	1.134	-0.015	T
$\sqrt{F}$			
0.0%	L	1.053	1.038
±0.0%	σ	-0.006	-0.005
ABC axes	Trend	66.5°	243.7°
distribution	Plunge	54.0°	35.0°
	σ1	-0.5°	-0.6°
	σ2	-0.1°	-0.4°
7 ellipsoids

Caption: IT-68 ASM

N. faces	Inverse Shape Matrix		
18	1.061	0.060	-0.139
	0.060	0.966	-0.110
	-0.139	-0.110	0.973
$\sqrt{F}$	4.1%		
Eigenvalue	0.839	0.946	1.216
Dir. Cos.	North	0.351	-0.632
	East	0.513	0.747
	Down	0.783	-0.206
Norm. L	1.085	1.022	0.902
S. Wntf	Trend	55.6°	310.2°
C. Bmp	Plunge	51.6°	11.9°
Print	A / C	1.204	Finn
	A / B	1.062	P
Copy	B / C	1.134	T
Foliation	301.4°	54.1°	L rake
A/C	1.222	-0.009	Finn
A/B	1.060	-0.004	P
B/C	1.153	-0.008	T
$\sqrt{F}$			
0.0%	L	1.090	1.029
±0.0%	σ	-0.003	-0.003
ABC axes	Trend	63.6°	310.4°
distribution	Plunge	53.1°	19.3°
	σ1	-0.9°	-0.1°
	σ2	-0.7°	-0.9°
6 ellipsoids

SALTINHO. Tramas planares

Caption	IT-57 ASM				
	N. faces	Inverse Shape Matrix			
	18	0.933	0.017	0.052	
		0.017	1.133	0.077	
$\sqrt{F}$	1.8%	0.052	0.077	0.934	
		A	B	C	
Eigenvalue		0.874	0.962	1.164	
Dir. Cos.	North	0.614	0.776	0.145	
	East	0.188	-0.322	0.928	
	Down	-0.766	0.543	0.344	
	Norm. L	1.066	1.016	0.924	
S. Wml	Trend	197.0°	337.4°	81.1°	
C. Bmp	Plunge	50.0°	32.9°	20.1°	
Print	A / C	1.154	Finn	0.493	
	A / B	1.049	P	1.157	
Copy	B / C	1.100	T	0.329	
Foliation	171.1°	69.9°	L rake	54.7°	
A/C	1.157	-±0.015	Finn	0.510	-±0.087
A/B	1.050	-±0.007	P	1.161	-±0.015
B/C	1.102	-±0.010	T	0.331	-±0.073
$\sqrt{F}$	0.0%	L	1.067	1.016	0.922
$\pm 0.1\%$	σ	± 0.006	± 0.004	± 0.007	
ABC axes	Trend	198.7°	340.2°	82.0°	
distribution	Plunge	52.5°	30.7°	20.0°	
gc	1	$\sigma 1$	-±7.0°	-±7.1°	-±3.6°
	2	$\sigma 2$	-±2.2°	-±2.8°	-±1.9°

6 ellipsoids

Caption: IT-58 ASM

N faces		Inverse Shape Matrix			
18	0,909	-0,009	-0,021		
	-0,009	1,225	-0,050		
$\sqrt{F}$	2,2%	-0,021	0,050	0,866	
		A	B	C	
Eigenvalue		0,851	0,917	1,232	
Dir. Cos.	North	0,353	0,936	-0,020	
	East	0,132	-0,028	0,991	
	Down	0,926	-0,352	-0,134	
	Norm. L	1,077	1,037	0,895	
S. Wml	Trend	20.5°	178.3°	271.2°	
C. Bmp	Plunge	67.9°	20.6°	7.7°	
Print	A / C	1,203	Finn	0,240	
	A / B	1,038	P	1,216	
Copy	B / C	1,159	T	0,595	
Foliation	1.2°	82.3°	L rake	63.2°	
A/C	1,207	-±0,017	Finn	0,259	-±0,045
A/B	1,040	-±0,006	P	1,221	-±0,019
B/C	1,161	-±0,016	T	0,580	-±0,056
$\sqrt{F}$	0,0%	L	1,079	1,037	0,894
±0,0%	σ	-±0,006	-±0,006	-±0,008	
ABC axes	Trend	24.0°	177.8°	271.7°	
distribution	Plunge	67.9°	20.0°	7.4°	
gc	1	$\sigma 1$	-±9.1°	-±9.2°	-±3.0°
	2	$\sigma 2$	-±1.6°	-±2.0°	-±2.1°

6 ellipsoids

Caption	IT-60 ASM				
	N. faces		Inverse Shape Matrix		
	18		0.978	-0.192	0.013
			-0.192	1.151	0.003
$\sqrt{F}$	2.2%		0.013	0.003	0.872
			A	B	C
Eigenvalue			0.847	0.878	1.275
Dir. Cos.		North	0.749	0.380	-0.543
		East	0.479	0.257	0.840
		Down	-0.459	0.889	-0.011
	Norm. L	1.077	1.058	0.878	
S. Wml	Trend	212.6°	34.1°	302.9°	
C. Bmp	Plunge	27.3°	62.7°	0.6°	
Print	A / C	1.227	Finn	P	0.088
	A / B	1.018			1.254
Copy	B / C	1.205		T	0.025
Foliation	32.9°	89.4°	L rake		152.7°
A/C	1.231	-±0.016	Finn		-±0.025
A/B	1.019	-±0.005	P	1.259	-±0.018
B/C	1.200	-±0.015	T	0.010	-±0.043
$\sqrt{F}$			A	B	C
0.0%	L	1.079	1.058	0.876	
±0.0%	σ	-±0.005	-±0.005	-±0.007	
ABC axes	Trend	214.2°	33.4°	303.3°	
distribution	Plunge	23.9°	66.1°	0.2°	
		-±9.8°	-±10.0°	-±2.4°	
gc	1	$\sigma 1$	-±2.4°	-±1.7°	-±2.2°
	2	$\sigma 2$			

6 ellipsoids

ZONA MILONÍTICA. Trama linear

PLÚTON SALTINHO. Tramas lineares

Caption	IT-55 ASM				
	N. faces		Inverse Shape Matrix		
	18	1,054	-0,105	0,042	
		-0,105	1,001	0,048	
$\sqrt{F}$	1.22	0,042	0,048	0,946	
		A	B	C	
Eigenvalue		0,867	0,997	1,136	
Dir. Cos.	North	0,486	0,369	0,792	
	East	0,607	0,510	-0,609	
	Down	-0,629	0,777	0,024	
		Norm. L		1,071	0,998
S. Wmf	Trend	231,3°	54,1°	322,4°	
C. Bmp	Plunge	39,0°	51,0°	1,4°	
Print	A / C	1,145	Finn	1,076	
	A / B	1,072	P	1,145	
Copy	B / C	1,067	T	-0,035	
Foliation	52,4°	88,6°	L rake	141,0°	
A/C	1,146	$\pm 0,009$	Finn	1,121	$\pm 0,151$
A/B	1,072	$\pm 0,007$	P	1,146	$\pm 0,009$
B/C	1,068	$\pm 0,007$	T	-0,033	$\pm 0,079$
$\sqrt{F}$			A	B	C
0,0%	L	1,071	0,999	0,935	
$\pm 0,0\%$	σ	$\pm 0,004$	$\pm 0,003$	$\pm 0,004$	
ABC axes	Trend	231,1°	56,5°	323,6°	
distribution	Plunge	40,6°	49,3°	2,2°	
	$\sigma 1$	$\pm 3,4°$	$\pm 4,5°$	$\pm 3,3°$	
	$\sigma 2$	$\pm 0,5°$	$\pm 2,4°$	$\pm 1,2°$	
gc	1				
6 ellipsoids

Caption	IT-61 ASM				
	N. faces		Inverse Shape Matrix		
	18		0.965	-0.055	0.042
			-0.055	1.070	0.043
			0.042	0.043	0.965
$\sqrt{F}$	1.3%				
			A	B	C
Eigenvalue			0.895	1.007	1.099
Dir. Cos.		North	0.675	0.667	-0.317
		East	0.369	0.067	0.927
		Down	-0.639	0.742	0.201
	Norm. L	1.055	0.995	0.952	
S. Wmf	Trend	208.7°	5.8°	108.9°	
C. Bmp	Plunge	39.7°	47.9°	11.6°	
Print	A / C	1.108	Finn	1.356	
	A / B	1.061	P	1.109	
Copy	B / C	1.045	T	-0.147	
Foliation	198.9°	78.4°	L rake	40.7°	
A/C	1.110	± 0.009	Finn	1.396	± 0.194
A/B	1.061	± 0.005	P	1.111	± 0.009
B/C	1.046	± 0.005	T	-0.141	± 0.054
$\sqrt{F}$					
0.0%	L	1.056	0.995	0.951	
$\pm 0.0\%$	σ	± 0.004	± 0.002	± 0.004	
ABC axes	Trend	208.1°	7.1°	109.3°	
distribution	Plunge	40.0°	47.5°	11.4°	
	$\sigma 1$	$\pm 4.0^\circ$	$\pm 3.4^\circ$	$\pm 4.3^\circ$	
	$\sigma 2$	$\pm 2.0^\circ$	$\pm 2.4^\circ$	$\pm 2.5^\circ$	
gc	1				
6 ellipsoids