UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

APLICAÇÃO DA ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA NA ANÁLISE CINEMÁTICA EM ROCHAS METAMÓRFICAS DE ALTO GRAU – COMPLEXOS JUIZ DE FORA E PARAÍBA DO SUL-DIVISA MG/RJ

TÂNIA MARIZE DE CASTRO JACOBSOHN

Orientador: Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T3618
U. S. P.

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva	
Examinadores:	Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade	
	Prof. Dr. Rômulo Machado	

SÃO PAULO
2002

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

"APLICAÇÃO DA ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA NA ANÁLISE CINEMÁTICA EM ROCHAS DE ALTO GRAU METAMÓRFICO"

COMPLEXOS JUIZ DE FORA E PARAÍBA DO SUL - DIVISA MG / RJ

TANIA JACOBSOHN

DEDALUS - Acervo - IGC

30900011002

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T3618
U. S. P.

Dissertação de Mestrado

Orientador: Prof. Dr. MARCOS EGYDIO DA SILVA

Programa de Pós Graduação em Geoquímica e Geotectônica
São Paulo – Brasil
2002

Agradecimentos

Agradeço ao Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva pela confiança em minha capacidade de trabalho, pela revisão do texto e por sua paciência e gentileza ímpares.

Devo à CAPES o suporte financeiro de bolsa de estudos, auxílio para as análises de laboratório e para parte dos trabalhos de campo.

Agradeço a valiosa colaboração dos Profs. Drs. Ginaldo Campanha, Mauro Cesar Geraldes, Nolan Dehler, Georg Robert Sadowski, Rômulo Machado, Joel Sígolo, Oswaldo Siga Jr., Caetano Juliani, Carlos Archanjo, Darci Svizero e Gianna Garda, do Instituto de Geociências - IG/USP, que contribuiram, em campo e através de proveitosas discussões, para o esclarecimento de vários pontos deste trabalho.

Herzliche Grüße e gratidão ao Prof. Dr. Fábio Ramos Dias de Andrade, IG/USP e ao Prof. Dr. Hans Dirk Ebert, IG/UNESP, pela atenção e tempo dispensados na correção do texto e mapas e discussões sobre a geologia da área.

Devo à inspiração e competência da Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt, IG-UFRGS, a base e a motivação pelo estudo da geologia estrutural. Agradeço por seus ensinamentos e conselhos técnicos, auxiliando na integração dos dados e conclusões do presente trabalho.

Agradeço pelo generoso auxílio e carinho dos colegas: José Francisco Borba Martins, UNISINOS; Prof. Dr. Francisco Negri, Instituto Geológico-SP, Fernando Pelegrini Spinelli, Thatyana Benevides, Heloisa Dehler, Gilberto Kaufuss, Marcelus Araújo, Prof. Dr. Ossama Harara, Jérôme Bascou, Liliane Janikian, Prof. Dr. Renato Paes de Almeida, USP; Prof. Dr. Adelir Strieder, UFRGS; Prof. Dr. Marcos Tadeu Suita, UFOP; Profs. Drs. Henrique Fenstenseifer, Marco Antonio Hansen, Tania Lindner e Ubiratan Feruccio Faccini, UNISINOS.

Ao corpo técnico da USP, especialmente Isaac Sayeg (MEV), Verônica dos Santos (Lab. ATD), Flávio Carvalho (Lab. DRX), Tadeu Caggiano (Apoio Pós Grad.), Cláudio Hopp, Paulo Morgato e Luiz Nogueira (Laminação), Paulo Molinaro (Lab. LTA), Angélica Morente (Lab. Ótica), Erica e Brenda (Biblioteca), Magali Rizzo e Ana Paula Carbonal (Sec. Pós Grad.), Jaime (Sec. Fotografia) e Gráfica do IG, sou grata pela colaboração com eficiência e gentileza.

Aos amigos Cristiane Aily, Iede Zolinger, Fernando Pelegrini, Valéria Guimarães, Profa. Ivone Peres, Emerson e Tatiana Jacobsohn, sou grata pelo carinho e presença constantes.

Kika Jacobsohn

Resumo

A anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) foi utilizada como ferramenta auxiliar para o estudo do comportamento cinemático de de rochas metamórficas de alto grau, paleoproterozóicas, retrabalhadas durante o Ciclo Brasiliano, cuja evolução inclui metamorfismo progressivo, fácies anfibolito alto e fácies granulito, migmatização, milonitização e metamorfismo retrógrado, numa área localizada na Faixa Ribeira, divisa Minas Gerais – Rio de Janeiro, região sudeste do Brasil.

A contribuição de minerais ferromagnéticos e paramagnéticos, como magnetita, pirrotita, hematita alto titânio, ilmenita, biotita, piroxênio e anfibólio, responde pela fábrica magnética das rochas estudadas.

Os elipsóides de ASM, predominantemente oblatos, mostraram eixos definidos e coordenadas geográficas concordantes com as atitudes das estruturas planares e lineares observadas em campo, agrupamento estatístico consistente e, fábrica magnética normal, possibilitando visualizar o comportamento cinemático da área, através da aplicação da técnica da ASM.

A associação dos estudos petrográficos, dados de campo e medidas da ASM indicaram que a área foi afetada por colisão frontal, de direção aproximada leste – oeste, que produziu transporte de massa para oeste, ao longo de falhamentos de empurrão, com mergulho suave para SE, num domínio de predominância da tectônica tangencial. Uma componente oblíqua associada produziu deslocamentos ao longo de um plano de alto ângulo, de direção NE, com sentido de NE para SW, em domínio da tectônica direcional, no limite oriental da área.

O quadro cinemático, considerando as principais direções de movimento e tensão verificadas na área, sugere um modelo evolutivo de convergência frontal do Cráton do Congo com o Cráton do São Francisco, no Neoproterozóico, sob regime transpressional. Falhamentos de empurrão, que promoveram o deslizamento de rochas de profundidade, sobre rampas oblíquas de baixo ângulo, para oeste, em direção ao Cráton do São Francisco, foram sucedidos por deslizamento direcional de massa, de NE para SW, ao longo de uma zona de cisalhamento dextrogira, de atitude média N45E/60SE. A fase tangencial, de cavalgamentos oblíquos, precedeu a fase transcorrente, dentro de um mesmo evento transpressivo, onde ocorreram soerguimento, rotação e inversão dos blocos de rocha que hoje afloram na região.

Abstract

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) was applied to study the kinematic behavior of high grade metamorphic rocks, with paleoproterozoic age, reworked during the Brasiliano Cicle, which geological history includes progressive metamorphism in high amphibolite and granulite facies, migmatization, mylonitization and retrogressive metamorphism, located in Ribeira Folded Belt, southeast of Brazil.

The magnetic fabric is carried by ferromagnetic and paramagnetic minerals, mainly magnetite, high-Ti hematite, pyrrothite, piroxene, amphiboles and biotite.

The AMS elipsoids, oblates in mostly part of the area, have well defined axes and, the geographic coordinates of AMS axes were in good agreement with planar and linear structures attitude, observed in the field studies. The AMS eigenvectors, K1, K2 and K3, shown a straight groupment, all over the area, as well the AMS data, correlated with the field data, indicated a normal magnetic fabric. These data enabled to find the kinematic scenario and to recognize the effects of coaxial and non-coaxial strain, in the area.

The association of petrographic studies, conventional structural methods and AMS measurements, allowed to conclude that the area has undergone frontal collision, with mass displacements towards the west, east – west sense, through thrust faults, gentle dipping SE, in tangencial domain. One oblique associated component developed strike-slip and down dip faults, NE strike, NE to SW sense, in transcurrent domain, eastwards.

The kinematic scenario, regarding the main stress and movement strikes, suggests a tectonic evolution where the Congo and San Francisco had undergone frontal convergency, during the Brasiliano Cicle, under transpressional conditions. Thrust faults, along low – angle lateral oblique ramps, caused the mass transport towards the west, followed by strike - slip displacements along NE-SW high - dip shear zone, with dextral sense, attitude N45E/60SE. The oblique thrusts were previous to the transcurrent movements, both in the same transpressional domain, where the rocks wich outcrop in the area were uplift, rotated, flattened and sheared.

Índice

1. Introdução e objetivos **01**

1.1. Localização geográfica 01

1.2. Contexto geológico regional 02

1.3. Contexto geológico local 09

2. Metodologia de trabalho **11**

2.1. Trabalho de campo, amostragem e petrografia 11

2.2. Análise estrutural e cinemática 12

2.3. Anisotropia de susceptibilidade magnética – ASM 17

2.3.1. Amostragem e equipamentos de análise 18

2.3.2. Susceptibilidade magnética e ASM 22

2.3.2.1. Caracterização do elipsóide de ASM 23

2.3.2.2. Anisotropia magneto-cristalina e anisotropia de forma 24

2.3.2.3. Parâmetros de anisotropia magnética 25

2.3.3. Magnetismo e caracterização da mineralogia magnética 27

2.3.3.1. Minerais magnéticos 30

2.3.3.2. Caracterização dos minerais magnéticos identificados 30

2.3.3.3. Fábrica magnética 35

2.3.4. ASM e análise estrutural de rochas metamórficas 36

3. Petrografia e metamorfismo **40**

3.1. Complexo Juiz de Fora 42

3.2. Complexo Paraíba do Sul 51

3.3. Gnaisse Eugenópolis 55

3.4. Suíte Intrusiva Espírito Santo 57

3.5. Interpretação e discussão dos dados 59

4. Análise estrutural e cinemática **68**

4.1. Comparação da petrofábrica com a fábrica magnética 71

4.2. Interpretação e discussão dos dados 80

5. Medidas de anisotropia de susceptibilidade magnética **85**

5.1. Interpretação e discussão dos dados 96

6. Conclusões **105**

Referências **106**

Anexos

A.1. Síntese bibliográfica regional A.01.

A.2. Difratometria de raios X A.37.

A.3. Mapa geológico A.53.

Índice de Figuras e Tabelas

Fig.1.1. Localização geográfica da área, vias de acesso e articulação das folhas. (detalhe do mapa de Fonseca *et al.* (1979) – escala original 1:1.000.000). 03

Fig.1.2. Mapa com os domínios tectono-estruturais do sudeste do Brasil, (Machado & Demange,1994). A área do presente trabalho está localizada predominantemente no Domínio Juiz de Fora, com pequena porção, no extremo sudeste, localizada no Domínio Paraíba do Sul. 05

Fig. 2.1. Amostragem em campo para estudos de ASM. a) perfuratriz à gasolina; b) sonda de alumínio com coroa diamantada; c) reservatório de água com óleo mineral para lubrificação do furo; d) nivelador da bússola; e) suporte para a bússola; f) cilindro de alumínio para apoio da bússola e orientação do testemunho; g) canaleta para marcações e orientação do testemunho; h) testemunho retirado do afloramento; i) furo. 19

Fig. 2.2. Aparelho Kappabridge KLY - 3S. a) unidade de medidas; b) unidade de controle; c) computador; d) amostra orientada para análise. 19

Fig. 2.3. Posicionamento das amostras para análise no KLY – 3S. a) Desenho esquemático frontal da parte superior do KLY – 3S que rotaciona as amostras, evidenciando o porta-amostra, sistema de correias e marcas de alinhamento. N.B.: a seta que orienta a amostra deve estar perfeitamente alinhada com a marca existente no porta-amostra, caso contrário serão gerados dados bipolares, sem significado geológico. b) Amostra cilíndrica, marcada segundo a orientação do furo e conforme os eixos da própria amostra (x_1, x_2, x_3) é colocada e fixada manualmente no porta-amostras do susceptibilímetro (vista frontal, simplificada), primeiro alinhando x_1 com a marca existente no porta-amostras, quando é obtido um conjunto de medidas, depois alinhando x_2 e finalmente x_3; durante cada série de medidas, a amostra é rotacionada em 15 posições (desenhos de 1 a 15), que fornecem as medidas de susceptibilidade do material. 21

Fig. 2.4. Elipsóide de susceptibilidade magnética. K1 = eixo cujo valor escalar representa a susceptibilidade máxima (Kmax) e cuja atitude geográfica representa a lineação magnética; K2 = eixo cujo valor escalar representa a susceptibilidade intermediária (Kint); K3 = eixo cujo valor escalar representa a susceptibilidade mínima (Kmin) e cuja atitude geográfica representa o pólo da foliação magnética. 23

Fig. 2.5. Anisotropia da fábrica magnética em relação à petrofábrica dos principais minerais magnéticos de rochas de composição granítica (extraída de Archanjo, 1993). K1, K2 e K3 são os eixos de susceptibilidade magnética dos minerais. $K1 \geq K2 \geq K3$. 25

Fig. 2.6. Comportamentos magnéticos conforme a relação M/H. A susceptibilidade magnética (K) varia em função dos diferentes comportamentos magnéticos. A declividade das retas define o valor de K para os minerais paramagnéticos, antiferromagnéticos e diamagnéticos. K: razão entre M (magnetização) e H (campo magnético induzido). Para os minerais ferromagnéticos: Ms: magnetização de saturação, o ferromagnetismo mostra susceptibilidade fortemente positiva em campo fraco mas que se anula em campo forte devido à Ms; Mr: magnetização remanescente, os minerais ferromagnéticos apresentam uma imantação residual ou remanescente, mesmo sob campo indutor nulo. (extraída de Dunlop *et al.*, 1997). 28

Fig. 2.7. Diagrama de fases do grupo dos espinélios. (modificado de Dunlop *et al.*, 1997). 31

Fig. 2.8. Parte da cela unitária da magnetita. (modificada de Dunlop *et al.*, 1997). 31

Fig. 2.9. Estrutura cristalina e magnética da pirrotita. Estrutura magnética e distribuição das vacâncias (círculos abertos) e íons de Fe^{+2} (esferas pretas e hachuradas, de momentos magnéticos opostos) na pirrotita. A estrutura básica é hexagonal, com subretículos magnéticos correspondendo a planos basais alternados. As vacâncias (vazios) são arranjadas em super-retículos monoclínicos (linhas tracejadas) e estão arranjadas preferencialmente em um dos dois sub-retículos magnéticos, originando o momento ferrimagnético intenso da pirrotita. (extraído de Stacey & Banerjee, 1974, *apud* Dunlop, 1997): 34

Fig. 2.10. Variação dos parâmetros de anisotropia L e F com o teor de magnetita (gráfico modificado de Borradaile, 1987, *apud* Archanjo, 1993). A anisotropia intrínseca da magnetita usada neste modelo é de L=1,07 e F=1,04. Neste gráfico, K1, K2 e K3 são as susceptibilidades principais da rocha modelo e cada linha no gráfico corresponde à variação na susceptibilidade de uma rocha em que 40% de sua susceptibilidade é carregada pelo mineral nomeado na linha. Os círculos no extremo distal de cada linha indicam a anisotropia na presença de 1 x 10 E-6 % de magnetita. Os círculos ao longo das linhas indicam os aumentos sucessivos no teor de magnetita (segundo as setas). A maior proporção de magnetita (1%) plota muito próxima ao ponto onde plota a anisotropia intrínseca da magnetita pura usada neste modelamento. As mudanças na forma do elipsóide de ASM são substanciais, de oblato a prolato nos casos extremos, de acordo com a variação no teor de magnetita. 38

Fig. 3.1. Diagrama P x T com as fácies metamórficas e diagramas ACF das assembléias mineralógicas. Em azul, os diagramas da fácies granulito e em vermelho, os diagramas da fácies anfibolito, (extraído de Philpotts, 1989). 60

Fig. 3.2. Diagrama P xT mostrando as principais fácies metamórficas e o ponto triplo da alumina, com os campos de estabilidade da cianita, andaluzita e sillimanita, no metamorfismo regional de rochas máficas (Holdaway, 1971, *apud* Spear, 1993). 60

Tab.3.1. Características petrográficas das litologias da área. 62

Fig. 4.1. Mapa de pontos com a localização dos pontos estudados na área. 69

Fig. 4.2. Mapa simplificado com as estruturas planares/lineares obtidas em campo. 70

Fig. 4.3. Mapa simplificado das coordenadas geográficas de K1(lineações magnéticas) e K3 (pólos dos planos de foliações magnéticas) médias dos afloramentos analisados. 70

Fig. 4.4. Mapa esquemático com a divisão da área em setores 71

Fig. 4.5. Diagramas de contorno das atitudes de foliação e lineação do setor norte 72

Fig. 4.6. Diagramas de contorno das atitudes de foliação e lineação do setor central 72

Fig. 4.7. Diagramas de contorno das atitudes de foliação e lineação do setor sul 72

Fig. 4.8. Estereograma com as atitudes de foliação e lineação obtidas em campo 76

Fig. 4.9. Diagramas de contorno com as coordenadas geográficas dos autovetores de ASM, K1, K2 e K3, representativas da média de cada afloramento 77

Fig. 4.10. Diagrama de contorno das atitudes magnéticas no domínio tangencial 78

Fig. 4.11. Diagrama de contorno das atitudes magnéticas no domínio direcional 79

Fig.4.12. Mapa esquemático das estruturas presentes na área estudada. 80

Fig.4.13. Bloco diagrama da área. (adaptado e modificado de Brenner *et al.*, 1980 e Ebert & Hasui, 1998). A figura exemplifica os movimentos ocorridos nos blocos presentes na área e a posição das foliações encontradas. 82

Fig.4.14. Desenho esquemático do quadro tectônico que abrange a área desta dissertação, em mapa modificado de Ebert & Hasui, 1998. 84

Tab. 5.1. Dados de ASM da área. 101

Fig. 5.2. Gráfico de grau de anisotropia (P) das amostras analisadas neste trabalho. Na ordenada temos P (razão entre K1 e K3) e na abcissa temos a amostra correspondente. P reflete o grau de deformação do elipsóide de ASM. 86

Fig. 5.3. Gráfico de P nas litologias do Complexo Juiz de Fora. 86

Fig. 5.4. Gráfico de P nas litologias do Complexo Paraíba do Sul. 87

Fig. 5.5. Relação T x P' para o conjunto das amostras da área estudada. 87

Fig. 5.6. Plotagem do parâmetro T (de forma) das amostras da área estudada. 88

Fig. 5.7. Gráficos dos parâmetros T x P' referentes a todos os afloramentos da área. 89

Fig. 5.8. Plotagem de L (K1/K2) x F (K2/K3) das amostras (médias por afloramento) da área estudada. Similar à plotagem de Flinn. Correlaciona anisotropia planar com anisotropia linear. 91

Fig. 5.9. Gráfico de porcentagem de anisotropia (Hx100) para as amostras da área. 91

Fig. 5.10. Gráfico de (Hx100) das amostras do Complexo Paraíba do Sul . 92

Fig. 5.11. Gráfico de (Hx100) para as amostras do Complexo Juiz de Fora. 92

Fig. 5.12. Estereogramas representativos de cada afloramento analisado pela ASM. detalhes no texto. 93

Figuras dos Anexos

Anexo 1

Fig. A.1. Principais unidades geotectônicas do Brasil 03

Fig. A.2. Detalhe do mapa geológico de Machado Filho *et al.*, 1983 11

Fig. A.3. Mapa com o contexto estrutural e cinemático do sudeste do Brasil 23

Fig. A.4. Províncias geológicas do Brasil, do sudeste e Faixa Ribeira 29

Fig. A.5. Domínios tectônicos do sudeste do Brasil 33

Anexo 2

Fig. A.6. Difratograma da amostra KJ378 38

Fig. A.7. Difratograma da amostra KJ3782B 38

Fig. A.8. Difratograma da amostra KJ379 39

Fig. A.9. Difratograma da amostra KJ3831 40

Fig. A.10. Difratograma da amostra KJ3834C 41

Fig. A.11. Difratograma da amostra KJ3841E 42
Fig. A.12. Difratograma da amostra KJ3852 43
Fig. A.13. Difratograma da amostra KJ3853DX 44
Fig. A.14. Difratograma da amostra KJ3872D 45
Fig. A.15. Difratograma da amostra KJ388 46
Fig. A.16. Difratograma da amostra KJ3892C 47
Fig. A.17. Difratograma da amostra KJ3902 48
Fig. A.18. Difratograma da amostra KJ418 49
Fig. A.19. Difratograma da amostra KJ425 50
Fig. A.20. Difratograma da amostra KJ431 51
Fig. A.21. Difratograma da amostra KJ442 52

Índice de Fotografias

Prancha 1) Fotos de afloramento

fot.1. Afloramento de biotita-granada gnaisse granulítico (jfkz). Complexo Juiz de Fora. Ponto KJ383, estrada Laranjal – Muriaé. 41

fot.2. Afloramento de biotita-granada gnaisse granulítico (jfkz). Complexo Juiz de Fora. Ponto KJ383, estrada Laranjal – Muriaé. detalhe. 41

Prancha 2) Fotos de afloramento

fot.3. Afloramento de granada- hornblenda- biotita gnaisse (jfkz), com enclave de granulito. Complexo Juiz de Fora. Ponto KJ380, estrada Miracema –Laranjal. 43

fot.4. Afloramento de biotita-granada gnaisse granulítico (jfkz), Complexo Juiz de Fora. Ponto KJ378, estrada Miracema – Pádua. 43

Prancha 3) Fotografias de amostras

fot.5. Amostra de granulito, (jfgg), ponto KJ414. 44

fot.6. Amostra de charnockito, (jfgg), ponto KJ383. 44

fot.7. Amostra de granada gnaise granulítico migmatizado (jfkz), ponto KJ385. 44

fot.8. Amostra de biotita-hornblenda gnaisse granulítico (jfkg), ponto KJ384. 44

fot.9. Amostra de biotita-hornblenda gnaise milonítico (pskg), ponto KJ391. 44

fot.10. Amostra de biotita-granada gnaisse (pskz), ponto KJ378 44

Prancha 4) Fotomicrografias

fot.11. afloramento KJ442, lâmina KJ442t1 – granulito; textura granoblástica, com forte recristalização e formação de sub-grãos. Detalhe na foto da direita. 46

fot.12. afloramento KJ442, lâmina KJ442t2 – granulito; textura granoblástica, com forte recristalização e formação de sub-grãos. 46

fot.13. afloramento KJ452, lâmina KJ452a – granulito; plagioclásio levemente deformado associado a biotita primária, euédrica, inclusa no cristal e biotita secundária, cristalizada na borda do plagioclásio. 46

fot.14. afloramento KJ387, lâmina KJ387ba – granada granulito; plagioclásio com saussuritização no centro do cristal, devido a um maior teor de cálcio no centro ou sobre-crescimento de uma fase menos cálcica com alteração do núcleo do cristal. 46

fot.15. afloramento KJ386, lâmina KJ3862 – migmatito de gnaisse granulítico; evidência de metamorfismo retrógrado, com hornblenda substituindo as bordas do cristal de piroxênio, formando uma corona. 46

fot.16. afloramento KJ387, lâmina KJ387e – granada granulito; biotita associada a duas gerações de mineral opaco, a primeira como inclusão e a segunda como cristais bem desenvolvidos na borda e entrando nas clivagens da biotita. 46

fot.17. afloramento KJ378, lâmina KJ378f – biotita-granada gnaisse granulítico; plagioclásio com inclusão de biotita e minerais opacos subédricos, primários e associada à biotita e minerais opacos secundários, nas bordas do cristal. 46

fot.18. afloramento KJ387, lâmina KJ387b – granada granulito; monazita com halo pleocróico, em contato com biotita com óxidos em suas fraturas, minerais opacos subédricos nas bordas, sillimanita e granada. 46

Prancha 5) Fotomicrografias

fot.19. afloramento KJ386, lâmina KJ386b – granulito; biotita com inclusão de magnetita, com magnetita secundária nas bordas dos cristais de biotita. cristal de piroxênio parcialmente substituído por anfibólio na borda. Cristais de biotita e hornblenda oxidados 48

fot.20. afloramento KJ386, seção polida KJ386m – granulito; magnetita, cinza azulado; martita (magnetita e hematita, rosado claro, centro preservado), 10x 48

fot.21. afloramento KJ457, seção polida KJ4573 – biotita-granada gnaisse granulítico; magnetita e hematita intercrescidos (cinza azulado canto inferior direito do agregado); ilmenita (cinza escuro, abaixo da hematita); pirrotita (rosa amarelado no centro do agregado); calcopirita (amarelo no canto inferior esquerdo do agregado), bornita (azulado no centro, com pirrotita), 10x 48

fot.22. afloramento KJ457, seção polida KJ457b – biotita- granada gnaisse granulítico; pirrotita (amarelo claríssimo no lado direito do agregado); calcopirita (amarelo vivo-claro no lado direito do agregado); pirita (amarelo vivo-escuro, lado direito do agregado); ilmenita (cinza escuro, menor), 10x 48

fot.23. afloramento KJ429, lâmina KJ429b – biotita- hornblenda gnaisse granulítico; minerais máficos em equilíbrio; biotita, hornblenda e minerais opacos acompanham a foliação principal da rocha. Cristal de piroxênio com anfibólio nas fraturas e opacos nas bordas 48

fot.24. afloramento KJ448, seção polida KJ4483 – biotita- hornblenda gnaisse granulítico; magnetita (cinza azulado no canto inferior esquerdo da foto e canto superior direito em cristal menor); ilmenita (azul-avermelhado) intercrescido com magnetita, martita (magnetita + hematita) (amarelo +rosa claro); bordas de reação da ilmenita e hematita reagindo com silicato, canto superior esquerdo, 20x 48

fot.25. afloramento KJ454, seção polida KJ454l – biotita- hornblenda gnaisse granulítico; cristal de ilmenita (cinza rosado-azulado-claro) intercrescida com magnetita (cinza azulado claro no lado direito), 10x 48

fot.26. afloramento KJ419, seção polida KJ419 – hornblenda- biotita gnaisse granulítico; magnetita (cinza), exsoluções de hematita (rosado), 10x 48

Prancha 6) Fotomicrografias

fot.27. afloramento KJ451, seção polida KJ451pg – biotita- hornblenda gnaisse granulítico; pirita (amarelo pálido com tintas rosa-claras), calcopirita (amarelo canário, cristal menor), pirrotita (borda esquerda rosa na pirita), 10x 50

fot.28. afloramento KJ451, seção polida KJ451p – biotita- hornblenda gnaisse granulítico; pirita (cristal amarelo com riscos do polimento), calcopirita (amarelo canário, na pirita, centro-superior), pirrotita (rosado claro, na pirita, centro-superior), 10x 50

fot.29. afloramento KJ448, seção polida KJ448 - biotita- hornblenda gnaisse granulítico; magnetita e hematita intercrescidos (mistura de lamelas rosada e azulada parte inferior do grão), pirita (amarelo forte), ilmenita e magnetita intercrescidos (cinza escuro e cinza claro em pequeno cristal no centro do agregado), pirrotita (amarelo com tintas rosa, centro superior do agregado), óxido de alteração nas bordas do agregado, bornita (azul em pequenos cristais na borda superior direita da pirita), crescimento de magnetita nas fraturas do silicato (lamelas cinza azuladas), 10x 50

fot.30. afloramento KJ381, lâmina KJ381m – biotita-granada gnaisse granulítico; simplectitos de quartzo nos contatos com plagioclásio e feldspato potássico (mirmequita), fitas de quartzo recristalizado ao redor do palgioclásio, biotita de primeira e segunda geração 50

fot.31. afloramento KJ382, lâmina KJ382bo – granada- hornblenda- biotita gnaisse granulítico; agregado de biotita associada com minerais opacos com inclusões de apatita. Os minerais opacos ocorrem em cristais subédricos maiores nas bordas da biotita ou como cristais diminutos em suas fraturas 50

fot.32. afloramento KJ378, lâmina KJ378c – granada- biotita gnaisse granulítico; cristal de granada, possivelmente sincinemático (presença de fraturamento intenso) com cristais de plagioclásio, biotita e minerais opacos nas fraturas 50

fot.33. afloramento KJ446, lâmina KJ446b2 – biotita- granada gnaisse granulítico; formação de biotita a partir de granada, evidenciando reequilíbrio na fácies anfibolito 50

fot.34. afloramento KJ424, lâmina KJ4243c – biotita – granada gnaisse granulítico; retrometamorfismo com evidências de reequilíbrio na fácies anfibolito; cristal de granada sendo substituído por biotita e opacos; presença de 2 gerações de biotita e de minerais opacos formados com a biotita secundária 50

Prancha 7) Fotos de afloramento

fot.35. Afloramento de biotita-hornblenda granada gnaisse (pskg), Complexo Paraíba do Sul. Ponto KJ384, estrada Muriaé – Comendador Venâncio. 52

fot.36. Afloramento de granito porfirítico (ges), Suíte Intrusiva Espírito Santo, em contato com hornblenda – biotita gnaisse granulítico (jfgg), cortado por dique granítico paralelo à zona de cisalhamento. Ponto KJ415, estrada Miracema – Lage do Muriaé. 52

Prancha 8) Fotomicrografias

fot.37. afloramento KJ427, seção polida KJ427 – biotita-granada gnaisse granulítico; magnetita (cristal triangular cinza azulado incluso na martita), martita em cristais maiores, em lamelas de exsolução de hematita e magnetita , 20x 54

fot.38. afloramento KJ427, seção polida KJ427b – biotita-granada gnaisse; magnetita em cristal corroído nas bordas, reagindo com o silicato, mostrando apenas o centro preservado, 20x 54

fot.39. afloramento KJ423l, lâmina KJ423l – biotita – hornblenda gnaisse; microclínio com inclusão de biotita e magnetita na borda 54

fot.40. afloramento KJ413, seção polida KJ413f – hornblenda- biotita gnaisse; textura granoblástica; microclínio em grão poligonais na matriz do gnaisse, associado à biotita e minerais opacos primários e secundários 54

fot.41. afloramento KJ418, lâmina KJ418a – biotita- hornblenda gnaisse; formação de magnetita e ilmenita a partir de megacristal de hornblenda 54

fot.42. afloramento KJ418, seção polida KJ418am – biotita- hornblenda gnaisse; magnetita em cristal subédrico, intercrescido com hematita (cristal rosa salmão), ilmenita (cinza escuro) nas bordas de calcopirita, cristais de óxido secundário, 20x 54

fot.43. afloramento KJ423, seção polida KJ423 – hornblenda- biotita gnaisse; magnetita (cristal maior cinzento azulado), bornita (cristal menor rosado, acima da magnetita), reação com silicato nas bordas e fraturas dos óxidos, 10x 54

fot.44. afloramento KJ423, seção polida KJ423m – hornblenda- biotita gnaisse; magnetita intercrescida com ilmenita no núcleo do cristal (cinza azulado médio), zonação com magnetita alterada nas bordas, magnetita em cristais com reflexão interna no lado direito do cristal, óxidos de alteração na borda superior e fratura, 20x 54

Prancha 9) Fotomicrografias

fot.45. afloramento KJ387, lâmina KJ387t – granada granulito; textura típica granolepidoblástica, foliação principal gerada pela biotita, granada na foliação 56

fot.46. afloramento KJ387, lâmina KJ387c – biotita- hornblenda- granada gnaisse; crescimento de agregados de biotita e hornblenda. 56

fot.47. afloramento KJ384, lâmina KJ384b – biotita- hornblenda- gnaisse; rocha em contato com o litotipo anterior, mas sem ortopiroxênio. Cristal de anfibólio cinza-esverdeado apresentando cristais de biotita de segunda geração cristalizando nas suas fraturas e bordas e, minerais opacos de primeira (magnetita inclusa) e segunda (opaco entre os cristais de biotita) geração associados 56

fot.48. afloramento KJ446, lâmina KJ446b2 – granada- biotita gnaisse; granada rosada, fraturada e corroída nas bordas, sendo substituída por biotita; textura poiquiloblástica evidenciada pelas inclusões de minerais opacos biotita e quartzo nas fraturas dos cristais de granada 56

fot.49. afloramento KJ394, lâmina KJ394s – biotita- hornblenda- sillimanita gnaisse; cristais de sillimanita associados a biotita e minerais opacos, em matriz de quartzo, felsdpato e plagioclásio 56

fot.50. afloramento KJ420, seção polida KJ420 – granitóide porfirítico migmatizado; magnetita (em cristal maior cinza- azulado) com exsoluções de hematita (cinza rosada) e cristais menores cinza azulados, ilmenita com lamelas de magnetita em cristais cinzentos inclusos na magnetita e nas bordas e em ripas alinhadas diminutas no interior do cristal de magnetita, 10x 56

fot.51. afloramento KJ413, seção polida KJ4133 – hornblenda- biotita gnaisse; calcopirita (amarelo forte, levemente zonado), e alteração de sulfeto no centro e borda do cristal, 20x 56

fot.52. afloramento KJ417, lâmina KJ4173b – biotita- hornblenda gnaisse com muscovita; cristal subédrico de hornblenda associado a minerais opacos subédricos, plagioclásio, biotita e quartzo 56

Prancha 10) Fotomicrografias

fot.53. afloramento KJ417, seção polida KJ4173d – biotita-granada gnaisse; exsoluções de hematita e magnetita, bordas de alteração com bornita (azul claro), goethita (cinza azulado claro com tintas rosadas), calcopirita (amarelo claro) na borda inferior esquerda, imersa em goethita e em contato com ferro (vindo da alteração da bornita), 20x 58

fot.54. afloramento KJ430, seção polida KJ430 – granito milonitizado; magnetita com exsoluções de ilmenita em cristais cinza azulados menores, rodeados por óxidos de alteração, bornita (rosado) e calcopirita (amarelo claro), no cristal maior, covelina em cristal azulado (canto superior direito), 20x 58

fot.55. afloramento KJ415, seção polida KJ415c – granito foliado; pirita (amarelo forte) calcopirita (amarelo pálido no centro), bornita (rosa-azulado) e alterações dos sulfetos nas bordas e contatos com o silicato 58

fot.56. afloramento KJ415, seção polida KJ4151 – granito foliado; pirita (amarelo forte) euédrica, alterada no bordo direito, 20x 58

fot.57. afloramento KJ420, seção polida KJ420h – granito (em contato com biotita-hornblenda- granada gnaisse); hematita (cinza claro) no centro de cristal zonado e alterado, ilmenita e calcopirita (amarelo) nas bordas, textura de reação nos bordos do cristal por migração do ferro, 20x 58

fot.58. afloramento KJ384, lâmina KJ384d – granada granulito; ortopiroxênio em cristal típico deste litotipo, óxidos e biotita nas fraturas 58

fot.59. afloramento KJ390, lâmina KJ390f – granada granulito; porfiroblasto de hornblenda cristalizado sobre a granada, associado a cristais de magnetita nas bordas e como inclusão 58

fot.60. afloramento KJ385, lâmina KJ385c4 – biotita granada gnaisse granulítico; formação de ortopiroxênio seguindo a direção do fraturamento em granada, presença de óxidos nas fraturas da granada e biotita nas bordas e fraturas 58

1. Introdução e objetivos

A evolução tectônica de áreas complexamente deformadas, como faixas de dobramentos associadas à zonas de cisalhamento, pode ser avaliada com eficiência quando enfatizamos a análise cinemática nos estudos de geologia estrutural.

A análise cinemática permite identificar a direção e o sentido do transporte tectônico nas faixas de dobramento e a direção e sentido de movimento nas zonas de cisalhamento, através da interpretação de estruturas características como as foliações, lineações e indicadores cinemáticos.

A ASM tem seido utilizada com sucesso na análise estrutural, pois é uma técnica que possibilita a obtenção de dados sobre o par foliação/lineação magnéticas, de forma rápida e não destrutiva, em rochas aparentemente isotrópicas e, a associação destes dados com os verificados em campo, permite visualizar o comportamento cinemático da área enfocada. (Hrouda & Janak, 1976, Hrouda,1982, 1993; Borradaile, 1987, 1988, 1991; Archanjo, 1993; Gleizes *et al.*, 1993; Bouchez, 1997, 2000 e Archanjo *et al.*, 1999).

A área estudada está localizada na Faixa Ribeira (Almeida *et al.*, 1973), num setor que abrange parte do leste do estado de Minas Gerais e oeste do estado do Rio de Janeiro. O comportamento estrutural da região apresenta evidências de tectônica transpressional (Ebert *et al.*, 1991, 1998; Machado & Endo, 1993) e, a feição estrutural proeminente é o Lineamento Além Paraíba (Almeida *et al.*, 1976).

As litologias aflorantes na área deste trabalho consistem de rochas de alto grau metamórfico, predominantemente granulíticas, onde os marcadores cinemáticos visíveis são escassos, justificando a aplicação da ASM em sua análise estrutural.

O enfoque deste trabalho está na aplicação da técnica da ASM para a análise cinemática de rochas de alto grau metamórfico, como as presentes na área desta dissertação, para visualizar o comportamento cinemático local.

Como complemento, visa descrever os procedimentos de obtenção, tratamento e análise dos dados de ASM para aplicação específica em que esta técnica foi utilizada, durante o presente trabalho.

1.1. Localização geográfica

A região sob estudo está localizada na divisa dos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro e, balizada pelas cidades de Laranjal (MG) e Santo Antônio de Pádua (RJ) ao sul

e, Muriaé (MG) e Retiro do Muriaé (RJ) ao Norte, perfazendo uma área aproximada de 2.700 km^2 cujas coordenadas geográficas são 21^0 05' S - 21^0 25' S e 42^0 5' W - 42^0 20' W.

As vias de acesso à área são: BR-116, (São Paulo - Laranjal - Muriaé); BR-116 e MG-285 (Laranjal - Miracema); BR- 356, (Muriaé – Retiro do Muriaé); RJ- 116, (Retiro do Muriaé – Santo Antônio de Pádua), várias estradas estaduais, vicinais e acessos (fig.1.1.).

Nos trabalhos de campo, na amostragem e na elaboração das principais seções geológicas foram utilizadas folhas do IBGE, em escala 1:250.000: folha de Juiz de Fora, (SF- 23XD), 1980; em escala 1:50.000: folhas de: Muriaé (MI-2648/1), 1976; Eugenópolis (MI-2648/2), 1978; Palma, (MI-2648/3), 1976 e Miracema, (MI-2648/4), 1976 e imagem TM Landsat - 5: 217,173226-121539-4, na escala 1:500.000.

1.2. Contexto geológico regional

A área de pesquisa pertence ao contexto geológico da Província Mantiqueira (Almeida, 1977, Almeida *et al.*, 1981) e está localizada na Faixa Ribeira (Almeida *et al.*, 1973), caracterizada como um cinturão complexo de dobramentos e empurrões gerado no Neoproterozóico, durante o Ciclo Brasiliano, a sul-sudeste do Cráton do São Francisco (Cordani *et al.*, 1973; Hasui *et al.*, 1975, Hasui, 1982).

As litologias aflorantes na área pertencem predominantemente ao Complexo Juiz de Fora, primeiramente caracterizado por Ebert (1956, *apud* Dehler, 1996) e, mais tarde definido por Barbosa & Grossi Sad (1983) como a associação de duas unidades litológicas a saber: Unidade Comendador Venâncio, constituída essencialmente de granulitos, charnockitos, biotita gnaisses granulíticos e quartzitos associados e, Unidade Raposo, constituída de gnaisses granulíticos derivados diretamente das rochas da série charnockítica.

Subordinadamente afloram litologias pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul, primeiramente estudado por Ebert (1955, *apud* Dehler, 1996) e mais tarde definido por Brandalise *et al.* (1976, *apud* Barbosa & Grossi Sad, 1983) como constituído de gnaisses com biotita, hornblenda e granada, metamorfisados na fácies anfibolito, zona da granada.

Maior detalhamento da caracterização petrográfica destes Complexos pode ser obtido em Oliveira (1980, 1981, 1983) e Machado Filho *et al.* (1983).

Localizadamente, no setor norte da área, ocorrem afloramentos do Gnaisse Eugenópolis, caracterizado por Rosier (1965, *apud* Machado Filho *et al.*,1983) e definido por Machado Filho *et al.* (1983) como uma unidade litológica constituída por migmatitos, biotita gnaisses e biotita-muscovita xistos, ricos em pegmatitos.

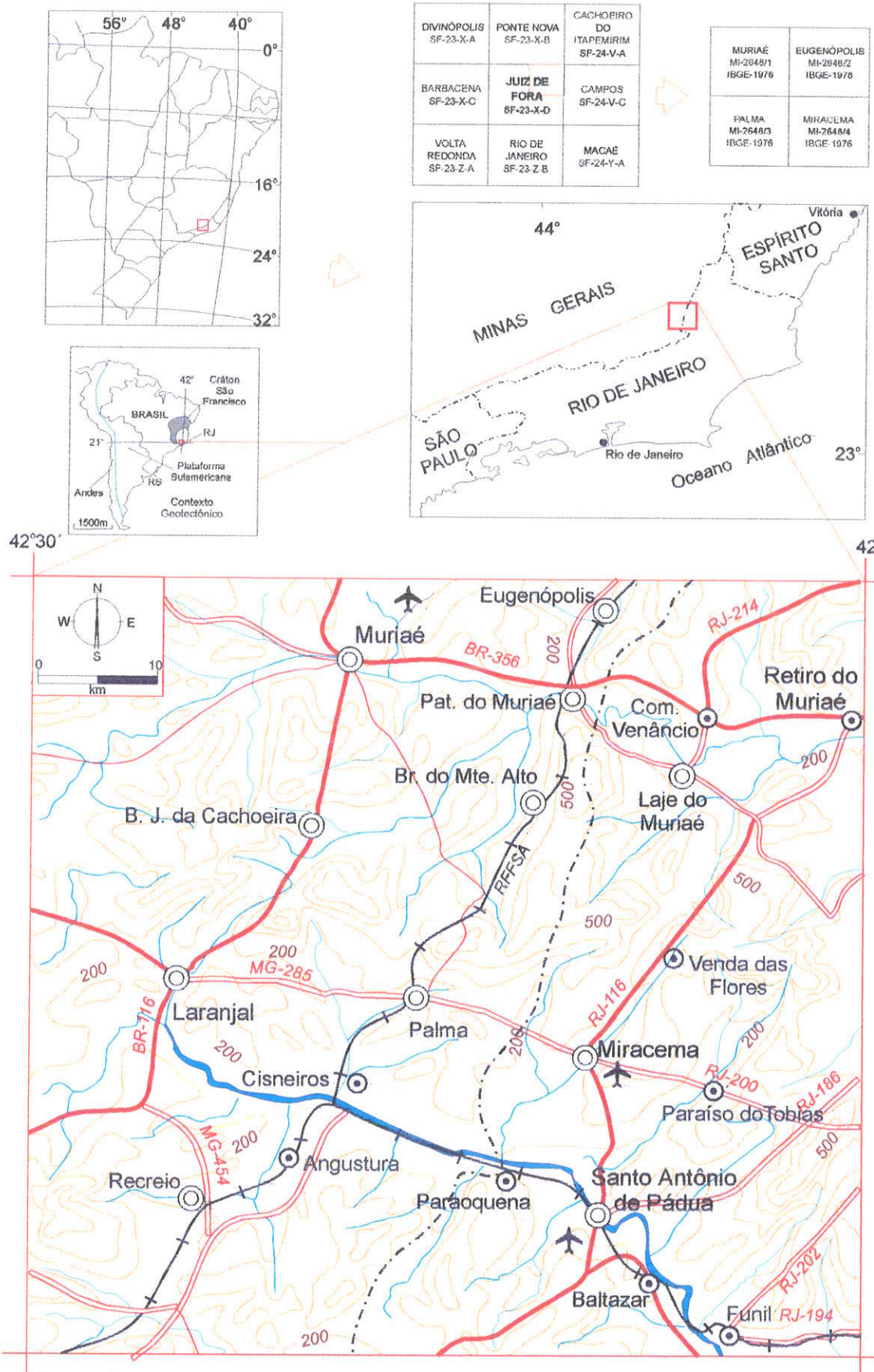


Fig.1.1. Localização geográfica da área, vias de acesso e articulação das folhas. (detalhe do mapa de Fonseca *et al.* (1979) - escala original 1:1.000.000)

Rochas granitóides da Suíte Intrusiva Espírito Santo, afloram em contato tectônico com o Gnaisse Eugenópolis e litologias do Complexo Paraíba do Sul. Esta Suíte foi proposta informalmente por Machado Filho *et al.* (1983), representada por rochas granitóides graníticas a granodioríticas, sin a pós- tectônicas ao Ciclo Brasiliano, semelhantes aos granitóides da Suíte Serra dos Órgãos,que afloram no Rio de Janeiro.

O padrão geocronológico regional evidencia idades arqueanas a paleoproterozóicas com retrabalhamento no Ciclo Brasiliano, para as rochas do Complexo Juiz de Fora e do Complexo Paraíba do Sul (Cordani & Teixeira, 1979; Siga Jr. *et al.*, 1982, 1989; Hasui & Oliveira, 1984; Söllner *et al.*, 1991 (*apud* Machado *et al.*, 1996); Machado *et al.*, 1996; Brüeckner *et al.* 2000).

O Gnaisse Eugenópolis apresenta idade paleoproterozóica (Machado Filho *et al.*, 1983) e retrabalhamento no Ciclo Brasiliano (Delhal *et al.*, 1969), há 521 M.a. (K/Ar em biotita, granada gnaisse), 462 M.a. (K/Ar em biotita, intrusiva metabásica) e idade K/Ar em plagioclásio de 1570 M.a.

As rochas da Suíte Intrusiva Espírito Santo reportaram idade neoproterozóica (Delhal *et al.*, 1969) de 600 M.a. (isócrona Rb/Sr, RT, Ri=0,709, granito) e 453 M.a. (K/Ar em biotita, granitóide gnaissificado).

Machado *et al.* (1996) obtiveram idades arqueanas (2.9 G.a.) para os protólitos do embasamento na região e, idades transamazônicas (2.1 G.a.) para as rochas gnáissicas e granulíticas deste embasamento. Estes autores reportaram que as rochas do embasamento granulítico (Complexo Juiz de Fora) e as rochas supracrustais associadas (Complexo Paraíba do Sul) foram retrabalhadas em eventos de idade brasiliana. O evento que remobilizou a região há 590-565 M.a. seria responsável pela tectônica de empurrão e pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento dextrais ali presentes. Obtiveram também registros de um evento metamórfico há 535-520 M.a. e de atividades tardi a pós-tectônicas há 503-492 M.a..

Brüeckner *et al.* (2000), em seção transversal E-W, próxima à área do presente trabalho, obtiveram idade brasiliana para o metamorfismo granulítico que afetou o Complexo Juiz de Fora, (Sm/Nd) 575 M.a., com T_{DM} 1,6 a 2,0 G.a..

Os domínios lito-estruturais verificados em escala regional apresentam divergências na literatura referentes a nomenclatura e limites geográficos (Oliveira, 1980, 1983; Campos Neto & Figueiredo, 1990, 1992, 1995; Heilbron, 1993; Heilbron *et al.*, 1994, 1995, 1999; Machado, 1997; Machado *et al.*, 1993, 1993b, 1994, 2000).

A área de estudos do presente trabalho está localizada predominantemente no contexto do Domínios Juiz de Fora e, em seu extremo sul, no contexto do Domínio Paraíba do Sul, ambos propostos por Machado & Demange, 1994 (fig.1.2.).

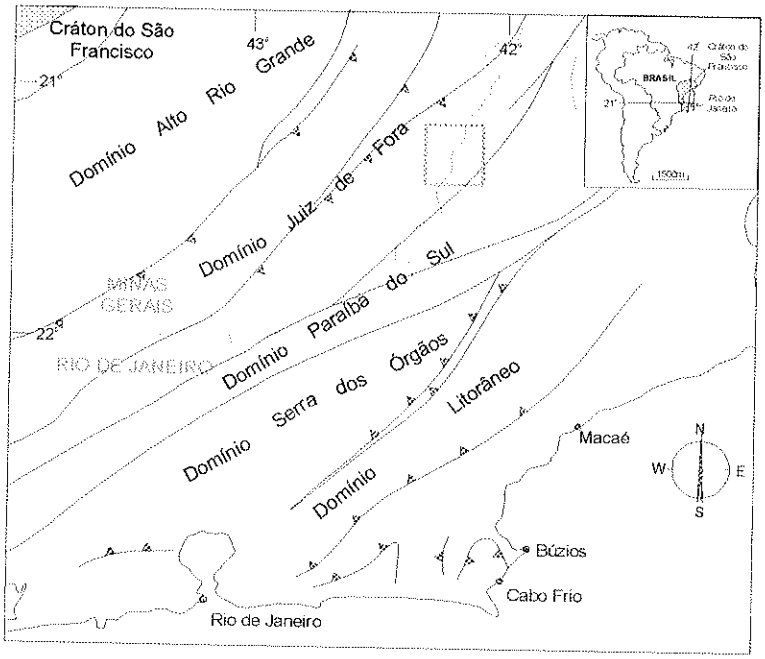


Fig.1.2. Mapa dos domínios tectono-estruturais do sudeste do Brasil (Machado & Demange, 1994). A área do presente trabalho está localizada predominantemente no Domínio Juiz de Fora, com pequena porção, no extremo sudeste, localizada no Domínio Paraíba do Sul.

O padrão estrutural e cinemático da área do presente trabalho mostra evidências de forte inflexão, com alteração do padrão estrutural regional. Este padrão cinemático varia de direções estruturais NE-SW, associadas à transcorrências, com orientação estrutural característica da Faixa Ribeira, para direções estruturais que infletem até NS, mostrando cinemática de deslocamentos perpendiculares ao *trend* regional (Brenner *et al.*, 1980).

Campos Neto & Figueiredo (1990, 1995) definiram três domínios crustais distintos para a Faixa Ribeira, na área dos estados de RJ-MG-ES. Estes domínios teriam ocorrido como terrenos unidos durante a evolução de uma microplaca continental no Cambriano.

Segundo estes autores, o primeiro terreno consiste das rochas retrabalhadas do Domínio Juiz de Fora onde ocorre a transição entre as fácies anfibolito e granulito. Este terreno teria se consolidado durante o Paleoproterozóico e evoluído no Neoproterozóico, sob regime convergente, para uma margem continental ativa, com estabelecimento de um arco magmático continental. O Domínio Paraíba do Sul, constituído por rochas supracrustais e o Domínio Costeiro, constituído por rochas granitóides e migmatíticas seriam os outros dois terrenos suspeitos.

A junção destes três terrenos, no Cambriano, teria formado uma microplaca que cavalgou o Cráton do São Francisco. Este evento foi seguido de plutonismo no Cambro-Ordoviciano e representaria os estágios finais de um ciclo tectônico na região.

Campos Neto e Figueiredo (*op.cit.*) consideraram o Complexo Juiz de Fora litologicamente composto de ortogranulitos migmatíticos e gnaisses migmatíticos cinzentos do Proterozóico Inferior, afetados por retrabalhamento e granulitização no Proterozóico Médio-Superior. O metamorfismo na fácies granulito seria sintectônico à foliação regional e, as rochas supracrustais estariam empurradas para oeste na direção do Cráton do São Francisco.

Ebert *et al.* (1991, 1993, 1993b, 1994, 1998) propuseram que a evolução tectônica da Faixa Ribeira pode ser dividida em dois eventos tectônicos principais, sendo o primeiro evento de natureza tangencial, marcado por falhamentos de empurrão que causaram o cavalgamento dos blocos superiores para WNW e o segundo evento, marcado pelo desenvolvimento de um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes de sentido *dextrógiro*, que retrabalhou as rochas da área, afetando a fábrica gerada durante o evento tangencial.

Consideraram que o arcabouço geotectônico da borda sul do Cráton do São Francisco e as feições estruturais que ali ocorrem seriam devidas à articulação de três blocos crustais, Brasília, São Paulo e Vitória, através de um processo compressivo principal de direção E-W.

Observaram que há um decréscimo nas condições de metamorfismo nos terrenos afetados por este cinturão transcorrente, de norte para sul, indicando um provável soerguimento diferencial das rochas ali situadas.

As zonas de cisalhamento transcorrente, de médio a alto ângulo, particularmente ao longo do Rio Paraíba, constituiriam estrutura em flor assimétrica, com mergulho para sudeste e, poderiam estar conectadas em profundidade com uma grande zona de descolamento.

Neste contexto, as zonas de cisalhamento de médio a baixo ângulo poderiam representar tanto os estágios iniciais da evolução tectônica da Faixa Ribeira, rotacionados pela transcorrência, quanto corresponder a subdomínios de cavalgamentos laterais produzidos pela tectônica dextrógira.

Para Ebert e colaboradores, a tectônica de escape lateral proposta em Vauchez (*op cit.*) não precisa ser invocada para explicar o arcabouço estrutural presente no sudeste brasileiro, pois evidências de dados obtidos em campo e modelagem experimental mostraram que o Bloco São Paulo já teria formato acunhado quando de seu avanço para

leste e posterior ajuste com os Blocos Brasília e Vitória. Isto possibilitaria a concentração da convergência através da partição da deformação entre transcorrências e encurtamentos crustais oblíquos, sob tectônica transpressional.

A interpretação dinâmica entre estes três blocos crustais, ajustados entre suas margens convergentes, favorece a hipótese de que estes blocos tenham se individualizado a partir da ruptura de um anterior grande bloco continental, ao longo de uma junção tríplice.

O modelo tectônico reproduzido experimentalmente por Ebert *et al.* (1993), onde três bacias longitudinais estiveram interligadas durante sua evolução e inversão, explica a área de exposição e a difícil delimitação entre as litologias da Faixa Alto Rio Grande e da Faixa Ribeira, na intersecção destes cinturões.

Segundo Vauchez *et al.* (1992, 1994), o comportamento estrutural da Faixa Ribeira seria resultante da colisão frontal da extremidade S-SW da placa Cráton do Congo-Cráton São Francisco com a mega-placa do Gondwana Ocidental, durante o Ciclo Brasiliano, representando um caso de controle do campo deformacional pela influência da terminação sul do Cráton do São Francisco. Esta colisão teria provocado os falhamentos de empurrão presentes na área e a instalação das zonas de cisalhamento dextrógiras que acomodaram a deformação causaram a tectônica de escape lateral para S-SW, das massas rochosas envolvidas durante o processo de colisão.

Strieder (1993), através de análises detalhadas de estruturas lineares nas Províncias Estruturais Tocantins e Mantiqueira, observou que a Cunha de Guaxupé está truncada pelas estruturas ligadas ao processo colisional da Orogênese Rio Doce (Campos Neto & Figueiredo, 1992).

Estas estruturas, extensas zonas de cisalhamento direcional dextrógiro, correlatas à Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, seriam decorrência natural da aproximação e colisão oblíqua de blocos continentais , Blocos São Paulo, Brasília e Vitória, (N.A.: propostos por Ebert *et al.*, *op cit.*) e, não o resultado da colisão e justaposição de bloco irregular (N.A: Cráton do Congo) com a terminação de cráton antigo (N.A: Cráton do São Francisco), como proposto em Vauchez *et al.* (1992, 1994).

Para Strieder (*op cit.*), a aproximação e colisão do Cráton do Congo para originar a Província Estrutural Mantiqueira encontrou a Província Estrutural Tocantins já estabelecida, na Cunha de Guaxupé (localizada à sudoeste da área deste dissertação).

Em grande escala, a aproximação do Cráton do Congo com o bloco continental formado pelos crátons do São Francisco – Guaporé interporia bordas continentais não combináveis, resultando numa diferenciação do proceso colisional: convergência frontal no

segmento Norte (N.A.: próximo à área do presente trabalho) e convergência oblíqua no segmento Sudoeste da Província Estrutural Mantiqueira.

Heilbron, 1993 e Heilbron *et al.* (1994, 1994b, 1995) propuseram uma evolução tectono-metamórfica para o setor central da Faixa Ribeira, envolvendo convergência crustal através de dobramentos e empurrões sob regime dúctil e, estágios tardios de convergência oblíqua, com deformação distribuída regionalmente.

Os autores apresentaram uma subdivisão para a Orogênese Brasiliana em períodos abrangendo as fases deformacionais que afetaram as litologias dos Complexos Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro, na parte central da Faixa Ribeira.

Estes períodos seriam: período sin-colisional (590-563 M.a.), onde a deformação principal causou o empilhamento tectônico e posterior movimentação oblíqua (inversa e dextral), com metamorfismo de pressão média a alta e zoneamento metamórfico inverso; período pós-colisional (535-520 M.a.), relacionado à deformação tardia responsável pela implantação das zonas de cisalhamento direcional dextrais, metamorfismo com regime de pressão mais baixo e fusão parcial do embasamento e rochas supracrustais da porção mais interna da faixa e, período pós-tectônico (503-402 M.a.) caracterizado pela transição do regime compressivo para o regime distensional dominante no Fanerozóico, com a geração dos granitóides que ocorrem associados às rochas da região.

Machado & Endo (1993, 1993b, 1994), Endo & Machado (1993, 1993b) e Machado & Demange (1994) propuseram um modelo estrutural e cinemático, em dois estágios evolutivos, para a porção central da Faixa Ribeira, porção esta que abrange a área do presente trabalho.

O modelo de Machado e colaboradores (*op.cit.*) considera um padrão cinemático desenvolvido durante o período brasiliano, atuando num cinturão do tipo transpressivo e, envolvendo convergência lateral oblíqua com alteração da orientação dos vetores tectônicos transpressivos mudando de E-W para N-S.

A convergência frontal, observada na porção setentrional do Cinturão de Cisalhamento Atlântico, na altura do médio Vale do Rio Doce, teria origem pelo efeito do extrusão tectônica lateral positiva promovida pelos movimentos transpressivos dextrógiros oriundos da zona focal do Cinturão de Cisalhamento Atlântico.

Uma posterior inversão do regime cinemático regional teria possibilitado a implantação do ambiente transtensional que favoreceu a ascensão e colocação de magmas graníticos neste cinturão no intervalo de 620-550 M.a..

Este modelo evolutivo estrutural implica em acresção lateral e extrusão tectônica vertical de massa rochosa, associadas a uma tectônica de acresção longitudinal em

relação aos sistemas de cisalhamento circundantes. O vetor compressivo (E-W) é interpretado como produto de tectônica transpressional dextrógira, que teria gerado o arranjo geométrico e cinemático das zonas de cisalhamento presentes na região.

Este componente transpressivo dextrógiro seria responsável pela colagem tectônica lateral dos terrenos da Cunha de Guaxupé com os do Sistema de Cisalhamento Paraíba do Sul, desenvolvendo nestes terrenos uma trama estrutural dúctil penetrativa.

O arcabouço estrutural da região seria produto de reativação, que estaria controlada pelas estruturas pré-existentes, com o vetor compressivo não-coaxial (transpressional levógiro) orientado segundo direção N-S.

Estes autores consideraram que as transcorrências que ocorrem na Faixa Ribeira, consideradas pós- tectônica de empurrão (D3) por outros autores que trabalham na região, não seriam tardias ao processo colisional mas, de instalação precoce na evolução desta faixa.

A região focal da deformação transpressiva estaria situada no Sistema de Cisalhamento Paraíba do Sul, na zona focal do Cinturão de Cisalhamento Atlântico, altura do Rio de Janeiro e, seria a causadora do escape rochoso lateral e vertical, seguindo o esquema de mega-estrutura em flor positiva e gerando os empurrões nas partes externas do orógeno.

O contexto geológico regional pode ser composto, com maior detalhamento, a partir das referências bibliográficas dos trabalhos citados e da revisão bibliográfica no Anexo 1.

1.3. Contexto geológico local

O **Complexo Juiz de Fora** ocorre em faixas alongadas de direção NE-SW, desde São Paulo ao Espírito Santo e do Rio de Janeiro a Minas Gerais e suas associações litológicas predominam na área deste trabalho.

Esta unidade é constituída por rochas metamórficas das fácies granulito e anfibolito alto, localmente migmatizadas, representadas por gnaisses enderbíticos e charno-enderbíticos, granada gnaisses granulíticos, granulitos e charnockitos.

As rochas deste complexo apresentam aspecto maciço e homogêneo, com coloração escura, nos granulitos e charnockitos e, aspecto bandado e cinzento nos gnaisses e migmatitos da porção central. Ocorrem lentes de anfibolito, mármore e veios de quartzo.

Na porção centro-sul e sudeste da área ocorrem intercalados orto e paragnaisses granulíticos do Complexo Juiz de Fora com gnaisses miloníticos pertencentes ao

Complexo Paraíba do Sul, através de contatos tectônicos por transcorrências e falhamentos de empurrão.

O **Complexo Paraíba do Sul** ocorre intercalado ao Complexo Juiz de Fora, também em faixas alongadas de direção NE-SW, desde São Paulo ao Espírito Santo e do Rio de Janeiro a Minas Gerais.

Esta unidade é composta de rochas de origens sedimentar e ígnea, como granada gnaisses, anfibólio-biotita gnaisses, sillimanita gnaisses e rochas cálcio-silicáticas, metamorfisadas na fácies anfibolito.

As litologias apresentam aspecto bandado, coloração clara a cinzenta, ocorrendo na parte sul-sudeste e limite leste da área, onde afloram gnaisses com microclínio, biotita e hornblenda, intercalados com granada gnaisses em lentes de orientação preferencial nordeste, em contatos tectônicos entre si e com as litologias do Complexo Juiz de Fora.

Localmente, em afloramento no centro da área e no limite norte, ocorre biotita-muscovita gnaisse, cinzento e localmente migmatítico, pertencente ao **Gnaisse Eugenópolis**.

Rochas granitóides pertencentes ao contexto da **Suite Intrusiva Espírito Santo**, afloram na parte sul-sudeste da área, próxima a Santo Antônio de Pádua e no limite norte. Esta suíte é constituída de granitóides, localmente foliados, miloníticos e hidrotermalizados. Ocorrem intrusivos nas litologias dos Complexos Paraíba do Sul e Juiz de Fora e Gnaisse Eugenópolis.

Na área abrangida pelo presente estudo ocorrem migmatização, milonitização e sulfetos secundários, associados às estruturas de empurrão e às zonas de transcorrência.

Enclaves de granulitos e de gnaisses granulíticos, corpos graníticos intrusivos e veios de quartzo ocorrem esparsos, bem como lentes de anfibolito e diques aplíticos, com orientação preferencial NE.

Para detalhamento, veja Mapa Geológico (Anexo 3).

2. Metodologia de trabalho

Neste capítulo estão apresentados os procedimentos de amostragem, trabalhos de campo, equipamentos e métodos de laboratório (Cap.2.1.), utilizados para a análise petrográfica, estrutural e de ASM da área desta dissertação.

Os conceitos de análise cinemática, caracterização dos marcadores cinemáticos foram sintetizados e brevemente descritos (Cap.2.2.).

Propostas atuais, em acordo com um modelo evolutivo regional de tectônica transpressiva (Ebert et al., 1988,1991; Machado & Endo, 1993), justificam a breve evolução sobre os conceitos de regime transpressional, feita neste capítulo. O modelo evolutivo regional que melhor representou as conclusões obtidas para a área, através dos dados obtidos na presente dissertação, foi detalhado em Ebert & Hasui (1998).

Os procedimentos de amostragem específicos e tratamento dos dados obtidos pela técnica da ASM estão descritos e ilustrados, considerando a abordagem da técnica adotada nesta dissertação. Foram apresentados alguns conceitos básicos de magnetismo, susceptibilidade magnética, anisotropia de susceptibilidade magnética, elipsóide e parâmetros de ASM que foram utilizados (Cap.2.3.).

A identificação dos minerais magnéticos presentes nas rochas foi feita através de métodos convencionais no microscópio petrográfico e, foi apresentada uma breve caracterização dos minerais magnéticos identificados nas rochas da área (Cap.2.3.3.2.).

2.1. Trabalho de campo, amostragem e petrografia.

O trabalho de campo foi precedido de revisão bibliográfica dos trabalhos anteriores (Anexo 1) e teve como base cartográfica os mapas referidos no capítulo anterior.

As seções geológicas, convenientemente orientadas em relação ao *trend* regional, proporcionaram a cartografia preliminar dos marcadores estruturais da área em escala 1:100.000 e a coleta das amostras, durante a etapa de campo, para os estudos posteriores de petrografia, análise estrutural, cinemática e de ASM.

Foram amostrados e estudados 73 afloramentos, dos quais 49 foram amostrados também para ASM (Mapa de Pontos, fig.4.1.). As análises foram feitas em 51 lâminas delgadas, 21 seções polidas, 16 difratogramas de raios-X e 426 cilindros de rocha para análise de ASM.

Os estudos petrográficos foram feitos através de microscópio petrográfico com luz transmitida e com luz refletida para a identificação das assembléias minerais e texturas.

A petrografia foi complementada com análises de difratometria de raios-X realizadas

em equipamento Siemens-Brukes, D-5.000 nas condições: 40 KW e 40 μ Amp, 3 a 65° (2θ), passo de 0.05° (2θ), tempo de amostragem de 1,0 seg em amostras de 200 mesh (Difratogramas, Anexo 2).

O mapa geológico resultante (Anexo 3) representa a integração dos dados obtidos em campo e laboratório, associados aos mapas de Oliveira (1980, 1983), Barbosa *et al.* (1981) e Machado Filho *et al.* (1983).

2.2. Análise estrutural e cinemática

A compreensão da evolução evolução geológica e tectônica de uma região localizada em uma faixa móvel e afetada por tectônica tangencial e transcorrente como a área em estudo, passa pela observação das estruturas mais representativas da sua evolução cinemática e pelo estudo do provável ambiente tectônico causador dos processos deformacionais que atuaram nesta região.

Os métodos de análise estrutural geométrica e cinemática, com análise de indicadores cinemáticos, foliações, lineações e uso das relações geométricas encontradas, possibilitam elaborar um quadro do comportamento mecânico das rochas, caracterizando os domínios estruturais e suas transições.

A caracterização dos princípios da análise cinemática e do regime transpressional foi abordada neste capítulo visando fundamentar a metodologia de estudo e tratamento dos dados utilizada nesta dissertação e, considerando as possibilidades de interpretação para o comportamento estrutural da área, em vista dos dados obtidos durante o presente estudo e dos dados existentes na literatura.

O método de análise cinemática evoluiu a partir do estudo experimental dos processos da deformação, comparando estados iniciais e finais de sistemas de forças conhecidos, que possibilitam compreender a evolução geológica de uma área através de informações sobre os movimentos das massas rochosas (análise cinemática) e sobre as forças que os produziram (análise dinâmica).

A análise estrutural de um objeto deformado pode ser feita através da descrição das características geométricas deste objeto e, estas podem ser interpretadas diretamente com conceitos cinemáticos, considerando que a natureza da ordem geométrica do corpo reflete a ordem geométrica dos deslocamentos e tensões presentes durante a sua deformação (Nicolas, 1987, *apud* Tommasi, 1991).

Considerando os estudos sobre zonas de cisalhamento, (revisão completa em Sadowski, 1991), Vauchez (1987, *apud* Tommasi, 1991) e Tommasi (1991) evidenciam a importância do cisalhamento simples na deformação, considerado como um regime capaz

de produzir movimentos direcionais relativos de grande magnitude e também capaz de acomodar deslocamentos, concentrando a deformação em zonas estreitas em relação à escala considerada -zonas de cisalhamento. Estas zonas delimitam e deslocam os blocos sem participar de modo determinante na sua deformação interna (Nicolas *et al.*, 1977).

A fábrica das rochas afetadas por estes movimentos direcionais pode preservar o registro do regime deformacional, permitindo a identificação deste regime através da análise cinemática.

Os registros da deformação constituem os marcadores cinemáticos, como o plano de foliação (paralelo ao plano xy do elipsóide de deformação) e a lineação mineral (paralela à direção x do elipsóide de deformação). Estes marcadores devem ser observados em seções paralelas à direção de cisalhamento e perpendiculares ao plano de achatamento (plano xz do elipsóide de deformação).

A consistência direcional estatística dos marcadores cinemáticos indica sua confiabilidade como indicadores da direção de fluxo, movimento e transporte tectônico, mesmo considerando a possibilidade de haver rotação de elementos pré-existentes ou neo-formados durante a deformação progressiva (Simpson & Schmidt, 1983; Passchier & Simpson, 1987, Passchier & Trouw, 1997).

Com o aumento do cisalhamento durante a deformação progressiva, a foliação e a lineação de estiramento são rotacionadas na direção do plano de cisalhamento, possibilitando estabelecer a correlação entre os marcadores cinemáticos e os referenciais do cisalhamento: plano, direção e sentido.

Os eixos máximos do elipsóide de deformação finita e as estruturas lineares são sempre "atraídas" (*fabric attractors*, Passchier, 1997) para a direção de maior fluxo tensional (Fossen, Tikoff & Teyssier, 1994; Teyssier & Tikoff, 1999; Tikoff & Wojtal, 1999).

Considerando que os referenciais cinemáticos e de cisalhamento são muito próximos nas áreas de deslocamentos direcionais, a caracterização da foliação e da lineação de estiramento permite uma aproximação do padrão cinemático presente e, a lineação de estiramento mineral pode ser interpretada como equivalente ao sentido do movimento ou transporte tectônico (Passchier & Trouw, 1997; Ramsay & Huber, 1997).

Zonas de movimentação direcional, pouco espaçadas lateralmente, podem coalescer, produzindo um padrão em blocos losangulares, deformados nas bordas e por vezes preservados de deformação no centro.

Segundo Coward (1976) e Coward & Potts (1983), tais blocos poderiam representar as partes de uma zona de cisalhamento onde ocorreu achatamento normal à zona, com marcadores em alto ângulo em relação à zona de cisalhamento. Isto poderia explicar estruturas em grande escala, como as dobras normais, com deformação por cisalhamento

simples superimposta e explicariam também a rotação e a deformação das dobras nas zonas de cisalhamento, produzindo transposição e milonitização, com conseqüente encurtamento paralelo às camadas e espessamento crustal (Teyssier & Tikoff, 1999; Tikoff & Wojtal, 1999).

A transpressão foi primeiramente conceituada por Harland (1971, *apud* Machado, 1997) como o regime de deformação presente em zonas de convergência oblíqua de placas (N.A.: semelhante ao proposto para a área do presente trabalho), atuando como intermediário entre a transcorrência e a compressão puras.

Sanderson & Marchini (1984) redefiniram o conceito de transpressão nos termos da elipse de deformação, baseados em Flinn (Flinn, 1962, *apud* Ramsay & Huber, 1997; Flinn, 1979) e, colocaram que o regime de transpressão envolve o cisalhamento puro e o cisalhamento simples combinados.

O regime de deformação compressiva é caracterizado no diagrama de Flinn (*op. cit.*) por elipsóides oblatos (K<1), enquanto o regime transtrativo é caracterizado por elipsóides prolatos (K>1). Portanto, o achatamento devido ao cisalhamento puro normal ao plano de cisalhamento predomina na transpressão e, o estiramento devido ao cisalhamento simples predomina na transtração.

A lineação de estiramento gerada pela transpressão poderia ser, para Sanderson & Marchini (*op. cit.*), horizontal ou vertical e a lineação gerada pela transtração seria horizontal. Ainda segundo este autor, a transpressão envolveria cisalhamento direcional, acompanhado de encurtamento horizontal (normal ao plano de cisalhamento) e estiramento vertical no próprio plano de cisalhamento (ao longo do eixo z). Portanto, o encurtamento perpendicular à zona de cisalhamento seria compensado pelo espessamento vertical, com conservação de volume.

Sengör (1992, *apud* Machado, 1997) dividiu os cinturões transpressivos em simétricos e assimétricos. Os cinturões transpressivos (orógenos) simétricos seriam os intracontinentais, com polaridade tectônica dupla e rotação de blocos crustais limitados por falhas transcorrentes e, os assimétricos poderiam ser tipo intracontinental, tipo intraoceânico ou de margem continental, com polaridade tectônica simples.

Prosseguindo nos estudos sobre o regime transpressional, Fossen & Tikoff (1993), colocaram que a deformação progressiva das rochas poderia ser explicada pela combinação de cisalhamento simples e cisalhamento puro, com ou sem variação de volume, considerando a orientação dos eixos de deformação finita do elipsóide de deformação com uma função do tipo da deformação atuante na área, transpressiva, transtrativa ou por cisalhamento simples.

Tikoff & Teyssier (1994) propuseram dois tipos de orógenos transpressionais

relacionados à convergência oblíqua de placas, conforme a predominância das componentes do cisalhamento puro ou do cisalhamento simples, considerando a importância da partição da deformação neste tipo de ambiente.

Para estes autores, nos orógenos com cisalhamento puro predominante há o desenvolvimento de falhas inversas e de empurrão, acompanhado pela geração de falhas transcorrentes que são responsáveis pela acomodação da deformação direcional, enquanto nos orógenos com cisalhamento simples predominante há o desenvolvimento de falhas transcorrentes, acompanhado pela geração de falhas de empurrão como reflexo da acomodação da deformação decorrente do encurtamento.

Em ambos os casos, falhas direcionais e reversas seriam formadas simultaneamente como partes do mesmo sistema transpressional, como resposta direta ao regime de esforços atuantes na área afetada, sem intervenção da partição da deformação.

O regime de deformação transpressional propiciaria o desenvolvimento de estruturas em flor, positivas na transpressão e negativas na transtração (Machado, 1997).

Evoluindo no conceito de transpressão, Teyssier & Tikoff (1999) colocaram que, sob regime transpressional, o *strain* acumulado provoca o achatamento puro até a lineação se tornar vertical, enquanto na transtensão o *strain* acumulado gera uma fábrica constricional, transformando a foliação de vertical para oblíqua e horizontal, com o aumento da deformação.

Estes autores, através de modelamento tridimensional, seguindo o modelo de transpressão-transtensão (pressupondo deformação homogênea e correlação entre os eixos de deformação finita com o par lineação-foliação nos tectonitos), investigaram os campos de estabilidade de orientação das foliações e lineações em zonas de convergência-divergência oblíquas com ângulos entre 0 e 20°. A estabilidade da fábrica mostrou ser controlada pelo componente coaxial da deformação, considerando a orientação do componente de cisalhamento simples.

Tikoff & Teyssier (*op. cit.*) consideraram que, se o carácter da transpressão, extrusão lateral ou mudança de volume numa região é estimado, então uma gama de possíveis ângulos de convergência ou divergência podem ser determinados, possibilitando importantes considerações sobre a tectônica desta região.

Os autores concluíram que, pressupondo deformação homogênea e relação direta entre a deformação e a fábrica da rocha deformada, quando a deformação combina componentes coaxiais e não coaxiais, a estabilidade dos marcadores foliação-lineação nos tectonitos, pode ser controlada pelas apófises de fluxo (*fabric atracctors*, Passchier, 1997), enquanto a forma e a estabilidade da orientação da fábrica pode ser controlada pelo componente coaxial da deformação.

Teyssier & Tikoff (1999) e Tikoff & Wojtal (1999) verificaram, no modelamento do regime transpressivo, que a presença de foliação vertical e lineação horizontal caracterizam zonas transtensionais ou transpressionais respectivamente mas, com a progressão da deformação finita, a lineação é reorientada progressivamente para a vertical na transpressão e a foliação é reorientada para progressivamente para a horizontal na transtensão, gerando resultantes oblíquas. Concluíram que zonas transpressivas, com escape lateral positivo, estabilizam a lineação próxima à horizontal, sob convergência oblíqua, permitindo o desenvolvimento de lineações próximas a horizontal, mesmo sob convergência oblíqua de alto ângulo.

Diques intrusivos em zonas de transtensão poderiam ainda particionar o componente compressivo da deformação, pois geram constraste de competência no conjunto rochoso (Goodwin & Tikoff, 2002) resultando em foliação próxima à vertical estável entre os diques. Se estes diques aproveitam principalmente o componente extensional, através de adição anisotrópica de volume, então a foliação sub ou vertical seria estabilizada nas rochas encaixantes, sob baixo *strain*. Se isto ocorre sob alto *strain*, então o efeito de estabilidade da foliação vertical seria reduzido, devido ao efeito do componente de cisalhamento puro associado com a extensão.

Considerando que a deformação em áreas policíclicas pode apresentar superposições sucessivas das estruturas associada à deformação heterogênea, Teyssier & Tikoff (*op. cit.*) sugeriram que a estabilidade dos marcadores cinemáticos e da fábrica da rocha deve ser considerada com cautela na interpretação tectônica.

Jiang & Williams (1999) corroboram com as considerações de Teyssier & Tikoff (1999) sobre a cautela necessária na interpretação tectônica através dos indicadores cinemáticos. Estes autores colocam que a correlação consistente entre estruturas e fábrica observadas na rocha podem apenas sugerir modelos de geração desta fábrica resultante, pois diferentes histórias cinemáticas poderiam produzir o mesmo resultado final.

Jiang & Williams (*op. cit.*) consideraram que, desde que o caminho (provável) de fluxo varia com o tempo, para histórias deformacionais irregulares (*non-steady*), as estruturas e fábrica não deveriam ser interpretadas assumindo direções constantes na direção dos vetores cinemáticos mas, deveriam ser investigados, *a priori* , a história evolutiva do estiramento e da rotação das linhas materiais ou outros elementos da fábrica, o que envolve o conhecimento dos padrões de deformação que, no caso de evolução temporal irregular (*non-steady*), não podem ser determinados retroativamente.

Nieto-Samaniego (1999) coloca que não há padrão cinemático que permita a determinação da orientação dos vetores de deslizamento considerando a reativação de planos de fraqueza pré-existentes, geração de novos falhamentos e interação entre

ambos, o que limita a análise tridimensional de falhamentos com vários *sets* associados, (e.g. falhamentos com simetria ortorrômbica), o cálculo dos tensores do *paleostress* e o cálculo da deformação horizontal máxima.

A área do presente estudo é constituída de rochas policíclicas, com diferentes comportamentos reológicos, deformadas em fases e intensidades diferentes que geraram padrões complexos de falhamento e, portanto, está sujeita às limitações na análise cinemática inerentes ao seu contexto geológico e características litológicas.

Em vista da complexidade da área estudada e sua posição em relação ao contexto geológico regional, consideramos que sua evolução pode ser investigada, a partir do modelo transpressional atualmente adotado para a região (Ebert et al., 1998 e Campos Neto, 2000) e, através de interpretações associadas das estruturas observadas em campo e pela ASM, que podem sugerir o padrão cinemático local, principalmente nas litologias granulíticas, onde as informações de campo são obtidas com maior dificuldade.

2.3. Anisotropia de susceptibilidade magnética - ASM

O magnetismo de rochas é uma ciência fundamentada nos conceitos de ferromagnetismo e domínios magnéticos, cujo estudo e técnicas são uma extensão dos estudos clássicos de materiais magnéticos, principalmente o ferro e seus compostos

As propriedades magnéticas das rochas e seus minerais constituintes proporcionam informações sobre sua formação e evolução física de seus componentes minerais.

As rochas onde a intensidade da magnetização (induzida ou remanescente) dependem da direção do campo aplicado apresentam anisotropia magnética.

A ASM é a quantificação da variação tridimensional da susceptibilidade magnética de um material e a susceptibilidade é uma função direta do campo aplicado.

A ASM pode ser representada por um elipsóide cujos eixos K1 (eixo maior), K2 (eixo intermediário) e K3 (eixo menor) correspondem respectivamente às susceptibilidades máxima, intermediária e mínima. O eixo maior (K1) é paralelo à orientação preferencial dos eixos maiores dos grãos ferromagnéticos e representa a lineação magnética e, o eixo menor (K3) é normal à orientação preferencial dos eixos menores, correspondendo ao pólo do plano de foliação magnética (Graham, 1954, *apud* Tarling & Hrouda, 1993).

Do ponto de vista estrutural, as rochas são anisotrópicas em diversas escalas, desde o afloramento até a seção delgada e, quando analisadas através da ASM, revelam a anisotropia de sua fábrica, que pode ser correlacionada com a fábrica tectônica destas rochas.

Na deformação contínua (e/ou metamorfismo progressivo) o eixo longo (K1) das

partículas magnéticas é orientado progressivamente na direção do esforço mínimo. Na deformação por cisalhamento, K1 é reorientado progressivamente na direção de estiramento das partículas e, na tectônica de empurrão, K1 é normal à direção do plano cujo pólo representa o eixo mínimo (K3) das partículas magnéticas. Estas reorientações de K1 e K3 com relação aos esforços permite que o elipsóide de susceptibilidade magnética possa ser aplicado, em alguns casos, para dedução de informações sobre a deformação dúctil que ocorre sob metamorfismo e deformação progressivos nas rochas (Hrouda & Janak, 1976).

Neste trabalho foi utilizada a técnica de anisotropia de susceptibilidade magnética sob baixo campo magnético indutor ($4x10^{-4}T$), em susceptibilímetro do tipo Kappabridge KLY - 3S do laboratório de anisotropia do Instituto de Geociências da USP.

2.3.1. Amostragem e equipamentos de análise

- Amostragem

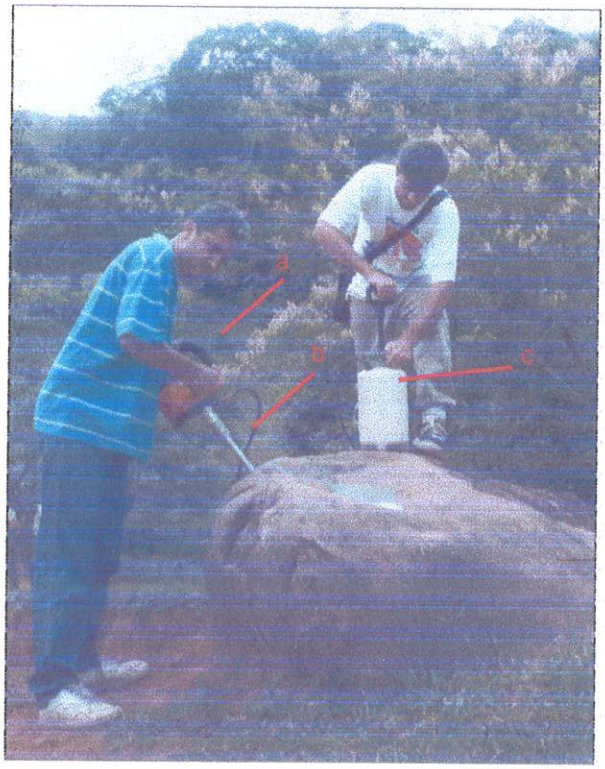
A malha de amostragem para ASM abrangeu larga extensão da área estudada. A amostragem foi intensificada nas áreas onde os marcadores cinemáticos mesoscópicos estavam escassos ou ausentes, buscando caracterizar as fábricas planar e linear.

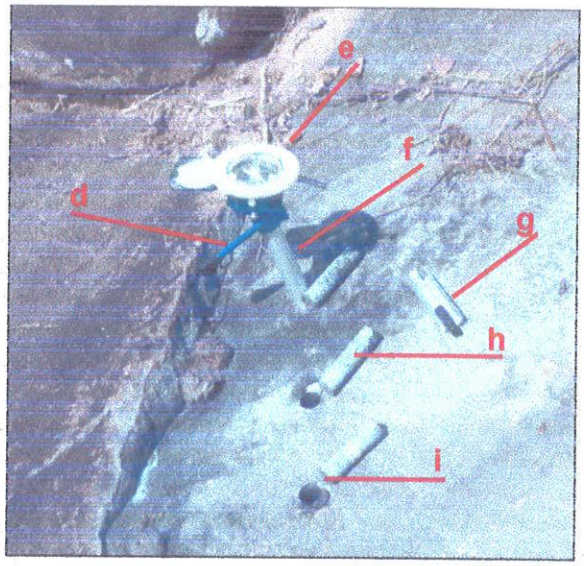
A amostragem foi feita com uma perfuratriz portátil movida à gasolina, (fig. 2.1.a.). Os cilindros de rocha foram extraídos com broca de coroa diamantada DTD (fig. 2.1.b.) que, no processo de corte usa uma mistura lubrificante de água e óleo mineral, através de bombeamento manual (fig. 2.1.c.).

Os cilindros de rocha obtidos em campo (fig. 2.1.h.) medem cerca de 12 cm de comprimento por 2,54 cm de diâmetro. Cada cilindro é orientado espacialmente através da leitura da direção e mergulho do furo numa bússola acoplada a um suporte cilíndrico de alumínio (fig. 2.1.f.). A atitude obtida é transferida para o testemunho usando um arame de cobre, que risca a rocha através de uma fenda (fig. 2.1.e.).

Os testemunhos são identificados imediatamente à coleta, com caneta de tinta permanente de ponta fina, usando como gabarito ½ canaleta de alumínio (fig. 2.1.g.) e traçando uma linha que aponta para o topo da amostra.

As informações referentes ao furo (identificação, posição, litologia, contato, etc.) devem ser anotadas e os testemunhos podem então podem ser transportadas para tratamento posterior. As amostras são cortadas manualmente no laboratório de preparação de amostras em serra apropriada.





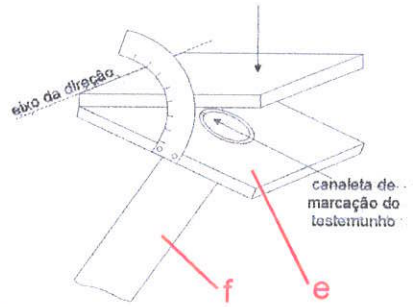


Fig. 2.1. Amostragem para o método de ASM.

a) perfuratriz à gasolina; b) sonda de alumínio com coroa diamantada; c) reservatório de água com óleo mineral para lubrificação do furo; d) nivelador da bússola; e) suporte para bússola; f) cilindro de alumínio para apoio da bússola e orientação do testemunho; g) canaletas para marcações e orientação do testemunho; h) testemunho retirado do afloramento; i) furo.

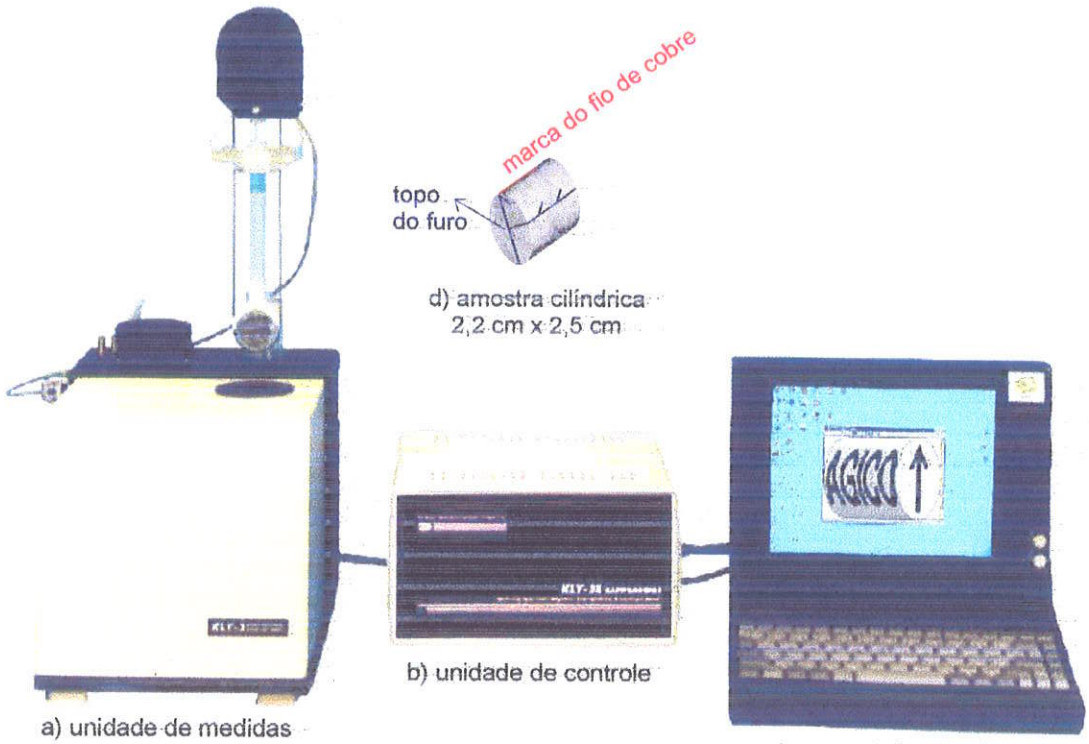


Fig. 2.2. Aparelho Kappabridge KLY - 3S
a) unidade de medidas; b) unidade de controle; c) computador; d) amostra orientada para análise.

Cada testemunho de 12 cm é partido em cilindros no tamanho de 2,2cm x 2,54cm (fig. 2.2.d.), tamanho exigido pelo porta-amostra (fig.2.2.e.) da unidade de medidas do Kappabridge KLY – CS (fig.2.2.a.). As sobras de corte podem ser usadas para análises petrográficas em lâmina delgada, seção polida, raios-X, MEV, etc.

As amostras cilíndricas obtidas a partir do corte dos testemunhos são remarcadas, seguindo a marcação original de orientação do furo, em cada cilindro e estas marcações são as guias para colocação do cilindro no porta-amostra do Kappabridge. Após esta remarcação as amostras são envolvidas por uma película de plástico-filme para evitar a contaminação dos aparelhos, durante a análise.

- Equipamentos de medida

O equipamento usado para medidas de susceptibilidade magnética média, total e da anisotropia de susceptibilidade magnética é o susceptibilímetro Kappabridge, KLY - 3S.

Este aparelho consiste de uma unidade coletora de medidas, uma unidade de controle do equipamento e um computador acoplado (figs. 2.2.a.; 2.2.b.; 2.2.c.), que usa *softwares* gerenciador, processador de cálculos e de plotagem.

O aparelho gera um campo de indutor de alta precisão e está equipado com sistema automático de calibragem e compensação de variações térmicas.

Este aparelho mede a susceptibilidade magnética de uma amostra cilíndrica em 3 posições perpendiculares. Durante cada série de medidas, a amostra é rotacionada espacialmente de modo que 15 medidas de susceptibilidade são obtidas em torno da amostra (fig.2.3.).

Estas medidas geram tensores de susceptibilidade, cujos valores são medidos em solenóides compensados de sexta ordem, com alto campo de homogeneidade, localizados no interior da unidade de medidas.

A medição é rápida, cerca de 2 min por amostra. A precisão das medidas é gerada por controle e ajuste interno automático de fatores como o erro estatístico, compensação das medidas pelas médias e compensação do *background* de susceptibilidade total.

Os dados são gerados em formato de arquivo padrão *run* e formato *raw* e transferidos digitalmente, direto da unidade de medidas para o computador, através da unidade de controle.

A parte digital do equipamento é baseada em componentes micro-eletrônicos e o microprocessador da unidade de controle gerencia totalmente as funções do KLY- 3S, que não possui nenhum botão de controle manual para o processamento dos dados (fig.2.2.b.).

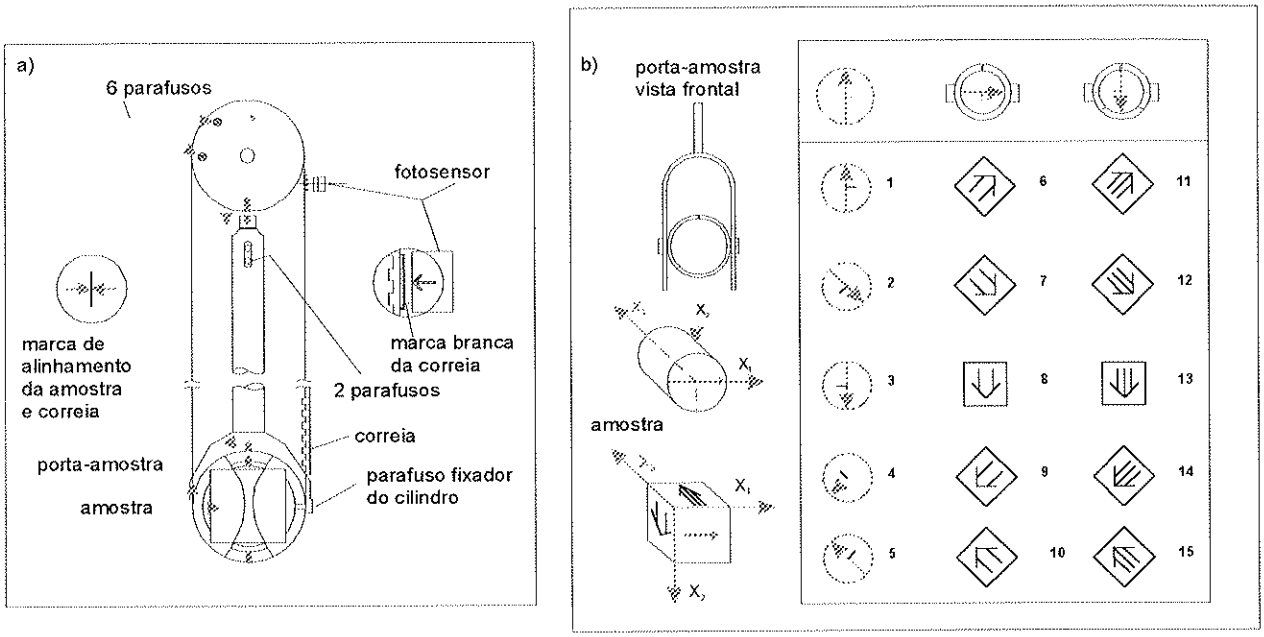


Fig.2.3. Esquema do posicionamento de amostras para análise no KLY - 3S.

a) Desenho esquemático frontal da parte superior do KLY – 3S que rotaciona as amostras, evidenciando o porta-amostra, sistema de correias e marcas de alinhamento. N.B.: a seta que orienta a amostra deve estar perfeitamente alinhada com a marca existente no porta-amostra, caso contrário serão gerados dados bipolares, sem significado geológico.

b) Amostra cilíndrica, marcada segundo a orientação do furo e conforme os eixos da própria amostra (x_1, x_2, x_3) é colocada e fixada manualmente no porta-amostras do susceptibilímetro (vista frontal, simplificada), primeiro alinhando x_1 com a marca existente no porta-amostras, quando é obtido um conjunto de medidas, depois alinhando x_2 e finalmente x_3; durante cada série de medidas, a amostra é rotacionada em 15 posições (desenhos de 1 a 15), que fornecem as medidas de susceptibilidade do material.

- Especificações técnicas do KLY-3S / KLY-3

Venda e suporte técnico dos equipamentos : AGICO, Co.; Freqüência de Operação: 875 Hz; Intensidade do Campo: 300 A/m; Homogeneidade do Campo: 0.2 %; Medida Média Automática: acima de 0,1 (SI); Sensitividade (típica): susceptibilidade total= 2.5×10^{-8} (SI), anisotropia= 1.2×10^{-8} (SI); Precisão entre as médias: ±0.1%; Calibragem de Precisão Absoluta: ±3%; Diâmetro do tubo interior do aparelho : 43 mm; Voltagem: 100-240 V, 50/60 Hz; Temperatura média de Operação: +15°C até +35°C; Umidade relativa do ar máxima: 80%; Dimensões e peso: unidade de gerenciamento: 260x160x250 mm / 4 kg, unidade coletora: 240x320x330 mm / 11 kg.

- *Softwares* usados para ASM

O processo de obtenção das atitudes (azimute e mergulho) e valores dos eixos do

elipsóide de ASM, da susceptibilidade média, de alguns parâmetros de forma de elipsóide de ASM, valores de confiança das medidas e outros dados de cada cilindro é gerenciado por um pacote de *softwares* associado ao sistema.

A planilha de dados resultante no final das medidas é obtida por este pacote de *softwares*, que é fornecido com o aparelho Kappabridge pela AGICO.Co.

O SUSAR é o *software* gerenciador e determina a ASM de rochas usando o KLY - 3S. O ANISOFT é o pacote de *softwares* que processa os dados de anisotropia obtidos no Kappabridge e transforma estes dados em coordenadas esféricas, permitindo a plotagem em estereogramas de rede equiárea para estudos.

O aparelho é calibrado, após o que o cilindro é colocado na unidade de medidas. A partir destas medidas, um valor de susceptibilidade total é medido e o tensor de susceptibilidade completo é calculado. Os erros estatísticos na determinação deste tensor são estimados usando um método baseado em princípios de estatística multivariante.

Os dados medidos, como o valor dos autovetores K1, K2 e K3, os parâmetros derivados do tensor de susceptibilidade, as orientações médias das direções principais de anisotropia e susceptibilidade e as orientações geográficas de K1, K2 e K3, são apresentados na tela e podem ser gravados em disquete.

2.3.2. Susceptibilidade magnética e ASM

Susceptibilidade magnética (K = M/H) é a relação entre o campo magnético aplicado (H) a um material e a magnetização (M) adquirida por este material devido à aplicação deste campo.

K é um escalar para corpos isotrópicos. Para corpos anisotrópicos, K é um tensor simétrico de segunda ordem que relaciona a intensidade do campo aplicado com a magnetização adquirida $M_i=K_{ij}H_j$, sendo ij as direções ortogonais 1,2,3. As direções e as intensidades dos vetores K_{ij} definem os principais eixos de susceptibilidade magnética.

Tanto M quanto H são expressos em Ampères por metro para a susceptibilidade volumétrica, usada neste trabalho.

As medidas de K são feitas em temperatura ambiente e sob baixo campo magnético indutor (< 1 mT). K é adimensional e expressa em unidades 'SI'.

Em geral, a susceptibilidade magnética varia de acordo com os valores do campo magnético aplicado e da temperatura aos quais é submetido um determinado material e também de acordo com as direções em que se mede a susceptibilidade magnética desse material, resultando em não-paralelismo dos vetores H e M.

2.3.2.1. Caracterização do elipsóide de susceptibilidade magnética

A susceptibilidade média (Km) de uma amostra é expressa pela relação (K1 + K2 + K3) / 3, onde K1, K2 e K3 correspondem às susceptibilidades máxima, intermediária e mínima da amostra, expressas em unidades SI (Nagata, 1961, Janak, 1965, *apud* Tarling & Hrouda, 1993) e seus valores representam os eixos do elipsóide de susceptibilidade (fig.2.4.).

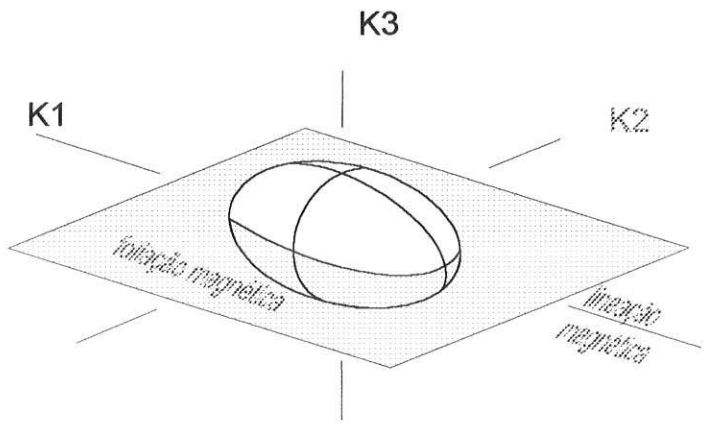


Fig.2.4. Elipsóide de susceptibilidade magnética.

K1 = eixo cujo valor escalar representa a susceptibilidade máxima (Kmax) e cuja atitude geográfica representa a lineação magnética; K2 = eixo cujo valor escalar representa a susceptibilidade intermediária (Kint); K3 = eixo cujo valor escalar representa a susceptibilidade mínima (Kmin) e cuja atitude geográfica representa o pólo da foliação magnética.

A ASM é expressa através deste elipsóide pela comparação dos valores de susceptibilidade ao longo dos três eixos ortogonais K1, K2 e K3. Se estes eixos são iguais, o elipsóide é esférico, portanto não há anisotropia. Se K1>K2≈K3, o elipsóide é prolato, e a anisotropia está contida no plano que contém K1 e K2. Se K1≈K2 e K2>K3, o elipsóide é oblato e a anisotropia está contida no plano que contém K2 e K3.

O elipsóide de susceptibilidade magnética é caracterizado por parâmetros que podem ser definidos a partir dos eixos de susceptibilidade magnética e, alguns destes parâmetros definem a fábrica magnética da rocha, como a anisotropia total (P), a anisotropia linear ou lineação (L) e a anisotropia planar ou foliação (F).

Os elipsóides podem ser interpretados como indicadores do alinhamento estatístico de grãos magnéticos alongados ou achatados. A susceptibilidade magnética média de uma rocha é devida à contribuição das susceptibilidades dos minerais ferromagnéticos e paramagnéticos, e sua anisotropia descreve a fábrica magnética desta rocha (Bouchez, 2000).

A forma deste elipsóide pode ser representada por uma gráfico de L em função de F

que equivale ao diagrama de Flinn. Neste diagrama, $K_{Flinn} = (L-1)/(F-1)$, onde $0 \leq K_{Flinn} < 1$ para os elipsóides oblatos e $K_{Flinn} > 1$ para os elipsóides prolatos.

Outra maneira de obter a forma do elipsóide de ASM é a plotagem do parâmetro T (de Jelinek) das amostras em estudo, onde $T \in [-1+1]$, $0 < T \leq 1$ para elipsóides oblatos e $0 > T \geq 1$ para elipsóides prolatos.

O parâmetro de forma do elipsóide (T) plotado em função do grau de anisotropia (P) das amostras fornece a forma do elipsóide e também a visualização de quanto deformado este elipsóide se apresenta. Nesta plotagem, valores de T entre 0 e 1 caracterizam elipsóides oblatos e valores de T entre 0 e –1 caracterizam elipsóides prolatos. O grau de anisotropia é visualizado pela posição da amostra no eixo de plotagem de P e podemos também verificar quão anisotrópicos são os elipsóides de cada campo.

2.3.2.2. Anisotropia magneto-cristalina e anisotropia de forma

Hrouda (1982), Borradaile (1988) e Hargraves *et al.* (1991) colocam que a anisotropia de forma e a anisotropia magnetocristalina são os mecanismos principais determinantes e representantes da fábrica magnética de uma rocha.

Os estudos sobre a aplicabilidade da ASM em estudos de petrofábrica colocam que esta é conseqüência do alinhamento preferencial dos minerais ferromagnéticos segundo a sua forma – anisotropia de forma, ou segundo a orientação de suas redes cristalinas – anisotropia magnetocristalina.

A petrofábrica de uma rocha pode ser caracterizada através da orientação planar e/ou linear dos seus componentes minerais, cujas atitudes são tomadas no campo e podem ser verificadas por análise microestrutural, sendo que esta petrofábrica pode ser comparada com a petrofábrica magnética (fig. 2.5.).

Nesta figura temos blocos diagrama esquemáticos da petrofábrica de rochas com orientação preferencial dos minerais tabulares (micas e hematita) e prismáticos (anfibólios) nas colunas à esquerda, representando a anisotropia magnetocristalina. Na coluna da direita temos a fábrica da magnetita, representando a anisotropia de forma.

Na fábrica planar, o alinhamento dos minerais ocorre normal à K3, no plano K1-K2, o elipsóide é oblato, a foliação predomina sobre a lineação. Na fábrica linear, o alinhamento dos minerais ocorre paralelo ao plano K1-K2, com o eixo longo dos minerais segundo a direção de K1, o elipsóide é prolato, a lineação predomina sobre a foliação.

A magnetita (polidomínio) apresenta anisotropia de forma, e seu eixo longo (de fácil magnetização) é paralelo à K1 na fábrica linear, o elipsóide é prolato. Na fábrica planar ocorre achatamento normal à K3, o elipsóide é oblato (fig.2.5.).

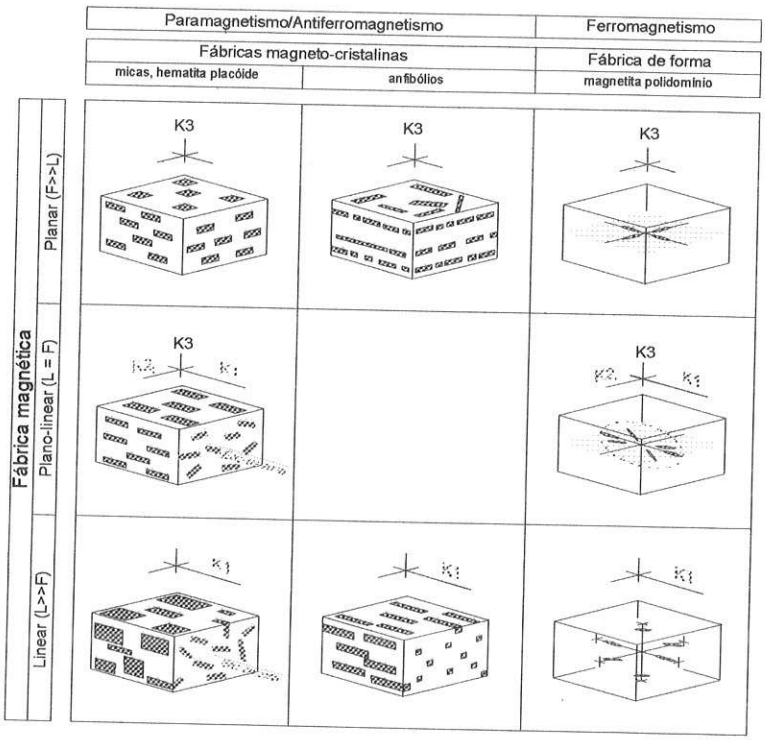


Fig.2.5. Anisotropia da fábrica magnética em relação à petrofábrica dos principais minerais magnéticos de rochas de composição granítica (fig.extraída de Archanjo, 1993).
K1, K2 e K3 são os eixos de susceptibilidade magnética dos minerais. K1 ≥ K2 ≥ K3. (*vide* texto acima)

A possibilidade de correlação entre a petrofábrica e a fábrica magnética das rochas permite associações estruturais que caracterizam marcadores cinemáticos e permitem análise estrutural através de dados de fábrica magnética.

Em rochas aparentemente isotrópicas, como as rochas granulíticas aflorantes na área desta dissertação, a medida das estruturas planares e/ou lineares em campo é difícil, tornando a ASM uma ferramenta relevante para o estudo da cinemática da área, que foi favorecido pela obtenção das relações entre a fábrica magnética dos minerais, suas anisotropias e pela possibilidade de obter direções de foliação e lineação magnética onde os equivalentes eram escassos ou inexistentes.

2.3.2.3. Parâmetros de Anisotropia Magnética

No estudo da ASM podem ser usados vários parâmetros(Jelinek, 1981; Hrouda, 1982) de acordo com a natureza da informação desejada, que podem ser definidos a partir dos eixos de susceptibilidade magnética e caracterizam o elipsóide de susceptibilidade magnética (Elwood *et al.*, 1988).

As diferenças entre os parâmetros derivam dos métodos de medida e cálculo destes

parâmetros. Susceptibilímetros medem diretamente os elementos do elipsóide de susceptibilidade total e fornecem diretamente os parâmetros baseados nas razões entre as magnitudes, enquanto os parâmetros baseados nas diferenças precisam ser calculados (Elwood *et al.*, 1988).

Os principais parâmetros de anisotropia em uso estão baseados nas razões entre as susceptibilidades principais, como o grau de anisotropia P, nas diferenças entre as susceptibilidades, como a anisotropia total H e na combinação entre as razões e diferenças das susceptibilidades principais, como a porcentagem de anisotropia H.

A fábrica magnética de uma rocha é definida pelos parâmetros P = K1/K3 (grau de anisotropia total), L=K1/K2 (anisotropia linear ou lineação magnética) e F = K2/K3 (anisotropia planar ou foliação magnética).

Os parâmetros utilizados nesta dissertação estão caracterizados abaixo e uma vez definidos, conforme recomendado na literatura (Elwood *et al., op.. cit.*; refs. *in* Tarling &Hrouda, 1993) serão utilizados nas tabelas, gráficos e texto através de suas notações.

K_m = (K1+K2+K3) / 3, susceptibilidade magnética média;

P = K1 / K3, grau de anisotropia (Nagata, 1961);

$P' = \exp\{2[(n1-n_m)^2+(n2-n_m)^2+(n3-n_m)^2]\}^{1/2}$, grau de anisotropia corrigido (Jelinek, 1981);

H = (K1-K3)/K2x100, grau ou porcentagem de anisotropia (Howell *et al.*,1958);

L = K1 / K2, anisotropia linear ou lineação magnética (Balsley & Buddington, 1960);

F = K2 / K3, anisotropia planar ou foliação magnética (Stacey *et al.*, 1960);

T = (2 ln K2 – ln K1 – ln K3) / (ln K1 – ln K3), parâmetro de forma do elipsóide (Jelinek, 1981).

Os parâmetros grau de anisotropia **P**, grau de anisotropia corrigido **P'** e grau ou porcentagem de anisotropia **H** são equivalentes, com diferenças a partir da segunda ou terceira casa decimal.

Foram elaborados gráficos de TxP' para cada afloramento analisado permitindo considerações sobre o tipo de elipsóide presente em nível de amostra, portanto, com controle petrográfico e, quando possível, estrutural de campo.

Nos gráficos de TxP' os elipsóides oblatos plotam valores de T positivos, próximos a +1 enquanto elipsóides prolatos plotam valores negativos, aproximados a –1 e elipsóides neutros (triaxiais) plotam com valores de T próximos à zero.

A plotagem do parâmetro L (ordenada) em função de F (abcissa) é similar a plotagem da lineação contra a foliação, ou *plotagem tipo Flinn* (Hrouda & Janak, 1976) onde a fábrica que apresenta elipsóides oblatos plota abaixo da inclinação do gradiente unitário e a fábrica com elipsóides prolatos plota acima desta linha.

A comparação da plotagem dos parâmetros P, P' e T em gráficos separados representando áreas com mesmas amostras possibilita a verificação da variação da forma associada a variação do grau de anisotropia do elipsóide, refletindo a anisotropia da fábrica para as amostras destas áreas e o grau de deformação do elipsóide.

A plotagem das foliações e lineações magnéticas em mapa estrutural fornece importantes informações referentes aos domínios estruturais presentes na área analisada e permitem comparações com o mapa estrutural de marcadores obtidos em campo.

O primeiro passo na interpretação da ASM é a verificação se os eixos magnéticos são coerentes com os eixos da petrofábrica esperada.

Entretanto, se esta verificação fosse sempre possível para ambos os elementos da petrofábrica (lineação e foliação), as justificativas para o uso da ASM como técnica auxiliar de obtenção desta petrofábrica seriam bastante reduzidas. Frequentemente a foliação pode ser obtida por meios convencionais e utilizamos a ASM para obter a lineação.

Simplificando, se K3 é normal à direção da foliação observada num dado ponto, podemos usar K1 como medida da lineação.

Rochette *et al.* (1999) realizou estudos sobre a relação usual entre ASM e a petrofábrica. A fábrica magnética dita "normal" corresponde à situação onde K1 é paralelo à lineação estrutural, caracterizando a fábrica linear e K3 é perpendicular à foliação estrutural, caracterizando a fábrica planar. Neste caso, a simetria do elipsóide de ASM reflete a simetria da petrofábrica (e.g. L<<F para petrofábrica planar). Em alguns casos, os eixos K1 e K3 estão invertidos, caracterizando fábrica magnética inversa e em outros casos os eixos K1, K2 e K3 estão trocados, caracterizando fábrica intermediária.

Segundo estes autores, fábricas magnéticas "anormais" ou reversas podem ocorrer em rochas afetadas por deformação intensa, em rochas com petrofábrica sob efeito de minerais paramagnéticos, magnetita simples-domínio ou óxidos e sulfetos secundários.

Conforme a correlação verificada entre a petrofábrica e a fábrica magnética, as amostras analisadas no presente trabalho apresentaram fábricas magnéticas normais, permitindo o uso direto de K1 representando a lineação e K3 o pólo do plano de foliação magnéticas.

2.3.3. Magnetismo e caracterização da mineralogia magnética

O campo magnético da Terra provoca um campo secundário induzido nas rochas que contém minerais magnéticos, com intensidade proporcional à intensidade do campo geomagnético, onde a constante de proporcionalidade é a susceptibilidade magnética da rocha. O alinhamento de um cristal alongado suspenso de magnetita (magnetização, M)

conforme a direção dos pólos norte e sul da Terra (campo magnético, H) são relacionados por uma constante de proporcionalidade (susceptibilidade magnética, K) e esta relação é o princípio da bússola e um dos fundamentos do estudo de magnetismo de rochas.

A caracterização da mineralogia magnética das rochas pode ser feita através de métodos magnéticos e/ou convencionais variados e, neste trabalho foi usada a microscopia com luz refletida, em seções polidas.

Os minerais apresentam diferentes comportamentos magnéticos, que podem ser visualizados no gráfico que relaciona o campo magnético induzido (H) com a magnetização (M) (fig. 2.6.).

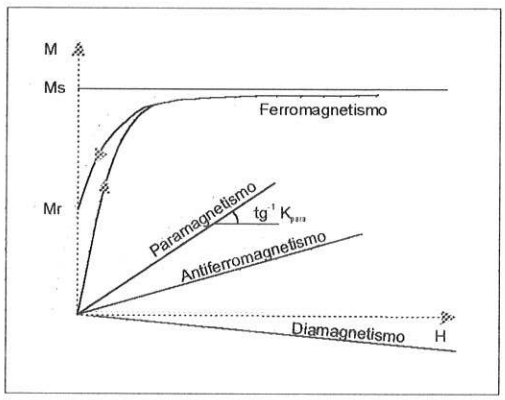


Fig.2.6. Comportamentos magnéticos conforme a relação M/H.

A susceptibilidade magnética (K) varia em função dos diferentes comportamentos magnéticos. A declividade das retas define o valor de K para os minerais paramagnéticos, antiferromagnéticos e diamagnéticos. K: razão entre M (magnetização) e H (campo magnético induzido)

Para os minerais ferromagnéticos: Ms: magnetização de saturação, o ferromagnetismo mostra susceptibilidade fortemente positiva em campo fraco mas que se anula em campo forte devido à Ms; Mr: magnetização remanescente, os minerais ferromagnéticos apresentam uma imantação residual ou remanescente, mesmo sob campo indutor nulo. (figura extraída de Dunlop *et al.*, 1997)

Os minerais ferromagnéticos possuem susceptibilidades magnéticas até $1x10^6$ vezes maiores que os diamagnéticos e paramagnéticos.

Como visto na figura acima, a susceptibilidade magnética (K) varia conforme os tipos de comportamento magnético: o ferromagnetismo, o paramagnetismo, o antiferromagnetismo e o diamagnetismo.

- Diamagnetismo

Em todos os materiais, o campo magnético aplicado resulta na alteração das órbitas eletrônicas, gerando um momento magnético oposto ao campo indutor aplicado.

Este efeito negativo é o diamagnetismo e esta forma de magnetização ocorre em todos os materiais.

A susceptibilidade diamagnética pode ser cancelada por dois efeitos positivos maiores em algumas substâncias, o paramagnetismo e o ferromagnetismo.

O diamagnetismo existe somente na presença de um campo magnético externo aplicado e independe de temperatura, possuindo valor de susceptibilidade magnética negativo. A susceptibilidade diamagnética é da ordem de 10^{-5} SI ou inferior. O feldspato, grafite e quartzo são minerais diamagnéticos.

- Paramagnetismo

O paramagnetismo é o efeito produzido pelo alinhamento dos dipolos atômicos com o campo magnético externo aplicado. Como exemplos de minerais paramagnéticos temos biotita, muscovita, anfibólio e piroxênio.

- Ferromagnetismo

O ferro e outros elementos ferromagnéticos e.g. cobalto, níquel e manganês, com fracas magnetizações permanentes, se tornam fortemente magnetizados quando expostos a um campo magnético.

O ferromagnetismo é o magnetismo que ocorre em substâncias onde os spins eletrônicos estão emparelhados por forças de interação ou superinteração quânticas, com todos os vetores dos spins eletrônicos na mesma direção em cada unidade elementar de volume (Collinson, 1982; Jacobs, 1989).

Há três tipos de ferromagnetismo:

- ferromagnetismo s.s., onde os materiais ferromagnéticos adquirem magnetização espontânea muito forte, de mesma direção e sentido, e.g. ferro, cobalto, níquel e manganês;

- ferrimagnetismo, onde um dos dois retículos magnéticos antiparalelos é maior que o outro, causando uma magnetização remanescente mesmo na ausência de campo magnético externo. Neste caso o momento magnético resultante é diferente de zero quando o campo magnético externo é nulo, e.g. magnetita, pirrotita, hematita (fraco).

- antiferromagnetismo, onde o retículo magnético do material é magnetizado em direções exatamente iguais e sentidos opostos, ou seja, os momentos magnéticos resultantes dos subdomínios paralelos e antiparalelos se cancelam.

A susceptibilidade magnética resultante é pequena, da ordem das substâncias paramagnéticas, e.g. ilmenita.

2.3.3.1. Minerais magnéticos

Minerais magnéticos são os minerais que conservam uma magnetização remanescente M_R, depois de afetados por um campo magnético, natural ou artificial.

O estudo dos minerais que conservam magnetização remanescente natural e a origem desta magnetização são relevantes para o estudo do paleomagnetismo e também para estudos de geologia estrutural, análise cinemática e evolução geotectônica.

O conteúdo de minerais magnéticos das rochas varia de 0,3 a 1% e causam diferentes respostas quanto ao comportamento magnético, de acordo com ocorrência como minerais primários ou secundários, variações na granulometria, presença de soluções sólidas, como magnetita, ilmenita e hematita (fig.3.1.e.14.) ou pela presença de impurezas em sua estrutura.

Os métodos para identificação e caracterização de minerais magnéticos são a microscopia ótica de luz refletida, a difratometria de raios-X, a microscopia eletrônica de varredura, a espectroscopia Mössbauer e métodos magnéticos, como a análise das temperaturas de Curie (temperatura na qual as vibrações térmicas impedem o emparelhamento quântico entre os elétrons, eliminando o ferromagnetismo).

Para estudo destes minerais magnéticos foram desenvolvidas várias técnicas como a NRM (magnetização remanescente natural), a PTRM (magnetização termo-remanescente parcial), a ARM (magnetização remanescente anisterética) e a ASM (anisotropia de susceptibilidade magnética).

Instrumentos como balanças de Faraday, magnetômetros de vibração e giro e susceptibilímetros medem a magnetização e/ou a susceptibilidade com alta precisão, pois os minerais magnéticos ocorrem em quantidade pequena em relação ao volume total da rocha.

2.3.3.2. Caracterização dos minerais magnéticos identificados

- Magnetita (Fe_3O_4) ($Fe^{+2}\ Fe_2^{+3}\ O_4$) (Prancha 5, fot.24.; fot.26.)

A magnetita é o principal mineral responsável pelo magnetismo nas rochas; pertence ao grupo dos espinélios, que são óxidos cristalizados segundo o sistema cúbico, compondo uma série normal e outra inversa em função da distribuição dos elementos químicos nos seus sítios cristalinos (Waychunas, 1991; Dunlop *et al.*, 1997), (fig.2.7.).

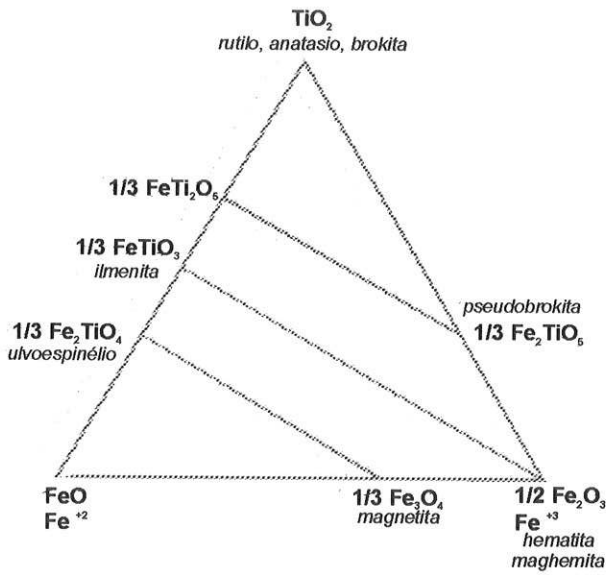


Fig. 2.7. Diagrama de fases do grupo dos espinélios.
(modificado de Dunlop *et al.*, 1997)

A magnetita, em seção polida, tem cor cinza clara, ou cinza castanho-claro, é isótropa com nicóis cruzados e possui T_{Curie}: 578° C (Collinson, 1983; Peckett, 1992).

Este mineral possui certas direções cristalográficas preferidas pela magnetização de saturação, chamadas de eixos de fácil magnetização, ao longo de <111> e outras de difícil magnetização, ao longo de <100> (fig.2.8.), devido à diferença da energia potencial magnética requerida para estabelecer um campo H com magnetização M (M média de todos os domínios). Esta ddp magnética consiste na medida da anisotropia magnetocristalina do mineral (Dunlop *et al.*, 1997).

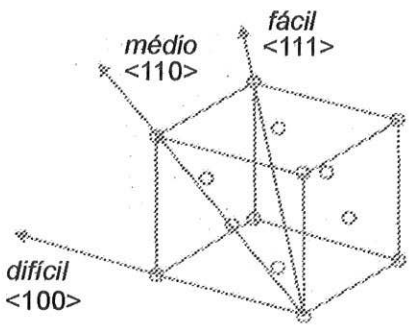


Fig. 2.8. Parte da cela unitária da magnetita com eixos preferenciais de magnetização. (figura modificada de Dunlop *et al.*, 1997)

É um espinélio inverso com os íons de ferro distribuídos em função da temperatura, pois a magnetita é comumente deficiente em cátions e os sítios vagos causam um desvio

na sua estequiometria. Os sítios reticulares vazios e os íons intersticiais mudam seu posicionamento com a temperatura, causando deslizamentos intracristalinos (Lagoeiro, 1998, 1998b).

A magnetita tem cela unitária com íons de oxigênio arranjados em empacotamento cúbico compacto com momento magnético intenso, possuindo ferrimagnetismo devido aos momentos atômicos diretamente opostos (Peckett, 1992).

- Hematita (αFe_2O_3) $(Fe^{3+})_2 O_3$ (Prancha 8, fot.37.)

A hematita primária pode se formar a partir de magnetita de alta temperatura, por oxidação, e também pseudomorfa sobre a magnetita (martitização). Ocorre frequentemente em cristais que alternam lamelas de exsolução magnetita-hematita, ou hematita-ilmenita (Lagoeiro, 1998, 1998b).

Em processo secundário a hematita pode se formar como produto de inversão de maghemita, durante um reaquecimento da rocha, ou pela desidratação da goethita e precipitação de cimento ultrafino de hematita em sedimentos porosos ricos em ferro.

A hematita pertence ao grupo dos espinélios, e forma série com a magnetita e com a ilmenita. Cristaliza no sistema trigonal, arranjo hexagonal compacto. Apresenta cores do branco ao azul acinzentado pálido e reflexões internas vermelho-vivo sob luz refletida.

Possui anisotropia magnetocristalina iônica e também dipolar, com sinais contrários. É fracamente ferromagnética, com T_{Curie}: 675^{0}C.

A magnetização remanescente da hematita é fraca se comparada com a da magnetita, mas não é irrelevante. Apresenta a mais alta temperatura de bloqueio remanescente em rochas e pode permanecer aquecendo durante condições metamórficas que ressetariam a remanescência da magnetita (fig.3.20 *in* Dunlop *et al.*, 1997).

A forma γFe_2O_3, maghemita, possui estrutura do tipo espinélio e não foi identificada neste estudo.

- Ilmenita ($FeTiO_3$) (Fe^{2+} Ti^{4+} O_3) (Prancha 5, fot.25.)

A ilmenita é um mineral de titânio, fracamente magnético, do grupo dos espinélios, membro final rico em titânio da solução sólida entre hematita e ilmenita . Esta série constitui os equivalentes oxidados dos minerais da série de solução sólida entre ilmenita e maghemita. Estes minerais têm diferentes composições, mas ocupam o mesmo ponto no diagrama ternário, e.g. maghemita (cúbica) e hematita (romboédrica) plotam no mesmo canto inferior direito (fig.2.7.) (Dunlop *et al.*, 1997).

A ilmenita cristaliza no sistema hexagonal, empacotamento hexagonal compacto e, retículo romboédrico centrado. Possui birreflectância branca acinzentada com reflexos

castanhos e pleocroísmo de reflexão claro, o que a distingue da magnetita. Quando comparada diretamente com hematita, a ilmenita mostra pleocroísmo branco a castanho-claro (Peckett, 1992).

A ilmenita é antiferromagnética devido ao vazio em seu centro de simetria gerado por substituição de íons de ferro trivalente por combinações de íons de Fe^{+2} e Ti^{+4} (Banerjee, 1991).

A ilmenita e a hematita formam solução sólida completa em 1.050° C e, conforme a temperatura decresce a miscibilidade diminui, até a exsolução em ≈950° C.

A oxidação da ilmenita pode ocorrer em três estágios sucessivos, desde ilmenita com manchas de alteração, óxido de titânio e ferro amorfo ao leucoxeno (Dunlop *et al.*, 1997).

- Goethita (α FeOOH) (Prancha 6, fot.34.)

A goethita é um hidróxido de ferro, cristalizado no sistema ortorrômbico, composto por um empilhamento de camadas de oxigênio e hidroxila em empacotamento compacto, com arranjos internos dos íons de ferro e titânio em sítios octaédricos e tetraédricos.

A goethita ortorrômbica (α FeOOH) se transforma em romboédrica (α Fe_2O_3) pela remoção de camadas de hidroxila e de alguns oxigênios em linhas paralelas a ao eixo c para formar água.

A goethita é antiferromagnética, porém, magnética em chama redutora, possuindo T_{Curie} : 120°C. Pequenas quantidades de impurezas rebaixam consideravelmente este valor.

A goethita origina a hematita por desidratação, em temperaturas entre 250 e 400°C, com quem intercresce, ficando superparamagnética, (não conserva magnetização remanescente). Adquire um magnetismo superimposto, bem mais fraco que o da hematita. A forma dos cristais de goethita é preservada, mas cada cristal contém muitos microcristais de hematita.

- Pirrotita [Fe_7S_8 ($Fe_{1-\chi}$ S, 0 > χ <0,125)] (Prancha 5, fot.22.; fot.25.)

A pirrotita é um sulfeto de ferro cristalizado no sistema. monoclínico, pseudo-hexagonal, com arranjo prismático trigonal. T_C : 320° C (Dunlop *et al.*, 1997).

Apresenta, em seção polida, cores de anisotropia cinza-amareladas a cinza-castanhas com vermelho-amarronzado e, reflexos de vermelho-amarronzado, sob luz refletida (Peckett, 1992).

A pirrotita natural é uma mistura de pirrotita hexagonal, antiferromagnética e monoclínica, ferrimagnética, com M_R natural maior que a magnetita.

A pirrotita apresenta comportamento mais próximo ao de uma mistura de fases de $Fe_7 S_8$ que é ferrimagnética com $Fe_9 S_{10}$ do que como um membro da série da solução sólida que faz com a troilita (FeS), que é antiferromagnética.

Seu ferrimagnetismo advém (semelhante a maghemita) da deficiência de cátions e da ordem dos vazios, o que explica a superestrutura mais simples em altas temperaturas e a maior desordem em baixas temperaturas. Na medida em que aumenta a deficiência em ferro na pirrotita, diminuem os parâmetros da sua rede cristalina (Waychunas, 1991).

O arranjo regular das vacâncias origina uma simetria baixa, com propriedades magnéticas características. A pirrotita tem eixo c de simetria hexagonal, na direção de difícil magnetização, com os íons de ferro e enxofre confinados em planos c alternados, que formam dois subretículos magnéticos (fig.2.9.).

A pirrotita apresenta magnetização confinada ao eixo c e, o arranjo preferencial dos vazios de um dos subretículos distorce o retículo hexagonal para o monoclínico e confere um momento ferrimagnético intenso em torno de 80 KA/m.

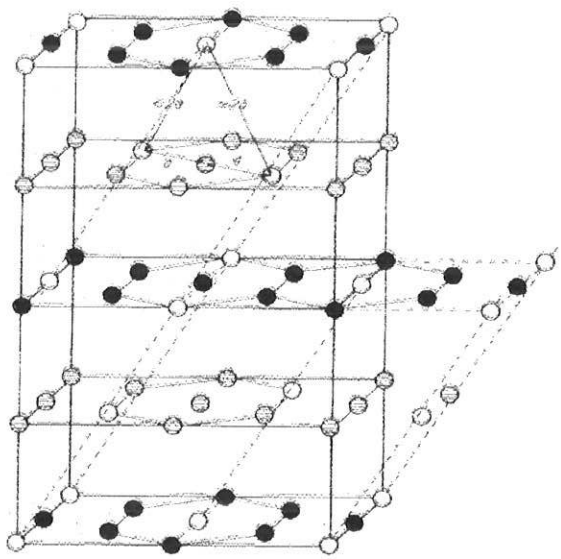


Fig.2.9. Estrutura cristalina e magnética da pirrotita.

Estrutura magnética e distribuição das vacâncias (círculos abertos) e íons de Fe^{+2} (esferas pretas e hachuradas, de momentos magnéticos opostos) na pirrotita.

A estrutura básica é hexagonal, com subretículos magnéticos correspondendo a planos basais alternados. As vacâncias (vazios) são arranjadas em super-retículos monoclínicos (linhas tracejadas) e estão arranjadas preferencialmente em um dos dois sub-retículos magnéticos, originando o momento ferrimagnético intenso da pirrotita. (extraído de Stacy & Banerjee, 1974 *apud* Dunlop, 1997)

A pirrotita hexagonal (Fe_9S_{10}) também é ferromagnética acima da temperatura de transição, diagnóstica da pirrotita hexagonal, $T\lambda = 200^{\circ}$ C.

2.3.3.3. Fábrica magnética

Os minerais constituem fases com comportamentos magnéticos distintos nas rochas e a magnitude da anisotropia, seja associada com minerais de diamagnéticos, paramagnéticos ou ferromagnéticos, depende de dois fatores principais: a anisotropia intrínseca das partículas e o grau de seu alinhamento.

A anisotropia das partículas individuais abrange dois componentes, que são a anisotropia magnetocristalina e a anisotropia de forma.

A anisotropia magnetocristalina é a tendência de certos minerais à orientação da sua rede cristalina segundo os seus eixos preferenciais de magnetização, os quais coincidem com os eixos de mais fácil magnetização.

A anisotropia de forma consiste no alinhamento dos spins eletrônicos pela ação de um campo magnético indutor, que cria pólos magnéticos norte e sul em pontos opostos da superfície de cada grão (Tarling & Hrouda, 1993). Ocorre o alinhamento do eixo de fácil magnetização paralelo ao eixo longo do mineral, geralmente em minerais fortemente magnéticos, com susceptibilidade K>1 (Rochette *et al.*, 1999).

As principais diferenças nas respostas anisotrópicas de cada mineral são determinadas por seus respectivos tamanhos de grão (Ruf *et al.*, 1988). Enquanto na anisotropia magnetocristalina dominam os minerais paramagnéticos (hematita,pirrotita), na anisotropia de forma os minerais ferromagnéticos (magnetita) são os responsáveis pela ASM (Tarling & Hrouda, 1993, Rochette *et al.*, 1999).

A anisotropia magnética de uma rocha é maximizada se os eixos cristalinos de fácil magnetização coincidem com eixos longos quanto à forma cristalina. Entretanto, métodos analíticos não determinam a porcentagem exata da contribuição das anisotropias magnetocristalina e de forma na anisotropia total da rocha (Tarling & Hrouda, 1993).

Quanto ao comportamento magnético dos minerais, mesmo uma pequena quantidade de minerais ferromagnéticos (e.g. magnetita, pirrotita) é suficiente para que a fração ferromagnética domine a susceptibilidade total da rocha. Borradaile (1987) demonstrou que na medida que a quantidade de magnetita aumenta, a susceptibilidade e a anisotropia da rocha devida aos silicatos tendem ao valor da magnetita real (fig.2.10.).

- Inclusões de minerais magnéticos em silicatos

Rochas granulíticas possuem silicatos máficos como ortopiroxênio, clinopiroxênio e anfibólios, sendo este último frequente quando estas rochas são afetadas por processos de retrometamorfismo. Possuem também minerais opacos como magnetita e ilmenita e,

ocasionalmente sulfetos magnéticos como a pirrotita. Geralmente a magnetita é o mineral responsável pela susceptibilidade da fábrica magnética destas rochas, ainda que na forma de inclusões.

Estudos sobre o efeito de impurezas em silicatos máficos como piroxênios ortorrômbicos e piroxênios monoclínicos de rochas granulíticas mostraram que os eixos cristalinos destes silicatos apresentam fraca correlação com os eixos principais de ASM e também que a susceptibilidade magnética total média destes minerais é fortemente afetada pela presença das inclusões de magnetita (Lagroix & Borradaile, 2000).

Estes autores verificaram que o ortopiroxênio com inclusões de magnetita mostrou K_{max} paralelo ao eixo c do cristal, sem orientação preferencial das inclusões no retículo do silicato. No clinopiroxênio, de simetria cristalina menor, as inclusões mostraram os 3 eixos de susceptibilidade inclinados para o eixo b do cristal.

Considerando que as inclusões de magnetita nestes silicatos (orientadas ou não) causaram as diferenças entre o valor esperado e o valor de susceptibilidade encontrado por medidas de ASM e ARM nos cristais de piroxênio estudados, Lagroix & Borradaile (*op. cit.*) concluíram ser necessária grande cautela na interpretação da orientação cristalográfica preferencial pela ASM destes silicatos máficos.

Concluíram também que, quando inclusa nos silicatos máficos, a magnetita é a responsável pela fábrica magnética da rocha, mas a orientação de seus eixos de ASM não reflete necessariamente a orientação cristalográfica preferencial encontrada nos cristais de piroxênio e anfibólio, podendo causar fábrica magnética inversa ou intermediária.

2.3.4. ASM e análise estrutural de rochas metamórficas

As rochas mostram respostas diferentes em relação à deformação e revelam a anisotropia da fábrica magnética, pois são anisotrópicas em diferentes escalas.

A ASM conserva o registro da deformação mesmo em rochas fracamente magnetizadas e as orientações dos eixos do elipsóide de deformação mostram excelente correlação com as orientações dos eixos do elipsóide de ASM. Existe também uma forte correlação entre a lineação de estiramento mineral (que marca a direção do fluxo em zonas de cisalhamento) e a orientação dos grãos alongados de magnetita, que são rotacionados nesta mesma direção de estiramento (Ruf *et al.*, 1988).

Tarling & Hrouda (1984) propuseram uma visão do comportamento da anisotropia e da susceptibilidade magnética para rochas sedimentares, ígneas e metamórficas.

Estes autores verificaram que as rochas sedimentares apresentam baixa susceptibilidade (<[$5x10^{-4}$] $0,5x10^{-3}$ SI) e baixo grau de anisotropia (P < 1,05) e nas rochas

vulcânicas a susceptibilidade é muito maior (~[10^{-2}] 0,1x10^{-3} SI), mas o grau de anisotropia permanece similar (P<1,05).

Para as rochas granitóides a susceptibilidade varia de [1x10^{-5}] (0,01x10^{-3}) SI a [5x10^{-2}] (0,5x10^{-3}) SI e o grau de anisotropia varia de muito baixo a P=2.

Tarling & Hrouda (*op..cit.*) verificaram que as rochas metamórficas de baixo grau apresentam baixa susceptibilidade (< [4x10^{-4}] 0,4x10^{-3} SI) e baixa a moderada anisotropia, com P entre 1,05 e 1,15 e H variando entre 5-15%).

As rochas metamórficas félsicas apresentam baixas susceptibilidades e baixos valores no grau de anisotropia (Tarling & Hrouda, *op..cit.*).

Nas rochas metamórficas máficas como anfibolitos encontraram susceptibilidades variando entre [5x10^{-4}].(0,5x10^{-3}) e [1x10^{-2}].(0,1x10^{-3}) SI enquanto a anisotropia variou de pouco a mais de 100%. A fábrica magnética nos anfibolitos menos anisotrópicos é preferencialmente controlada pela hornblenda e pela magnetita nos fortemente magnetizados e anisotrópicos.

As estruturas mais comuns nas rochas metamórficas são a foliação e a lineação e mesmo as estruturas mais complexas são representadas por estas estruturas, como ocorre nas zonas de cisalhamento (Paterson *et al.*,1989; Ramsay & Ruber, 1997).

Considerando a deformação produzida pelo cisalhamento foi observado que, sob deformação progressiva, o eixo mais longo das partículas magnéticas sofre reorientação na direção de estiramento das mesmas, gerando uma anisotropia de forma que reproduz a cinemática que afetou a região (Borradaile, 1988).

As relações entre os elipsóides da fábrica mineral e da fábrica magnética da rocha, obtidas a partir de experiências de laboratório e modelagem numérica, mostram concordância e a validade da sua utilização para caracterizar o comportamento estrutural e cinemático de uma área a partir de estudos de ASM, corroborados por dados estruturais obtidos em campo ou outros métodos auxiliares (Borradaile, 1987, 1988, 1991; Borradaile & Alford, 1987; Tarling & Hrouda, 1993).

Borradaile (1987) trabalhou com modelamento experimental de anisotropia de susceptibilidade magnética de rochas constituídas por uma composição mineralógica específica, visando verificar efetivamente a correlação entre ASM e deformação em tectonitos metamórficos.

O modelo de ASM para rochas de Borradaile (*op. cit.*) pressupõe susceptibilidades máxima, intermediária e mínima coaxiais e perfeitamente alinhadas e, que a rocha modelo é homogênea. A matriz da rocha modelo é composta de plagioclásio, que tem susceptibilidade de –3x10^{-6} SI /cm^3, diamagnético e quase isotrópico.

Os grãos de magnetita usados no modelamento foram separados de rochas

metamórficas, pois a anisotropia da magnetita é influenciada pela forma do grão e poderiam apresentar anisotropias distintas, conforme derivados de rochas metamórficas ou sedimentares.

Borradaile (*op. cit.*) caracterizou os efeitos da presença de magnetita na composição média de rochas modelo e construiu um gráfico de L (K1/K3) em função de F (K2/K3) mostrando as variações da forma do elipsóide de susceptibilidade (prolatos ou oblatos) conforme a variação do teor de magnetita comparado ao de outros silicatos (fig.2.10.).

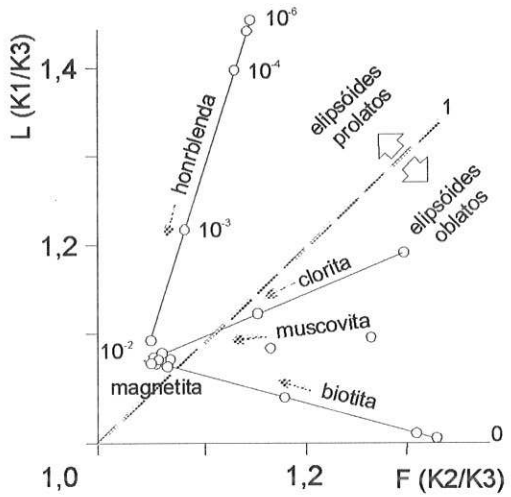


Fig.2.10. Variação dos parâmetros de anisotropia L e F com o teor de magnetita (modificado de Borradaile (1987), *apud* Archanjo, 1993).

A anisotropia intrínseca da magnetita usada neste modelo é de L=1,07 e F=1,04.

Neste gráfico, K1, K2 e K3 são as susceptibilidades principais da rocha modelo e cada linha no gráfico corresponde à variação na susceptibilidade de uma rocha em que 40% de sua susceptibilidade é carregada pelo mineral nomeado na linha.

Os círculos no extremo distal de cada linha indicam a anisotropia na presença de 1 x 10 E-6 % de magnetita. Os círculos ao longo das linhas indicam os aumentos sucessivos no teor de magnetita (segundo as setas). A maior proporção de magnetita (1%) plota muito próxima ao ponto onde plota a anisotropia intrínseca da magnetita pura usada neste modelamento.

As mudanças na forma do elipsóide de ASM são substanciais, de oblato a prolato nos casos extremos, de acordo com a variação no teor de magnetita.

No gráfico acima, em cada caso, a forma do elipsóide é determinada pelo silicato magnético. Entretanto, quando a proporção volumétrica de magnetita aumenta, a anisotropia da rocha progressivamente se aproximando ao valor da magnetita escolhido para o estudo, mudando a forma do elipsóide.

Deste estudo, Borradaile (*op..cit.*) concluiu que a possibilidade de estabelecer a correlação entre a magnitude da deformação finita em rochas metamórficas poliminerálicas e a ASM é feita com dificuldade em tectonitos metamórficos com traços de magnetita, pois esta provoca efeitos que obliteram os efeitos causados pela deformação na orientação da

forma do elipsóide de ASM.

O tratamento e interpretação das estruturas magnéticas deve considerar que estas podem não representar uma cópia fiel da orientação das estruturas da rocha e a comparação das estruturas magnéticas com os dados estruturais de campo é indispensável para corroboração dos dados.

Aspectos importantes como a mineralogia simples da rocha e a interação entre esta fábrica normal e a fábrica magnética, muito importante no processo de cristalização, devem ser considerados e relevados (Archanjo, 1993) bem como inclusões primárias de minerais magnéticos nos silicatos da rocha e processos secundários de geração de óxidos e sulfetos, pois estes processos promovem respostas que refletem uma superposição das fábricas nos diferentes eventos que afetaram a rocha e podem obliterar a fábrica magnética que responde pelo evento específico em estudo.

3. Petrografia e Metamorfismo

As litologias encontradas na área durante a pesquisa estão descritas petrograficamente e agrupadas pelas similaridades mineralógicas, metamórficas e estruturais dentro do contexto dos Complexos Juiz de Fora (Ebert, 1956, *apud* Dehler, 1996; Hasui *et al.* 1981, *apud* Baptista, 1984; Barbosa & Grossi Sad, 1983) e Paraíba do Sul (Ebert, 1955, *apud* Dehler, 1996; Brandalise *et al.*,1976, *apud* Brenner *et al.*, 1980). Localmente afloram litologias pertencentes à Suite Intrusiva Espírito Santo (Machado Filho *et al.*, 1983) e ao Gnaisse Eugenópolis (Rosier, 1965, *apud* Machado Filho *et al.*,1983; Machado Filho *et al.*, 1983).

Nesta estudo petrográfico foram utilizados os conceitos presentes em Streckeisen (1974, 1975, 1976); Katz (1972); Winkler (1977); Tröger (1979); Philpotts (1989); Peckett (1992); Ramdohr (1980); Ixler (1990) e Craig & Vaughan (1994).

No presente trabalho, o termo granulito designa as rochas de granulação fina, textura granuloblástica, coloração escura esverdeada, aspecto homogêneo e maciço, portadoras de paragêneses metamórficas inequívocas da fácies granulito, como ortopiroxênio, ou ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio e , o adjetivo granulítico caracteriza a presença de paragênese metamórfica da fácies granulito nas rochas bandadas e/ou com estruturas migmatíticas e miloníticas.

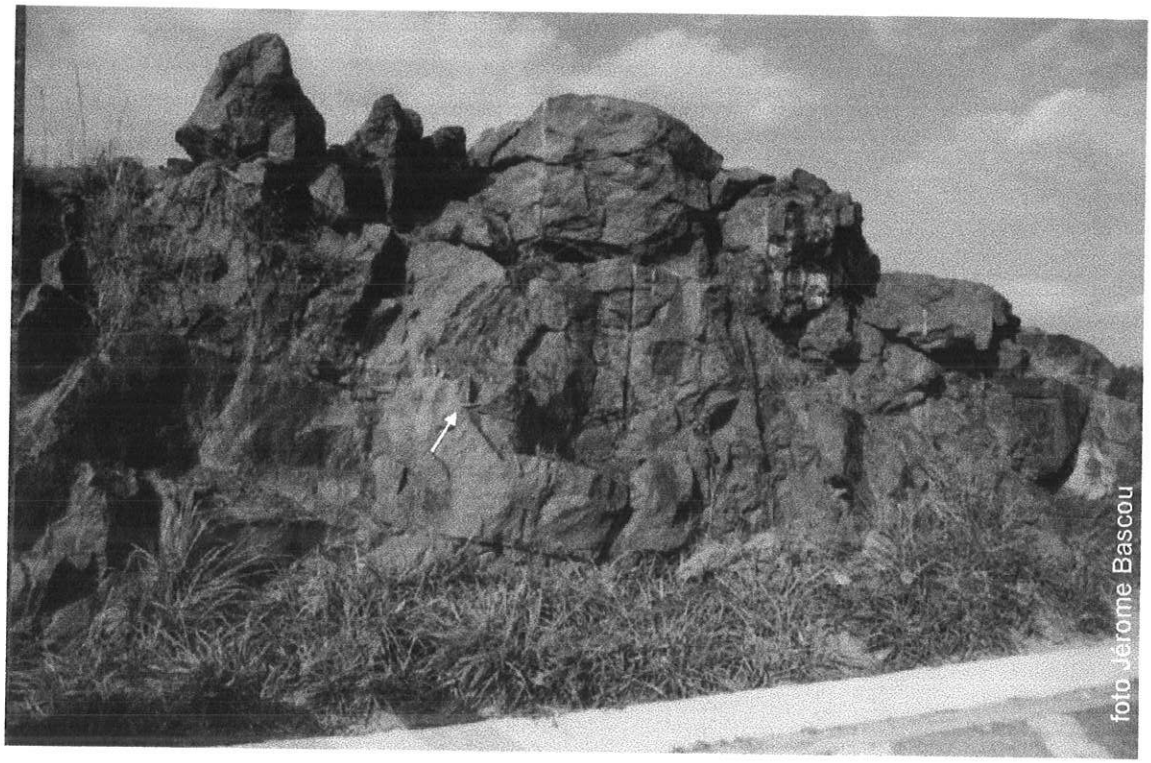
Revisões sobre o tema (Rinne *et al.*,1949, *apud* Winge, 1995; Winkler, 1977; Batista, 1984) indicam que rochas granulíticas apresentam recristalização sob condições metamórficas de alta temperatura (acima de 650 ^{0}C), pressão de H_20 muito baixa e pressão litostática variável, entre 6 a 10 Kb.

O estudo em campo das relações entre as litologias associado ao estudo petrográfico meso e microscópico das amostras coletadas permitiu caracterizar duas associações litológicas predominantes: a primeira, composta de ortognaisses granulíticos com biotita e hornblenda, granulitos s.s. e charnockitos, pertence ao contexto do Complexo Juiz de Fora e, a segunda unidade, composta de biotita-hornblenda gnaisses com microclínio e granada, metamorfisados na fácies anfibolito, pertence ao Complexo Paraíba do Sul.

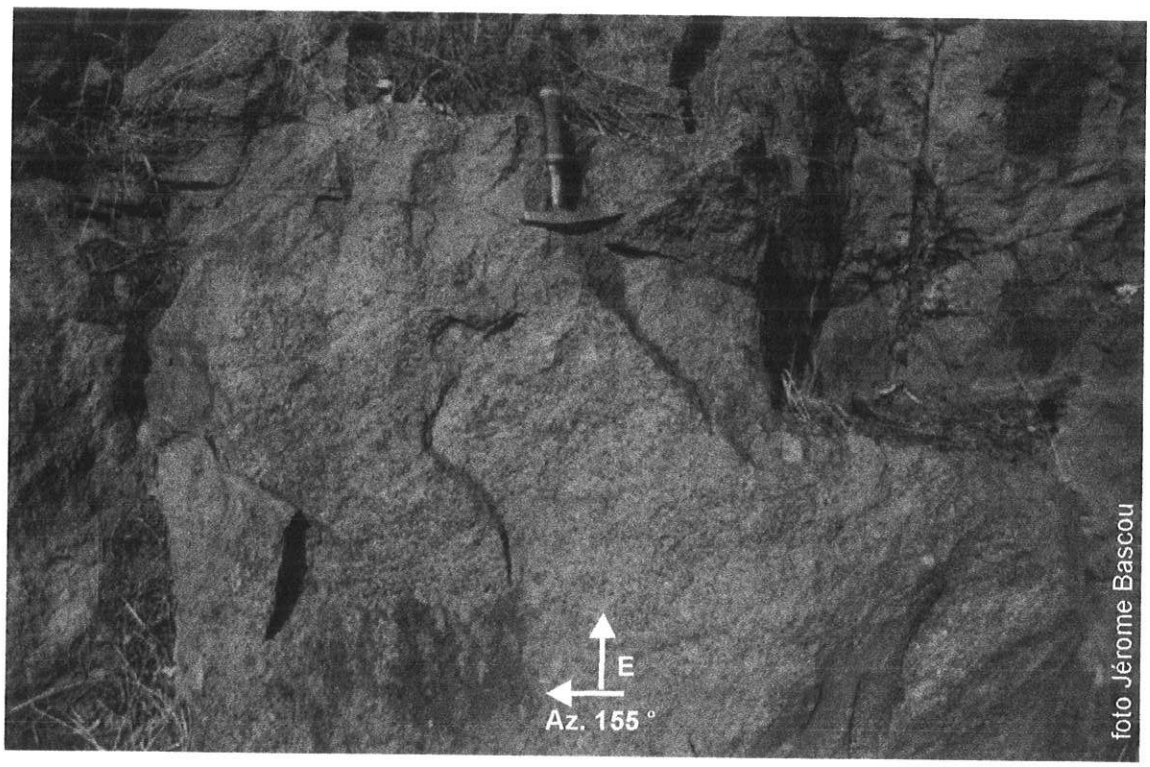
Subordinadamente ocorrem biotita-muscovita gnaisses pertencentes ao Gnaisse Eugenópolis e granitóides foliados pertencentes à Suíte Intrusiva Espírito Santo.

Os resultados da análise petrográfica dos litotipos aflorantes na área deste estudo permitiram o esboço de um mapa geológico.

A associação dos dados petrográficos e estruturais obtidos em campo e laboratório com os dados compilados dos trabalhos de Oliveira (1980, 1983), Machado Filho *et al.* (1983) e Porcher (1997) culminaram no mapa geológico e estrutural da área (Anexo 3).



Fot. 1. Biotita - granada gnaisse granulítico (jfkz), Complexo Juiz de Fora.
Ponto KJ383, estrada Laranjal - Muriaé.



Fot. 2. Biotita - granada gnaisse granulítico (jfkz), Complexo Juiz de Fora.
Ponto KJ383, estrada Laranjal - Muriaé.

Prancha 1) Fotos de afloramento

Um maior detalhamento da petrografia, petrologia e metamorfismo pode ser obtido em Oliveira (1980, 1983) e, sobre as relações entre metamorfismo e deformação, análise microestrutural e estudos geotermobarométricos, em Porcher (1997).

Vários trabalhos abordaram a petrologia, litogeoquímica, condições de metamorfismo e/ou deformação da região que abrange a área deste trabalho e podem ser obtidos através das referências bibliográficas contidas nos trabalhos citados acima e das referências contidas na síntese bibliográfica regional feita neste trabalho (Anexo 1).

3.1. Complexo Juiz de Fora

Esta associação litológica engloba granulitos, charnockitos, orto e paragnaisses de composição variada, com paragêneses metamórficas indicativas da fácies granulito

As rochas deste Complexo ocorrem predominantemente nos setores oeste, norte e central, onde afloram granulitos (fot.1.), granada gnaisses granulíticos (fot.2.), gnaisses granulíticos com biotita e hornblenda (fot.3.), biotita granada gnaisses (fot.4.) e charnockitos, dispostos em lentes de orientação preferencial nordeste, intercaladas tectonicamente através de falhamentos de empurrão e transcorrências.

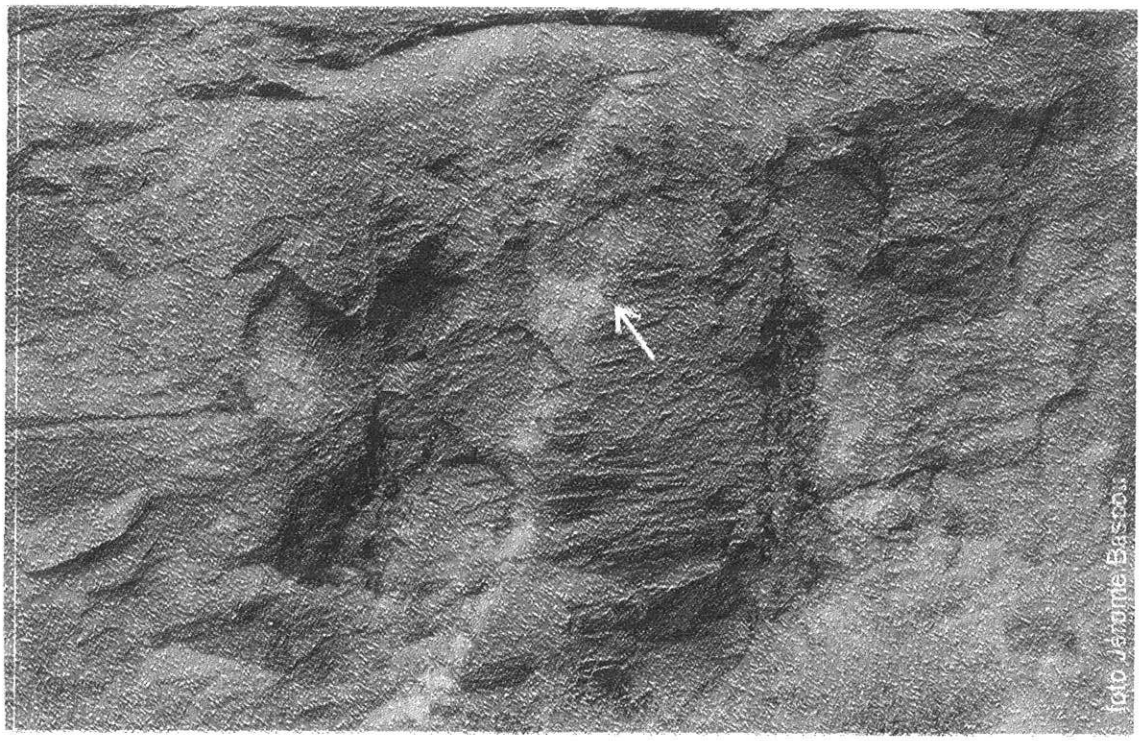
Na porção centro-sul da área, os granada gnaisses granulíticos, gnaisses granulíticos com biotita e hornblenda ocorrem intercalados tectonicamente com os gnaisses milonitizados e gnaisses granatíferos pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul.

Na porção central da área, os gnaisses granulíticos estão localmente migmatizados (fot.7.), apresentam enclaves anfibolíticos e aplitos.

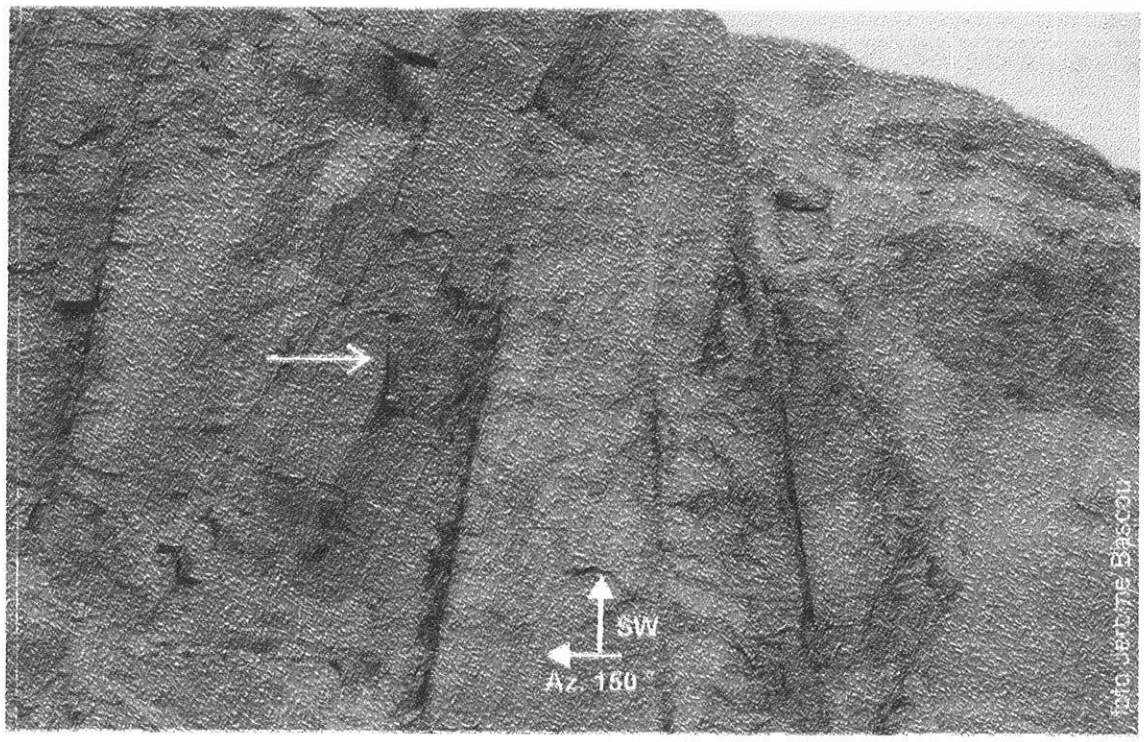
Os granulitos (fot.5.) e charnockitos (fot.6.) apresentam aspecto homogêneo e maciço e os gnaisses granulíticos são cinzentos. Os gnaisses granulíticos estão milonitizados na porção sul-sudeste da área, em razão da proximidade com a Zona de Cisalhamento Além Paraíba.

- (jfgg) - granulitos s.s., gnaisses granulíticos enderbíticos, charno-enderbíticos e charnockitos.

Este agrupamento abrange granulitos, charnockitos e ortognaises migmatíticos de composição variando de charnockítica a enderbítica com termos mangeríticos, coloração variando de verde-escuro, cinzento a preto, aspecto homogêneo com granulação fina a média nos granulitos e finamente bandado nos gnaisses granulíticos; apresentam texturas granoblástica, granonematoblástica e granolepidoblástica e paragênese metamórfica com ortopiroxênio e plagioclásio, quartzo planar e, eventualmente clinopiroxênio e granada.

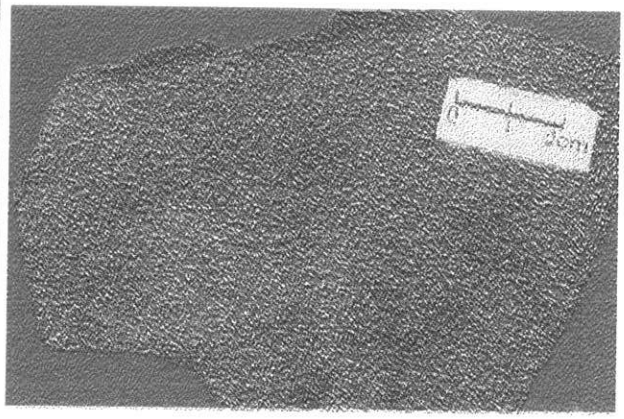


Fot. 3. Granada - hornblenda - biotita gnaisse (jfkz), com enclave de granulito, Complexo Juiz de Fora. Ponto KJ380, estrada Miracema - Pádua - Laranjal. (seta branca indica tampa da lente Nikon)

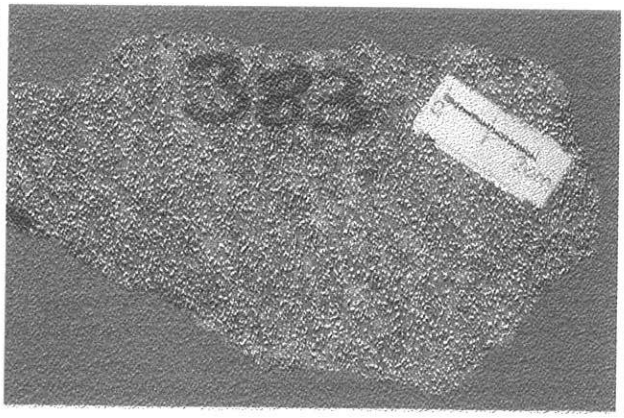


Fot. 4. Biotita - granada gnaisse granulítico (jfkz), Complexo Juiz de Fora. Ponto KJ378, estrada Miracema - Pádua.
(seta branca indica o martelo)

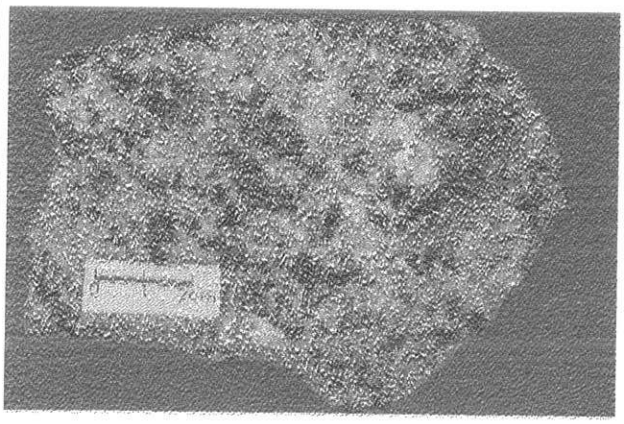
Prancha 2) Fotos de afloramento



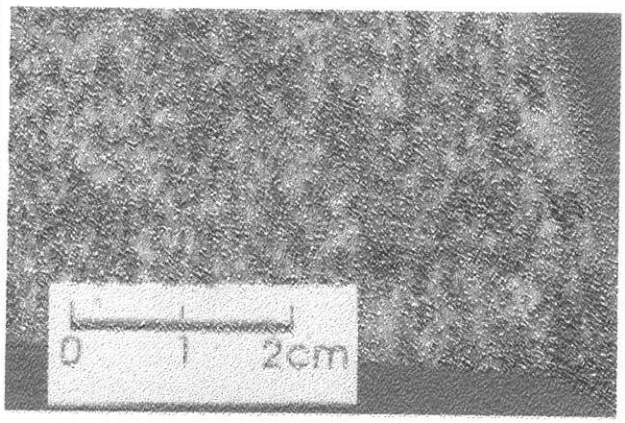
fot.5. Granulito (jfgg), ponto KJ414.



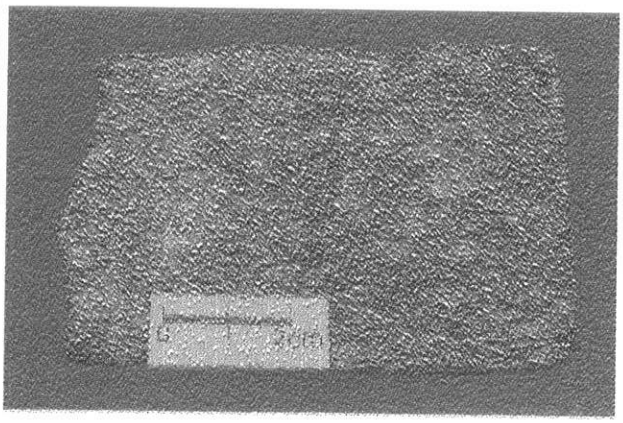
fot.6. Charnockito (jfgg), ponto KJ383.



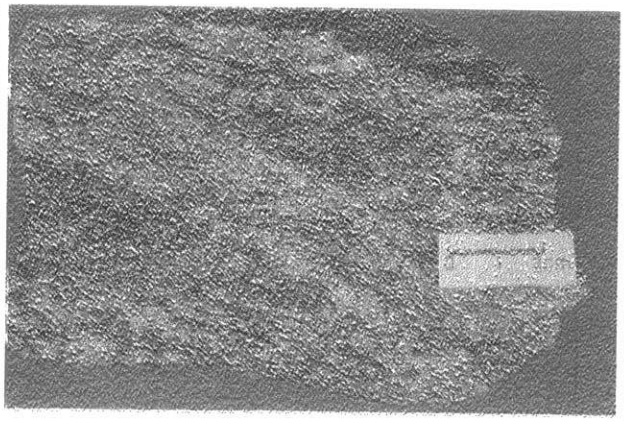
fot.7. Granada gnaisse granulítico migmatizado (jfkz), ponto KJ385.



fot.8. Biotita-hornblenda gnaisse granulítico (jfkg), ponto KJ384.



fot.9. Biotita-hornblenda gnaisse milonítico (pskg); ponto KJ 391.



fot.10. Biotita-granada gnaisse (pskz); ponto KJ378.

Prancha 3) Fotografias de amostras.

Os charnockitos ocorrem associados aos granulitos, possuem aspecto homogêneo e maciço, com coloração esverdeada escura e granulação grossa, sem evidências de deformação (fot.6.).

Os charnockitos ocorrem nos limites oriental e ocidental da área, beirando as zonas de cisalhamento que limitam as intercalações dos complexos Paraíba do Sul e Juiz de Fora, com termos milonitizados no setor sudeste da área.

Apresentam textura granoblástica, granulação grossa, 3 a 4mm, cristais eqüidimensionais, poligonais, com contatos a 120^0.

A composição mineralógica dos charnockitos consiste de: feldspato potássico, frequentemente pertítico, plagioclásio, ortopiroxênio, óticamente determinado como ferrossilita, quartzo poligonal, plagioclásio, clinopiroxênio, óticamente determinado como diopsídio (fig.A.10.), biotita em agregados de cristais pardo avermelhados, zircão subédrico elíptico, titanita, cordierita (fig.A.10.),monazita, magnetita e minerais opacos.

Os granulitos possuem coloração escura, aspecto homogêneo e maciço, granulação fina e textura granuloblástica (fot.5.). Apresentam fortes feições de recristalização ao microscópio, quartzo planar (discóide) (fig.A.21.) e formação de sub-grãos (fot.11.; fot.12.).

Os minerais constituintes dos granulitos são: plagioclásio; ortopiroxênio (ferrossilita); eventualmente clinopiroxênio (diopsídio); biotita; feldspato alcalino; quartzo discóide, eventualmente granada, óticamente determinada como almandina, minerais acessórios: zircão, ilmenita, magnetita, pirrotita e minerais opacos.

A composição varia de enderbítica a charno-enderbítica nos granulitos e predominantemente enderbítica no paleossoma dos ortognaisses granulíticos migmatíticos. Os gnaisses granulíticos apresentam bandas félsicas quartzo-feldspáticas e bandas máficas enderbíticas.

A composição mineralógica dos gnaisses granulíticos consiste de: plagioclásio em cristais milimétricos a submilimétricos, subédricos a anédricos, contatos regulares a irregulares, extinção ondulante, maclas levemente deformadas (fot.13.), por vezes apresentam núcleos alterados (fot.14.), provavelmente indicando composição mais cálcica no núcleo (fig.A.14.); feldspato alcalino pertítico, em cristais subédricos; quartzo em cristais subédricos a anédricos, em grãos poligonais com contatos a 120º e forte extinção ondulante (fig.A.14.), formando mirmequitas no contato com plagioclásio; ortopiroxênio (ferrossilita) em cristais anédricos ou subédricos, em cristais maiores corroídos, de coloração rosa-salmão, extinção reta e clivagem nem sempre visível.

Apresentam textura em corona, piroxênio e hornblenda (fot.15.) e substituições por hornblenda, biotita e minerais opacos; clinopiroxênio (diopsídio) em cristais subédricos, incolores a verde-garrafa, associados à hornblenda e minerais máficos (fig.A.8.).

Prancha 4

Foto 11) afloramento KJ442, lâmina KJ442t1 e **Foto 12) afloramento KJ442, lâmina KJ442t2** – granulito; textura granoblástica, com forte recristalização e formação de sub-grãos. Detalhe do subgrão na foto da direita.

Foto 13) afloramento KJ452, lâmina KJ452a – granulito; plagioclásio levemente deformado associado a biotita primária, euédrica, inclusa no cristal e biotita secundária, cristalizada na borda do plagioclásio.

Foto 14) afloramento KJ387, lâmina KJ387ba – granada granulito; plagioclásio com saussuritização no centro do cristal, devido a um maior teor de cálcio no centro ou sobre-crescimento de uma fase menos cálcica com alteração posterior do núcleo do cristal.

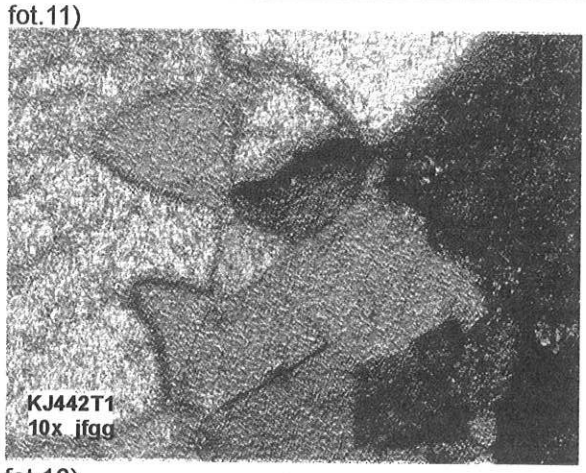
Foto 15) afloramento KJ386, lâmina KJ3862 – migmatito de gnaisse granulítico; evidência de metamorfismo retrógrado, com hornblenda substituindo as bordas do cristal de piroxênio, formando uma corona.

Foto 16) afloramento KJ387, lâmina KJ387e – granada granulito; biotita associada a duas gerações de mineral opaco (magnetita), a primeira como inclusão e a segunda como cristais bem desenvolvidos na borda e entrando nas clivagens da biotita.

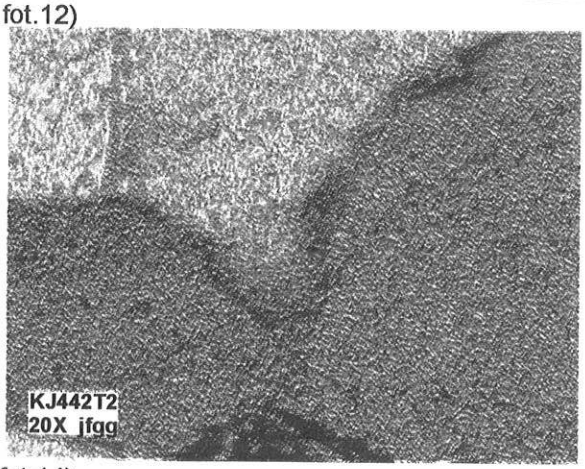
Foto 17) afloramento KJ378, lâmina KJ378f – biotita-granada gnaisse granulítico; plagioclásio com inclusão de biotita e minerais opacos subédricos, primários e associada à biotita e minerais opacos secundários, nas bordas do cristal.

Foto 18) afloramento KJ387, lâmina KJ387b – granada granulito; monazita com halo pleocróico, em contato com biotita com óxidos em suas fraturas, minerais opacos subédricos nas bordas, sillimanita e granada.

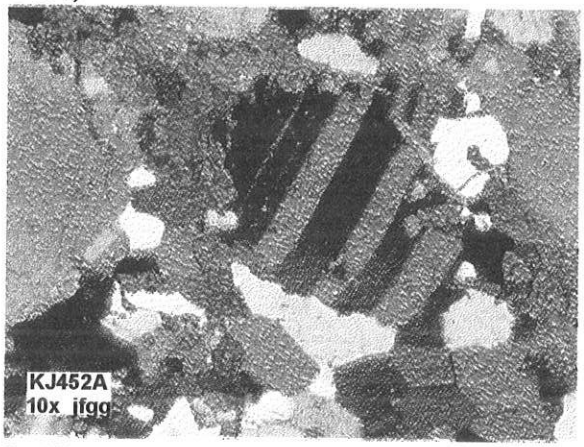
fot.11)



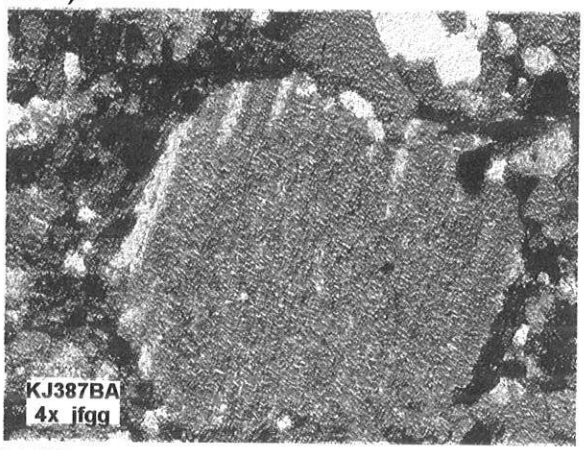
fot.12)



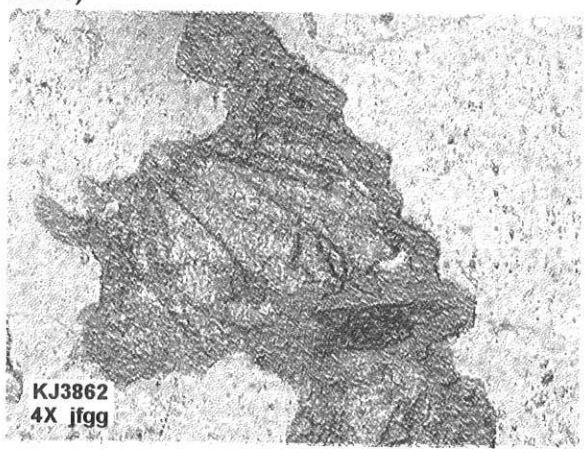
fot.13)



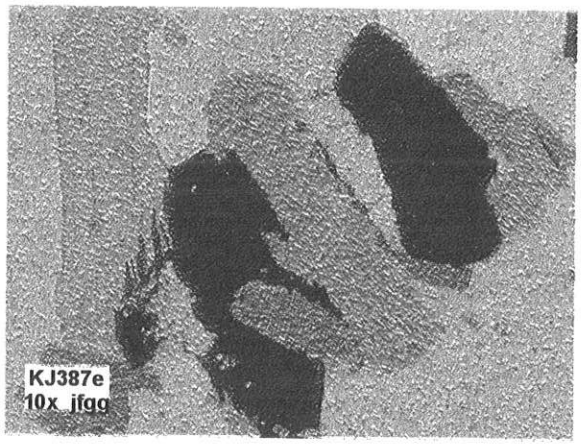
fot.14).



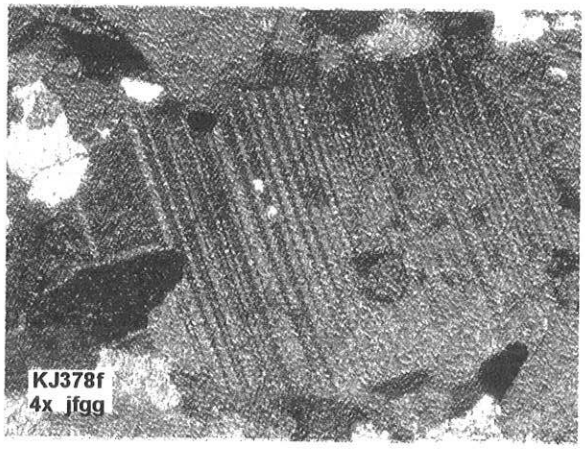
fot.15)



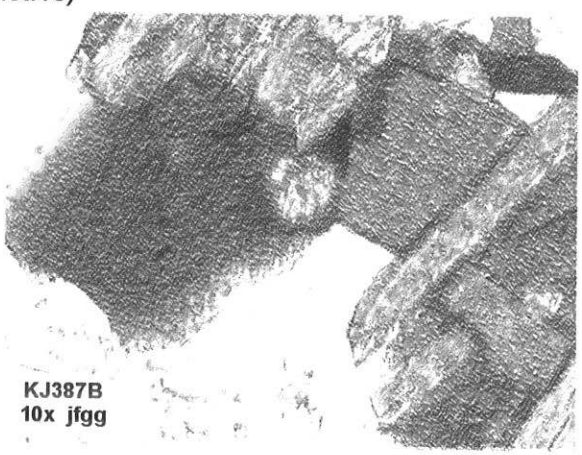
fot.16)



fot.17)



fot.18)



Prancha 4) Fotomicrografias

Apresentam anfibólio (hornblenda / actinolita) (fig.A.13.) em cristais anédricos a subédricos, pleocroísmo verde-escuro a verde-claro, por vezes castanho, com textura nematoblástica, mostrando os cristais bem orientados segundo a foliação principal e ocorrem minerais opacos de alteração, associados (fot.15.); biotita primária em palhetas e cristais maiores subédricos a anédricos, inclusa e/ou nas bordas de plagioclásio (fot.16; fot.17.), (fig.A.6.), com pleocroísmo pardo-amarronzado-avermelhado a pardo amarelado-claro e, frequentemente associada a produtos de reação de anfibólios e piroxênios; granada em cristais arredondados, fraturados, poiquiloblástica, com inclusões de quartzo e minerais opacos, reagindo para anfibólio, biotita e minerais opacos; ocorrências esparsas de sillimanita, em cristais anédricos a subédricos e de cordierita (fig.A.10.).

Os minerais acessórios são: zircão elíptico, com halos pleocróicos, ocasionalmente incluso nas biotitas; monazita em pouca quantidade, nas rochas com granada, em cristais arredondados (fot.18.) e apatita, ambos esparsos na matriz.

As litologias granulíticas contém óxidos de primeira e segunda geração (fot.19.) e também sulfetos, sendo seus minerais opacos: magnetita e ilmenita anédricos a subédricos, (fot.20.) ou na matriz, em cristais anédricos a subédricos bem orientados. Os sulfetos identificados, aparentemente secundários, são a pirrotita, bornita e calcopirita, nos granulitos e granada granulitos (fot.21.; fot.22.), (fig.A.17.).

- (jfkg) - biotita- hornblenda gnaisses granulíticos

Este agrupamento litológico compreende ortognaisses de composição enderbítica, com termos charno-enderbíticos, granulação média a fina, texturas granoblástica, nematoblástica e lepidoblástica (fot.8.). Apresentam evidências de retrometamorfismo para a fácies anfibolito alto, com paragênese anterior preservada, pois sempre apresentam piroxênio, que ocorre eventualmente associado ou quase totalmente substituído por hornblenda.

A composição mineralógica consiste de: plagioclásio (andesina a labradorita) em cristais subédricos, geralmente com hábito poligonal, macla polissintética e por vezes com bordas irregulares, apresentam saussuritização no centro dos cristais maiores provavelmente por seu maior teor em cálcio do que os plagioclásios da matriz; feldspato alcalino, em cristais subédricos, biotita ocorre em palhetas euédricas (fig.A.19.) marcando a foliação principal, pleocroismo castanho a castanho-claro, inclusões de zircão; anfibólio, oticamente determinado como hornblenda, em cristais subédricos, com pleocroismo verde-escuro forte a verde-claro amarelado, orientados segundo a foliação principal, na matriz e, associados a cristais de biotita e opacos (fot.23.), apresentando textura poiquiloblástica com inclusões de quartzo, apatita, minerais opacos anédricos e monazita.

Prancha 5

Foto 19) afloramento KJ386, lâmina KJ386b – granulito; biotita com inclusão de magnetita, com magnetita secundária nas bordas dos cristais de biotita. cristal de piroxênio parcialmente substituído por anfibólio na borda. Cristais de biotita e hornblenda oxidados.

Foto 20) afloramento KJ386, seção polida KJ386m – granulito; magnetita, cinza azulado; martita (exsolução de magnetita e hematita, rosado claro, centro preservado), 10x.

Foto 21) afloramento KJ457, seção polida KJ4573 – biotita-granada gnaisse granulítico; magnetita e hematita intercrescidos (cinza azulado canto inferior direito do agregado); ilmenita (cinza escuro, abaixo da hematita); pirrotita (rosa amarelado no centro do agregado); calcopirita (amarelo no canto inferior esquerdo do agregado), bornita (azulado no centro, com pirrotita), 10x.

Foto 22) afloramento KJ457, seção polida KJ457b – biotita- granada gnaisse granulítico; pirrotita (amarelo claríssimo no lado direito do agregado); calcopirita (amarelo vivo-claro no lado direito do agregado); pirita (amarelo vivo-escuro, lado direito do agregado); ilmenita (cinza escuro, menor), 10x.

Foto 23) afloramento KJ429, lâmina KJ429b – biotita- hornblenda gnaisse granulítico; minerais máficos em equilíbrio; biotita, hornblenda e minerais opacos acompanham a foliação principal da rocha. Cristal de piroxênio com anfibólio nas fraturas e opacos nas bordas.

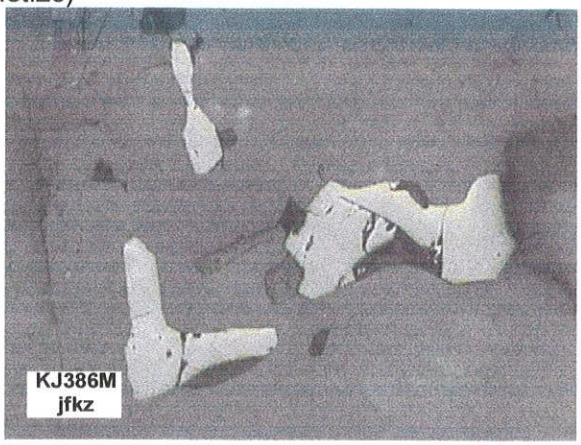
Foto 24) afloramento KJ448, seção polida KJ4483 – biotita- hornblenda gnaisse granulítico; magnetita (cinza azulado no canto inferior esquerdo da foto e canto superior direito em cristal menor); ilmenita (azul-avermelhado) intercrescido com magnetita, martita (magnetita + hematita) (amarelo +rosa claro); bordas de reação da ilmenita e hematita reagindo com silicato, canto superior esquerdo, 20x.

Foto 25) afloramento KJ454, seção polida KJ454l – biotita- hornblenda gnaisse granulítico; cristal de ilmenita (cinza rosado-azulado-claro) intercrescida com magnetita (cinza azulado claro no lado direito), 10x.

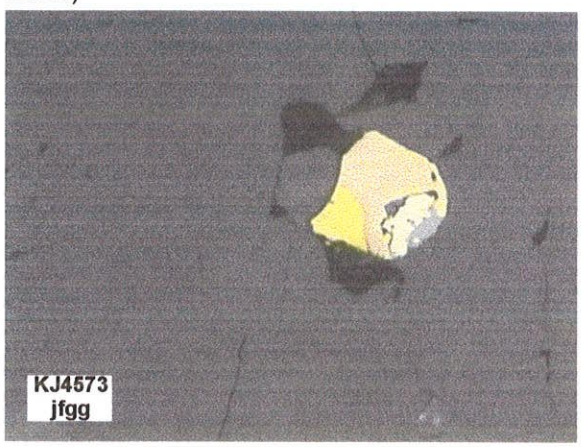
Foto 26) afloramento KJ419, seção polida KJ419 – hornblenda- biotita gnaisse granulítico; magnetita (cinza azulado), com exsoluções de hematita (rosado), 10x.

fot.19)

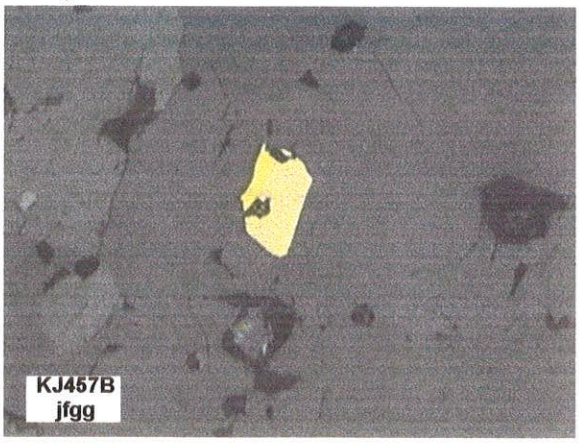
fot.20)



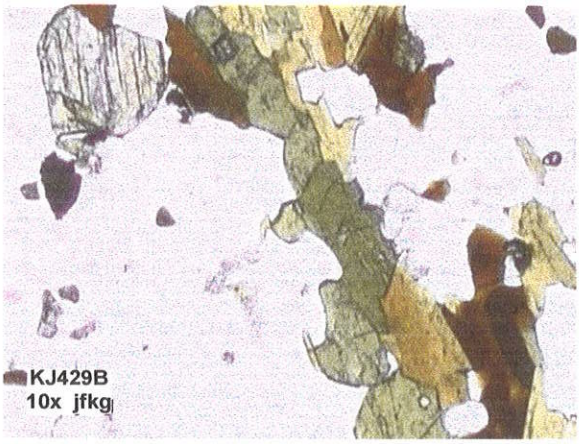
fot.21)



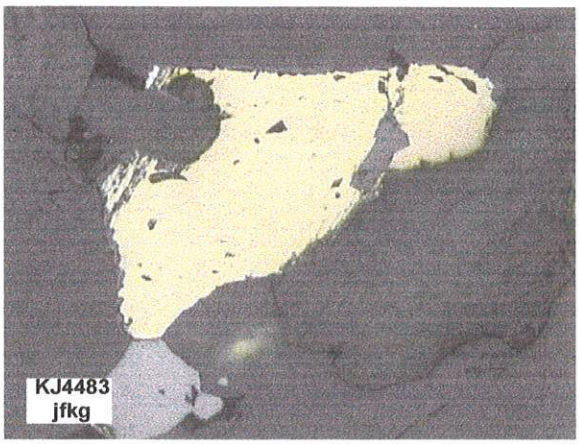
fot.22).



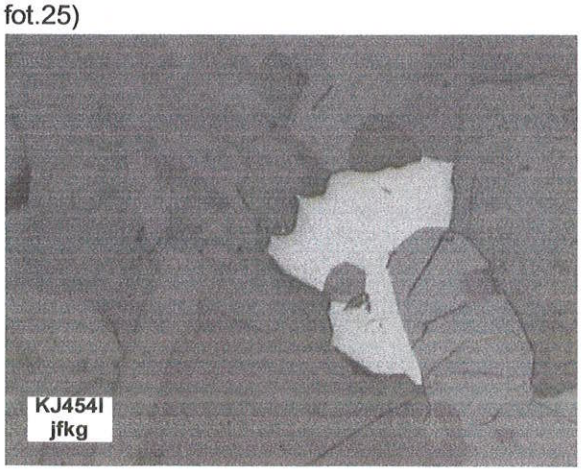
fot.23)



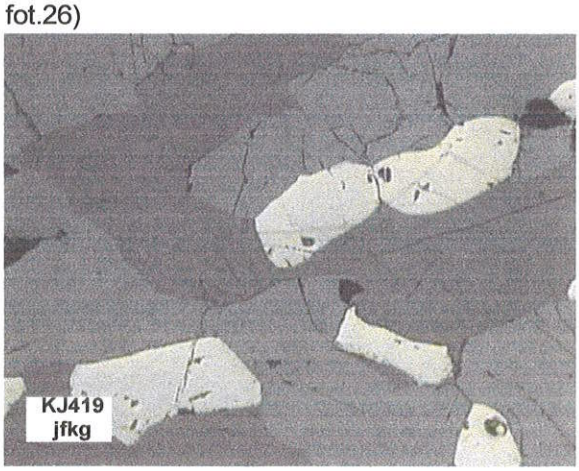
fot.24)



fot.25)



fot.26)



Prancha 5) Fotomicrografias

O ortopiroxênio (ferrossilita) ocorre em porfiroblastos com inclusões de minerais opacos e, por vezes parcialmente substituídos por hornblenda e biotita; clinopiroxênio (diopsídio) (fig.A.10.) em pouca quantidade, com cristais anédricos a subédricos, associados à hornblenda O quartzo ocorre em pouca quantidade (ou inexiste) em cristais subédricos a anédricos, com extinção ondulante, poligonais e recristalizados.

Os minerais acessórios são: zircão em cristais euédricos, inclusos nas biotitas ou associados aos minerais máficos; apatita acicular, inclusa no plagioclásio ou esparsa na matriz; titanita subédrica, associadas aos opacos.

Os minerais opacos identificados ocorrem como óxidos primários anédricos a subédricos, associados com os ferromagnesianos, como anfibólio e biotita. A magnetita (fot.24.) é frequente, ocorrendo associada com ilmenita (fot.25.) em cristais anédricos a subédricos, orientados segundo as fraturas do anfibólio e/ou piroxênio, mostrando intercrescimentos de hematita e ilmenita (fot.26.). Os sulfetos identificados foram: pirrotita e goethita (fot.27.), calcopirita, pirita (fot.28.); bornita e covelina (fot.29.).

- (jfkz) - biotita-granada gnaisses granulíticos

Estas litologias abrangem paragnaisses granulíticos de composição variada, de charnockítica a enderbítica, granulação fina a média, textura granolepidoblástica, (localmente *augen*). Apresentam estrutura bandada, com bandas félsicas compostas de feldspatos, granada e quartzo, com textura granoblástica e bandas máficas compostas de biotita, piroxênio e (localmente) anfibólio, com textura nematoblástica e lepidoblástica (fot.7.) (fot.38.) (fig.A.14.). Sua origem metassedimentar fica evidenciada por intercalações frequentes de rochas cálcio-silicáticas, lentes de mármore, quartzitos feldspáticos, gnaisses com sillimanita e enclaves de granulitos máficos (fot.3.) .

A composição mineralógica destas rochas consiste de plagioclásio (labradorita a bitownita) em cristais anédricos a subédricos (1 a 2mm), com contatos regulares, ou como porfiroblastos (3 a 4 mm) subédricos, desenvolvendo mirmequita no contato com quartzo (fot.30.); quando na matriz, o plagioclásio mostra cristais límpidos e maclados; feldspato alcalino (microclínio) em megacristais ou em cristais menores, dispersos na matriz; quartzo em cristais de granulação muito fina, arredondados, textura granoblástica, em fitas orientadas segundo a foliação principal; biotita em cristais pardo- avermelhados orientados segundo a foliação principal da rocha, associados à sillimanita e aos minerais máficos, ou em agregados de cristais subédricos, sem orientação (fot.31.), com inclusões de minerais opacos e zircäo; ortopiroxênio em cristais subédricos, rosados ou esverdeados, com inclusões orientadas de minerais opacos, com contatos retilíneos com os plagioclásios.

Prancha 6

Foto 27) afloramento KJ451, seção polida KJ451pg – biotita- hornblenda gnaisse granulítico; pirita (amarelo pálido com tintas rosa-claras), calcopirita (amarelo canário, cristal menor no centro- esquerda da pirita), pirrotita (borda esquerda rosa na pirita), 10x.

Foto 28) afloramento KJ451, seção polida KJ451p – biotita- hornblenda gnaisse granulítico; pirita (cristal amarelo com riscos do polimento), calcopirita (amarelo canário, incluso na pirita, centro-superior), pirrotita (rosado claro, incluso na pirita, centro-superior), 10x.

Foto 29) afloramento KJ448, seção polida KJ448 - biotita- hornblenda gnaisse granulítico; magnetita e hematita intercrescidos (mistura de lamelas rosada e azulada parte inferior do grão), pirita (amarelo forte), ilmenita e magnetita intercrescidos (cinza escuro e cinza claro em pequeno cristal no centro do agregado), pirrotita (amarelo com tintas rosa, centro superior do agregado), óxido de alteração nas bordas do agregado, bornita (azul em pequenos cristais na borda superior direita da pirita), crescimento de magnetita nas fraturas do silicato (parte inferior do agregado, lamelas cinza azuladas), 10x.

Foto 30) afloramento KJ381, lâmina KJ381m – biotita-granada gnaisse granulítico; simplectitos de quartzo nos contatos com plagioclásio e feldspato potássico (mirmequita), fitas de quartzo recristalizado ao redor do palgioclásio, biotita de primeira e segunda geração.

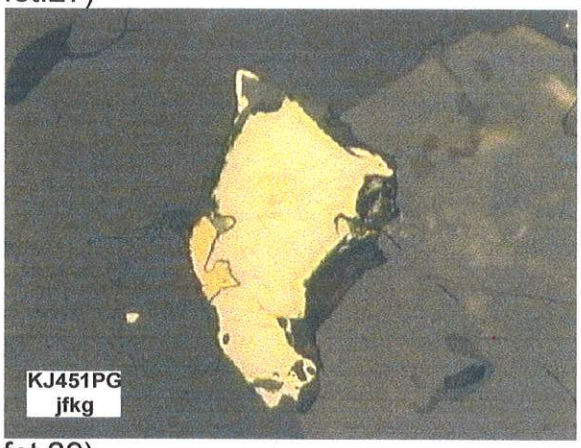
Foto 31) afloramento KJ382, lâmina KJ382bo – granada- hornblenda- biotita gnaisse granulítico; agregado de biotita associada com minerais opacos com inclusões de apatita. Os minerais opacos ocorrem em cristais subédricos maiores nas bordas da biotita ou como cristais diminutos em suas fraturas.

Foto 32) afloramento KJ378, lâmina KJ378c – granada- biotita gnaisse granulítico; cristal de granada, possivelmente sincinemático (presença de fraturamento intenso) com cristais de plagioclásio, biotita e minerais opacos nas fraturas.

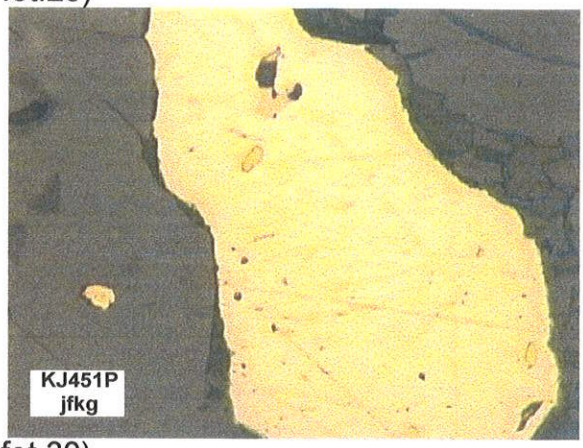
Foto 33) afloramento KJ446, lâmina KJ446b2 – biotita- granada gnaisse granulítico; formação de biotita a partir de granada, evidenciando reequilíbrio na fácies anfibolito.

Foto 34) afloramento KJ424, lâmina KJ4243c – biotita – granada gnaisse granulítico; retrometamorfismo com evidências de reequilíbrio na fácies anfibolito; cristal de granada sendo substituído por biotita e opacos; presença de 2 gerações de biotita e de minerais opacos formados com a biotita secundária.

fot.27)

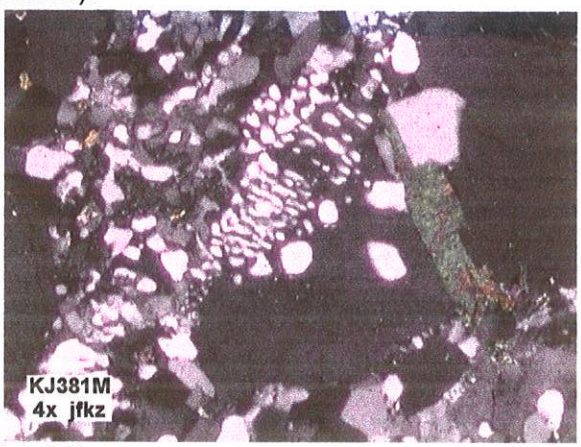


fot.28)



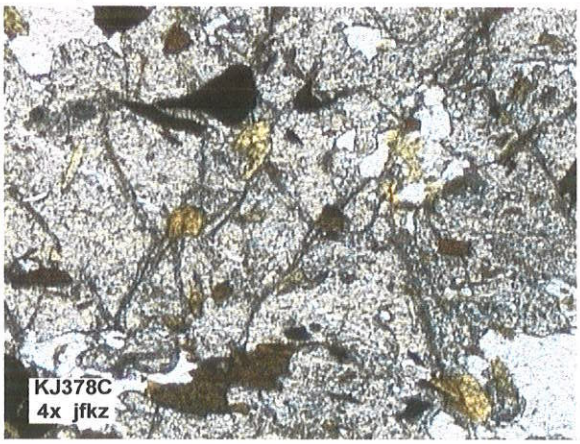
fot.29)

fot.30).

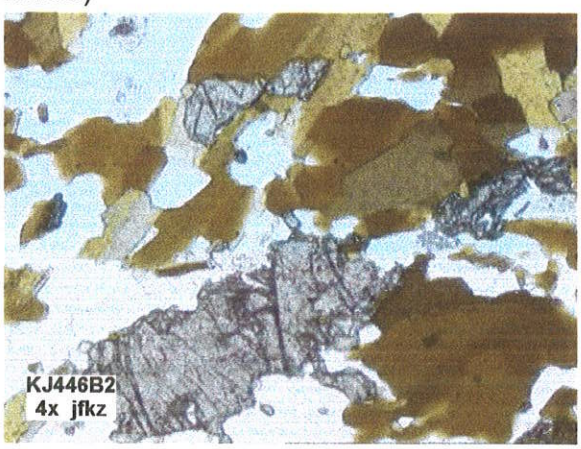


fot.31)

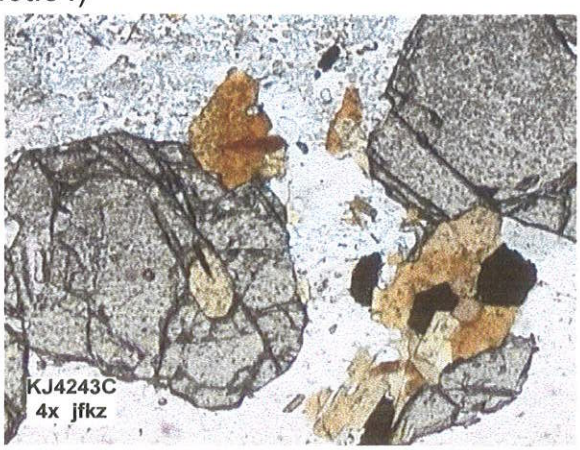
fot.32)



fot.33)



fot.34)



Prancha 6) Fotomicrografias

O anfibólio (hornblenda) ocorre em cristais subédricos a anédricos, com pleocroísmo verde-pardo a verde-claro, límpido, com contornos regulares, associado à biotita e minerais opacos; granada (almandina) em cristais euédricos a subédricos, de 1 a 4mm, (fot.32.), (fig.A.7.), rosados, pleocroísmo forte e relevo alto, fraturados e corroídos nas bordas, em nítida associação com biotita (fot.33.; fot.34.); mostra textura poiquiloblástica, com inclusões de opacos e biotita; sillimanita em cristais prismáticos incolores, intercrescidos com a biotita, com clivagem bem marcada.

Os minerais acessórios são: zircão anédrico, por vezes incluso nas biotitas; apatita acicular e dispersa na matriz; monazita em cristais diminutos, arredondados e esparsos e cordierita.

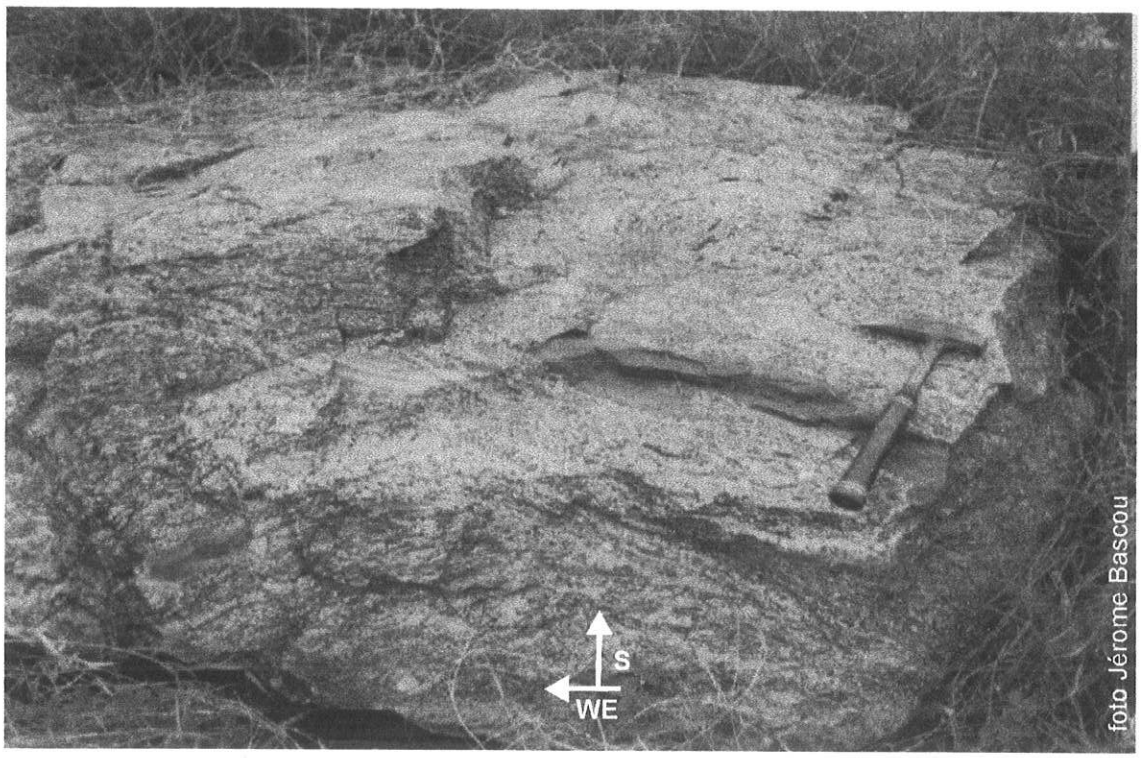
Os minerais opacos estão distribuídos ao longo das fraturas da hornblenda e biotita e também dispersos na rocha em cristais submilimétricos a milimétricos, subédricos a anédricos, associados aos minerais ferromagnesianos e ocasionalmente alterados ou inclusos nos cristais de biotita.

Os óxidos identificados foram magnetita, associada à hematita e ilmenita. A hematita mostra substituições para ilmenita (fot.37; fot.38.) e ocorre também intercrescida com titanita. Os sulfetos identificados ocorrem como minerais secundários, associados aos minerais ferromagnesianos, em cristais subédricos a anédricos de bornita, goethita e calcopirita.

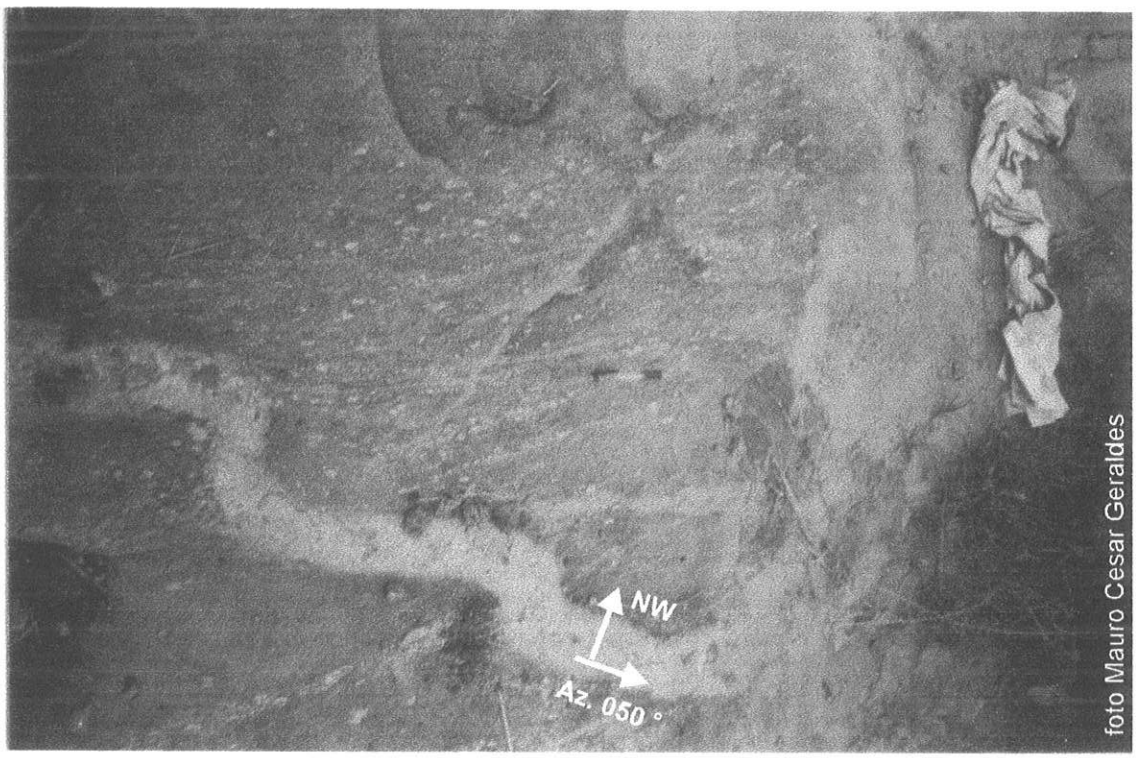
3.2. Complexo Paraíba do Sul

O Complexo Paraíba do Sul engloba as rochas supracrustais (fot.35.) que ocorrem no sudeste da área estudada, onde predominam os gnaisses com microclínio, biotita e hornblenda, milonitizados (fot.9.) intercalados com os gnaisses granatíferos miloníticos (fot.10.) em lentes de orientação preferencial nordeste, em contatos tectônicos entre si e com as litologias do Complexo Juiz de Fora, apresentando enclaves de gnaisses granulíticos, lentes de anfibolito, mármore e veios de quartzo. Na região de Santo Antônio de Pádua, estas rochas são localmente cortadas por granitóides milonitizados pertencente à Suíte Intrusiva Espírito Santo (fot.36.).

- **(pskg) - biotita hornblenda gnaisses** com microclínio, de composição monzonítica, cor acinzentada e bandamento gnáissico regular, granulação média a grossa, com textura granoblástica ou localmente porfiroblástica, migmatizados localmente e milonitizados (fot.9.).



Fot. 35. Biotita - hornblenda - granada gnaisse (pskg), Complexo Paraíba do Sul.
Ponto KJ384, estrada Muriaé - Comendador Venâncio.



Fot. 36. Granito porfirítico (ges), Suíte Intrusiva Espírito Santo, em contato com hornblenda-biotita gnaisse granulítico (jfgg),cortado por dique granítico paralelo à zona de cisalhamento.
Ponto KJ415, estrada Miracema - Lage do Muriaé.

Prancha 7) Fotos de afloramento

A composição mineralógica destas rochas é: feldspato potássico em porfiroblastos subédricos a euédricos de microclínio (fot.39.), límpidos, com contornos levemente irregulares, alguns fraturados, preenchidos por epidoto e quando na matriz, estão recristalizados, com contatos a 120° entre as bordas, circundando os porfiroblastos (fot.40.). O microclínio apresenta inclusões biotita e de apatita acicular e bastonada, hornblenda e minerais opacos anédricos; plagioclásio (oligoclásio) em porfiroblastos com contornos regulares e graus variáveis de saussuritização, maior no núcleo dos cristais e, quando na matriz, em cristais anédricos, diminutos e com bordas corroídas (fot.40.); quartzo em cristais anédricos de bordas corroídas, forte extinção ondulante e formação de sub-grãos e em cristais límpidos, subédricos de tamanho menor.

Biotita em agregados de palhetas, associada aos cristais de anfibólio e também em porfiroblastos, subédricos a anédricos com contornos levemente corroídos e plecroísmo pardo-claro, com freqüentes inclusões de quartzo anédrico, orientados segundo a foliação principal da rocha; anfibólio (hornblenda) em cristais anédricos a subédricos, clivagens bem definidas, pleocroismo forte variando de verde-muito-escuro a pardo-médio, associados com biotita, magnetita e ilmenita (fot.41; fot.42.).

Os minerais acessórios são: zircão, titanita subédrica, apatita acicular e carbonato. Os minerais opacos identificados ocorrem como cristais anédricos, arredondados, associados aos minerais máficos. Os óxidos são: ilmenita, magnetita (fot.46.) e hematita intercrescidos (fot.42.) e os sulfetos: pirrotita e calcopirita (fot.42.).

- (pskz) - biotita-granada gnaisses

As rochas desta associação mostram composição sienogranítica, granulação fina a média, félsicos, com textura geral granolepidoblástica (fot.45.), milonitizados, com feições de deformação e recristalização (fot.10.).

A composição mineralógica destas rochas consiste de: plagioclásio, em cristais subédricos; feldspato alcalino (oligoclásio) em cristais subédricos a euédricos, na matriz e como porfiroblastos límpidos, maclados, com contatos levemente irregulares e extinção ondulante; microclínio em grãos poligonais na matriz; quartzo em cristais subédricos, granulação fina, freqüentemente orientados, com forte extinção ondulante, textura granoblástica e *ribbons*, biotita (fot.46.) em pequenas ripas, com pleocroísmo de pardo-avermelhado forte a pardo-amarelado claro, associadas ou inclusas na granada e aos minerais opacos; quando presente na matriz, ocorre em agregados de cristais esparsos, com pleocroísmo castanho a pardo-claro, anfibólio, associado às bandas máficas, em cristais subédricos a anédricos, coloração verde escura ou cinzento-esverdeada (fot.47.), associados à biotita, quartzo e óxidos e com inclusões de minerais opacos.

Prancha 8

Foto 37) afloramento KJ427, seção polida KJ427 – biotita-granada gnaisse granulítico; magnetita (cristal triangular cinza azulado incluso na martita), martita em cristais maiores, em lamelas de exsolução de hematita (cinza rosado) e magnetita (cinza azulado), 20x.

Foto 38) afloramento KJ427, seção polida KJ427b – biotita-granada gnaisse; magnetita em cristal corroído nas bordas, reagindo com o silicato, mostrando apenas o centro preservado, 20x.

Foto 39) afloramento KJ423I, lâmina KJ423I – biotita – hornblenda gnaisse; microclínio com inclusão de biotita e magnetita na borda.

Foto 40) afloramento KJ413, seção polida KJ413f – hornblenda- biotita gnaisse; textura granoblástica; microclínio em grão poligonais na matriz do gnaisse, associado à biotita e minerais opacos primários e secundários.

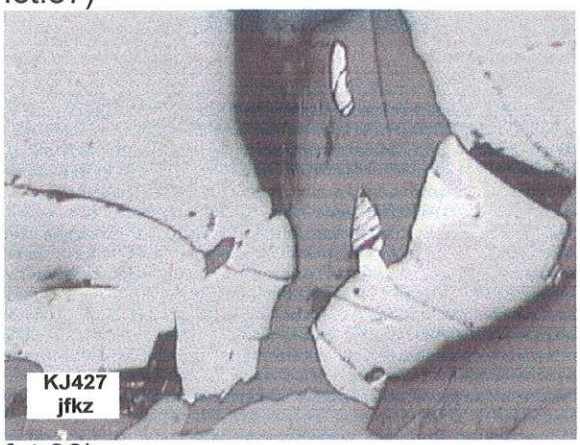
Foto 41) afloramento KJ418, lâmina KJ418a – biotita- hornblenda gnaisse; formação de magnetita e ilmenita a partir de megacristal de hornblenda.

Foto 42) afloramento KJ418, seção polida KJ418am – biotita- hornblenda gnaisse; magnetita em cristal subédrico, intercrescido com hematita (cristal rosa salmão), ilmenita (cinza escuro) nas bordas de calcopirita, pequenos cristais de óxido secundário, 20x.

Foto 43) afloramento KJ423, seção polida KJ423 – hornblenda- biotita gnaisse; magnetita (cristal maior cinzento azulado), bornita (cristal menor rosado, acima da magnetita), reação com silicato nas bordas e fraturas dos óxidos, 10x.

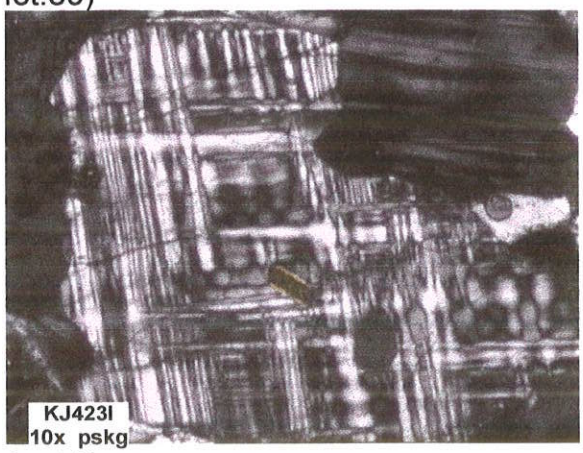
Foto 44) afloramento KJ423, seção polida KJ423m – hornblenda- biotita gnaisse; magnetita intercrescida com ilmenita no núcleo do cristal (cinza azulado médio), zonação com magnetita alterada nas bordas, magnetita em cristais com reflexão interna no lado direito do cristal, associada a óxidos de alteração na borda superior e fratura, 20x.

fot.37)

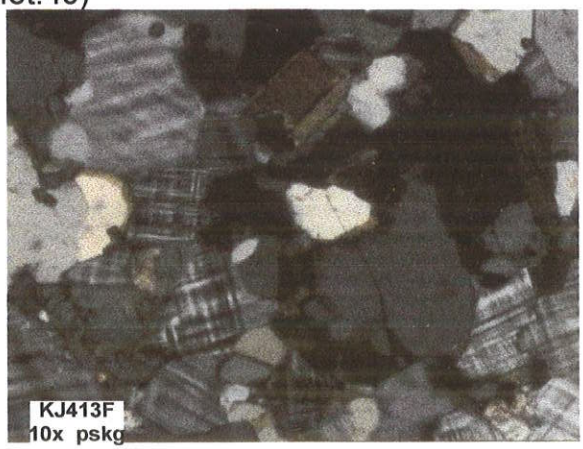


fot.38)

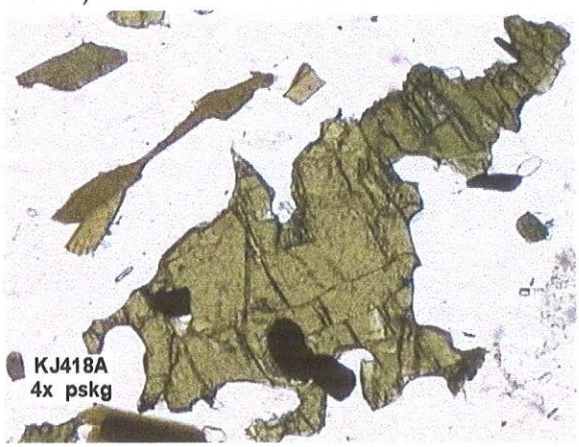
fot.39)



fot.40)

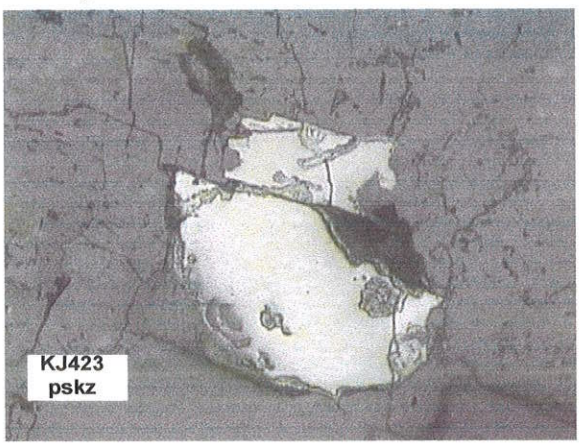


fot.41)

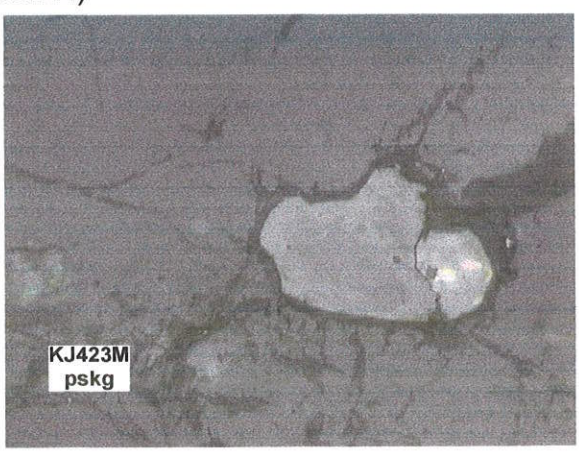


fot.42)

fot.43)



fot.44)



Prancha 8) Fotomicrografias

A granada ocorre em cristais milimétricos (1-2mm) subédricos, fraturados e com contatos irregulares com biotita (fot.48.), textura poiquiloblástica, com inclusões de quartzo, biotita e opacos.

Os minerais acessórios são: sillimanita anédrica a subédrica (fot.49.); epidoto em cristais anédricos; zircão e monazita em cristais arredondados a subédricos e traços de apatita acicular.

Os óxidos identificados ocorrem em cristais subédricos a anédricos associados à biotita, orientados segundo a foliação principal da rocha e por vezes inclusos e nas fraturas de biotita e granada e são: magnetita, hematita e ilmenita intercrescidos (fot.50.).

Os sulfetos identificados ocorrem subédricos a anédricos, arredondados, dispersos ou associados aos minerais ferromagnesianos e são: calcopirita associada a pirrotita e bastante alterada (fot.51.), pirrotita e bornita.

As lentes de anfibolito presentes são constituídas por hornblenda, plagioclásio, biotita, quartzo e minerais opacos.

3.3. Gnaisse Eugenópolis

Esta unidade foi primeiramente caracterizada por Rosier (1965, *apud* Machado Filho *et al.*,1983) e depois definida por Machado Filho *et al.* (1983), como uma unidade litológica constituída por migmatitos, biotita gnaisses e biotita-muscovita xistos, ricos em pegmatitos.

Brandalise *et al.* (1976) incluíram os gnaisses da "Faixa Eugenópolis-Caparaó" de Rosier (*op cit.*) na Associação Paraíba do Sul. O DRM/RJ (1981), em mapeamento de detalhe na região nordeste do RJ, separou estas litologias novamente, conforme a caracterização inicial de Rosier (*op cit.*), usando o termo "Unidade Eugenópolis".

Machado Filho *et al.* (1983) associou o conceito de Rosier (op cit.) com o de DRM/RJ (*op cit.*), substituindo o termo "Unidade Eugenópolis" por Gnaisse Eugenópolis.

Afloramentos deste gnaisse ocorrem no setor norte da área do presente estudo e, as litologias estão descritas a seguir.

(gneu) – biotita-muscovita gnaisses

Esta unidade está representada na área por biotita-muscovita gnaisse milonitizado e migmatítico. Este gnaisse ocorre em contato com granitóides da Suite Intrusiva Espírito Santo à oeste e, sotoposto a gnaisses granulíticos do Complexo Juiz de Fora, por contato tectônico, à leste (ponto KJ417).

As rochas são finamente bandadas, acinzentadas, textura granoblástica e grano-lepidoblástica, e granulação média a grossa.

Prancha 9

Foto 45) afloramento KJ387, lâmina KJ387t – granada granulito; textura típica granolepidoblástica, foliação principal gerada pela biotita, granada no plano de foliação.

Foto 46) afloramento KJ387, lâmina KJ387c – biotita- hornblenda- granada gnaisse; crescimento de agregados de biotita e hornblenda acompanhando a foliação principal da rocha.

Foto 47) afloramento KJ384, lâmina KJ384b – biotita- hornblenda- gnaisse; rocha em contato com o litotipo anterior, mas sem ortopiroxênio. Cristal de anfibólio cinza-esverdeado apresentando cristais de biotita de segunda geração cristalizando nas suas fraturas e bordas e, minerais opacos de primeira (magnetita inclusa) e segunda (opaco entre os cristais de biotita) geração associados.

Foto 48) afloramento KJ446, lâmina KJ446b2 – granada- biotita gnaisse; granada rosada, fraturada e corroída nas bordas, sendo substituída por biotita; textura poiquiloblástica evidenciada pelas inclusões de minerais opacos biotita e quartzo nas fraturas dos cristais de granada.

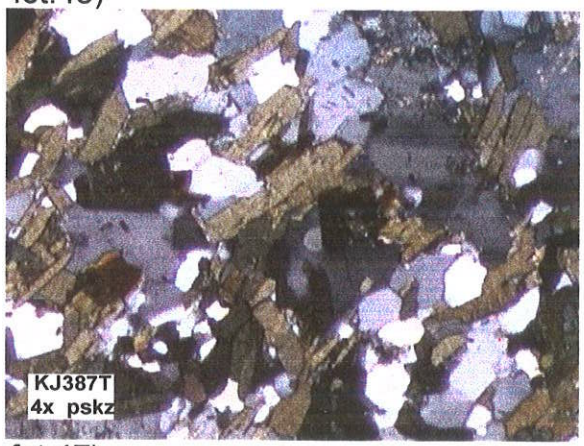
Foto 49) afloramento KJ394, lâmina KJ394s – biotita- hornblenda- sillimanita gnaisse; cristais de sillimanita associados a biotita e minerais opacos, em matriz de quartzo, felsdpato e plagioclásio.

Foto 50) afloramento KJ420, seção polida KJ420 – granitóide porfirítico migmatizado; magnetita (em cristal maior cinza- azulado) com exsoluções de hematita (cinza rosada) e cristais menores cinza azulados, ilmenita com lamelas de magnetita em cristais cinzentos inclusos na magnetita e nas bordas e em ripas alinhadas diminutas no interior do cristal de magnetita, 10x.

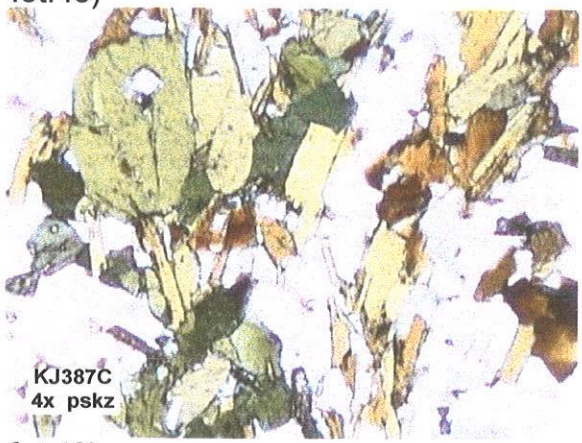
Foto 51) afloramento KJ413, seção polida KJ4133 – hornblenda- biotita gnaisse; calcopirita (amarelo forte, levemente zonado), e alteração de sulfeto no centro e borda do cristal, 20x.

Foto 52) afloramento KJ417, lâmina KJ4173b – biotita- hornblenda gnaisse com muscovita; cristal subédrico de hornblenda associado a minerais opacos subédricos, plagioclásio, biotita e quartzo.

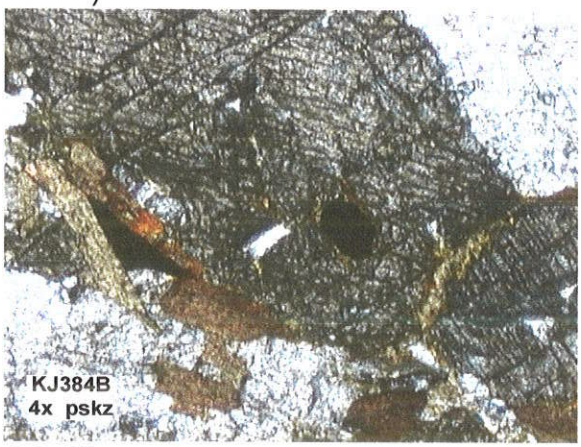
fot.45)



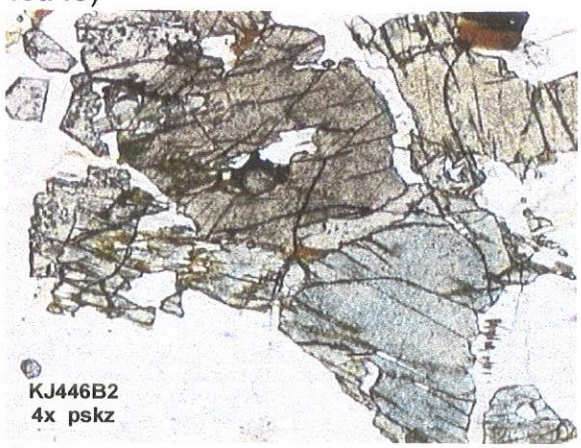
fot.46)



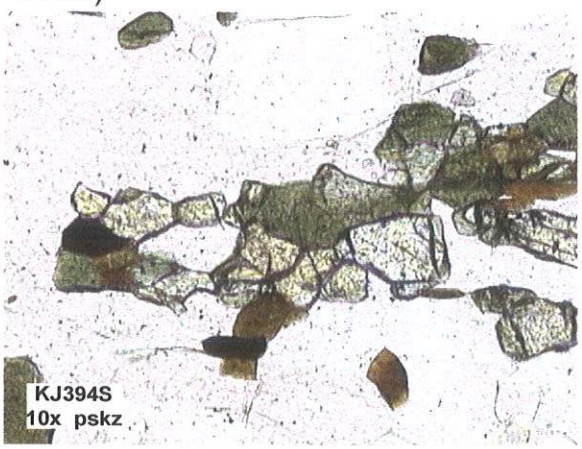
fot.47)



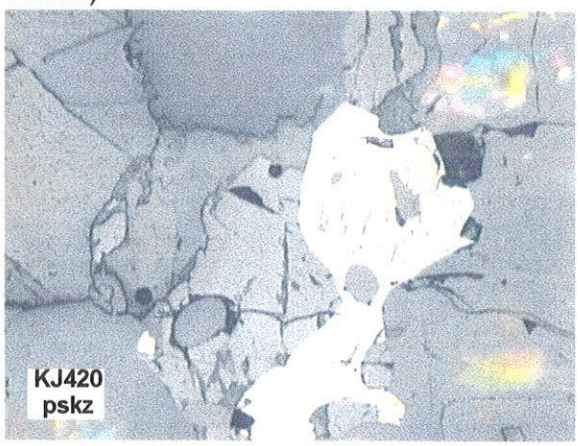
fot.48)



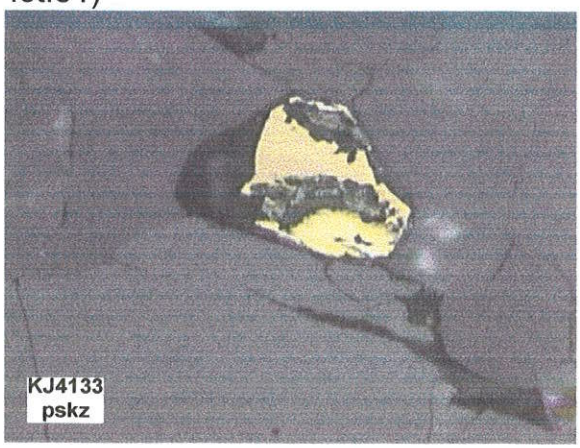
fot.49)



fot.50)



fot.51)



fot.52)

Prancha 9) Fotomicrografias

Apresentam bandas félsicas quartzo- feldspáticas e bandas máficas com biotita orientada segundo a foliação principal, em rochas migmatíticas com estrutura nebulítica.

A composição mineralógica consiste de feldspato alcalino; plagioclásio (andesina) anédrico a subédrico com inclusões de biotita; quartzo em grãos discóides, associado ou incluso no plagioclásio; anfibólio (fot.52.) em cristais subédricos, associados à biotita; biotita em cristais subédricos, com pleocroísmo pardo-claro a castanho; muscovita subédrica, escassa. Os minerais acessórios são titanita, zircão, apatita e minerais opacos subédricos, representados por magnetita e hematita intercrescidos, goethita e sulfetos (fot.53.).

3.4. Suite Intrusiva Espírito Santo

Esta associação litológica foi proposta informalmente por Machado Filho *et al.* (1983), designando granitóides de carácter sin a pós tectônico ao Ciclo Brasiliano, similares aos que afloram na região da Serra dos Órgãos, no Rio de Janeiro. Ocorrem intrusivos nas litologias do Complexo Juiz de Fora e Gnaisse Eugenópolis, nos setores norte e sudeste da área estudada.

- (ges) - granitóides

Estes granitóides estão foliados, localmente migmatizados e milonitizados. Apresentam composição granítica a granodiorítica.

Os termos milonitizados afloram no setor sudeste da área, próximo à Santo Antônio de Pádua e termos migmatíticos afloram no setor norte, onde apresenta xenólitos de biotita-hornblenda gnaisse granulítico migmatizado do Complexo Juiz de Fora.

Apresentam composição granítica, granulação média a grossa, coloração rosada a cinza-claro, textura porfirítica, com megacristais de feldspato alcalino orientados, enclaves máficos, diques de microgranito de composição sienogranítica e veios de quartzo (fot.36.).

Sua composição mineralógica consiste de: feldspato alcalino (ortoclásio e subordinadamente microclínio) em megacristais de 1 a 5 cm, frequentemente orientados (marcando fluxo magmático), quartzo em cristais anédricos, límpidos, plagioclásio subédrico a anédrico, associado à biotita, biotita com pleocroismo amarelo escuro a castanho-avermelhado, associada a hornblenda, anfibólio (hornblenda) com pleocroismo verde escuro a castanho.Os minerais acessórios são: apatita, titanita, zircão euédrico e minerais opacos, representados por: magnetita (fot.54.), ilmenita e hematita intercrescidos (fot.57.), associados com hornblenda e biotita quando secundários. Os sulfetos são calcopirita e pirita (fot.55.; fot.56.).

Prancha 10

Foto 53) afloramento KJ417, seção polida KJ4173d – biotita-granada gnaisse; exsoluções de hematita e magnetita, bordas de alteração com bornita (azul claro), goethita (cinza azulado claro com tintas rosadas), calcopirita (amarelo claro) na borda inferior esquerda, imersa em goethita e em contato com ferro (vindo da alteração da bornita), 20x.

Foto 54) afloramento KJ430, seção polida KJ430 – granito milonitizado; magnetita com exsoluções de ilmenita em cristais cinza azulados menores, rodeados por óxidos de alteração, bornita (rosado) e calcopirita (amarelo claro), no cristal maior, covelina em cristal azulado (canto superior direito), 20x.

Foto 55) afloramento KJ415, seção polida KJ415c – granito foliado (em contato com granada gnaise); pirita (amarelo forte) calcopirita (amarelo pálido no centro), bornita (rosa-azulado) e alterações dos sulfetos nas bordas e contatos com o silicato.

Foto 56) afloramento KJ415, seção polida KJ4151 – granito foliado (em contato com granada gnaisse); pirita (amarelo forte) euédrica, alterada no bordo direito, 20x.

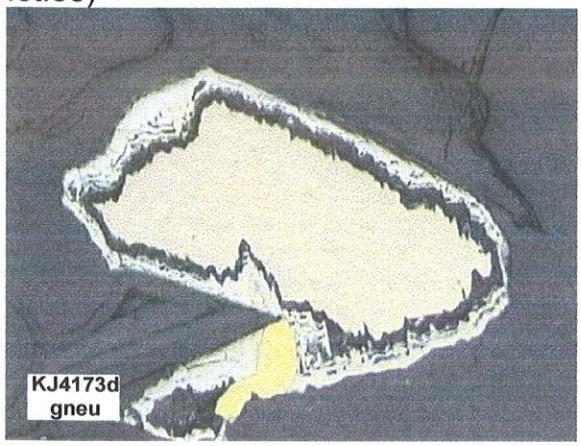
Foto 57) afloramento KJ420, seção polida KJ420h – granito (em contato com biotita- hornblenda- granada gnaisse); hematita (cinza claro) no centro de cristal zonado e alterado, ilmenita e calcopirita (amarelo) nas bordas, textura de reação nos bordos do cristal por migração do ferro, 20x.

Foto 58) afloramento KJ384, lâmina KJ384d – granada granulito; ortopiroxênio em cristal típico deste litotipo, óxidos e biotita nas fraturas.

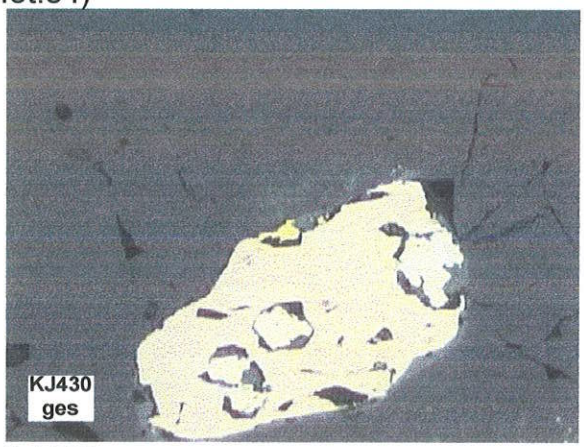
Foto 59) afloramento KJ390, lâmina KJ390f – granada granulito; porfiroblasto de hornblenda cristalizado sobre a granada, associado a cristais de magnetita nas bordas e como inclusão.

Foto 60) afloramento KJ385, lâmina KJ385c4 – biotita granada gnaisse granulítico; formação de ortopiroxênio seguindo a direção do fraturamento em granada, presença de óxidos nas fraturas da granada e biotita nas bordas e fraturas.

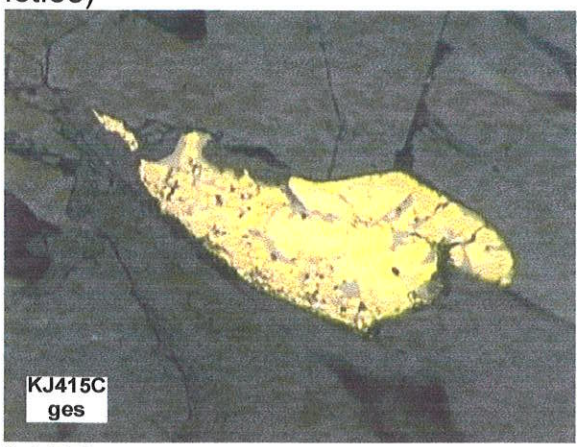
fot.53)



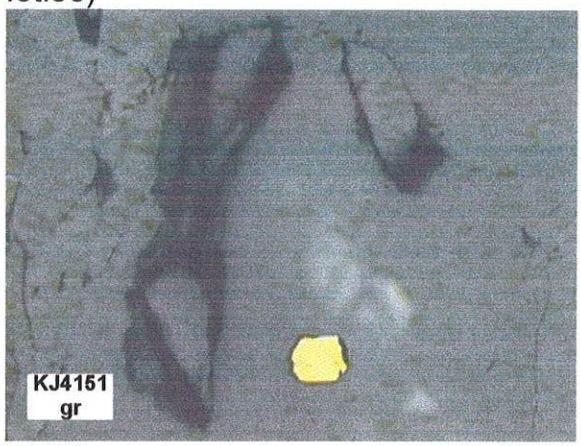
fot.54)



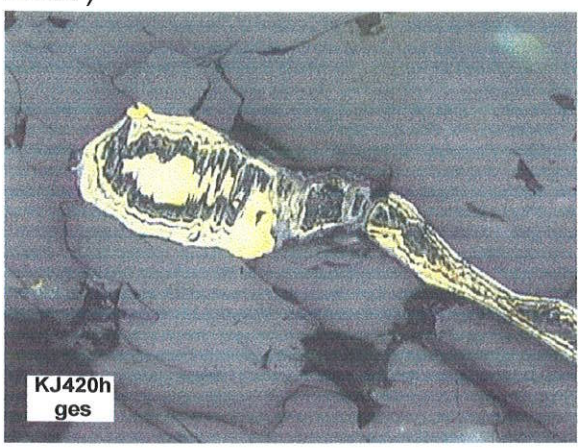
fot.55)



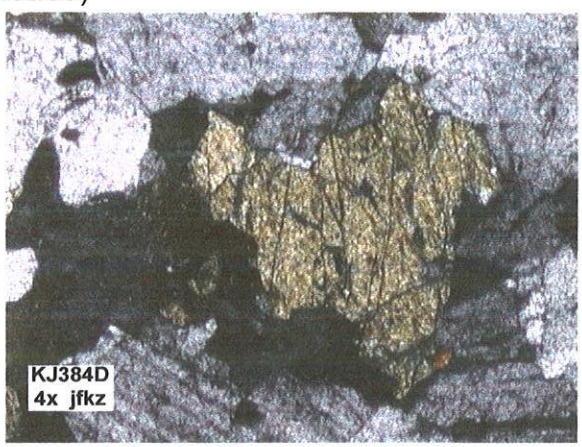
fot.56)



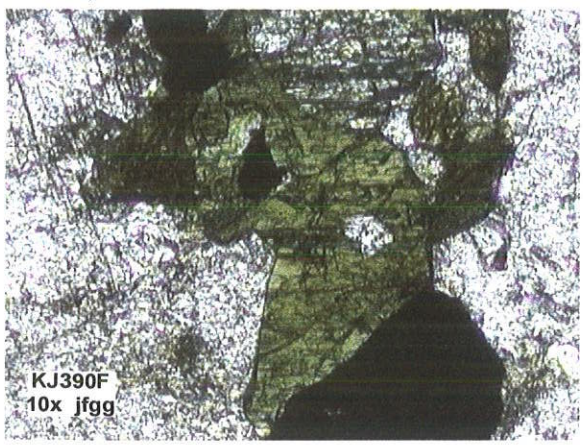
fot.57)



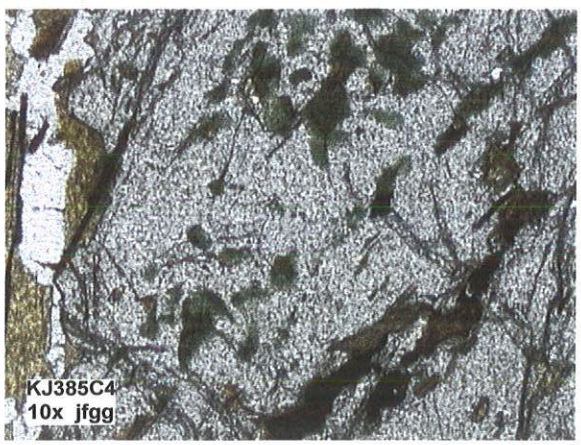
fot.58)



fot.59)



fot.60)



Prancha 10) Fotomicrografias

Veios dobrados de microgranito fino, rosado, de 10 a 50cm de largura, injetam toda a área e principalmente os migmatitos e granitos. Estes veios muitas vezes apresentam direção nordeste, coincidente com o trend preferencial das estruturas da área e da Zona de Cisalhamento Além Paraíba.

As principais características petrográficas das litologias da área estão resumidas em (tab.3.1.) e, considerações sobre a petrografia acima descrita, aliadas e comparadas a dados obtidos na literatura constam no ítem exposto a seguir.

3.6. Interpretação e discussão dos dados

Os dados petrográficos obtidos no presente trabalho permitiram a individualização e caracterização das litologias aflorantes, predominantemente rochas granulíticas, de composição enderbítica a charnockítica e gnaisses, em fácies anfibolito alto, de composição granodiorítica a tonalítica, geradas sob condições de metamorfismo progressivo de alta temperatura e baixa pressão, reequilibradas posteriormente sob temperaturas mais baixas e, subordinadamente, migmatitos e rochas granitóides.

As rochas intermediárias e básicas, pertencentes ao Complexo Juiz de Fora, constituem o embasamento, representado por gnaisses granulíticos de origem ígnea e sedimentar, granulitos e charnockitos, das rochas supracrustais intermediárias, representadas por orto e paragnaisses pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul e Gnaisse Eugenópolis.

Os migmatitos afloram próximos à falhamentos de empurrão e/ou próximos à intrusões graníticas. Gnaisses granulíticos ocorrem migmatizados, sugerindo, neste caso, que a granulitização foi anterior à migmatização.

Localmente ocorrem migmatitos, com paleossoma granulítico e neossoma quartzo feldspático, próximos a charnockitos e granulitos, na porção central e noroeste da área, ambos associados a falhamento transcorrente, sugerindo origem metamórfica para os charnockitos ali presentes, cujo contato com as litologias circundantes não ficou definido em campo.

As litologias aflorantes ocorrem dispostas em blocos, alongados e descontínuos, na direção N-NE, localmente truncados por estruturas E-W. Os contatos acontecem por falhamentos de empurrão, de baixo ângulo de mergulho e cujo traço mostra direções NE, N-NE, N-NW, predominantemente nos setores oeste, norte, central e sul da área estudada e, através de falhamentos direcionais NE de alto ângulo, nos setores sudeste e sul – sudoeste da área, correlatos à Zona de Cisalhamento Além Paraíba.

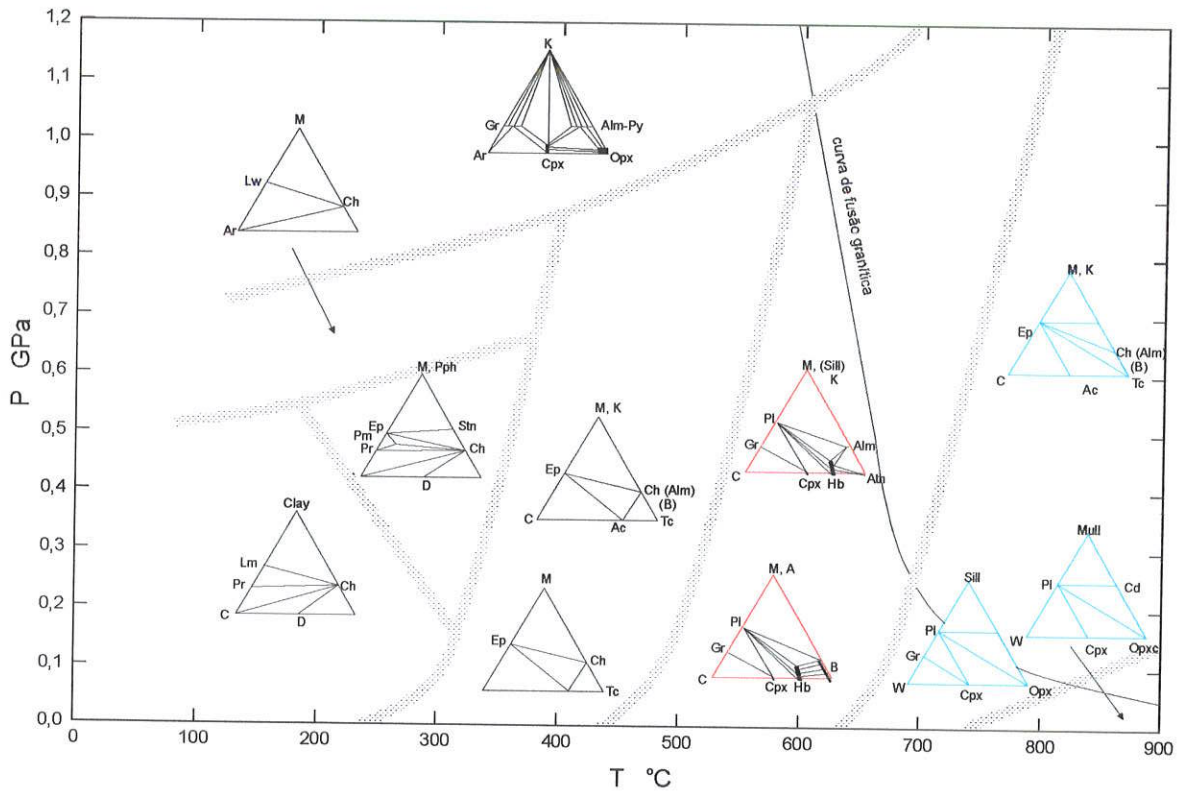


Fig. 3.1. Diagrama PxT com as fácies metamórficas e diagramas ACF das assembléias mineralógicas. Em azul, os diagramas da fácies granulito e em vermelho, os diagrams da fácies anfibolito, onde plotam as litologias que afloram na área estudada.

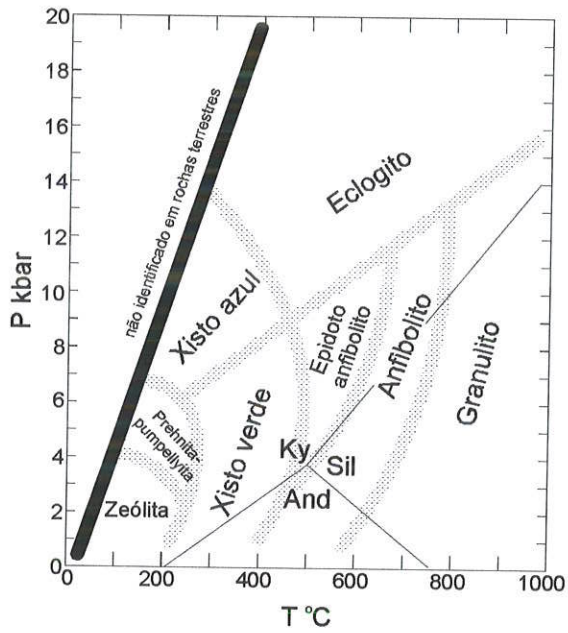


Fig. 3.2. Diagrama PxT mostrando as principais fácies metamórficas e o ponto triplo da alumina (Al_2SiO_5), com os campos de estabilidade da cianita, andaluzita e sillimanita, no metamorfismo regional de rochas máficas depois de Holdaway (1971) *apud* Spear (1993).

O metamorfismo retrógrado ocorre em vários pontos da área e, principalmente nas rochas da parte sudeste e sul - sudeste da área, onde ocorrem orto e paragnaisses do Complexo Paraíba do Sul em contato com paragnaisses granulíticos do Complexo Juiz de Fora, através de falhamentos direcionais relacionados aos efeitos da tectônica transpressiva que afetou a área. O soerguimento destas litologias favoreceu a percolação de fluidos, ao longo destes falhamentos promoveram a hidratação das paragêneses.

As rochas aflorantes nos setores sudeste e sul – sudeste foram fortemente recristalizadas e afetadas por deformação dúctil, indicada pelo formato lobado e serrilhado dos grãos, feldspatos estirados, subgrãos de quartzo, cordões de quartzo recristalizado ao redor de minerais e *ribbons*.

As litologias do **Complexo Juiz de Fora**, predominantes na área, apresentaram paragênese anidra, composta de ortopiroxênio + - clinopiroxênio + plagioclásio, por vezes substituída por anfibólio + quartzo e óxidos, nas rochas de composição enderbítica e, nas rochas charno-enderbíticas e charnockíticas, a paragênese anidra, composta de ortopiroxênio + - (granada) + feldspato potássico + - quartzo, mostrou substituição parcial por biotita +- (sillimanita) + quartzo e óxidos. Pela composição predominantemente enderbítica e paragênese característica, estas litologias podem ser expressas no diagrama de rochas básicas (fig. 3.1.).

Evidências de metamorfismo retrógrado na fácies anfibolito ocorrem com frequência na área estudada. As litologias granulíticas foram parcialmente transformadas em hornblenda- biotita gnaisses bandados, com resquícios da assembléia de maior temperatura.

Nos ortognaisses granulíticos enderbíticos (jfkg) e granulitos máficos (jfgg) temos a paragênese principal composta de plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio (+- feldspato potássico), magnetita, ilmenita, com ou sem quartzo. Quando ocorre anfibólio (hornblenda), este não está em equilíbrio com a paragênese principal, mas substituindo o piroxênio.

Nos gnaisses granulíticos e granulitos, as feições de reação como coroas com cristais de anfibólio em torno de cristais de piroxênio (fot.15.) indicam decréscimo nas condições de equilíbrio de pressão e temperatura, com diminuição de pressão, possivelmente por descompressão.

Feições do tipo granada com ortopiroxênio e plagioclásio (fot.60.), (fig.A.12.) e grãos de hornblenda formados ao redor de cristais de piroxênio (fot.17.), de cristais de plagioclásio, bem como ilmenita associada à titanita, indicam reequilíbrio para condições de temperatura e pressão mais baixas.

Tab. 3.1. Características petrográficas de litologias da área estudada

	Litologia	Comp./Granulação	Estruturas / Texturas	Composição mineralógica
PSKZ	biot-hbl-grt gnaisse	diorítica/fina a média	granob. granolep.	pla, biot, alm, fK, qzo, sill, opac, zr, ap
	gr-biot gnaisse	granod./fina a média	milonítica / granolep.	pla, fK, qzo, biot, grt, opac, pirrot, cpir, born, mon, ap
	grt-hbl-biot-sill gnaisse	granod./média	migmatítica / granonematob.	pla, fK, qzo, grt, hbl, biot, sill, opac, tit, mon
	hbl- biot- sill gnaisse milonítico	granod./fina	milonítica / granonem.	pla, fK, qzo, hbl, biot, sill, opac, tit, mon
PSKG	biot-hbl gnaisse	granítica/média	milonítica / granob.	fK, pla, qzo, hbl, biot, opac, zr, ap
	biot-grt gnaisse	granítica/média	migmatítica / granolep.	fK, pla, qzo, olig, mic, biot, grt, sill, opac, goet, hem, epi, zr, ap
	biot-hbl gnaisse	granod./média	granob. granonem. granop.	pla, fk, qzo, hbl, biot, opac, cpir, zr, ap
	hbl-biot gnaisse	granod./fina a média	granob. porfirob.	pla, fK (mic), qzo, biot, hbl, opac, cpir, zr, tit, ap
	mic-hbl-biot gnaisse	sienog./média	granopor.	mic, pla, qzo, biot, hbl, opac, mag, ilm, born, esp, zr, ap
	biot-grt gnaisse	monzogr./média	nematob.granob.granolep.	pla, mic, qzo, opx, biot, grt, opac, zr, ap, mon, tit
JFKZ	grt-hbl-biot gnaisse granulítico	charnoend./média	nematob.granob.granolep.	pla, fk, qzo, biot, opx, grt, opac, zr, ap, carb
	biot-grt gnaisse granulítico	charnoend./média	granolep. porfirob.	pla, fK, qzo, biot, opx, grt, sill, opac, zr, tit, ap
	biot-grt gnaisse granulítico	charnoend./média	granob. granolep.	pla, fK, qzo, biot, opx, grt, opac, zr, tit, mon
	grt granulito	mang./fina a média	granob. granoporf.	pla, fK, opx, biot, grt, qzo, zr, opac, tit, mon
	grt-biot-pla gnaisse granulítico	charnoend./média	granob. granolep.	pla, fK, qzo, biot, grt, opx, opac, zr, ap, mon, tit
	biot-hbl-grt gnaisse granulítico	mang./fina a média	milonítica / granob. granolep.	pla, fK, biot, grt, opx, qzo, sill, opac, zr, ap
	biot-grt gnaisse granulítico	charnock./média	migmat. / granolep. porf.	qzo, pla , mic, biot, grt, sill, opx, mag, hem, bor, goet, cpir, epi, zr, ap
	biot-hbl-grt gnaisse granulítico	enderb./fina	granob. porfirob.	pla, fK, qzo, opx, hbl, opac, mag, ilm, hem, cpir, pirrot, born, zr, ap
	grt granulito	charnoend./fina	granob.	pla, fK (ort), qzo, biot, grt, opx, opac, zr, tit, mon
	grt gnaisse granulítico	enderbítica/fina	granob. granolep. granop.	pla, opx, grt, biot, hbl, fK, qzo, opac, pirrot, cpir, ilm, tit, mon, ap
JFKG	gnaisse granulítico	charnoend./média	granonem.granolep.granob.	pla, opx, biot, anf, cpx, qzo, opac, zr, tit, mon,
	biot -hb gnaisse granulítico	enderbítica/média	granonem.granolep.	pla, fK, opx, biot, qzo, hbl, opac, mag, hem, zr, ap, tit
	hb- biot gnaisse granulítico	charnoend./média	granonem.granolep.	pla, fK, opx, biot, anf, qzo, mag, ilm, pirrot, cpir, born, cov, zr, ap
	biot-grt gnaisse granulítico	charnoend./média	granob. granolep.	pla, fK, opx, grt, biot, qzo, opac, zr, tit, mon
JFGG	charnockito	charnock./grossa	maciça / granob.	fK, pla, qzo, opx, biot, cpx, zr, tit, mon, mag, opac
	granulito	enderbítica/fina	maciça / granob.	pla, opx, biot, fK, cpx, qzo, opac, tit, mon, ap
GES	granito porf.	charnock./ grossa	maciça / porfir.	fK (ort), pla, qzo, cpx, biot, hbl, opac, zr, tit, mon, ap
	granitóide porf. migmat.	granít./grossa	porfirítica	fK, pla, qzo, biot, hbl, opac, mag, hem, ilm, zr, ap
GNEU	biot-hbl gnaisse musc	granod./média	granob. granonem. granop.	pla, fk, qzo, hbl, biot, musc, opac, zr, ap
	hbl-biot gnaisse pegmatítico	granod./média	foliada / granoporf.	fK (mic), qzo, pla, biot, hbl, musc, opac, mag, ilm, cpir, born, zr, tit, ap

A presença de ortopiroxênio e plagioclásio é característica nas lentes de granulitos e gnaisses granulíticos enderbíticos do Complexo Juiz de Fora, que ocorrem frequentemente intercalados com paragnaisses félsicos com granada, mas sem piroxênio, do Complexo Paraíba do Sul (compare fot.47. com fot.58).

A formação de hornblenda e biotita pela substituição parcial de cristais de piroxênio é uma feição observada com frequência nas rochas granulíticas da área e indica a hidratação da assembléia mineral destas rochas, ao longo dos contatos entre as superfícies de empurrão ou falhas direcionais.

Os porfiroblastos de hornblenda são escassos, associados aos cristais de biotita e minerais opacos, ocorrendo nas bandas máficas dos ortognaisses granulíticos básicos (jfkg), como mineral primário preservado, algumas vezes com óxidos nas fraturas.

Nas rochas da parte sudeste da área, onde ocorrem orto (pskg) e paragnaisses (pskz) do Complexo Paraíba do Sul em contato com paragnaisses granulíticos com granada (jfkz) do Complexo Juiz de Fora, verificamos a presença de uma assembléia mineral representada por porfiroblastos de piroxênio, com óxidos nas fraturas e clivagens e, também de cristais de plagioclásio, quartzo e hornblenda primária, nos gnaisses granulíticos.

Esta mesma assembléia mineral, com acréscimo de clinopiroxênio, com os cristais de piroxênio sendo substituídos por anfibólio e biotita e, com os cristais de anfibólio associados ao crescimento de biotita e opacos nas fraturas e bordas, ocorre preservada como porfiroblastos, acusando a atuação do metamorfismo retrógrado das litologias granulíticas. A presença de cordierita indica alta temperatura e pressão média, ou descompressão sob temperatura constante.

Outras feições indicativas de metamorfismo retrógrado ocorrem localmente, como cristais de quartzo e lamelas de granada sobre porfiroblastos de piroxênio (fot.58.; fot.59.) (fig.A.20.). A reação referente ao desaparecimento do piroxênio é: piroxênio + plagioclásio = quartzo + granada.

A formação de ortopiroxênio, biotita, plagioclásio e opacos nas fraturas e bordas da granada, sem presença de clinopiroxênio indica condições de pressão mais baixas em gnaisses granatíferos granulíticos do Complexo Juiz de Fora, segundo a reação grt+qzo=opx+pla (fot.60.), (fig.A.12.).

Nos setores central, oeste e norte da área, o metamorfismo retrógrado ocorreu provavelmente durante o soerguimento das litologias granulíticas, promovido durante a tectônica tangencial que gerou os empurrões, predominantes nestes setores.

Gnaisses granulíticos ocorrem migmatizados, associados aos falhamentos de empurrão, próximos à intrusões graníticas e também próximos a falhamentos direcionais

NW. Migmatitos, nos setores central e norte, apresentaram estruturas dobradas para NW.

Localmente ocorrem migmatitos, com melanossoma granulítico e leucossoma quartzo feldspático, próximos a charnockitos, e granulitos, na porção noroeste da área (pontos 422, 382 e 383, fig.4.1.), em área de falhamento direcional, o que sugere a associação dos charnockitos com os granulitos ali presentes.

As litologias do **Complexo Paraíba do Sul**, aflorantes no limite oriental da área, representadas por granada gnaisses e sillimanita- granada gnaisses, com paragêneses evidenciando alta temperatura apresentaram paragênese metamórfica indicativa de fácies anfibolito alto (fig.3.1.), acima da segunda isógrada da sillimanita (fig.3.2.) (fot.49.), composta de anfibólio + biotita + plagioclásio +_ (granada) e sillimanita, por vezes reequilibrada para anfibólio + biotita e óxidos.

Os paragnaisses com sillimanita e feldspato alcalino pertítico ocorrem esparsos (fot.47.; fot.49.) (fig.A.16.) e a assembléia mineral composta de granada + biotita + plagioclásio + feldspato potássico + sillimanita + cordierita + ilmenita é típica de metapelitos de alta temperatura, acima da segunda isógrada da sillimanita (fig. 3.2.), mostrando condições compatíveis com a migmatização verificada em alguns pontos, próxima à granitos aflorantes no setor sudeste da área.

Nos biotita-hornblenda gnaisses há evidências de diminuição da temperatura, indicado pela formação de biotita parcialmente substituindo o anfibólio, associada a opacos e quartzo (fot.47.) (fig.A.11.) e o feldspato potássico apresenta como fase predominante o microclínio (fot.40.).

Em muitas amostras de granada-biotita gnaises, porfiroblastos de granada parecem formados a partir do consumo de cristais de biotita, minerais opacos e quartzo, indicando metamorfismo progressivo.

Por outro lado, alguns cristais de granada também ocorrem, em biotita-granada gnaisses do setor sudeste da área, parcialmente substituída em suas bordas e em fraturas por biotita, indicando reequilíbrio em temperaturas mais baixas, com rehidratação associada, da granada e da matriz quartzo feldspática.

Reequilíbrio, com maior pressão de água poderia promover a cristalização dos agregados de biotita (fot.31.) e hornblenda presentes (fot.46.). A granada cristalizou sobre estes agregados (fot.46.) associada aos cristais de biotita e minerais opacos.

As condições sugeridas pela assembléia mineral dos paragnaisses com granada do Complexo Paraíba do Sul (pskz) condizem com a assembléia mineral dos paragnaisses com biotita e hornblenda (pskg) do mesmo Complexo e com a paragênese dos gnaisses granulíticos com biotita e hornblenda e migmatitos do Complexo Juiz de Fora (jfkg), com

os quais estão intercalados.

O reequilíbrio das paragêneses sob condições de temperatura e pressão mais baixas pode ser devido à exumação destas rochas devida à tectônica transpressional, associado à percolação de fluidos nos planos de falhamentos direcionais presentes nos setores leste, sudeste e sul – sudeste da área, onde afloram as litologias do Complexo Paraíba do Sul.

No setor sudeste e sul – sudeste da área, o metamorfismo retrógrado estaria relacionado a um soerguimento diferencial de rochas de diferentes níveis crustais, ao longo de falhas transcorrentes, durante a tectônica direcional (*strike-slip* associadas a *flower structure*) que também produziu a forte milonitização neste setor. Esta milonitização favoreceria, a percolação dos fluidos causadores da hidratação da paragênese.

A evolução metamórfica da área, sugerida pelos dados petrográficos obtidos neste trabalho, implica na presença de rochas orto e paraderivadas, que foram metamorfizadas em fácies anfibolito e granulito, durante um evento metamórfico (M1), gerando foliação gnáissica regional. Posteriormente, estas rochas foram afetadas por um evento metamórfico retrógrado (M2) que favoreceu o reequilíbrio da assembléia mineralógica destas rochas para condições de temperatura e pressão menos elevadas.

Evidências geocronológicas apresentadas em Cordani *et al.* (1968b, 1973, 1973b, 1979) e Delhal *et al.* (1969) indicaram idade transamazônica (aprox. 2,0 G.a.) para as rochas dos Complexos Paraíba do Sul e Juiz de Fora, idade brasiliana (600 - 540 M.a.), incluindo datação K/Ar em rocha da área de Santo Antônio de Pádua) para o evento que retrabalhou estas rochas e gerou granitos sintectônicos e, idade tardi a pós-brasiliana (500 – 470 M.a.) para um evento que gerou granitos pós – tectônicos. O metamorfismo nas fácies granulito e anfibolito foi colocado como anterior à milonitização brasiliana.

Estas evidências são concordantes com a verificação de duas fases metamórficas regionais, uma responsável pela formação das rochas granulíticas e gnáissicas da área e outra responsável pelo retrometamorfismo destas rochas, indicadas pela análise dos dados petrográficos obtidos nesta dissertação.

Oliveira (1980, 1981, 1982, 1983) e Batista (1984) propuseram que as rochas dos Complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul, de idade primária arqueana, foram deformadas e recristalizadas, em ambiente de catazona, durante os Ciclos Transamazônico e Brasiliano, transformando charnockitos ígneos e rochas supracrustais em granulitos, gnaisses kinzigíticos e milonitos.

Oliveira (1981, 1982) apresentou dados indicando condições de temperatura entre

812 – 839^0 C e pressão entre 6 – 4 Kb, (termômetro ortopiroxênio – clinopiroxênio em cristais de piroxênio) para o metamorfismo granulítico de gnaisses granulíticos afetados por tectônica transcorrente, concordantes com as assembéias mineralógicas e texturas verificadas pelos dados petrográficos apresentados nesta dissertação, para as rochas granulíticas pertencentes ao Complexo Juiz de Fora, durante o metamorfismo retrógrado (M2).

Siga Jr. *et al.* (1982, 1989) propôs a existência de um processo erosivo que removeu 20 Km de crosta, ao longo do Sudeste brasileiro, desenvolvido em duas etapas, uma durante a orogênese brasiliana e outra durante o Meso – Cenozóico. A descompressão brasiliana é condizente com os dados petrográficos sugestivos de diminuição de pressão para os gnaisses granulíticos do Complexo Juiz de Fora.

Iyer *et al.* (1987) obtiveram dados geocronológicos indicando duas gerações de rochas granulíticas na Faixa Ribeira, envolvendo o Complexo Juiz de Fora, estudado nesta dissertação. A primeira teria produzido complexos granulíticos entre 2,1 – 2,7 G.a. e, a segunda geração teria idade neoproterozóica, entre 620 – 570 M.a..

Egydio –Silva & Mainprice (*in press*), Porcher (1997), Tupinambá & Trouw (1995) e Correa Neto (1994) apresentaram dados petrográficos e microestruturais para gnaisses e granulitos milonitizados, próximos à area do presente trabalho, sugerindo que a deformação transcorrente ocorreu sob condições metamórficas da fácies granulito, em acordo com a segunda geração de rochas granulíticas, propostas por Iyer *et al.* (*op.cit.*), durante o Ciclo Brasiliano.

Na presente dissertação, os dados petrográficos obtidos não evidenciaram se a transcorrência ocorreu sob fácies granulito ou simplesmente sob fácies anfibolito alto, seguida do pico do metamorfismo na fácies granulito.

Dayan e col. (1989, 1993, 1994) consideraram o metamorfismo retrógrado, presente nas litologias granulíticas, originado pelo soerguimento e hidratação das rochas granulíticas, durante a deformação transcorrente, indicado pela cristalização progressiva de hornblenda e biotita sincinemáticos, sobre piroxênio.

A proposta desta dissertação para o metamorfismo da área, cujos dados petrográficos indicaram a presença de uma fase de deformação (D1), relacionada a metamorfismo (M1), e um metamorfismo retrógrado (M2) afetando estas litologias, é condizente com a proposta de Dayan e col. (*op.cit.*), verificada pela similaridade das feições de reação.

A evolução tectônica da região deste trabalho, segundo Porcher (1997), envolveu dois eventos principais, um evento tangencial (D1 + D2) acompanhado por metamorfismo progressivo regional (M1), e um evento transcorrente (D3) mais jovem, desenvolvido sob condições metamórficas retrógradas (M2).

Para as rochas relacionadas ao evento D1 + D2, dados termobarométricos indicaram temperatura entre 807 – 877^0 C e pressão entre 6 – 6,7 Kb para M1 e, para as rochas relacionadas ao evento D3, temperatura entre 734 – 743^0 C e pressão de 5,2 Kbar para M2. Para Porcher (*op.cit.*), o metamorfismo (M1), relacionado ao evento tangencial (D1+D2) apresentou feições sugestivas de descompressão isotérmica e, o metamorfismo (M2), relacionado ao evento transcorrente (D3), apresentou dados condizentes com trajetória de resfriamento isobárico, ao final de D3, causado por relaxamento térmico devido a erosão.

A autora colocou a impossibilidade de datação relativa entre os eventos tangencial e direcional, devido à carência de dados geocronológicos mas, sugere, no caso de estes eventos terem se desenvolvido durante um mesmo ciclo orogênico, que seus resultados termobarométricos condizem com trajetórias P- T – t de situações envolvendo espessamento crustal, possivelmente devido ao cavalgamento e também aos efeitos da transcorrência.

Os dados obtidos nesta dissertação, referentes às assembléias mineralógicas e texturas observadas nas litologias da área, são condizentes com as considerações apresentadas em Porcher (1997), para os eventos metamórficos progressivo e retrógrado. Entretanto, na presente dissertação, relacionamos um evento transpressivo (D1), que envolveu deformação tangencial associada à direcional, ao metamorfismo progressivo (M1) e, consideramos que o metamorfismo retrógrado (M2) foi concomitante e posterior ao final da deformação direcional gerada por D1. Seriam necessários dados geocronológicos para determinar a relação exata entre M1 e M2.

Considerando as altas temperaturas sugeridas pelas paragêneses verificadas durante o presente trabalho, o esclarecimento do quadro termocronológico da região necessita de métodos geocronológicos que apresentam temperatura de fechamento elevada, como U/Pb em zircão, granada, monazita e titanita e Sm/Nd em granada e piroxênio.

4. Análise estrutural e cinemática

Nos trabalhos de campo foram estudados 73 afloramentos, plotados no Mapa de Pontos (fig. 4.1.). As atitudes das medidas de estruturas planares e lineares, obtidas em campo, estão plotadas no mapa (fig.4.2.) e as coordenadas geográficas das atitudes médias da foliação e lineação magnéticas, representativas de cada afloramento, estão plotadas no mapa (fig.4.3.).

A partir da observação destes mapas foi verificada a existência setores com predominância de diferentes atitudes de foliação e lineação (fig.4.4.).

As litologias aflorantes nestes setores, associadas às estruturas ali observadas, estão representadas no Mapa Geológico (Anexo 3).

As atitudes de estruturas visíveis em campo, analisadas em conjunto com as atitudes obtidas pela ASM, (compare fig.4.2. e 4.3.) apresentou evidente similaridade e, permitiu considerar a fábrica magnética como normal, onde os eixos do elipsóide de susceptibilidade K1 e K3 são representativos da lineação magnética (K1) e do pólo da foliação magnética (K3), possibilitando o tratamento dos dados necessários para traçar o padrão de comportamento cinemático para a área e seus setores.

A fábrica planar predominante encontrada nos litotipos da área é o bandamento gnáissico, com dobras marcadas por bandas máficas, cujos planos axiais são paralelos à direção dos planos principais de foliação NE. A foliação milonítica predomina no setor sul.

A fábrica linear é dada por lineações de biotita, anfibólio e estiramento de feldspatos, com mergulhos variáveis, de baixo ângulo em gnaisses granatíferos e miloníticos no setor sul e de médio a alto ângulo nos demais setores da área.

A identificação dos minerais magnéticos presentes, nas amostras da área estudada neste trabalho, foi feita através de microscopia ótica de luz transmitida e refletida, utilizando lâminas delgadas e seções polidas, onde foram identificados magnetita, hematita rica em titânio, pirrotita e ilmenita como principais minerais magnéticos opacos e, biotita, anfibólio e piroxênio como silicatos magnéticos, indicando que a fábrica magnética das rochas analisadas foi determinada pela soma das contribuições dos minerais ferromagnéticos e paramagnéticos presentes.

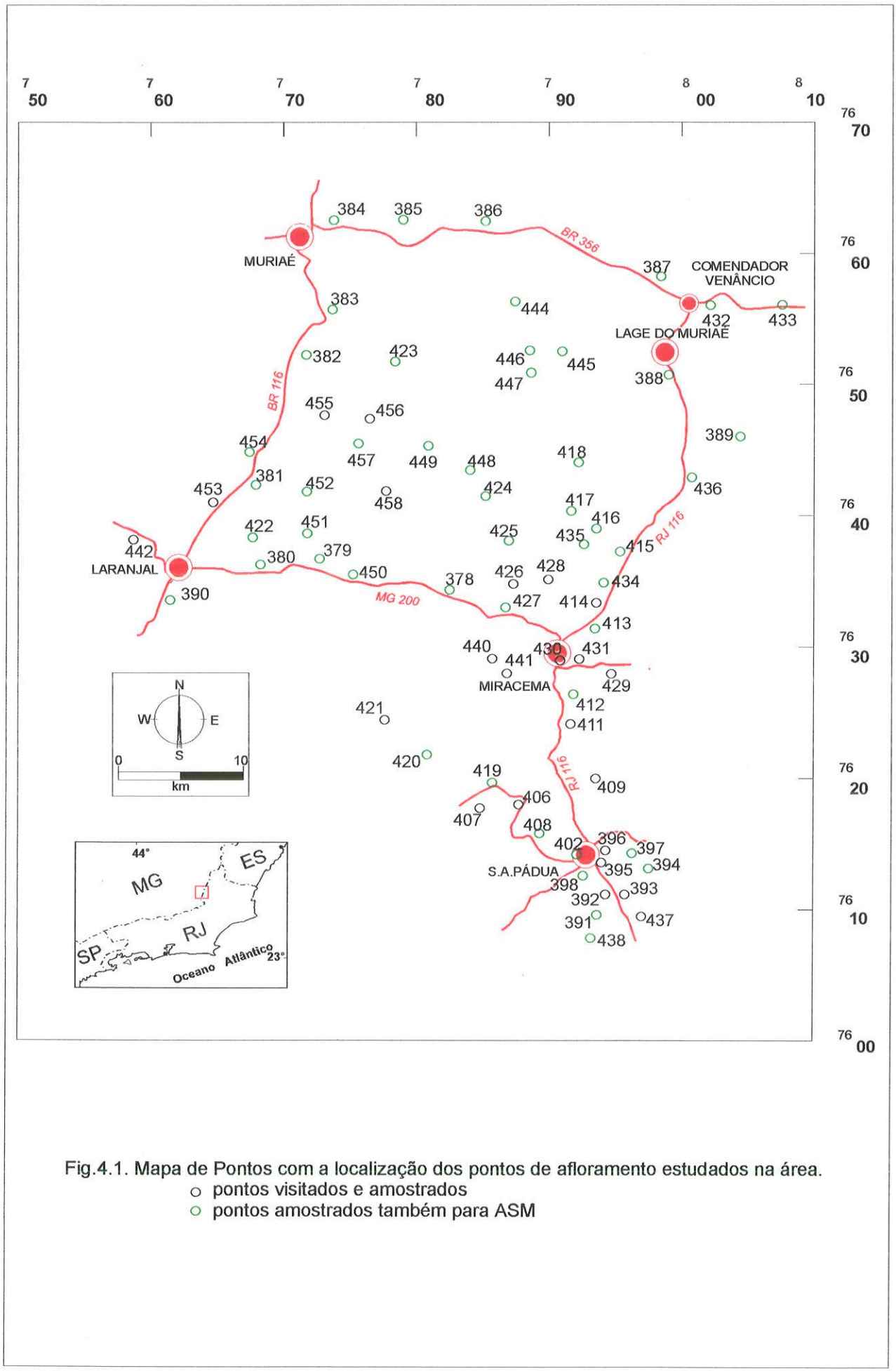


Fig.4.1. Mapa de Pontos com a localização dos pontos de afloramento estudados na área.
- ○ pontos visitados e amostrados
- ○ pontos amostrados também para ASM

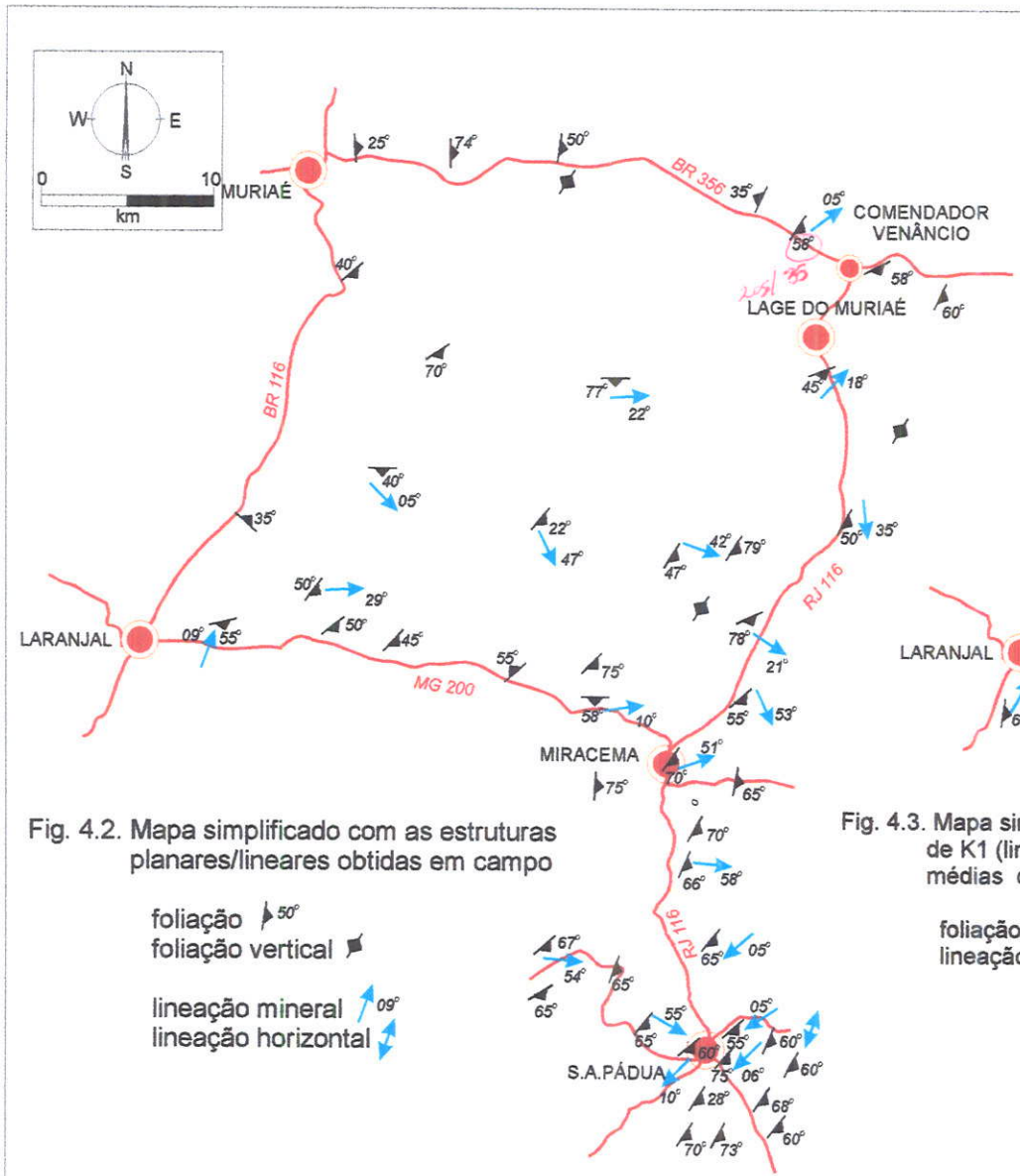


Fig. 4.2. Mapa simplificado com as estruturas planares/lineares obtidas em campo

foliação
foliação vertical

lineação mineral
lineação horizontal

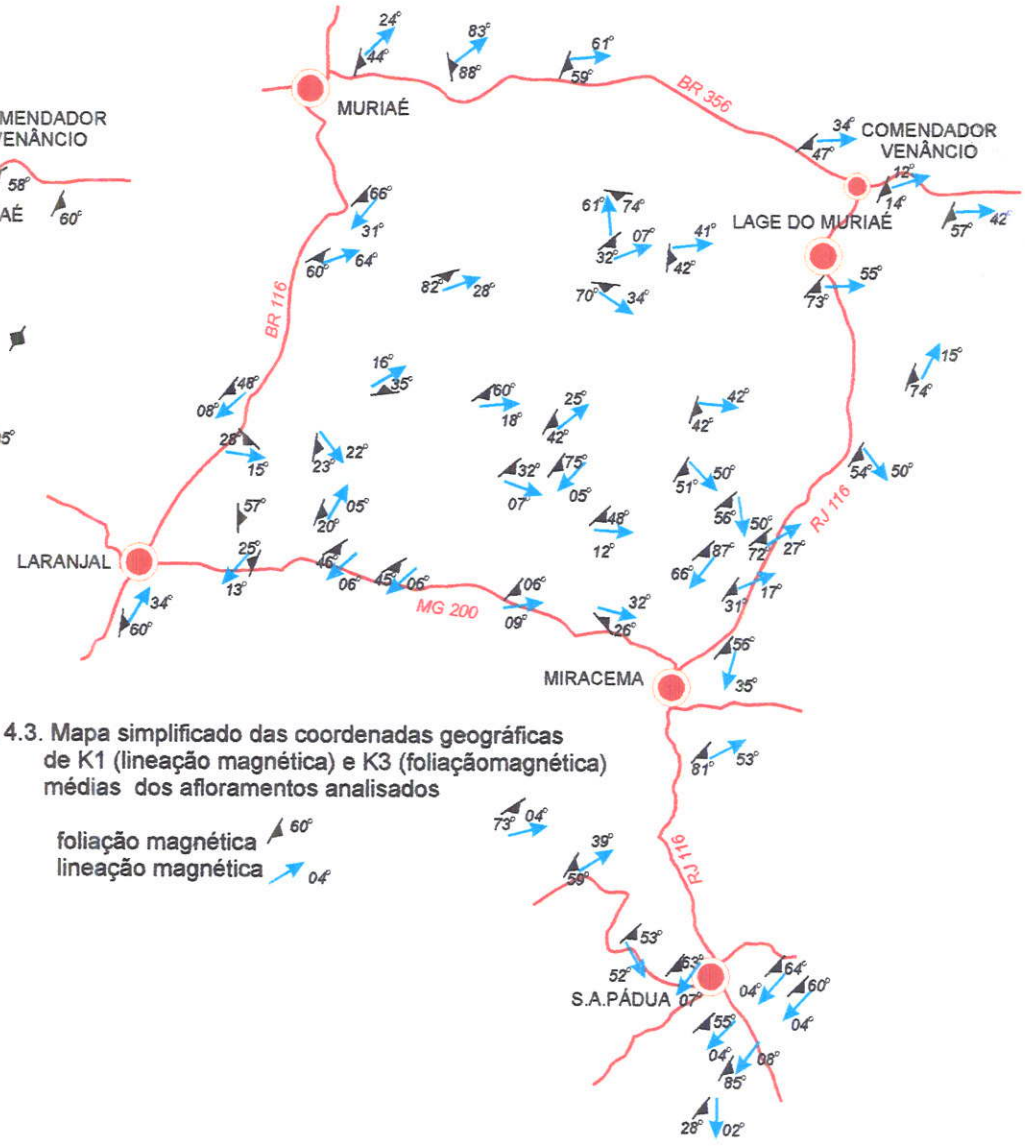


Fig. 4.3. Mapa simplificado das coordenadas geográficas de K1 (lineação magnética) e K3 (foliaçãomagnética) médias dos afloramentos analisados

foliação magnética
lineação magnética

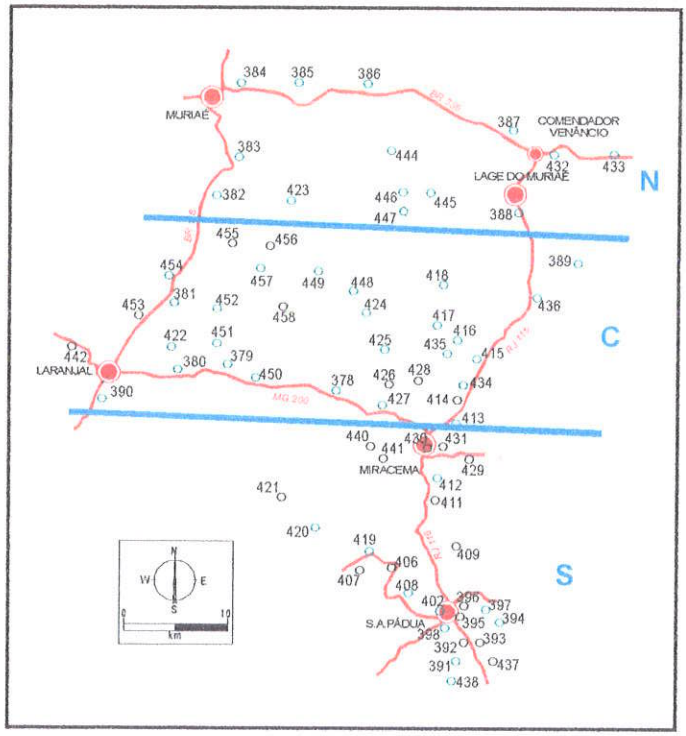


Fig. 4.4. Mapa esquemático com a divisão da área em setores.

De acordo com a orientação predominante da direção dos planos de foliação, a área foi dividida em setor norte (N), central (C) e sul (S) ,(traços em azul).

4.1. Comparação da petrofábrica com a fábrica magnética

No **setor norte** da área estudada, falhamentos de empurrão e direcionais se alternam e, foi verificada uma inflexão da direção do plano das foliações, de NE para NW. (fig.4.2., fig.4.3., fig.4.5.)

Ao longo da estrada entre Comendador Venâncio e Muriaé, a direção dos planos das foliações inflete, de direções NE - NNE com mergulhos subverticais e de alto ângulo para SE, próximo a Comendador Venâncio, para direções NS, com mergulhos de alto a médio ângulo para E, próximo a Muriaé. Direções próximas a EW, com mergulho de alto ângulo para sul, associadas à lineações paralelas de baixo ângulo, foram também verificadas.

As foliações magnéticas correspondentes apresentam direções NE, com mergulhos de médio ângulo, próximo à Comendador Venâncio, infletindo para direções NS - NW, com mergulhos de alto ângulo, próximo à Muriaé. Ocorrem também foliações EW, mergulhando para S. As lineações magnéticas ocorrem oblíquas, em alto ângulo com o plano de foliação e mergulho médio para E.

Os estereogramas representando os afloramentos deste setor mostram K1, K2 e K3 fracamente concentrados na maioria dos afloramentos (e.g. fig.5.12., ests. 5, 33, 37, 38.).

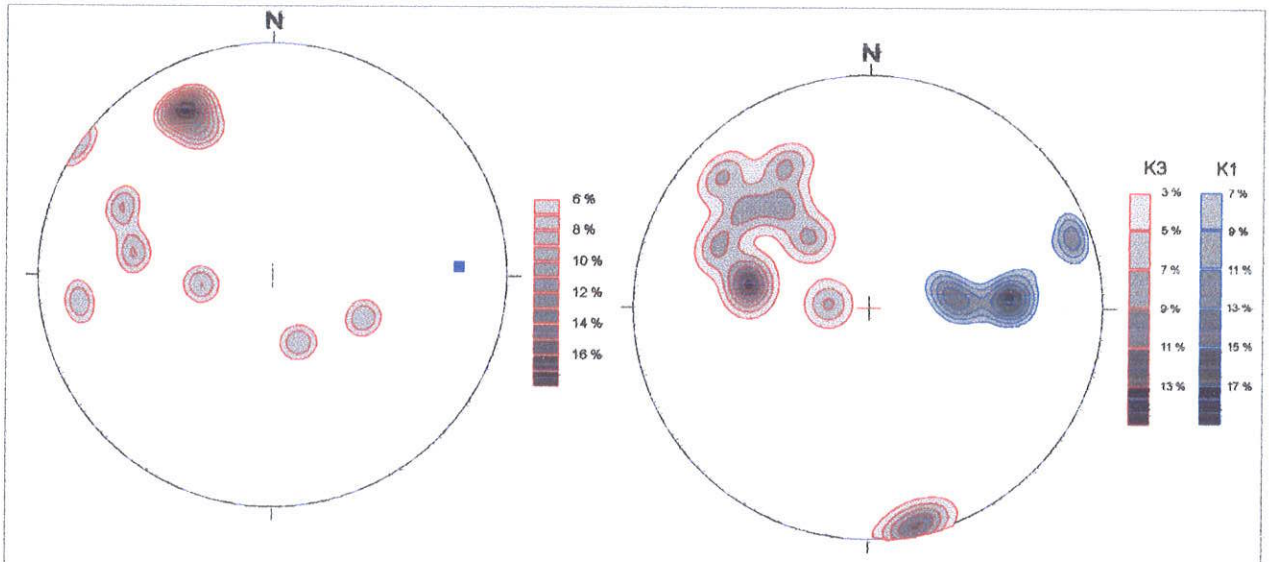


Fig.4.5. Diagramas de contorno com as atitutes de foliação e lineação no Setor Norte.
diagrama de contorno das foliações de campo, (vermelho, n=11) e lineações (azul, n=1)
diagrama de contorno das foliações (vermelho, n=14) e lineações (azul, n=14) magnéticas

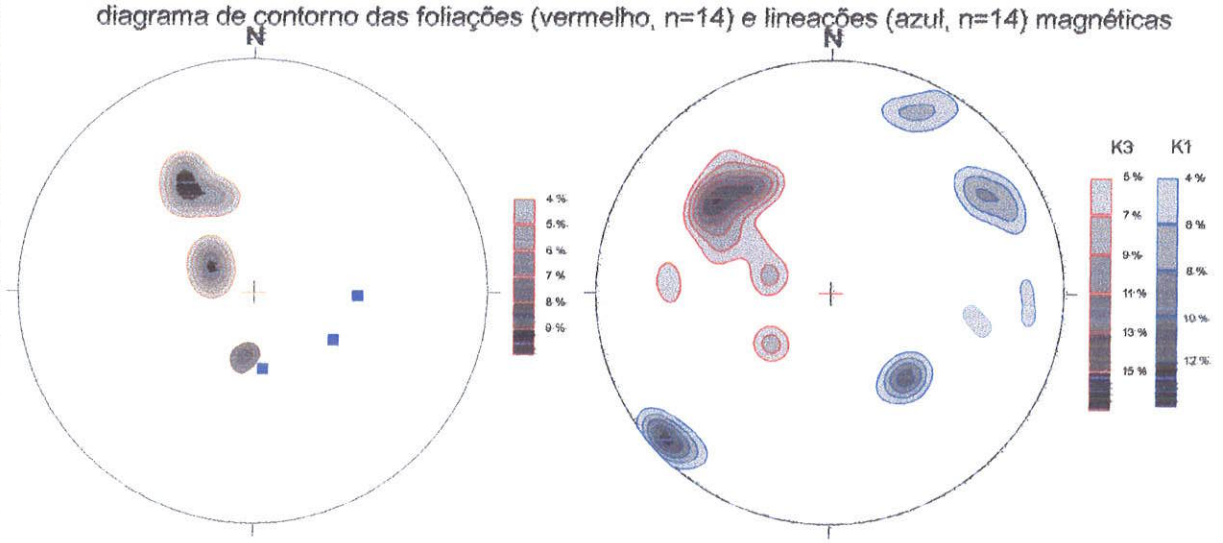


Fig.4.6. Diagramas de contorno com as atitutes de foliação e lineação no Setor Central.
diagrama de contorno das foliações (vermelho, n=22) e lineações de campo (azul, n=5)
diagrama de contorno das foliações(vermelho, n=25) e lineações magnéticas (azul, n=25)

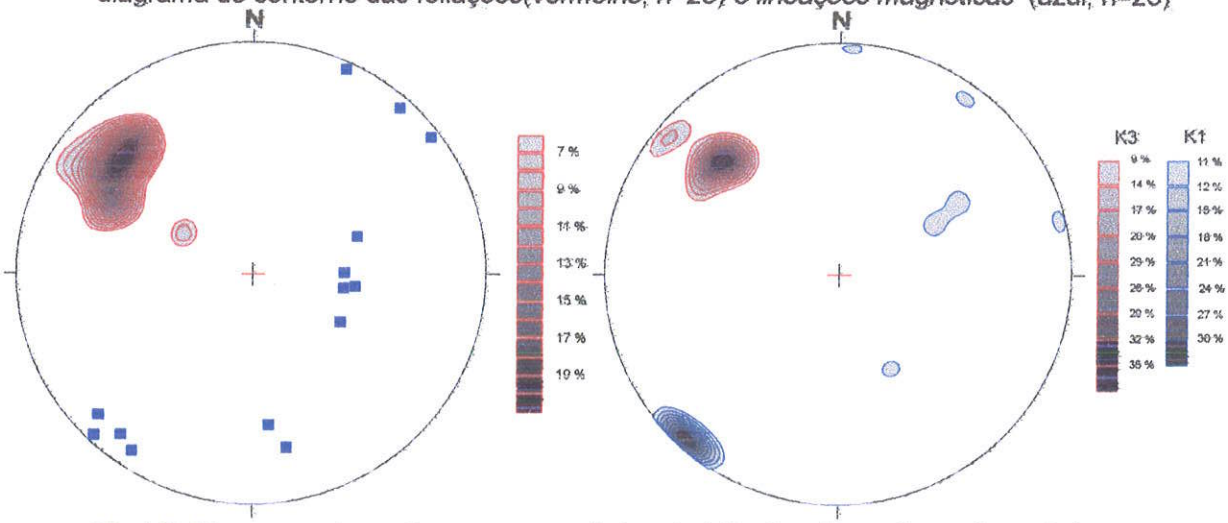


Fig.4.7. Diagramas de contorno com as atitutes de foliação e lineação no Setor Sul.
diagrama de contorno das foliações (vermelho, n=37) e lineações (azul, n=14) de campo
diagrama de contorno das foliações (vermelho, n=10) e lineações (azul, n=10) magnéticas

A plotagem T x P' para os afloramentos analisados no setor norte mostrou elipsóides de ASM levemente oblatos, com amostras plotando tanto no campo dos oblatos, quanto dos prolatos ou neutros (fig.5.12., grafs. 9, 11, 32, 37, 38.).

O **setor central** da área estudada apresenta rochas com fábrica mesoscópica pouco visível. Algumas foliações gnáissicas de direção e mergulho variados e, lineações escassas, foram encontradas em gnaisses granulíticos com granada e biotita do Complexo Juiz de Fora. (fig.4.2., fig.4.3., fig.4.6.)

As foliações mostraram planos com direção variando de NE a E-W, mergulhando em baixo a médio ângulo para SE. A direção preferencial EW acompanha falhamentos de mesma direção presentes, de mergulho alto.

Ao longo da estrada entre Laranjal e Muriaé, foram encontradas poucas foliações, de direções variadas, NE e EW, mergulho baixo para SE.

As lineações minerais mesoscópicas são escassas, em granada gnaisses e biotita – granada gnaisses, com direções oblíquas às direções dos planos de foliação e mergulhos sub-horizontais.

Nas proximidades e ao longo da estrada Miracema – Laranjal, ocorrem planos de foliação gnáissica com direções NE a quase EW e, localmente NS. As atitudes variam entre N20E - N80E, concentradas em N40E, com mergulhos de médio a alto ângulo para SE.

Dobras com eixos paralelos à foliação regional ocorrem em gnaisse com muscovita pertencente ao Gnaisse Eugenópolis.

As lineações são raras, apenas em hornblenda-biotita-granada gnaisse do Complexo Juiz de Fora. Próximo à Miracema, a lineação de baixo ângulo mostrou direção EW, normal à direção do plano de foliação gnáissica, evidenciando a fábrica tangencial.

Próximo a Laranjal, a foliação gnáissica EW mergulha em médio ângulo para SE e, a lineação ocorre quase perpendicular à direção do plano de foliação, com baixo ângulo de mergulho.

As foliações magnéticas apresentam direção aproximada E-W e mergulho de médio a alto ângulo para S e direções NE com mergulho de alto ângulo para SE.

As lineações magnéticas apresentam direções sub-paralelas à oblíquas, em baixo ângulo, às direções dos planos de foliação magnética, com mergulhos de médio a baixo ângulo, para SE.

Os estereogramas, representando os afloramentos desta porção do setor central, mostram K1, K2 e K3 fracamente agrupados, com a dispersão aumentando de leste para oeste (e.g. fig.5.12., ests. 4, 5, 6, 23, 35, 39, 40, 44.).

A plotagem T x P', destes afloramentos, mostrou elipsóides de ASM variando entre francamente oblatos (e.g. fig.5.7., grafs. 23, 45, 24, 29, 35, 44) a prolatos e/ou neutros (fig.5.7., grafs. 4, 5, 6,11, 28, 30, 47, 39, 48, 40.).

Ao longo da estrada entre Miracema e Lage do Muriaé, as foliações mostram planos concentrados na direção N30E, mergulhando para sudeste em ângulo médio. Uma segunda direção de foliação, provavelmente mais antiga, mostra direção NW e mergulho de alto ângulo para SW.

A transposição da foliação gnáissica por foliação milonítica evidenciou a presença de estruturas anteriores, sugerida pela presença de planos de foliação com direção NW e por lineação de intersecção NS de médio ângulo.

As lineações minerais, de biotita em biotita gnaisse granulítico, com direção NW e baixo ângulo de mergulho e de estiramento de feldspato em granada gnaisse milonítico, com direção NE e baixo ângulo de mergulho.

As foliações magnéticas correspondentes apresentaram direção preferencial NE, variando de NS, N20E a N40W, e com mergulhos de baixo ângulo a médio ângulo para SE, NW e NE.

As lineações magnéticas mostraram direção NE com mergulho baixo para SE e, localmente, direção SW e mergulho para SE, paralelas aos planos de foliação, exceto próximo a Laranjal, onde a foliação magnética, próxima da direção NS, mergulha em alto ângulo para E e, a lineação ocorre oblíqua ao plano de foliação, com mergulho médio.

Os estereogramas correspondentes mostraram dispersão de K1, K2 e K3 (fig.5.12., ests.1, 2, 3, 26, 30, 31, 41.), exceto num afloramento de granada gnaisse granulítico do Complexo Juiz de Fora (fig.5.7., graf.42.), que mostrou alta concentração estatística das atitudes magnéticas.

A plotagem de T x P', para os mesmos afloramentos, mostrou elipsóides de ASM variando entre oblatos, prolatos e/ou neutros, sem predominância num mesmo afloramento (fig.5.7., grafs.1, 2, 3, 26, 30, 31, 41.). Apenas um afloramento, de granada gnaisse granulítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora (fig.5.7., graf.42.) que mostrou medidas magnéticas fortemente agrupadas, apresentou elipsóides prolatos.

No **setor sul** da área, próximo às cidades de Santo Antônio de Pádua e Miracema, a concentração dos planos de foliação milonítica apresenta direção preferencial nordeste, entre N40E-N50E, com mergulho de alto ângulo para SE, em torno de 60SE. (fig.4.2., fig.4.3., fig. 4.7.)

As lineações de estiramento apresentam direção preferencial NE, N40E-N50E, concordante com a direção dos planos das foliações, com mergulhos sub-horizontais para SE.

Dobras com plano axial paralelo à direção preferencial dos planos de foliação, N40E com mergulho de alto ângulo para SE, foram observadas em gnaises granulíticos, finamente bandados, com biotita.

Os indicadores cinemáticos, marcados por porfiroblastos rotacionados de feldspato e granada, encontrados preferencialmente em paragnaisses miloníticos pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul, indicam sentido de movimento dextrogiro, localmente ocorrendo simétricos.

A foliação magnética apresenta direção preferencial nordeste, N40E-N50E, com mergulho de alto ângulo, 55^0 a 81^0 SE. As lineações magnéticas apresentam direção NE, paralela à das foliações, com caimentos sub-horizontais. As lineações magnéticas plotaram em guirlanda de atitude aproximada N40E/60SE, sugerindo sua rotação ao longo deste plano, sob cisalhamento simples.

Os estereogramas referentes aos afloramentos deste setor mostram coordenadas geográficas de K1, K2 e K3 com forte agrupamento estatístico, tanto nas litologias granulíticas do Complexo Juiz de Fora (fig.5.12., est. 16, 17 e 18) como nos gnaisses do Complexo Paraíba do Sul (fig.5.12., est. 14 e 19).

A plotagem de T x P', para os afloramentos analisados, mostrou elipsóides de ASM oblatos (fig.5.7., grafs.14, 15, 16, 17, 18.) e apenas um afloramento com distribuição equivalente entre amostras entre elipsóides oblatos e prolatos (fig.5.7. graf.46.).

Próximo à cidade de Miracema, a foliação milonítica apresenta direção preferencial NE, variando entre N30 E – N50 Ecom mergulhos para SE de alto ângulo.

As lineações estiramento de feldspatos ou lineação mineral dada por biotita e/ou anfibólio são concordantes entre si, paralelas ou oblíquas à direção dos planos de foliação milonítica, com mergulhos de médio a alto ângulo.

Os indicadores cinemáticos, marcados por porfiroblastos rotacionados de feldspato e *boudins*, indicam sentido de movimento dextrogiro.

A foliação magnética apresenta direção preferencial NE, com mergulhos para SE de alto e médio ângulo. As lineações magnéticas são paralelas à direção do plano de foliação magnética.

Os estereogramas, referentes aos afloramentos desta porção do setor sul, mostram forte concentração estatística em granulito s.s. (fig.5.12., est. 34.) e leve dispersão em gnaisse granulítico (fig.5.12., est. 20.) do Complexo Juiz de Fora e em gnaisse milonítico

do Complexo Paraíba do Sul (fig.5.12., est.21.).A plotagem de T x P' para os afloramentos correspondentes mostrou elipsóides de ASM predominantemente oblatos (fig.5.7., grafs. 20, 21 e 34.).

A plotagem, em diagramas de contorno, das atitudes de foliação e lineação verificadas em campo (fig.4.8.) e, a plotagem das atitudes de foliação e lineação magnéticas (fig. 4.9.), foi feita em rede de Schmidt, hemisfério inferior, para visualização e comparação dos dados representativos das fábricas mesoscópica e magnética.

O estereograma representativo das atitudes obtidas em campo evidenciou a concentração da direção dos planos de foliação ao longo da direção nordeste, com plano médio de atitude N42E / 55SE, concordante com a atitude média da estrutura regional que controla o padrão estrutural da área, a Zona de Cisalhamento Além Paraíba.

As lineações são de difícial identificação na maior parte das litologias da área, exceto no setor sul e limite leste, que mostraram interferência direta da zona de cisalhamento.

As lineações plotam ao longo de uma guirlanda de atitude N34E / 43SE. A plotagem conjunta das lineações da área causa esta diferença entre a atitude do plano médio da foliação e o plano definido pelas foliações, pois as foliações representadas refletem, predominantemente, o comportamento do setor sul.

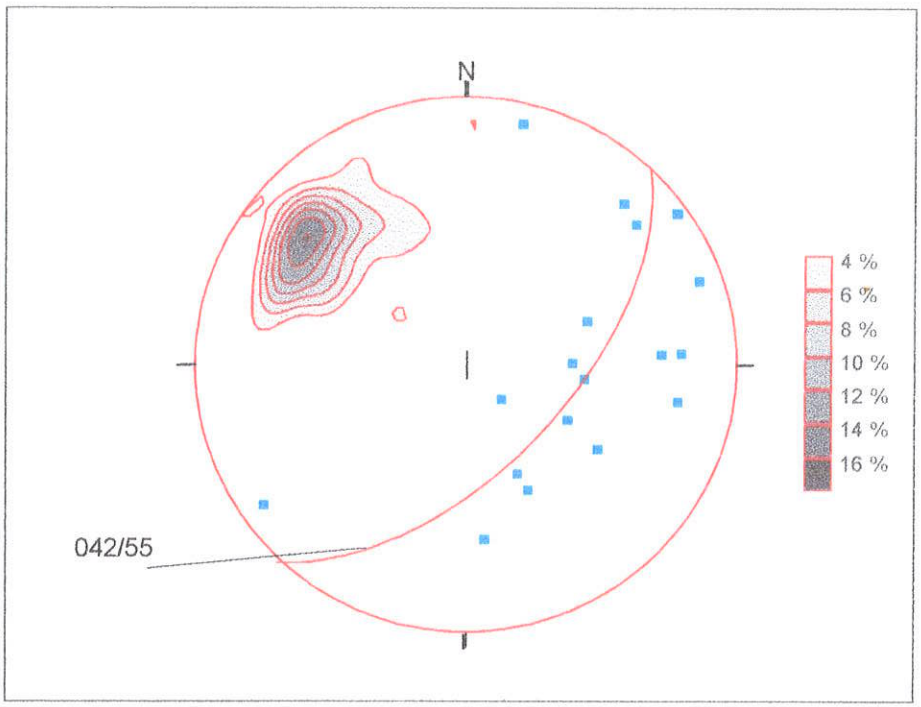


Fig. 4.8. Estereograma com as atitudes das foliações e lineações obtidas em campo
Diagrama de contorno: foliações, n=45, pico=18%, plano médio (Fischer): 042/55
Em azul: lineações, n=21

O estereograma representativo das atitudes obtidas pela aplicação da ASM evidenciou a concentração da direção dos planos de foliação ao longo da direção nordeste, com plano médio de atitude N43E / 59SE, de mesma atitude que o plano médio de foliação dado pelas atitudes de campo.

As lineações plotam ao longo de uma guirlanda de atitude N45E/60SE concentradas em 223;06 e 052;14, evidenciando deslizamento sub-horizontal ao longo de um plano de direção nordeste. A concentração de lineações de médio ângulo na direção EW sugere movimento para oeste, ao longo da direção E-W, principalmente no setor norte da área.

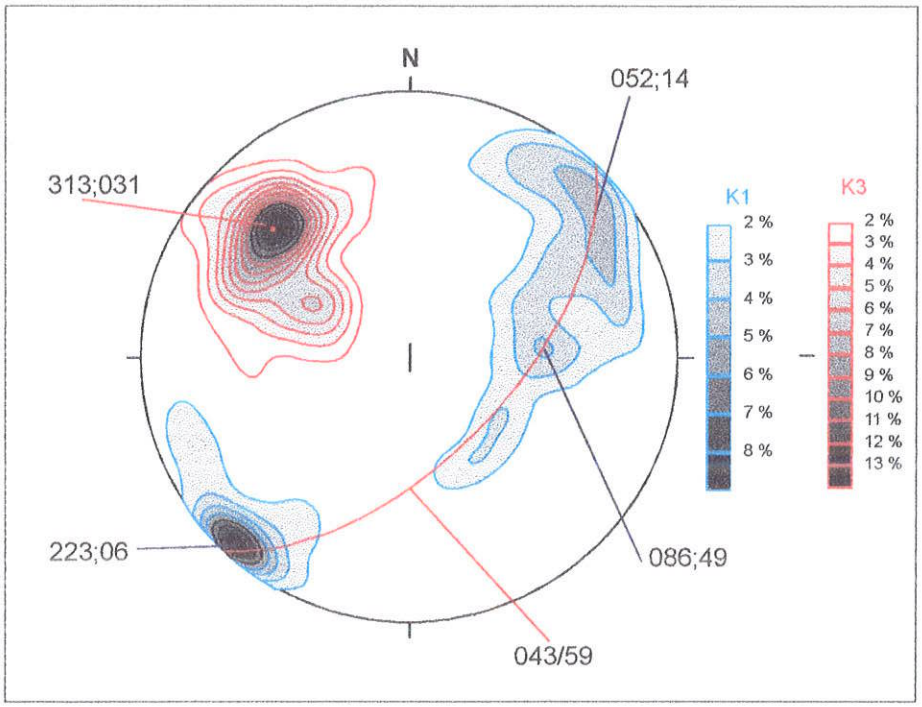


Fig. 4.9. Diagramas de contorno com as atitudes das coordenadas geográficas dos autovetores de ASM, K1 e K3. As atitudes plotadas são representativas da média de cada afloramento.

Contorno vermelho: atitudes de K3, correspondentes aos pólos das foliações magnéticas, n= 49

Contorno azul: atitudes de K1, correspondentes às lineações magnéticas, n= 49

O plano em vermelho mostra a guirlanda ao longo da qual as lineações plotaram, de mesma atitude do plano médio que representa as foliações magnéticas. 043/59

A análise dos dados estruturais apresentados evidenciou a presença de comportamentos tectônicos distintos na área, caracterizando um domínio com tectônica direcional predominante, no setor sul e, um domínio de transição, onde ocorre tectônica tangencial associada a falhamentos direcionais, nos setores central e norte.

O domínio tangencial apresenta planos de foliação de baixo ângulo ($<30^0$), com deslocamentos perpendiculares ou oblíquos em alto ângulo às direções dos planos de

foliação. O domínio direcional apresenta planos de foliação de mergulho alto, com deslocamentos horizontais ou sub – horizontais, paralelos aos planos da foliação milonítica.

As atitudes de foliação e lineação magnética permitiram a elaboração de diagramas de contorno representativos do comportamento do domínio tangencial (fig.4.10.) e direcional (fig.4.11.), pois as estruturas de campo não foram verificadas em quantidade estatística suficiente para esta análise, tendo sido usadas apenas para confirmação.

A análise do estereograma que representa a fábrica tangencial verificada na área indicou três direções preferenciais dos planos de foliação: uma primeira direção, NW, sub-horizontal (236/03), uma segunda direção, NE, de baixo ângulo (320/27) e uma terceira direção, aproximadamente NS (014/20).

O plano médio, definido por estas concentrações (124/83), reflete o lineamento que controla o setor norte, de traço aproximado NW e, se repete, infletindo para EW, no setor central da área, de direção normal à direção da zona de cisalhamento que controla os setores sul e limite oriental da área. (veja fig. 4.12. e Mapa Geológico, Anexo 3).

As lineações, referentes à estas foliações, embora fortemente concentradas (070;10) plotaram em guirlanda, de atitude N40E/19SE, com direção similar à encontrada no plano médio das foliações de campo e magnéticas, direção esta levemente oblíqua à guirlanda ao longo da qual plotam as lineações de campo (10^0 dextrogira). A atitude média das lineações (070;10), indica movimento para oeste, ao longo de uma direção próxima à EW, com mergulho suave.

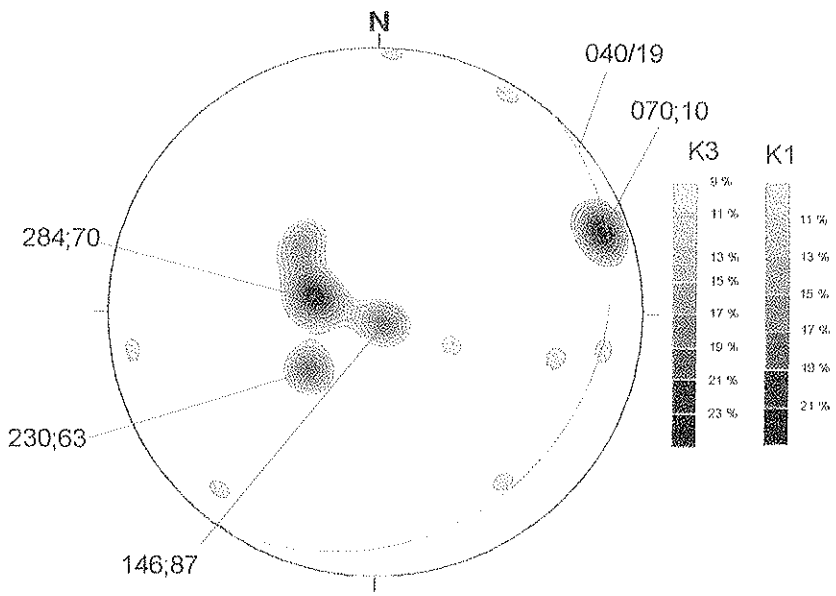


Fig.4.10. Diagrama de contorno das atitudes magnéticas (médias) no domínio tangencial
Contorno vermelho: atitudes de K3, correspondentes aos pólos das foliações magnéticas, n= 10,
Contorno azul: atitudes de K1, correspondentes às lineações magnéticas, n= 10.

A análise do estereograma que representa a fábrica direcional, verificada na área, indicou planos de foliação com direção média N43E/56SE, concordante com a direção da zona de cisalhamento que ocorre no setor sul, onde o domínio direcional é proeminente.

As lineações, referentes à estas foliações, plotaram em guirlanda de atitude N40E/59SE, com direção similar à encontrada no plano médio das foliações de campo e magnéticas e, igual à direção da guirlanda ao longo da qual plotaram as lineações no domínio tangencial, do qual difere em 40^0 , quanto ao ângulo de mergulho.

As lineações plotam ao longo de uma guirlanda de atitude N40E/59SE, concentradas em 225;06, 140;51, 088;40 e 053;25.

O deslizamento ao longo de um plano (043/56), com mergulho pronunciado para sudeste e direção nordeste, semelhante à orientação da zona de cisalhamento, confirma ser este o principal plano de cisalhamento na área.

A concentração de lineações de médio ângulo na direção EW, também presente no domínio tangencial, sugere movimento para oeste, ao longo da direção E-W.

A concentração das lineações em 225;06 sugere deslizamento sub-horizontal ao longo de um plano nordeste, de NE para SW. Este deslizamento rotaciona lineações NE progressivamente para EW e SW, ao longo do plano de cisalhamento nordeste.

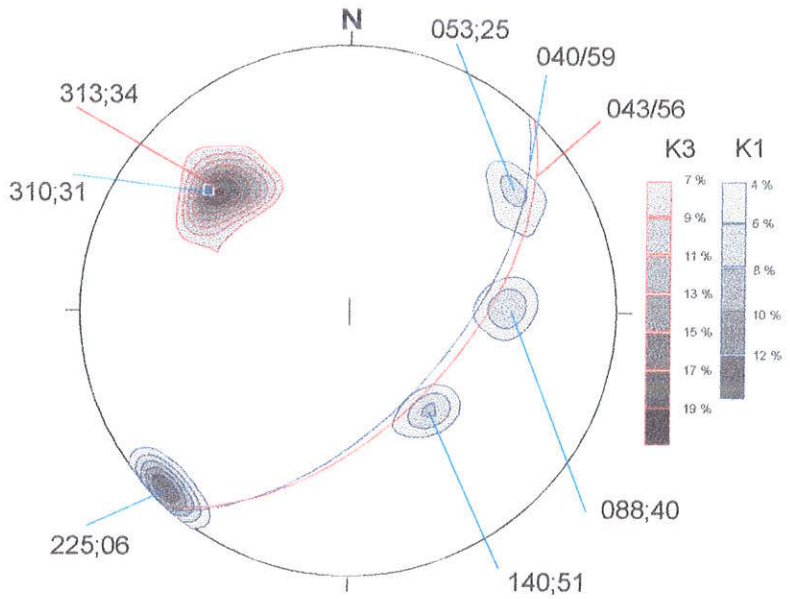


Fig.4.11. Diagrama de contorno das atitudes magnéticas (médias) no domínio direcional
Contorno vermelho: atitudes de K3, correspondentes aos pólos das foliações magnéticas, n= 39,
Contorno azul: atitudes de K1, correspondentes às lineações magnéticas, n= 39,

4.2. Interpretação e discussão dos dados

O setor sul da área deste trabalho apresentou as direções dos planos de foliação com direções preferenciais NE, com mergulhos de alto e médio ângulo para SE. As lineações destes setores ocorrem paralelas às direções dos planos de foliação, de direções NE com mergulhos suaves, médios ou altos para SE. A fábrica predominante é direcional.

Os setores central e norte mostraram planos de foliação de direção NE, de médio a alto ângulo e, planos de foliação NW, com mergulhos médios a baixos para SW, transpostos pela foliação NE, evidenciando a presença de estruturas anteriores.

As lineações nestes setores ocorrem oblíquas, em médio ou alto ângulo com as direções dos planos de foliação, e mergulhos suaves a médios para SE e S.

O controle estrutural é dado por lineamentos NE, predominantes no setor sul e limite oriental, associados à Zona de Cisalhamento Além Paraíba e, por lineamentos NW, predominantes no setor central e sul da área. (fig.4.12.)

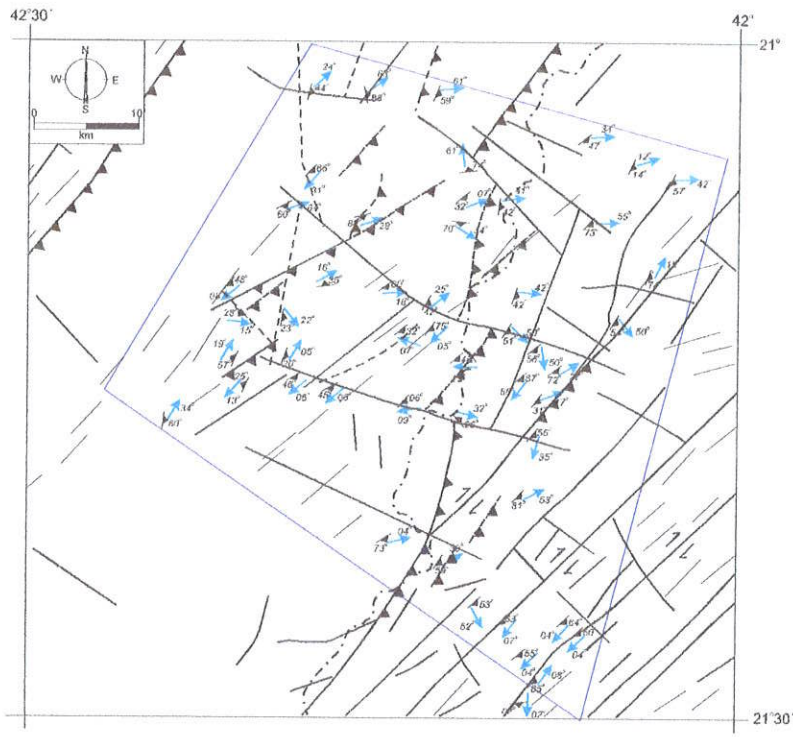


Fig.4.12. Mapa esquemático das estruturas presentes na área estudada.
(para maiores detalhes, veja Mapa Geológico, Anexo 3)

A área apresenta comportamento cinemático coerente com movimento de NE para SW, ao longo de um plano de alto ângulo, com atitude aproximada N40E/60SE.

Os indicadores cinemáticos, identificados principalmente no setor sul, sugerem sentido de movimento dextrogiro ou, localmente ocorrem simétricos, sugerindo a presença de uma componente de cisalhamento puro.

Os falhamentos de empurrão e os falhamentos transcorrentes estão associados às inversões estratigráficas de grau metamórfico nas litologias presentes, que mostram blocos de rochas granulíticas e gnáissicas orto- e paraderivadas, na fácies granulito, rotacionados e estratigraficamente invertidos, anastomosados com blocos de gnaisses na fácies anfibolito, granitóides e charnockitos.

As rochas de embasamento e supracrustais, que constituem estes blocos, apresentam foliações com mergulhos variáveis e, blocos litológicos correlacionáveis apresentam freqüente inconsistência na direção e mergulho de suas foliações e lineações.

No setor sul da área, próximo da zona de deslocamento principal da Zona de Cisalhamento Além Paraíba, os dados indicam predominância de tectônica direcional, ao longo de falhamentos transcorrentes de alto ângulo, de direção preferencial NE, que expuseram rochas granulíticas e gnáissicas da base da crosta, deformadas sob regime dúctil. Estes setores apresentam foliações NE, com mergulho alto e lineações sub-horizontais indicando deslocamento para SE.

Nas bordas dos blocos limitados pelas zonas de cisalhamento as lineações são paralelas à direção do plano de foliação, com mergulhos de ângulo alto a médio, com atitudes de foliação em torno de N30 – 50E/25 – 70SE.

No centro destes blocos, onde a deformação mostrou menor intensidade, a foliação, de baixo mergulho, mostra lineações oblíquas ou normais à direção do plano de foliação, sugerindo que o núcleo dos blocos preservou uma foliação tangencial, pré-existente à foliação de alto ângulo, sugerindo que os empurrões precedem a transcorrência.

As atitudes da foliação mostraram direção predominante NE, de médio a alto ângulo. No domínio tangencial, setores central e norte, ocorre foliação subordinada NW,de baixo ângulo, transversal ao *trend* estrutural NE, predominante no setor sul, com relação temporal dúbia, em relação à foliação NE, possivelmente significando uma foliação pré-existente. A presença de dobras com planos axiais NNE e flancos mergulhando para SE, confirma a vergência tectônica para Oeste.

A fábrica tangencial indicou compressão frontal, devida a esforços vindos de leste em direção à oeste e, a fábrica direcional evidenciou a transcorrência dextrogira de direção nordeste - sudoeste, evidenciando uma partição na direção dos movimentos, que provocou o deslizamento de massa rochosa, de nordeste em direção a sudoeste.

Os dados que possibilitaram a visualização das direções e sentidos de movimento, dos blocos aflorantes na área, foram obtidos, predominantemente, pela aplicação da ASM, na determinação da fábrica das rochas e dos movimentos ocorridos na área.

O comportamento cinemático, visualizado a partir do tratamento dos dados obtidos, sugere um modelo evolutivo para a área, onde as rochas (paleoproterozóicas) foram retrabalhadas num ambiente tectônico colisional (neoproterozóico), gerado por convergência E-W, sob regime transpressivo.

Esta convergência provocou cavalgamentos oblíquos, em direção à oeste, ao longo de planos de deslizamento de baixo mergulho (040/19), predominantes no norte e centro da área. Estes cavalgamentos oblíquos responderam pela presença de dobras, com eixos NE-SW e flancos EW, mergulhando suavemente para sul, numa evidência de vergência tectônica para oeste, em direção ao Cráton do São Francisco.

As falhas direcionais no limite leste da área, apresentaram direção NE-SW, sentido dextrogiro, causaram deslizamento direcional sub-horizontal de massa de NE para SW, ao longo de um plano de alto ângulo (043/59).

A fábrica apresentou elipsóides oblatos predominantes e também elipsóides prolatos, evidenciando a partição da deformação, entre coaxial e não coaxial.

A fase tangencial, de cavalgamentos oblíquos, precedeu a fase transcorrente, dentro do mesmo evento transpressivo.

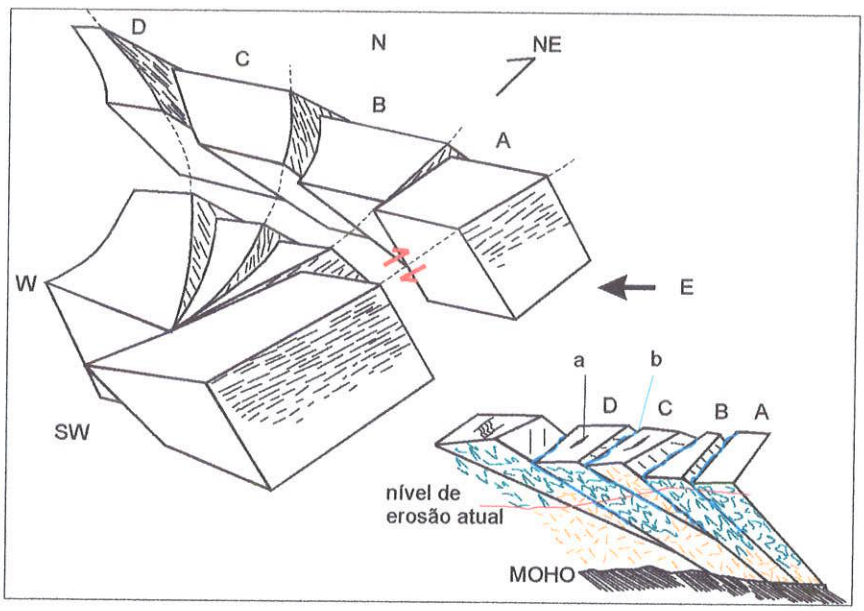


Fig. 4.13. Desenho esquemático representando a área estudada e suas estruturas principais.

A figura exemplifica os movimentos ocorridos nos blocos presentes na área e a posição das foliações encontradas.

O nível de erosão atual expõe diferentes níveis crustais e diferentes atitudes das estruturas planares e lineares. a) No centro dos blocos ocorrem as rochas de alto grau metamórfico, soerguidas de ambientes anidros, com fábrica granoblástica, tectonitos S e SL, cisalhamento puro. b) Nos limites entre os blocos, em azul, observamos superfícies de transporte, onde ocorrem rochas retrometamorfizadas, milonitos e tectonitos LS e SL, cisalhamento simples. (modificado de Brenner *et al.*, 1980 e Ebert & Hasui, 1998)

Os dados obtidos nesta dissertação são compatíveis com os dados apresentados por **Machado & Endo** (1993, 1993b) e **Endo & Machado** (1993, 1993b), que adotam o modelo de regime transpressivo, com movimentação dextrogira, gerado por colisão frontal, para a parte central do Cinturão de Cisalhamento Atlântico, que abrange a área desta dissertação. Os autores relacionam os falhamentos de baixo e alto ângulo ocorrendo simultâneos, associados à presença de uma mega estrutura em flor positiva, desenvolvida sob regime transpressivo, cuja zona axial está ao longo da Zona de Cisalhamento Além Paraíba.

A verificação de estruturas com direções nordeste e mergulhos para sudeste, de baixo e/ou alto ângulo, principalmente no setor sul da área do presente trabalho, é compatível com a presença da estrutura em flor positiva, proposta em Machado (*op.cit.*),considerando que a zona axial desta estrutura fica abaixo e à direita da área.

Entretanto, os dados do presente trabalho apontam para cavalgamento oblíquo precedendo a transcorrência, durante um mesmo evento transpressivo, divergindo do modelo onde os empurrões e a transcorrência ocorrem simultâneos, devido à extrusão lateral e vertical de volume, ao longo da zona axial da estrutura em flor. É possível que este comportamento seja representativo do setor sul da área, onde predomina a fábrica direcional mas, nos setores central e norte, os empurrões precedem a transcorrência.

Vauchez *et al.* (1992, 1994) propôs colisão frontal da extremidade S-SW da placa Cráton do Congo-Cráton São Francisco com a mega-placa do Gondwana Ocidental, durante o Ciclo Brasiliano, que teria provocado os falhamentos de empurrão e, a instalação das zonas de cisalhamento dextrogiras, que acomodaram a deformação e promoveram escape lateral para S-SW, das massas rochosas envolvidas durante o processo de colisão. Esta proposta foi confirmada pelos dados obtidos no presente trabalho.

Ebert & Hasui (1998) propuseram um modelo evolutivo que envolve colisão frontal, sob regime transpressivo, onde uma fase tangencial D1 precede uma fase direcional D2.

O deslizamento, ao longo de rampas laterais de baixo ângulo (domínios tangenciais), seria o responsável pela exumação de rochas de nível crustal mais profundo, onde o plano de deslizamento entre as rampas exibe feições características de deformação não –

coaxial e, no interior preservado dos blocos deslizados, ocorrem feições características de deformação coaxial.

Esta constatação, feita por Ebert, foi verificada em campo, durante os trabalhos desta dissertação e, evidenciada também pelas fábricas diferenciadas (elipsóides oblatos e prolatos) através dos dados de ASM.

O cenário cinemático, proposto em Ebert & Hasui (1998), confirma o comportamento cinemático proposto e, a sugestão de evolução tectônica apresentada neste trabalho (veja fig.4.14.).

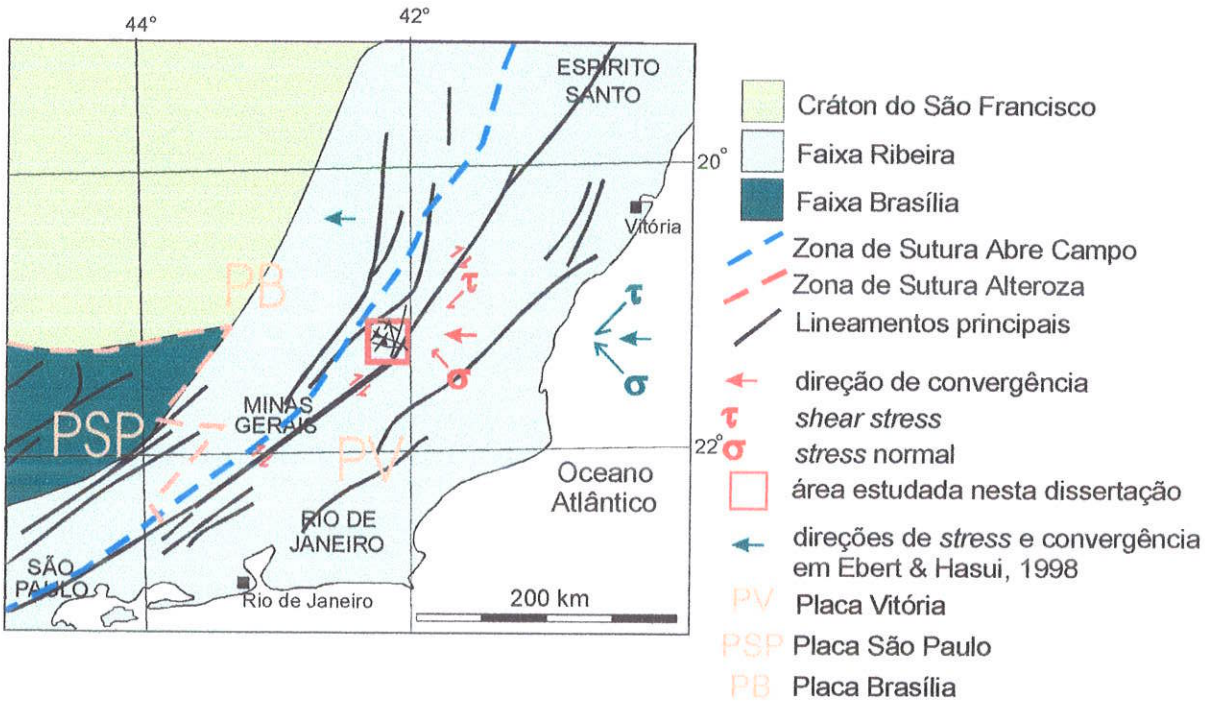


Fig.4.14. Desenho esquemático do quadro tectônico que abrange a área desta dissertação, em mapa modificado de Ebert & Hasui, 1998.

Para estudo comparativo, os vetores propostos em Ebert & Hasui (1998) foram plotados (em verde) ao lado de uma sugestão da orientação dos esforços que atuaram sobre a área.

5. Medidas de anisotropia de susceptibilidade magnética

A fábrica de uma rocha é homogênea quando a orientação das propriedades consideradas é a mesma em toda a amostra. Se a propriedade considerada foi orientada de maneira idêntica através de toda a amostra, então a fábrica apresenta um alinhamento de saturação e não ocorre dispersão das direções, quando então, a direção média se define automáticamente.

Esta situação pode ser esperada quando a nucleação de minerais metamórficos produz um alinhamento muito forte, pela atuação do *stress*, como ocorre nas litologias metamórficas de alto grau presentes na área.

A fábrica magnética das rochas estudadas apresentou alinhamentos imperfeitos e nem sempre totalmente homogêneos, considerando um mesmo afloramento. O problema, quando existe muita dispersão nas amostras de um mesmo afloramento, consiste em como caracterizar a variação da fábrica, pois qualquer tratamento estatístico, como os necessários para o presente trabalho, requer um nível razoável de homogeneidade.

A dispersão das direções, ou a variação de uma propriedade, de uma amostra para outra, num mesmo afloramento e, também de um afloramento para o outro, precisa definir uma orientação de distribuição também homogênea.

As análises de ASM foram realizadas em aparelho Kappabridge, KLY – 3S, em 426 cilindros, de volume aproximado 10,8 cm^3 . Os dados obtidos, valores escalares e coordenadas geográficas dos autovetores [K1(máximo) > K2 (intermediário) >K3 (mínimo)], parâmetros de ASM (P, H, T, P', L, F) e valores de susceptibilidade média (Km), foram tabulados para tratamento analítico através de gráficos, mapas e estereogramas.

A tabulação dos dados vetoriais e escalares, referentes ao conjunto dos 426 cilindros analisados para ASM (tab.5.1.), evidenciou a homogeneidade relativa do alinhamento setorial dos dados vetoriais (coordenadas geográficas) e a complexidade da fábrica magnética. A baixa dispersão verificada possibilitou a plotagem dos valores médios dos dados, principalmente das coordenadas geográficas, que definiram o mapa onde as atitudes do par foliação/lineação magnética foram plotados.

Devido à complexidade da fábrica, os dados referentes a cada amostra, de um mesmo afloramento, foram plotados em gráficos (fig.5.7.) e estereogramas (fig.5.12.) individuais e, em gráficos de conjunto para parâmetros de anisotropia da fábrica, forma do elipsóide e grau de anisotropia das amostras.

O grau de anisotropia (P) (fig.5.2.) para o conjunto das amostras estudadas varia entre 1,0 e 1,52, com mais de 70% dos valores concentrados entre 1,0 e 2,5 SI.

P reflete o grau de deformação do elipsóide de ASM. Nas litologias do Complexo Juiz de Fora, P varia entre 1 e 3 (fig.5.4.) e, no Complexo Paraíba do Sul, varia entre 1 e 1,5 (fig.5.3.). Amostras com P muito elevados ocorrem no afloramento KJ417 (amostra KJ4173b, P=4,416), pertencente a um biotita-hornblenda gnaisse com muscovita, pertencente ao Gnaisse Eugenópolis e no afloramento KJ402 (amostra KJ4021a1, P=5,433), (amostra KJ4023c1, P=5,681), ambas pertencentes a biotita-hornblenda-granada gnaisse granulítico fortemente milonitizado pertencente ao Complexo Juiz de Fora, que apresentou magnetita primária e nas fraturas do piroxênio.

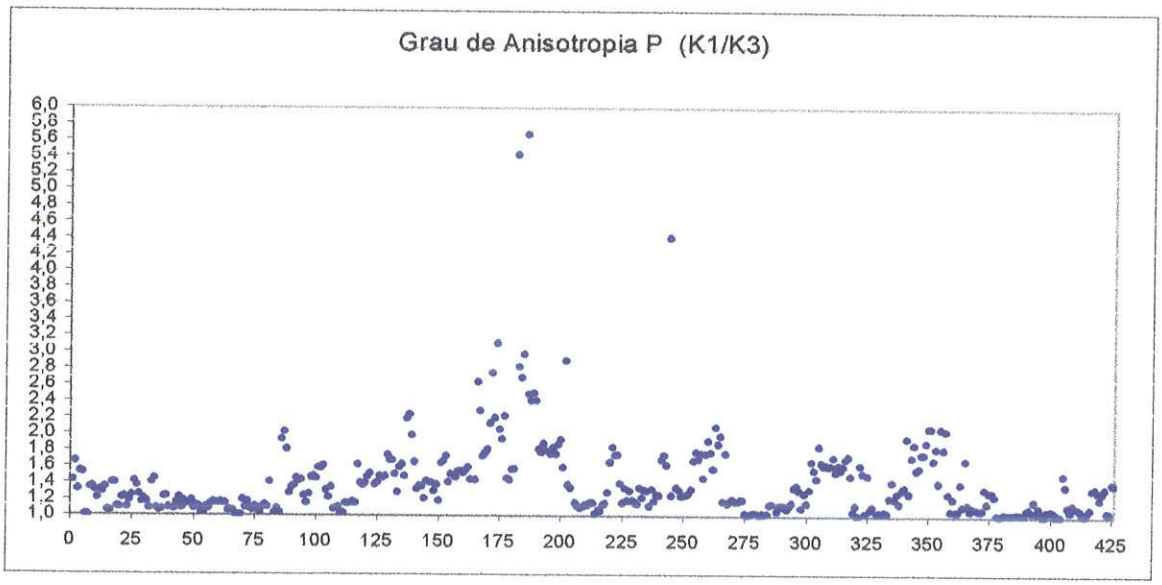


Fig.5.2. Grau de anisotropia (P) das amostras analisadas neste trabalho.
Na ordenada temos P (razão entre K1 e K3) e na abcissa temos a amostra correspondente.

Os elipsóides referentes às amostras dos gnaisses pertencentes ao Complexo Paraíba doSul (n=110) apresentaram P com 80% dos valores entre 1,05 e 1,50 SI, 20% entre 1,50 e 1,95 SI, e 10% das amostras com valores de P menores que 1,15 SI (fig.5.3.).

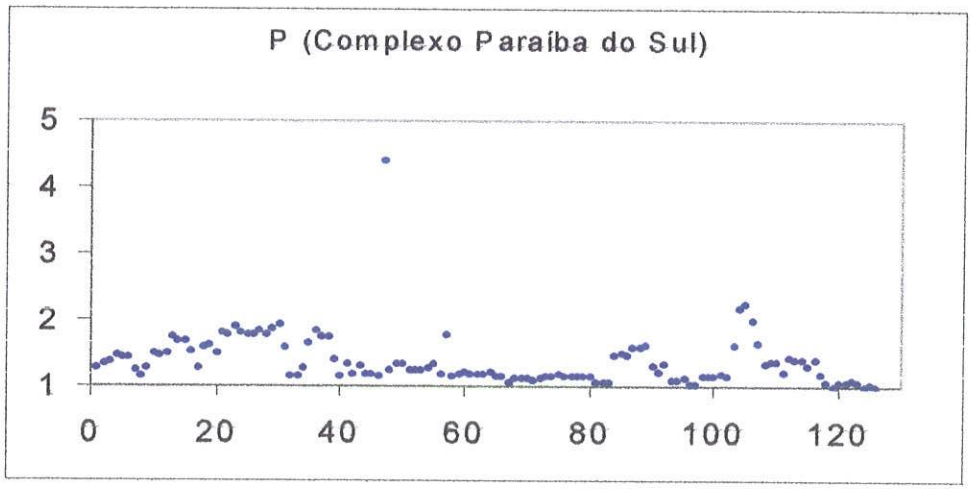


Fig.5.3. Variação do grau de anisotropia (P) nas litologias do Complexo Paraíba do Sul.

Devido ao pequeno número de amostras, as litologias pertencentes ao Gnaisse Eugenópolis foram plotadas no mesmo gráfico que as do Complexo Paraíba do Sul, mostrando valor alto, P=4,416.

O grau de anisotropia dos elipsóides referentes às amostras (n=310) das litologias granulíticas do Complexo Juiz de Fora apresentou 60% dos valores entre 1 e 1,25 SI, 25% entre 1,25 e 1,7 SI, 3% acima de 2,5 SI e o restante entre 1,7 e 2,2 SI (fig.5.4.).

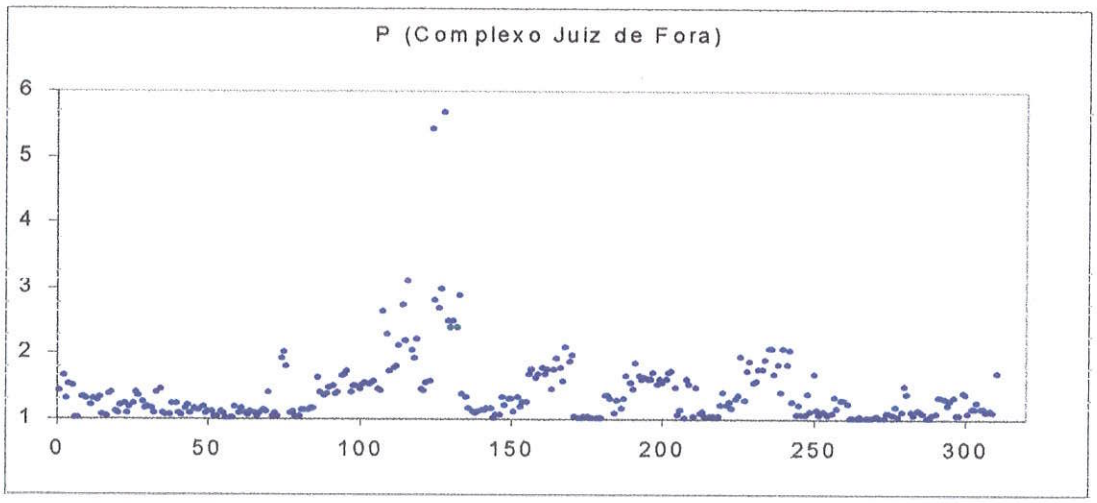


Fig.5.4. Grau de anisotropia (P) nas litologias do Complexo Juiz de Fora.

A relação entre os parâmetros T (parâmetro de forma) x P' (grau de anisotropia corrigido) mostra 80% das amostras com valores de T positivos (fig.5.5. e fig.5.7.), caracterizando a predominância de elipsóides oblatos na área.

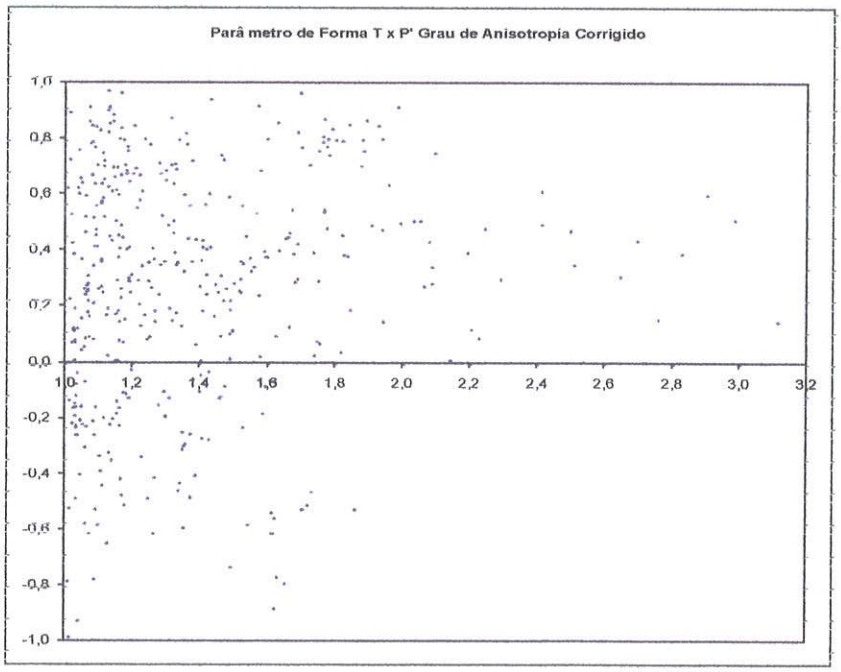


Fig.5.5. Relação entre T x P' para o conjunto das amostras da área estudada.

T reflete a variação da forma do elipsóide de ASM e P' reflete o grau de anisotropia. A associação destes parâmetros reflete a anisotropia da fábrica magnética das amostras analisadas. Valores de T positivos caracterizam elipsóides oblatos e valores negativos, elipsóides prolatos. Elipsóides oblatos caracterizam anisotropia planar maior que a anisotropia linear, F >> L.

A plotagem do parâmetro T (parâmetro de forma) das amostras da área mostra 75% destas com valores positivos (fig.5.6.).

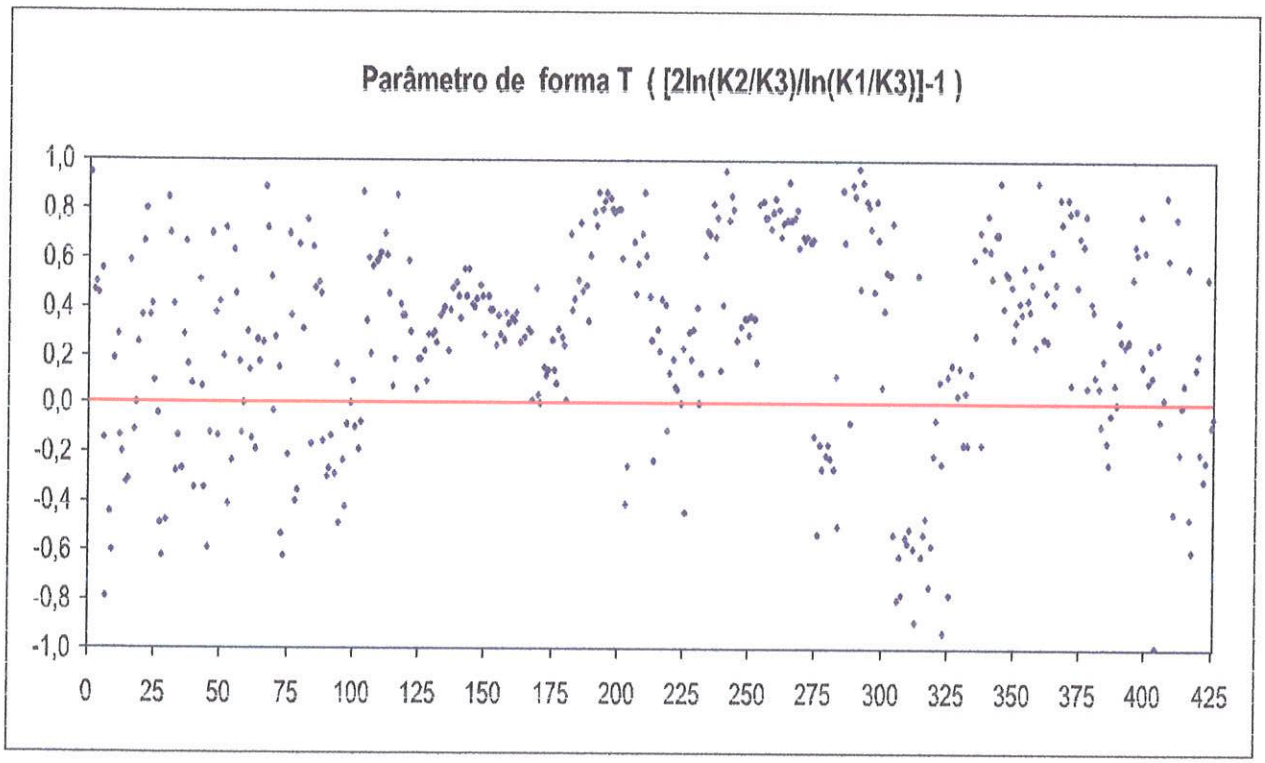


Fig.5.6. Plotagem do parâmetro de forma (T) das amostras da área estudada.

T reflete a forma do elipsóide de ASM para cada amostra analisada. Tpositivo = elipsóides oblatos, T negativo = elipsóides prolatos.

Os valores exatos de T para cada amostra estão tabulados em Tab.5.1.

Tanto mais afastado do zero, maior a anisotropia (deformação) do elipsóide para a amostra analisada.

Para cada afloramento analisado por ASM foi elaborado um gráfico de T x P' (fig.5.7.), permitindo analisar o comportamento do elipsóide de ASM (oblato ou prolato) em cada ponto e de cada cilindro estudado, caracterizando a anisotropia da fábrica magnética em detalhe.

Estes gráficos (fig.5.7., gráficos 1 a 48) foram analisados em conjunto com os estereogramas de atitudes magnéticas (fig.5.12.).

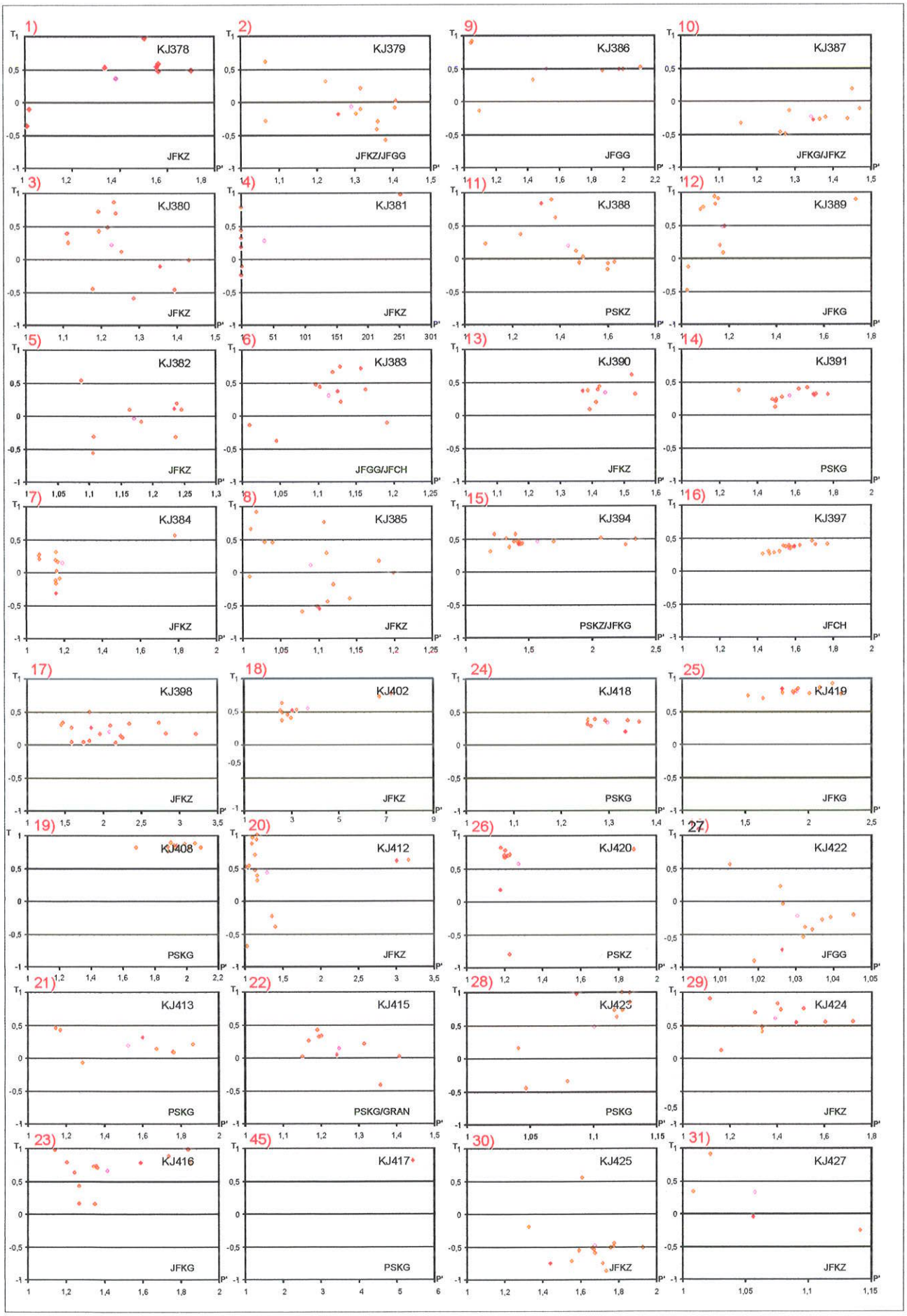
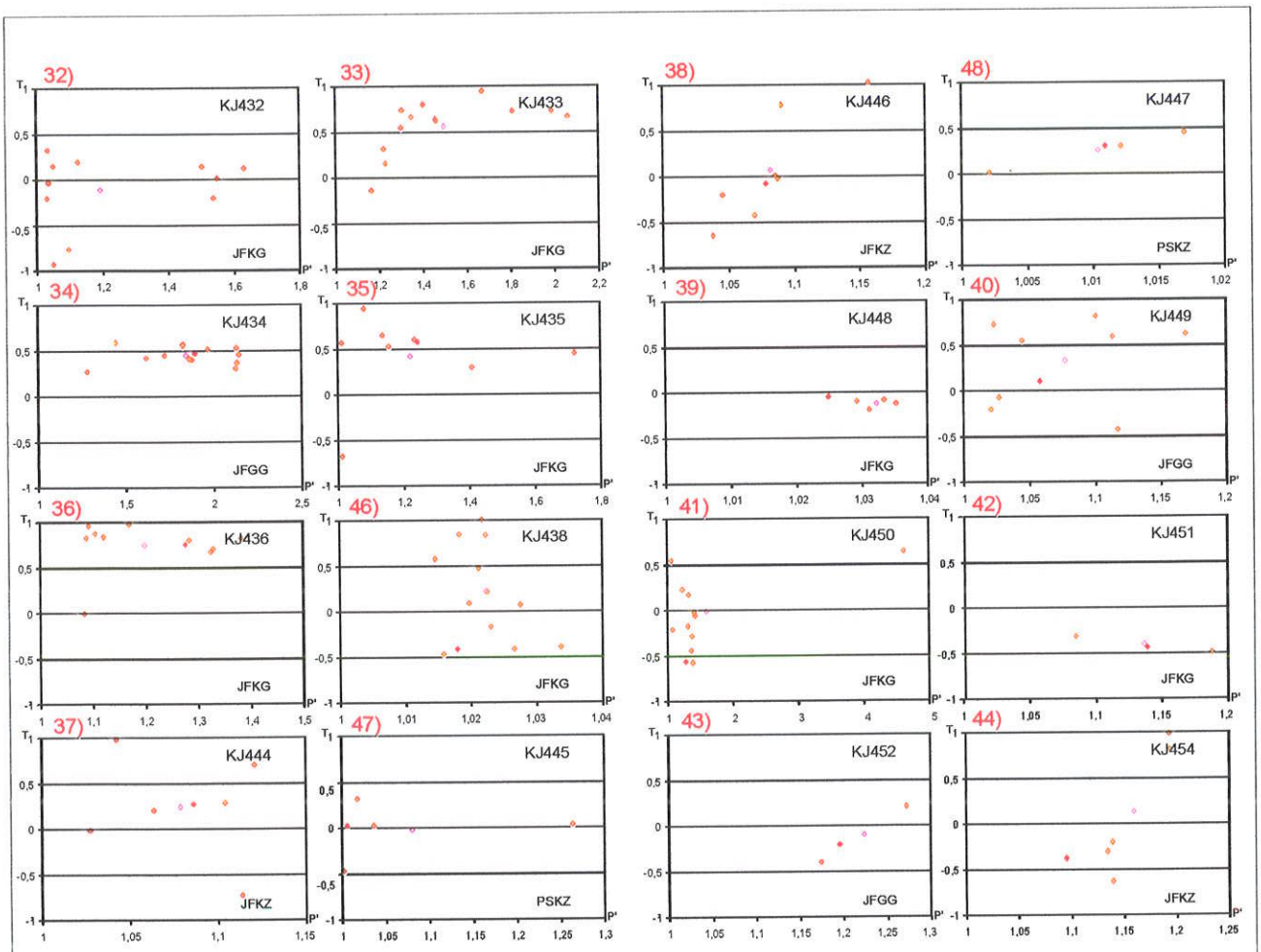


Fig.5.7. Gráficos dos parâmetros T x P´referentes a todos os afloramentos da área.



Legenda

- razão T x P´h.
- T médio
- P corrigido médio

Complexo Paraíba do Sul
- PSKZ: biotita-granada gnaisses
- PSKG: hornblenda-biotita gnaisses

Complexo Juiz de Fora
- JFKZ: biotita-granada gnaisses:
- JFKG: biotita-hornblenda gnaisses granulíticos
- JFGG: granulitos

Continuação da fig.5.7. Gráficos dos parâmetros T x P´referentes a todos os afloramentos da área.

A plotagem, em gráfico de dispersão, da relação entre os parâmetros L (anisotropia linear, K1/K2) e F (anisotropia planar, K2/K3), relacionada ao parâmetro de Flinn, mostrou a predominância da fábrica planar no conjunto das amostras da área, representada por valores plotando abaixo da linha de inclinação do gradiente unitário, o que caracteriza elipsóides oblatos (fig.5.8.).

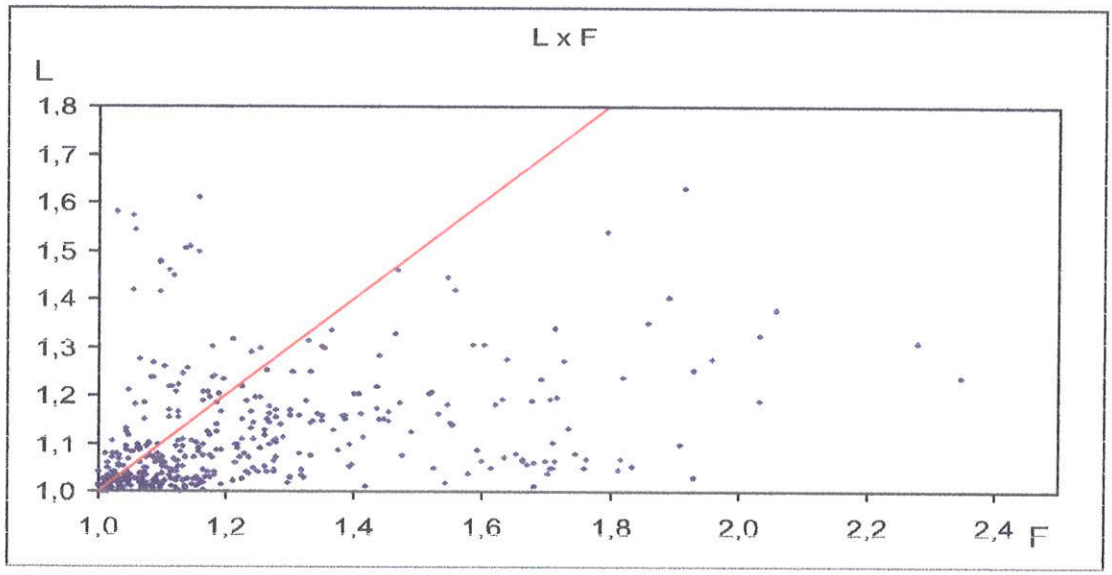


Fig. 5.8. Plotagem de L (K1/K2) versus F (K2/K3) das amostras (médias por afloramento) da área estudada. Similar à plotagem de Flinn. Correlaciona anisotropia linear com anisotropia planar.

A porcentagem de anisotropia (H) mostra que os elipsóides de ASM possuem eixos bem definidos e, estatísticamente bem agrupados. H para o conjunto das amostras da área está em torno de 60% (fig.5.9.), similar à H nas litologias do Complexo Paraíba do Sul (fig.5.10.), enquanto nas litologias do Complexo Juiz de Fora,atinge 80% (fig.5.11.).

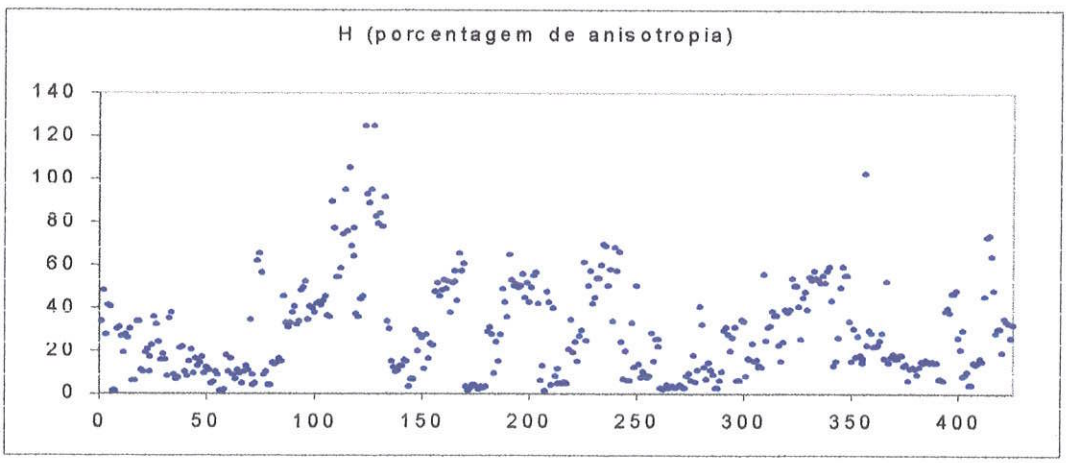


Fig. 5.9. Porcentagem de anisotropia (Hx100) das amostras da área.

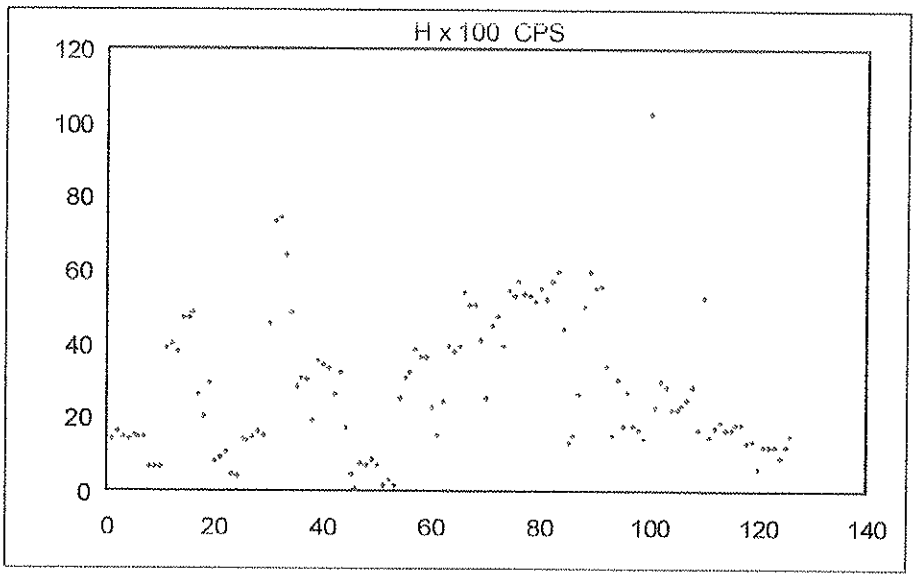


Fig. 5.10. Porcentagem de anisotropia (Hx100) das amostras do Complexo Paraíba do Sul.

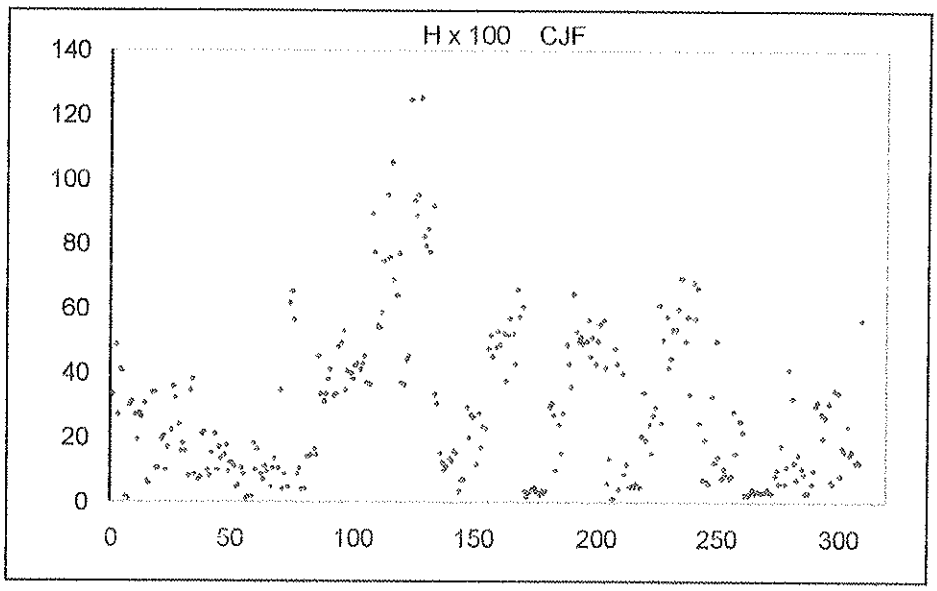


Fig. 5.11. Porcentagem de anisotropia (Hx100) das amostras do Complexo Juiz de Fora.

Foram elaborados estereogramas representativos de cada afloramento (fig.5.12.) que mostram os autovetores K1, K2 e K3 de cada cilindro analisado, plotados segundo suas coordenadas geográficas (veja tab.5.1.), com as respectivas elipses de confiança.

De maneira geral, estes autovetores mostram concentração estatística regular de suas coordenadas geográficas, com porcentagens de confiança (na forma de elipses de confiança, menor tamanho indica maior confiança) variando de 60 a 70% na maior parte da área e acima de 85% em cerca de 30% dos afloramentos analisados.

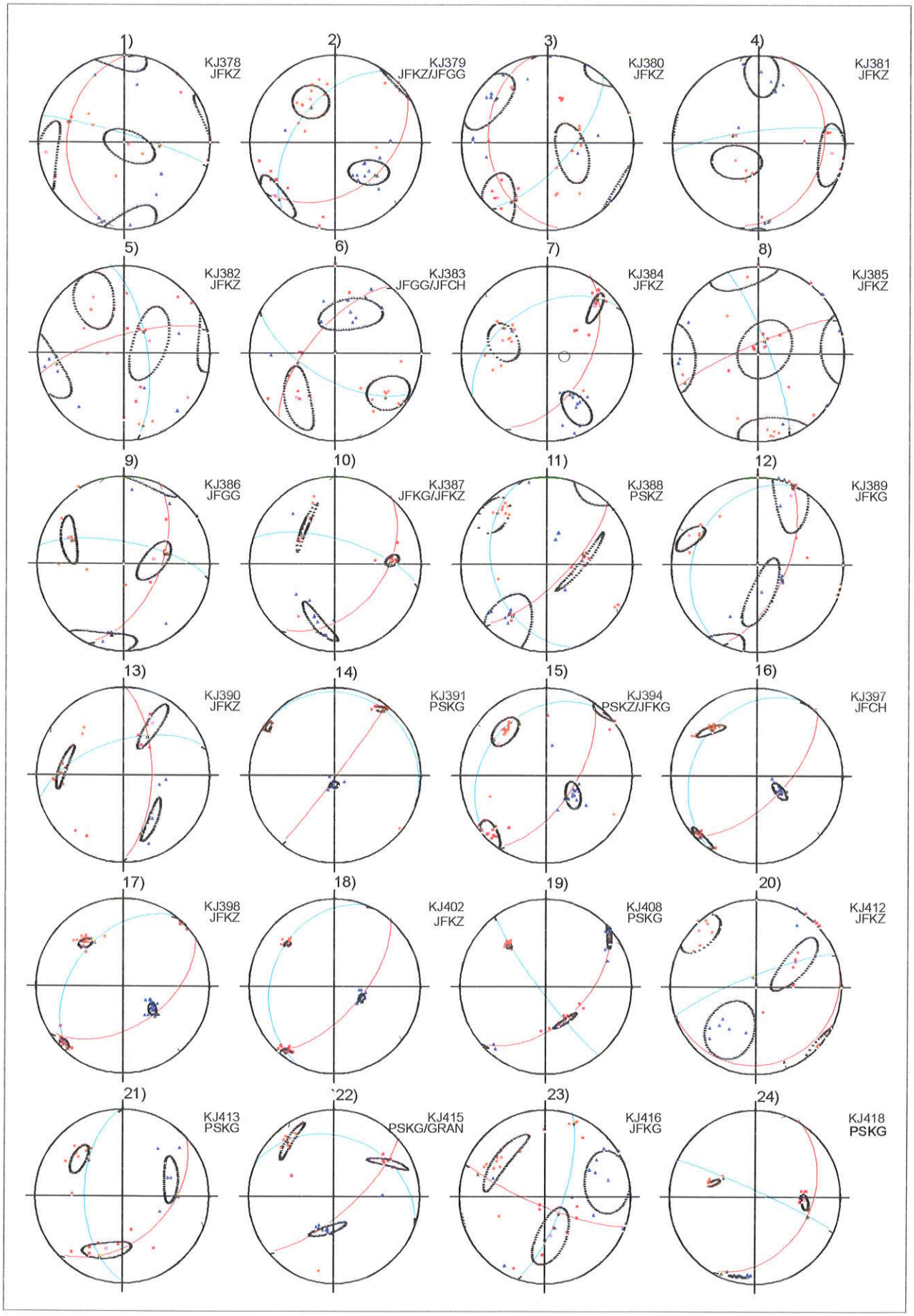
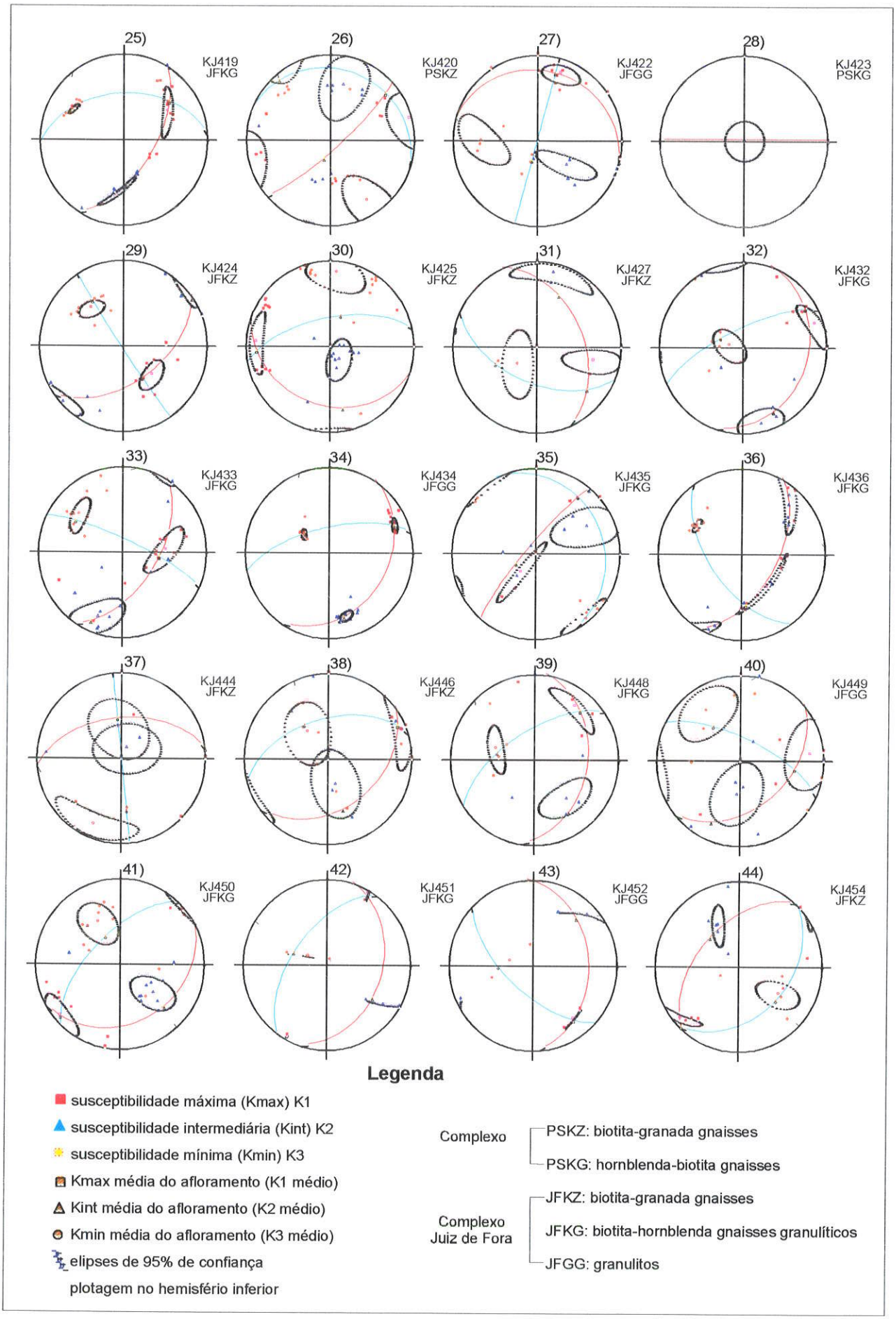


Fig. 5.12. Estereogramas representativos de cada afloramento analisado pela ASM. detalhes no texto.



Continuação da fig. 5.12. Estereogramas representativos de cada afloramento analisado pela ASM. detalhes no texto.

Os afloramentos que apresentaram estereogramas com maior dispersão das atitudes magnéticas (fig.5.12. est. 3, 8, 20, 39 e 40) estão localizados em áreas distais ao plano de deslocamento principal da zona de cisalhamento, no centro preservado dos blocos delimitados por estes falhamentos e/ou onde ocorrem óxidos e sulfetos secundários, como goethita (afl. KJ385, fig.5.12., est. 8.) e pirrotita (afl. KJ448, fig.5.12., est. 39.).

Os estereogramas com agrupamento estatístico elevado das atitudes magnéticas (fig.5.12. est. 7, 9, 10, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 22, 24, 25, 34, 36, 42, 43, 44) representam afloramentos muito próximos e/ou sobre a zona de cisalhamento e falhamentos direcionais que ocorrem na área ou, onde ocorre magnetita (e.g. fig.5.12., est.7, 9, 24 e 25.).

Em alguns casos (e.g. fig.5.12., est.26., est. 40.) houve dispersão estatística dos eixos, em estereogramas representando rochas que contém minerais fortemente magnéticos como magnetita e pirrotita. A explicação sugerida seria a superposição de fábricas magnéticas, uma devida ao óxido primário e outra devida ao sulfeto secundário.

Estereogramas com forte agrupamento estatístico de K1, K2 e K3 apresentaram relação T x P', que caracteriza a anisotropia da fábrica magnética, com predominância de elipsóides oblatos (compare fig.5.7., grafs. 14, 17 e 18 com fig.5.12., est. 14, 17 e 18.).

Estereogramas com dispersão média ou forte de K1, K2 e K3 apresentaram relação T x P'variável. A anisotropia planar (predominância de elipsóides oblatos) ocorre em poucos afloramentos (compare fig.5.7., grafs. 9 e 23. com fig.5.12, est. 9 e 23.) e, a anisotropia linear (predominância de elipsóides prolatos) também ocorre em poucos afloramentos (compare fig.5.7., grafs. 30, 38 e 39. com fig.5.12, est. 30, 38 e 39).

Na maioria dos afloramentosonde ocorre dispersão, nas coordenadas geográficas de K1, K2 e K3, foi verificado que os elipsóides mostram fábrica mixta, com elipsóides oblatos e prolatos, num mesmo afloramento. Uma hipótese para este fato seria que, na análise de rocha bandada, alguns cilindros representam apenas a matriz quartzo feldspática, enquanto outros amostram a banda máfica, onde os minerais magnéticos ocorrem. A superposição de fábricas magnéticas é a hipótese mais sugerida pelos autores, nestes casos, como em Borradaile, 1991, Benn *et al.*, 1991 e outros.

A susceptibilidade média – **Km** (Ellwood *et al.*, 1988) apresentada pelas amostras da área tem 70% de seus valores distribuídos no intervalo entre 0,01 a 0,03 SI, aproximadamente (tab.5.1.) e o restante entre 0,03 e 0,25 SI, compatíveis com valores e variações relativas obtidos em rochas metamórficas de alto grau, em outras regiões (Shive & Fountain, 1988; Williamns *et al.*, 1986; Benn *et al.*, 1991), sugestivos de contribuição de matriz paramagnética (princ.biotita, hornblenda) responsável pelos valores menores, e minerais ferromagnéticos, (princ. magnetita) responsáveis pelos valores mais altos.

5.1. Interpretação e discussão dos dados

Flinn introduziu o conceito de elipsóide de fábrica, que varia em forma de oblato, para a dispersão dos eixos em um plano (fábrica planar, foliação **S**), devida à achatamento, a prolato, para a dispersão dos eixos sobre uma direção (fábrica linear, lineação **L**), devida à constricção.

No esquema de Flinn, a relação entre L – S, em conexão com dimensões alinhadas de objetos, define uma forma achatada ou elipsóide oblato S, quando S1 = S2 > S3 e, o encurtamento normal à S3 é compensado por extensão proporcional ao longo de S1 e S2 e, define uma forma alongada ou elipsóide prolato L, quando S1 > S2 = S3 e, a extensão paralela à S1 é compensada por encurtamento proporcional, ao longo de S2 e S3.

Na deformação plana, a extensão ao longo de uma direção é compensada por achatamento normal à direção de estiramento, não ocorre nem encurtamento nem estiramento ao longo da direção intermediária (sem variação de volume), caracterizando um elipsóide triaxial, onde S2 = S1, e S1 > S2 > S3.

A ASM é expressa através de um elipsóide, cujos eixo máximo (K1) é paralelo à lineação magnética e, o eixo mínimo (K3) é perpendicular ao plano de foliação magnética, portanto, perpendicular ao plano S1 – S2 e, consiste numa importante ferramenta para estudos de petrofábrica, pois possibilita estimar direções do alinhamento preferencial de minerais de forma integrada, rápida e precisa, fornecendo informações sobre a história cinemática das rochas.

Sanderson & Marchini (1984), trabalhando no conceito de transpressão associado ao diagrama de Flinn, colocaram que o regime de deformação compressiva é caracterizado por elipsóides oblatos, enquanto o regime transtrativo é caracterizado por elipsóides prolatos, sendo o achatamento, devido ao cisalhamento puro, normal ao plano de cisalhamento, predominante na transpressão e, o estiramento ao longo do plano S1/S2, devido ao cisalhamento simples, predominante na transtração.

A correlação entre o elipsóide de deformação e o elipsóide de ASM pode ser feita com validade, no intervalo de encurtamento entre 20 – 75 %, no cisalhamento puro. Com esta restrição e, considerando a litologia, grau de metamorfismo, mineralogia e mecanismos de deformação, as direções preferenciais, definidas através da ASM, podem ser consideradas coaxiais com as principais direções do elipsóide de deformação (Borradaile, 1991).

A fábrica magnética das rochas estudadas é devida à contribuição de minerais ferromagnéticos e paramagnéticos, como magnetita, pirrotita, hematita alto titânio, ilmenita, biotita, piroxênio, e anfibólio.

O estudo petrográfico das litologias pertencentes aos Complexo Juiz de Fora e Paraíba do Sul evidenciou a ocorrência frequente de magnetita, hematita e biotita, com altos teores de titânio, em cristais alongados e, muitas vezes orientados, em fraturas de outros cristais, paralelos à foliação principal.

Esta assembléia é confirmada pelos dados petrográficos apresentados por Oliveira (1980, 1981) para amostras, em afloramentos localizados nos setores central e norte, da área e, em análises WDS e EDS, em amostras de afloramentos do setor sul da área, por Porcher (1997).

Trabalhos realizados por Raposo & Egydio – Silva, 2001; Egydio – Silva *et al.*, 2002 e Bascou *et al.*, 2002, indicam a hematita alto – titânio, magnetita e pirrotita como responsáveis pela fábrica magnética, com contribuição de minerais paramagnéticos, confirmando a mineralogia magnética verificada pelos dados obtidos nesta dissertação, através dos métodos convencionais, em amostras localizadas em afloramentos da área.

A plotagem da porcentagem de anisotropia – **H** evidenciou forte anisotropia nos elipsóides magnéticos, em torno de 60% para o conjunto de amostras da área (fig.5.9), similar nas amostras pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul (fig.5.10.) e, maior porcentagem de deformação nas amostras pertencentes ao Complexo Juiz de Fora (fig.5.11.), em torno de 80%.

Esta diferença de porcentagem de anisotropia sugere controle litológico, considerando que, as rochas do Complexo Paraíba do Sul apresentam óxidos e sulfetos magnéticos, como magnetita, hematita alto titânio, ilmenita e pirrotita, similares aos verificados nas amostras pertencentes ao Complexo Juiz de Fora mas, a presença destes minerais magnéticos, orientados nas fraturas do piroxênio, principalmente hematita alto titânio (determinada por Porcher, 1997), que possue anisotropia magnetocristalina forte, foi responsável pela porcentagem de anisotropia mais alta, apresentada por este conjunto litológico.

O estudo do parâmetro **P** revelou a predominância de amostras com grau de anisotropia elevado, com a maioria dos valores de P> 1,15 SI (fig.5.2.), em 70% das amostras da área, denotando elipsóides fortemente anisotrópicos, uma evidência da contribuição de minerais ferromagnéticos, predominantemente magnetita, para a

mineralogia magnética das amostras analisadas.

Valores elevados, no grau de anisotropia, são frequentemente verificados no estudo de rochas metamórficas (Ruf *et al.*, 1988; Borradaile, 1988, 1991; Ellwod *et al.*, 1988; Borradaile *et al.*, 1997, 1998, 1999; Hrouda, 1982).

Valores de **P**>1,15 SI são indicativos da presença de minerais ferromagnéticos, principalmente magnetita (Benn *et al.*, 1991) e, valores altos de **P**, maiores que 1,15 SI ocorrem em todas as amostras acima citadas (tab.5.1.), bem como, a presença de magnetita, pirrotita e hematita (P >2,5) nas rochas foi confirmada pela petrografia (Cap.3.) e análises de microssonda (Porcher, 1997).

Estudos, utilizando métodos magnéticos para determinar a mineralogia responsável pela fábrica magnética (Raposo & Egydio – Silva, 2001; Bascou *et al.*, 2002), confirmam a presença de magnetita e hematita alto titânio, em rochas da área desta dissertação.

Do ponto de vista da análise cinemática, considerando que o parâmetro **P** relaciona K1 com K3 e, estes eixos podem ser comparados aos do elipsóide de tensão, valores de altos de P (fig.5.2.), indicativos de K1>>K2, representando amostras com características mesoscópicas de tectonitos L, indicam que *stress normal* controlou a orientação de K1, em presença de deformação coaxial localizada, confirmada pelos elipsóides oblatos que caraterizaram os afloramentos de maiores valores de **P**, mesmo estando localizados no domínio direcional, verificado no setor sul da área.

O dados escalares representativos do parâmetro de forma **T**, que caracteriza a forma do elipsóide de susceptibilidade, plotado para o conjunto das amostras da área (fig.5.6.), mostrou 75% das amostras (n=321) com valores de T>0, indicando elipsóides oblatos, caracterizando fábrica planar predominante, e 25% das amostras (n=105) analisadas mostraram valores de T<0, indicando elipsóides prolatos.

Fato peculiar consiste em que, amostras de gnaisses granulíticos e granada gnaises miloníticos com magnetita e hematita presentes na sua assembléia mineralógica e, com lineações de estiramento bem desenvolvidas, sugestivas de elipsóides prolatos, apresentaram fábrica magnética composta de elipsóides oblatos (fig.4.4. e fig.5.7. est.14., est.15., est.16. e est.17.).

Situação similar foi verificada por Benn *et al.*(1991), em rochas gnáissicas arqueanas, no Canadá, reportada como controle da fábrica magnética pela presença de magnetita na rocha. Esta interpretação corrobora com a análise da mineralogia magnética das rochas em discussão (e.g. afloramentos KJ391, KJ398), mas carece de interpretação estrutural.

Considerando que as rochas em questão apresentam magnetita e, que este mineral apresenta anisotropia de forma, configurando elipsóide oblato quando em presença de achatamento perpendicular à K3 (deformação coaxial), a interpretação sugerida para a fábrica de elipsóides oblatos, em rochas que configuram tectonitos L no campo, consiste na presença de cisalhamento puro puntual, no afloramento analisado, que causou achatamento perpendicular à S3 e estiramento paralelo à K1.

A plotagem do parâmetro **L** (ordenada) em função de **F** (abcissa), similar à plotagem de Flinn (Hrouda & Janak, 1976), embora tenha sido considerada pouco representativa da anisotropia da fábrica, por Borradaile (1991), confirmou os resultados obtidos pela plotagem de outros parâmetros, como T x P'.

Os valores obtidos pela plotagem **L x F** plotaram abaixo da linha de gradiente unitário (75%), no campo dos elipsóides oblatos (fig.5.8.).

A plotagem dos parâmetros **T x P'**, representando o grau de anisotropia dos três eixos do elipsóide de susceptibilidade (P', plotados na abcissa) e, representando a forma do elipsóide (T, plotados na ordenada), confirmaram a predominância dos elipsóides oblatos, na maioria das amostras da área deste trabalho.

Entretanto, considerando a plotagem de cada afloramento, onde cada amostra apresenta seu elipsóide respectivo (fig.5.7.), observamos que a fábrica mista é frequente, apresentando elipsóides oblatos e prolatos num mesmo afloramento (tectonitos S-L) e, eventualmente ocorre elipsóides prolatos, em situação típica de área de rochas metamórficas, como a estudada neste trabalho, indicando a coexistência de cisalhamento puro e simples.

A plotagem das **coordenadas escalares de K1, K2 e K3** em estereogramas individuais, de cada afloramento (fig.5.12.) permitiu visualizar e analisar o grau de dispersão destas medidas. Elipses de confiança foram calculadas para cada direção principal.

A dispersão mostrada em alguns afloramentos (e.g. fig.5.12., est.1., est.5., est.26., est.33.) sugere a presença de superposição de fábricas, sendo também devida à ocorrência de sulfetos secundários como pirrotita, alteração e oxidação das litologias, como verificado principalmente nos ortognaisses com biotita e hornblenda e nos granitóides milonitizados da área. O forte agrupamento de K1, K2 e K3 é frequente nos

estereogramas representativos de rochas com magnetita e, de afloramentos do setor sul da área, em domínio da fábrica direcional.

Os estereogramas das atitudes de foliação e lineação magnéticas apresentaram dados fortemente concordantes com os obtidos pela plotagem dos dados obtidos em campo (fig.4.5., fig.4.6., fig.4.7. e, compare fig.4.8. e fig.4.9.).

As atitudes de foliação e lineação, obtidas em campo, mostram domínios onde a lineação se apresenta paralela à direção do plano de foliação, de baixo ou alto ângulo, nos setores sul predominantemente e, localmente, nos setores central e norte.

A dispersão em guirlanda dos eixos K1 dos elipsóides de ASM, representantes da lineação magnética, ocorreu ao longo de um plano, N43E/59SE, sugerindo rotação e inclinação combinadas, associadas a cisalhamento simples. A direção deste grande círculo é concordante com a direção do plano médio das foliações obtidas em campo, orientado N42E/55SE (fig.4.8. e fig.4.9.).

Plotadas em diagrama de contorno, as foliações magnéticas mostraram concentração ao longo da direção N45E/59SE, plenamente concordante com o plano de foliações de campo (fig.4.8. e fig.4.9.).

As atitudes de foliação e lineação magnética obtidas, associadas aos dados de fábrica magnética, indicando a forma e localização de elipsóides prolatos ou oblatos nos afloramentos da área, possibilitaram confirmar a evolução da área sob regime transpressivo, com predominância da tectônica tangencial (fig.4.10), nos setores central e norte e, predominância de tectônica direcional, no setor sul (fig.4.11.).

A forte concordância apresentada entre as atitudes de estruturas planares e lineares obtidas em campo, com as coordenadas geográficas dos auto-vetores de ASM, associada à caracterização da fábrica, pela identificação da forma e domínios de ocorrência dos elipsóides de susceptibilidade, confirmam a Anisotropia de Susceptibilidade Magnética como importante ferramenta para análise estrutural em rochas de alto grau metamórfico, como as aflorantes na área deste estudo.

A ASM foi aplicada nos trabalhos desta dissertação, de maneira diferenciada e específica, para visualizar o comportamento cinemático de uma área constituída de rochas metamórficas de alto grau.

A determinação dos tensores do *paleostress*, utilizando dados referentes às coordenadas geográficas dos auto-vetores de ASM, configura uma importante contribuição para o desenvolvimento da aplicação da técnica de ASM, em estudos relacionados à análise estrutural.

T3618

Ref.	Amostra	Az K1	M K1	Az K2	M K2	Az K3	M K3	K1	K2	K3	Km	H x 100	P	T	P'	L	F
1	KJ3781AY	039	03	132	41	306	48	0.007475	0.007394	0.005220	0.0067	33.68	1.432	0.939	1.507	1.011	1.417
2	KJ3781BY	242	00	335	19	127	68	0.009643	0.008401	0.005782	0.0079	48.62	1.668	0.461	1.703	1.148	1.453
3	KJ3782AY	050	15	149	28	295	57	0.004095	0.003818	0.003094	0.0037	27.27	1.323	0.501	1.339	1.072	1.234
4	KJ3783AX	293	34	198	07	098	55	0.080114	0.071104	0.052032	0.0678	41.45	1.540	0.447	1.564	1.127	1.367
5	KJ3783BX	287	33	194	05	096	57	0.081537	0.074213	0.053320	0.0697	40.49	1.529	0.557	1.565	1.099	1.392
6	KJ3784AY	102	04	010	35	197	55	0.001197	0.001185	0.001176	0.0012	1.70	1.017	-0.137	1.017	1.010	1.007
7	KJ3784BY	301	01	034	64	211	26	0.000631	0.000624	0.000623	0.0006	1.23	1.012	-0.787	1.014	1.011	1.001
8	KJ3791A	191	00	281	40	100	50	0.184687	0.149292	0.137321	0.1571	30.15	1.345	-0.436	1.358	1.237	1.087
9	KJ3791B	189	00	090	37	294	51	0.223313	0.175236	0.164851	0.1878	31.13	1.355	-0.597	1.380	1.274	1.063
10	KJ3792A	255	09	153	53	351	36	0.123061	0.110210	0.093740	0.1090	26.90	1.313	0.189	1.315	1.117	1.176
11	KJ3792B	245	17	127	55	345	29	0.093067	0.086748	0.076347	0.0854	19.58	1.219	0.290	1.223	1.073	1.136
12	KJ3793A	048	02	140	46	316	44	0.196276	0.168217	0.149391	0.1713	27.37	1.314	-0.130	1.315	1.167	1.126
13	KJ3793B	053	07	150	46	317	43	0.225230	0.192548	0.173242	0.1970	26.39	1.300	-0.195	1.303	1.170	1.111
14	KJ3793C	049	07	148	51	313	38	0.187232	0.153456	0.138412	0.1597	30.57	1.353	-0.317	1.360	1.220	1.109
15	KJ3794A	042	14	138	26	286	60	0.088848	0.085343	0.083539	0.0859	6.18	1.064	-0.306	1.065	1.041	1.022
16	KJ3794B	225	23	111	44	334	38	0.085858	0.084826	0.080926	0.0839	5.88	1.061	0.591	1.065	1.012	1.048
17	KJ3795A	239	13	129	55	337	32	0.242516	0.200922	0.172762	0.2054	33.96	1.404	-0.110	1.406	1.207	1.163
18	KJ3795B	237	18	131	39	346	46	0.218340	0.184153	0.155227	0.1859	33.95	1.407	0.002	1.408	1.186	1.186
19	KJ3801A	221	11	129	07	007	77	0.000599	0.000575	0.000538	0.0006	10.80	1.115	0.248	1.116	1.042	1.070
20	KJ3801B	219	08	312	24	113	65	0.000552	0.000534	0.000497	0.0005	10.37	1.110	0.365	1.113	1.034	1.074
21	KJ3802A	209	22	307	20	075	60	0.000587	0.000568	0.000480	0.0005	19.58	1.222	0.669	1.240	1.034	1.182
22	KJ3802B	002	04	270	32	098	58	0.000942	0.000922	0.000762	0.0009	20.60	1.237	0.795	1.264	1.022	1.210
23	KJ3802C	253	03	344	27	157	63	0.000554	0.000536	0.000500	0.0005	10.28	1.109	0.359	1.112	1.034	1.073
24	KJ3803A	230	31	326	11	074	57	0.001046	0.000993	0.000878	0.0010	17.20	1.190	0.408	1.196	1.053	1.131
25	KJ3803B	211	28	309	16	066	57	0.005221	0.004710	0.004163	0.0047	22.53	1.254	0.090	1.255	1.109	1.131
26	KJ3803C	210	20	310	24	085	58	0.015357	0.012754	0.010738	0.0130	35.67	1.430	-0.038	1.432	1.204	1.188
27	KJ3804A	020	48	255	27	148	30	0.001308	0.001032	0.000951	0.0011	32.51	1.375	-0.488	1.393	1.267	1.085
28	KJ3804B	019	50	272	14	172	37	0.001041	0.000860	0.000821	0.0009	24.20	1.267	-0.616	1.286	1.211	1.047
29	KJ3804C	016	49	270	13	170	38	0.001166	0.001037	0.000995	0.0011	16.07	1.172	-0.479	1.179	1.125	1.042
30	KJ3805A	228	14	112	59	325	27	0.003514	0.003462	0.002907	0.0033	18.43	1.209	0.843	1.235	1.015	1.191
31	KJ3805B	212	35	084	41	325	29	0.002616	0.002553	0.002219	0.0025	16.12	1.179	0.702	1.194	1.025	1.150
32	KJ3811C	090	46	348	11	248	42	0.003516	0.003429	0.003228	0.0034	8.50	1.089	0.413	1.092	1.025	1.062
33	KJ3812B	083	21	176	07	283	68	0.112926	0.090664	0.080001	0.0945	34.83	1.412	-0.274	1.419	1.246	1.133
34	KJ3812C	078	23	172	09	283	65	0.107950	0.087093	0.073846	0.0896	38.05	1.462	-0.131	1.465	1.239	1.179
35	KJ3813A	294	04	027	30	197	60	0.000785	0.000743	0.000720	0.0007	8.64	1.090	-0.265	1.091	1.056	1.032
36	KJ3813B	105	07	010	39	203	50	0.000832	0.000812	0.000777	0.0008	6.82	1.071	0.280	1.072	1.025	1.045
37	KJ3813C	086	15	349	26	202	59	0.000626	0.000618	0.000579	0.0006	7.78	1.082	0.667	1.088	1.013	1.068
38	KJ3821AX	036	65	253	21	157	14	0.045749	0.041866	0.036970	0.0415	21.14	1.237	0.167	1.239	1.093	1.132
39	KJ3821BX	047	62	265	23	168	16	0.068887	0.062256	0.055301	0.0621	21.86	1.246	0.078	1.246	1.107	1.126
40	KJ3822AX	010	69	219	19	126	09	0.014755	0.013802	0.013354	0.0140	10.03	1.105	-0.338	1.107	1.069	1.034

Tab. 5.1. Dados de ASM.

Coordenadas geográficas e escalares de K1, K2 e K3, valores de susceptibilidade e parâmetros de anisotropia magnética.

	Amostra	Az K1	M K1	Az K2	M K2	Az K3	M K3	K1	K2	K3	Km	H	P	T	P'	L	F
41	KJ3823AY	154	53	263	14	002	34	0.001140	0.001118	0.001051	0.0011	8.05	1.084	0.513	1.088	1.020	1.063
42	KJ3823BY	167	40	076	00	346	50	0.002186	0.002037	0.001878	0.0020	15.13	1.164	0.071	1.164	1.073	1.085
43	KJ3823CY	180	24	072	34	298	46	0.001653	0.001438	0.001343	0.0015	21.00	1.231	-0.343	1.236	1.150	1.071
44	KJ3824AY	048	13	140	06	254	75	0.000760	0.000704	0.000691	0.0007	9.71	1.101	-0.587	1.107	1.079	1.020
45	KJ3824BY	055	05	151	50	321	39	0.003587	0.003267	0.003034	0.0033	16.77	1.182	-0.114	1.183	1.098	1.077
46	KJ3831A	235	06	334	59	141	31	0.001760	0.001724	0.001538	0.0017	13.30	1.145	0.696	1.157	1.021	1.122
47	KJ3831B	242	38	014	40	129	27	0.002077	0.001983	0.001793	0.0020	14.58	1.159	0.374	1.163	1.047	1.106
48	KJ3831C	268	56	047	27	147	19	0.002474	0.002242	0.002079	0.0023	17.46	1.190	-0.129	1.191	1.103	1.079
49	KJ3832A	015	31	265	29	142	45	0.001013	0.000985	0.000922	0.0010	9.42	1.100	0.415	1.102	1.028	1.069
50	KJ3832B	266	58	030	19	129	25	0.002612	0.002486	0.002312	0.0025	12.11	1.129	0.190	1.130	1.050	1.075
51	KJ3832C	210	40	347	41	099	23	0.001549	0.001525	0.001384	0.0015	11.08	1.119	0.718	1.129	1.016	1.101
52	KJ3833A	194	01	103	19	286	71	0.000266	0.000257	0.000254	0.0003	4.62	1.047	-0.406	1.048	1.033	1.014
53	KJ3833B	003	42	095	01	186	48	0.000342	0.000331	0.000324	0.0003	5.33	1.055	-0.226	1.055	1.033	1.021
54	KJ3834A	218	32	032	58	127	03	0.001216	0.001193	0.001095	0.0012	10.43	1.111	0.634	1.119	1.019	1.090
55	KJ3834B	223	38	032	52	129	06	0.001949	0.001902	0.001783	0.0019	8.88	1.094	0.450	1.097	1.025	1.067
56	KJ3841B	043	15	148	43	298	43	0.001955	0.001843	0.001695	0.0018	14.23	1.154	0.172	1.155	1.061	1.087
57	KJ3841C	045	22	163	49	300	33	0.003799	0.003475	0.003235	0.0035	16.10	1.174	-0.112	1.175	1.093	1.074
58	KJ3842A	046	21	150	32	288	50	0.001640	0.001522	0.001413	0.0015	14.84	1.160	0.001	1.160	1.077	1.077
59	KJ3842B	044	19	147	32	290	51	0.001637	0.001555	0.001416	0.0015	14.36	1.156	0.292	1.158	1.053	1.098
60	KJ3842C	038	16	138	31	285	54	0.001610	0.001508	0.001382	0.0015	15.25	1.166	0.142	1.166	1.068	1.091
61	KJ3843A	046	10	143	36	303	52	0.002064	0.001901	0.001787	0.0019	14.46	1.155	-0.142	1.156	1.086	1.064
62	KJ3843B	050	12	150	40	307	48	0.002346	0.002150	0.002026	0.0022	14.69	1.158	-0.187	1.159	1.091	1.061
63	KJ3844A	069	50	164	04	258	40	0.000606	0.000591	0.000567	0.0006	6.68	1.069	0.258	1.070	1.025	1.043
64	KJ3844B	063	56	155	01	245	34	0.000459	0.000447	0.000430	0.0004	6.62	1.069	0.176	1.069	1.028	1.040
65	KJ3844C	068	60	164	03	256	30	0.000523	0.000510	0.000490	0.0005	6.50	1.067	0.252	1.068	1.025	1.042
66	KJ3853A	085	30	186	19	304	53	0.000666	0.000666	0.000657	0.0007	1.44	1.015	0.890	1.016	1.001	1.014
67	KJ3853B	206	09	111	30	311	59	0.000626	0.000625	0.000616	0.0006	1.58	1.016	0.723	1.017	1.002	1.014
68	KJ3853C	084	36	192	23	307	45	0.000707	0.000704	0.000694	0.0007	1.84	1.019	0.525	1.019	1.004	1.014
69	KJ3855C	304	86	048	01	138	04	0.002936	0.002675	0.002449	0.0027	18.12	1.199	-0.028	1.199	1.098	1.092
70	KJ3855B	054	82	262	07	172	04	0.001287	0.001239	0.001161	0.0012	10.24	1.108	0.270	1.110	1.038	1.068
71	KJ3855A	311	84	075	03	165	05	0.001382	0.001289	0.001172	0.0013	16.38	1.179	0.150	1.180	1.072	1.099
72	KJ3854C	016	73	161	14	253	09	0.003551	0.003317	0.003248	0.0034	9.00	1.093	-0.531	1.098	1.071	1.021
73	KJ3854B	037	75	265	10	173	11	0.003071	0.002900	0.002861	0.0029	7.12	1.073	-0.618	1.078	1.059	1.014
74	KJ3854A	053	64	293	14	197	21	0.002716	0.002539	0.002428	0.0026	11.24	1.119	-0.203	1.119	1.070	1.046
75	KJ3852B	260	15	050	73	168	08	0.000753	0.000743	0.000685	0.0007	9.34	1.099	0.704	1.107	1.014	1.084
76	KJ3852A	281	21	142	63	018	16	0.000157	0.000155	0.000150	0.0002	4.85	1.050	0.367	1.051	1.016	1.034
77	KJ3851C	242	58	106	24	007	20	0.000617	0.000574	0.000556	0.0006	10.52	1.110	-0.394	1.113	1.076	1.032
78	KJ3851B	321	85	104	04	194	03	0.000173	0.000159	0.000152	0.0002	13.27	1.141	-0.353	1.144	1.093	1.044
79	KJ3851A	243	41	004	31	117	34	0.000050	0.000049	0.000045	0.0000	10.81	1.116	0.651	1.124	1.019	1.095
80	KJ3861A	046	32	145	15	257	54	0.040136	0.035551	0.028203	0.0346	34.46	1.423	0.312	1.433	1.129	1.261

Tab. 5.1. Dados de ASM.

Coordenadas geográficas e escalares de K1, K2 e K3, valores de susceptibilidade e parâmetros de anisotropia magnética.

	Amostra	Az K1	M K1	Az K2	M K2	Az K3	M K3	K1	K2	K3	Km	H	P	T	P'	L	F
81	KJ3862B	062	58	177	15	275	28	0.000812	0.000808	0.000780	0.0008	4.03	1.041	0.756	1.045	1.005	1.036
82	KJ3863A	172	69	038	15	304	15	0.001592	0.001510	0.001454	0.0015	9.06	1.095	-0.163	1.095	1.054	1.039
83	KJ3863B	059	53	238	37	328	00	0.000974	0.000965	0.000928	0.0010	4.79	1.049	0.640	1.053	1.009	1.040
84	KJ3864A	079	51	192	18	295	34	0.167865	0.140814	0.086422	0.1317	61.84	1.942	0.471	2.002	1.192	1.629
85	KJ3864B	076	50	190	19	293	34	0.153272	0.128401	0.075315	0.1190	65.51	2.035	0.502	2.111	1.194	1.705
86	KJ3864C	081	47	189	16	292	38	0.109358	0.092703	0.059959	0.0873	56.56	1.824	0.450	1.869	1.180	1.546
87	KJ3871A	089	28	200	34	329	43	0.000662	0.000573	0.000516	0.0006	25.02	1.283	-0.155	1.285	1.155	1.111
88	KJ3871B	088	28	200	35	329	42	0.000801	0.000657	0.000590	0.0007	30.99	1.359	-0.294	1.366	1.219	1.114
89	KJ3871C	087	29	214	46	339	29	0.000598	0.000490	0.000435	0.0005	32.05	1.374	-0.261	1.380	1.222	1.124
90	KJ3872A	085	34	187	17	298	51	0.001021	0.000823	0.000696	0.0008	38.38	1.467	-0.127	1.470	1.241	1.182
91	KJ3872B	084	34	187	18	300	50	0.000647	0.000515	0.000452	0.0005	36.24	1.431	-0.280	1.439	1.258	1.138
92	KJ3872C	090	34	192	18	305	51	0.000843	0.000722	0.000583	0.0007	36.29	1.446	0.163	1.450	1.167	1.239
93	KJ3873A	090	50	319	29	214	25	0.000764	0.000647	0.000611	0.0007	22.69	1.250	-0.491	1.262	1.181	1.058
94	KJ3873B	085	43	212	33	324	30	0.000288	0.000263	0.000248	0.0003	15.27	1.164	-0.229	1.166	1.098	1.060
95	KJ3873C	074	24	173	18	296	59	0.000368	0.000310	0.000289	0.0003	24.22	1.270	-0.416	1.279	1.184	1.072
96	KJ3881A	077	51	218	32	321	20	0.001721	0.001392	0.001165	0.0014	38.95	1.477	-0.086	1.479	1.236	1.195
97	KJ3881B	082	54	217	27	319	22	0.001487	0.001219	0.000995	0.0012	39.87	1.494	0.009	1.496	1.220	1.225
98	KJ3881C	095	54	217	22	319	27	0.001127	0.000947	0.000769	0.0009	37.82	1.466	0.090	1.469	1.190	1.232
99	KJ3882A	213	29	022	60	120	05	0.001620	0.001256	0.001015	0.0013	46.68	1.597	-0.090	1.601	1.290	1.237
100	KJ3882B	212	23	021	67	120	04	0.001656	0.001258	0.001040	0.0013	46.70	1.592	-0.184	1.599	1.317	1.209
101	KJ3882C	216	28	021	61	123	06	0.002385	0.001840	0.001470	0.0019	48.20	1.622	-0.073	1.627	1.296	1.252
102	KJ3883A	101	66	229	15	323	18	0.000503	0.000494	0.000382	0.0005	26.42	1.318	0.869	1.363	1.018	1.295
103	KJ3883B	115	64	230	11	325	23	0.000379	0.000354	0.000308	0.0003	20.42	1.230	0.342	1.235	1.070	1.149
104	KJ3883C	052	02	146	59	321	31	0.000249	0.000235	0.000184	0.0002	29.35	1.355	0.597	1.380	1.063	1.275
105	KJ3884A	085	49	347	07	251	40	0.000418	0.000404	0.000384	0.0004	8.30	1.087	0.208	1.087	1.034	1.052
106	KJ3891A	077	69	190	09	283	19	0.000356	0.000349	0.000325	0.0003	8.99	1.095	0.560	1.100	1.020	1.073
107	KJ3891B	087	68	194	07	287	20	0.000365	0.000357	0.000328	0.0003	10.65	1.114	0.584	1.120	1.023	1.089
108	KJ3892A	028	14	135	49	287	38	0.000395	0.000392	0.000378	0.0004	4.34	1.045	0.601	1.047	1.009	1.036
109	KJ3892B	028	13	135	53	289	34	0.000445	0.000442	0.000428	0.0004	4.00	1.041	0.621	1.044	1.008	1.033
110	KJ3893A	081	60	194	13	290	27	0.000320	0.000313	0.000277	0.0003	14.18	1.155	0.696	1.168	1.022	1.130
111	KJ3893B	137	58	026	12	289	29	0.000342	0.000333	0.000297	0.0003	13.83	1.151	0.612	1.161	1.028	1.120
112	KJ3893C	143	50	041	10	304	38	0.000319	0.000307	0.000275	0.0003	14.59	1.159	0.451	1.165	1.041	1.113
113	KJ3894A	027	00	117	64	296	26	0.001179	0.001093	0.001001	0.0011	16.31	1.178	0.068	1.178	1.079	1.091
114	KJ3894B	027	04	125	63	295	27	0.000855	0.000804	0.000736	0.0008	14.88	1.161	0.181	1.162	1.063	1.092
115	KJ3894C	033	19	152	54	292	29	0.000631	0.000609	0.000386	0.0005	45.20	1.635	0.855	1.735	1.036	1.578
116	KJ3901A	025	27	145	44	275	33	0.143577	0.129779	0.101944	0.1251	33.28	1.408	0.410	1.423	1.106	1.273
117	KJ3901B	026	39	154	37	270	29	0.094140	0.084936	0.068335	0.0825	31.29	1.378	0.358	1.388	1.108	1.243
118	KJ3901C	022	52	162	31	265	20	0.119181	0.106874	0.084745	0.1036	33.24	1.406	0.361	1.418	1.115	1.261
119	KJ3902A	219	15	108	54	319	32	0.056304	0.051876	0.037799	0.0487	38.03	1.490	0.589	1.526	1.085	1.372
120	KJ3902B	210	17	099	49	313	36	0.021481	0.018519	0.014090	0.0180	40.99	1.525	0.296	1.536	1.160	1.314

Tab. 5.1. Dados de ASM.

Coordenadas geográficas e escalares de K1, K2 e K3, valores de susceptibilidade e parâmetros de anisotropia magnética.

	Amostra	Az K1	M K1	Az K2	M K2	Az K3	M K3	K1	K2	K3	Km	H	P	T	P'	L	F
121	KJ3903A	047	56	160	15	259	30	0.122876	0.105268	0.088346	0.1055	32.73	1.391	0.062	1.392	1.167	1.192
122	KJ3903B	033	59	165	22	264	21	0.129603	0.112614	0.091983	0.1114	33.77	1.409	0.180	1.413	1.151	1.224
123	KJ3911A	038	06	186	83	307	04	0.006122	0.005206	0.004107	0.0051	39.16	1.491	0.188	1.496	1.176	1.267
124	KJ3911B	038	05	159	80	308	09	0.004972	0.004273	0.003376	0.0042	37.94	1.473	0.218	1.479	1.163	1.266
125	KJ3911C	038	06	181	82	308	05	0.003824	0.003195	0.002566	0.0032	39.40	1.491	0.099	1.494	1.197	1.245
126	KJ3912A	038	11	192	78	307	05	0.028297	0.023180	0.016143	0.0225	53.92	1.753	0.289	1.773	1.221	1.436
127	KJ3912B	038	07	193	82	308	03	0.033216	0.027560	0.019712	0.0268	50.33	1.685	0.285	1.702	1.205	1.398
128	KJ3912C	040	06	235	84	130	02	0.030408	0.025277	0.017995	0.0246	50.54	1.690	0.295	1.708	1.203	1.405
129	KJ3913A	034	10	202	80	303	02	0.004061	0.003472	0.002669	0.0034	40.92	1.521	0.254	1.530	1.170	1.301
130	KJ3913B	032	02	131	78	302	12	0.000535	0.000493	0.000413	0.0005	25.42	1.296	0.359	1.303	1.086	1.192
131	KJ3913C	031	11	195	78	301	03	0.008264	0.007134	0.005170	0.0069	45.12	1.598	0.373	1.619	1.158	1.380
132	KJ3914B	032	11	186	77	301	05	0.017439	0.015024	0.010647	0.0144	47.27	1.638	0.396	1.663	1.161	1.411
133	KJ3914C	031	17	203	73	300	02	0.007285	0.006229	0.004881	0.0061	39.21	1.493	0.218	1.499	1.170	1.276
134	KJ3941A1	224	17	107	57	323	28	0.014052	0.011053	0.006396	0.0105	72.92	2.197	0.390	2.263	1.271	1.728
135	KJ3941A2	002	34	128	41	248	30	0.012689	0.010265	0.005644	0.0095	73.90	2.248	0.477	2.342	1.236	1.819
136	KJ3941B1	221	07	120	58	315	31	0.007686	0.006456	0.003849	0.0060	63.98	1.997	0.496	2.067	1.190	1.677
137	KJ3941B2	224	11	116	57	320	30	0.003324	0.002885	0.001997	0.0027	48.53	1.665	0.444	1.697	1.152	1.445
138	KJ3941C1	229	01	138	58	320	32	0.002515	0.002291	0.001881	0.0022	28.46	1.337	0.355	1.346	1.098	1.218
139	KJ3941C2	233	00	142	61	323	29	0.002455	0.002288	0.001788	0.0022	30.62	1.373	0.556	1.396	1.073	1.280
140	KJ3941C3	233	02	139	60	324	30	0.002481	0.002272	0.001814	0.0022	30.45	1.367	0.439	1.382	1.092	1.253
141	KJ3941D1	233	10	131	51	331	37	0.000896	0.000858	0.000738	0.0008	19.02	1.214	0.551	1.226	1.045	1.162
142	KJ3941E1	219	07	118	55	314	34	0.004309	0.003873	0.003002	0.0037	35.06	1.435	0.409	1.451	1.113	1.290
143	KJ3941E2	221	03	127	56	312	34	0.004449	0.004005	0.003132	0.0039	34.09	1.420	0.402	1.435	1.111	1.279
144	KJ3941E3	225	02	131	57	316	33	0.004658	0.004224	0.003304	0.0041	33.34	1.410	0.431	1.426	1.103	1.279
145	KJ3941F1	221	06	120	60	314	29	0.001581	0.001475	0.001207	0.0014	26.32	1.310	0.486	1.324	1.072	1.222
146	KJ3941F2	225	07	012	63	318	26	0.002023	0.001843	0.001454	0.0018	32.10	1.392	0.437	1.407	1.098	1.268
147	KJ3941F3	056	12	162	53	318	35	0.001376	0.001292	0.001154	0.0013	17.39	1.192	0.288	1.195	1.064	1.120
148	KJ3971A	223	04	125	62	315	27	0.023629	0.020523	0.014258	0.0195	48.13	1.657	0.442	1.689	1.151	1.439
149	KJ3971B	224	04	127	60	317	60	0.024510	0.020906	0.014584	0.0200	49.63	1.681	0.387	1.707	1.172	1.433
150	KJ397A1C	226	03	130	62	318	28	0.026162	0.022096	0.015042	0.0211	52.70	1.739	0.390	1.770	1.184	1.469
151	KJ3972A	227	03	130	65	318	25	0.012122	0.010608	0.008532	0.0104	34.45	1.421	0.240	1.427	1.143	1.243
152	KJ3973A	224	04	125	63	316	26	0.012420	0.010858	0.008162	0.0105	40.63	1.522	0.360	1.538	1.144	1.330
153	KJ3973B	222	06	119	66	315	23	0.011542	0.009960	0.007667	0.0097	39.86	1.506	0.279	1.516	1.159	1.299
154	KJ3973C	225	09	120	57	320	32	0.011359	0.009827	0.007680	0.0096	38.23	1.479	0.260	1.487	1.156	1.280
155	KJ3974A	223	03	127	61	315	29	0.028706	0.025005	0.018527	0.0241	42.27	1.549	0.370	1.567	1.148	1.350
156	KJ3974B	043	00	133	65	313	25	0.018935	0.016304	0.012163	0.0158	42.86	1.557	0.324	1.572	1.161	1.340
157	KJ3974C	225	03	129	60	317	30	0.016979	0.014783	0.011078	0.0143	41.32	1.533	0.351	1.549	1.149	1.334
158	KJ3975A	222	05	121	64	315	25	0.015390	0.013278	0.009852	0.0128	43.13	1.562	0.338	1.578	1.159	1.348
159	KJ3975B	222	04	124	62	314	18	0.016383	0.014138	0.010219	0.0136	45.39	1.603	0.376	1.624	1.159	1.384
160	KJ3976A	209	03	108	75	300	15	0.012553	0.010897	0.008619	0.0107	36.80	1.456	0.248	1.464	1.152	1.264

Tab. 5.1. Dados de ASM.
Coordenadas geográficas e escalares de K1, K2 e K3, valores de susceptibilidade e parâmetros de anisotropia magnética.

	Amostra	Az K1	M K1	Az K2	M K2	Az K3	M K3	K1	K2	K3	Km	H	P	T	P'	L	F
161	KJ3976B	211	02	116	72	301	18	0.013110	0.011468	0.009052	0.0112	36.20	1.448	0.277	1.457	1.143	1.267
162	KJ3981A	224	02	131	55	316	35	0.026887	0.019159	0.010142	0.0187	89.40	2.651	0.305	2.739	1.403	1.889
163	KJ3981A	218	06	120	52	313	38	0.036449	0.027194	0.015887	0.0265	77.56	2.294	0.295	2.348	1.340	1.712
164	KJ3982	043	03	136	46	310	44	0.070996	0.054108	0.040730	0.0553	54.75	1.743	0.022	1.749	1.312	1.328
165	KJ3983	236	14	131	45	339	42	0.112003	0.096306	0.062950	0.0904	54.25	1.779	0.476	1.825	1.163	1.530
166	KJ3984	226	04	132	52	319	37	0.030766	0.023042	0.016904	0.0236	58.81	1.820	0.034	1.828	1.335	1.363
167	KJ3985	229	07	130	52	324	37	0.051984	0.035578	0.024248	0.0373	74.42	2.144	0.005	2.163	1.461	1.467
168	KJ3986A	224	07	124	55	318	34	0.030644	0.019907	0.011099	0.0206	95.11	2.761	0.150	2.827	1.539	1.794
169	KJ39826B	224	08	122	56	319	33	0.019848	0.013977	0.008984	0.0143	76.13	2.209	0.115	2.235	1.420	1.556
170	KJ3987	224	08	120	60	319	29	0.039406	0.024188	0.012634	0.0254	105.36	3.119	0.142	3.219	1.629	1.915
171	KJ3988AX	222	05	125	57	315	32	0.006021	0.004617	0.002915	0.0045	68.74	2.065	0.268	2.099	1.304	1.584
172	KJ3988BY	220	02	126	64	311	26	0.009127	0.006864	0.004694	0.0069	64.29	1.944	0.143	1.960	1.330	1.462
173	KJ3988CZ	220	06	120	61	313	28	0.008312	0.005754	0.003727	0.0059	77.30	2.230	0.083	2.255	1.444	1.544
174	KJ3989A	228	07	127	58	322	31	0.003871	0.003391	0.002640	0.0033	37.28	1.466	0.308	1.477	1.141	1.284
175	KJ3989B	226	08	125	54	321	35	0.001858	0.001626	0.001283	0.0016	36.20	1.448	0.277	1.457	1.143	1.267
176	KJ39810	050	04	145	54	317	35	0.003732	0.003136	0.002366	0.0031	44.39	1.577	0.235	1.587	1.190	1.325
177	KJ39811	044	05	141	52	310	37	0.001746	0.001393	0.001102	0.0014	45.54	1.584	0.017	1.587	1.254	1.263
178	KJ4021A1	221	06	119	62	314	27	0.014669	0.011365	0.002700	0.0096	124.96	5.433	0.698	6.718	1.291	4.209
179	KJ4022B1	219	03	123	62	310	28	0.075106	0.054569	0.026530	0.0521	93.29	2.831	0.386	2.966	1.376	2.057
180	KJ4022B2	213	08	110	60	308	29	0.037639	0.028390	0.013951	0.0267	88.85	2.698	0.432	2.833	1.326	2.035
181	KJ4022B3	215	07	114	58	309	31	0.052488	0.040043	0.017568	0.0367	95.15	2.988	0.505	3.205	1.311	2.279
182	KJ4023C1	215	10	103	66	310	22	0.054041	0.043247	0.009512	0.0356	125.08	5.681	0.743	7.219	1.250	4.546
183	KJ4025E1	221	06	120	62	315	27	0.051935	0.040662	0.020773	0.0378	82.46	2.500	0.466	2.622	1.277	1.957
184	KJ4025E2	222	01	130	62	312	28	0.048954	0.039111	0.020265	0.0361	79.45	2.416	0.491	2.535	1.252	1.930
185	KJ4026F2	211	09	102	64	306	24	0.028796	0.021302	0.011462	0.0205	84.47	2.512	0.346	2.597	1.352	1.858
186	KJ4026F1	216	12	105	59	313	28	0.023910	0.020134	0.009896	0.0180	77.94	2.416	0.610	2.584	1.188	2.035
187	KJ4081A	145	54	050	04	318	35	0.004920	0.004618	0.002698	0.0041	54.48	1.824	0.789	1.945	1.065	1.712
188	KJ4081B	186	45	069	24	321	35	0.005238	0.004855	0.002936	0.0043	53.00	1.784	0.737	1.884	1.079	1.653
189	KJ4081C	119	53	222	09	318	35	0.003889	0.003722	0.002052	0.0032	57.02	1.895	0.863	2.056	1.045	1.814
190	KJ4082A	175	48	060	21	314	35	0.003015	0.002836	0.001670	0.0025	53.64	1.805	0.794	1.925	1.063	1.699
191	KJ4082C	161	51	057	11	318	36	0.003363	0.003201	0.001875	0.0028	52.89	1.794	0.832	1.921	1.050	1.708
192	KJ4083A	162	50	056	13	316	37	0.002997	0.002884	0.001694	0.0025	51.59	1.769	0.866	1.901	1.039	1.703
193	KJ4083B	140	52	049	01	318	38	0.003723	0.003555	0.002019	0.0031	55.00	1.844	0.848	1.988	1.048	1.761
194	KJ4083C	150	56	051	06	317	33	0.003212	0.003037	0.001817	0.0027	51.87	1.767	0.803	1.882	1.058	1.671
195	KJ4084A	144	49	049	05	315	41	0.004885	0.004576	0.002596	0.0040	56.96	1.882	0.793	2.017	1.068	1.763
196	KJ4084B	122	47	219	06	315	42	0.004133	0.003864	0.002128	0.0034	59.42	1.943	0.798	2.092	1.070	1.816
197	KJ4084C	150	53	049	09	312	36	0.002715	0.002588	0.001697	0.0023	43.65	1.600	0.796	1.682	1.049	1.525
198	KJ4121A	249	00	159	09	341	81	0.015237	0.012295	0.005239	0.0109	91.55	2.908	0.598	3.167	1.239	2.347
199	KJ4122A	092	59	221	20	319	22	0.001055	0.000837	0.000759	0.0009	33.48	1.390	-0.409	1.403	1.261	1.102
200	KJ4122B	086	55	227	29	327	18	0.000472	0.000391	0.000349	0.0004	30.44	1.352	-0.252	1.357	1.208	1.120

Tab. 5.1. Dados de ASM.
Coordenadas geográficas e escalares de K1, K2 e K3, valores de susceptibilidade e parâmetros de anisotropia magnética.

	Amostra	Az K1	M K1	Az K2	M K2	Az K3	M K3	K1	K2	K3	Km	H	P	T	P'	L	F
201	KJ4123A	057	47	218	41	316	10	0.000271	0.000264	0.000232	0.0003	15.25	1.168	0.668	1.181	1.026	1.138
202	KJ4124A	063	51	220	37	319	12	0.000530	0.000512	0.000468	0.0005	12.32	1.133	0.449	1.137	1.035	1.094
203	KJ41214B	053	44	214	44	313	10	0.000420	0.000411	0.000379	0.0004	10.16	1.108	0.573	1.114	1.022	1.084
204	KJ41215A	069	54	201	26	303	23	0.000294	0.000289	0.000262	0.0003	11.08	1.119	0.697	1.129	1.017	1.100
205	KJ4125B	088	65	209	14	304	21	0.000367	0.000364	0.000321	0.0004	13.35	1.146	0.861	1.164	1.010	1.135
206	KJ4125C	096	75	206	05	298	14	0.000402	0.000392	0.000352	0.0004	13.05	1.142	0.610	1.151	1.026	1.112
207	KJ4126A	060	49	210	37	312	15	0.000462	0.000442	0.000394	0.0004	15.80	1.174	0.443	1.180	1.046	1.122
208	KJ4126B	059	46	199	36	305	21	0.000563	0.000531	0.000482	0.0005	15.48	1.169	0.260	1.171	1.059	1.103
209	KJ4127A	059	41	237	49	328	01	0.000362	0.000355	0.000350	0.0004	3.51	1.036	-0.228	1.036	1.022	1.014
210	KJ4127B	059	52	208	34	309	15	0.000298	0.000291	0.000278	0.0003	6.80	1.071	0.307	1.072	1.024	1.046
211	KJ4127C	052	35	194	48	308	20	0.000367	0.000358	0.000343	0.0004	6.83	1.071	0.217	1.071	1.027	1.043
212	KJ413M1A	185	42	051	38	299	25	0.000775	0.000746	0.000678	0.0007	13.12	1.142	0.433	1.146	1.038	1.100
213	KJ413M1B	165	25	051	16	311	30	0.000645	0.000617	0.000554	0.0006	14.98	1.164	0.404	1.168	1.046	1.112
214	KJ413M1C	195	38	064	40	309	27	0.000368	0.000319	0.000284	0.0003	25.99	1.296	-0.106	1.297	1.154	1.123
215	KJ4132	221	12	115	51	320	36	0.021116	0.016882	0.012673	0.0169	49.99	1.666	0.123	1.673	1.251	1.332
216	KJ4133A	150	29	038	34	270	42	0.022267	0.017344	0.012049	0.0172	59.34	1.848	0.186	1.863	1.284	1.439
217	KJ4133B	211	28	094	40	325	37	0.022249	0.017162	0.012701	0.0174	54.97	1.752	0.074	1.759	1.296	1.351
218	KJ4133C	208	23	097	41	319	40	0.024847	0.019097	0.014139	0.0194	55.31	1.757	0.066	1.764	1.301	1.351
219	KJ4153A	058	25	192	56	317	22	0.002793	0.002356	0.001986	0.0024	33.95	1.407	0.002	1.408	1.186	1.186
220	KJ4154B	051	27	191	56	311	19	0.001618	0.001525	0.001387	0.0015	15.30	1.167	0.230	1.168	1.061	1.099
221	KJ4154A	058	25	189	54	316	24	0.001799	0.001454	0.001337	0.0015	30.15	1.345	-0.436	1.358	1.237	1.087
222	KJ4155A	058	31	209	55	320	14	0.001733	0.001629	0.001453	0.0016	17.41	1.192	0.299	1.196	1.064	1.121
223	KJ4152A	066	26	206	58	327	18	0.001027	0.000920	0.000782	0.0009	26.90	1.313	0.189	1.315	1.117	1.176
224	KJ4155B	056	31	204	55	317	15	0.002013	0.001892	0.001681	0.0019	17.82	1.197	0.310	1.201	1.064	1.125
225	KJ4153B	058	23	183	53	315	27	0.001700	0.001615	0.001434	0.0016	16.76	1.185	0.401	1.190	1.052	1.126
226	KJ4151A	293	45	091	43	192	11	0.001305	0.001216	0.001133	0.0012	14.15	1.152	0.004	1.152	1.073	1.074
227	KJ4164A	110	57	210	06	304	32	0.004245	0.003725	0.003145	0.0037	29.68	1.350	0.128	1.351	1.140	1.184
228	KJ4164B	359	26	113	39	245	40	0.001040	0.000999	0.000845	0.0010	20.07	1.231	0.608	1.249	1.042	1.182
229	KJ4165A	181	46	055	29	307	30	0.001013	0.000972	0.000763	0.0009	27.26	1.327	0.708	1.358	1.042	1.273
230	KJ4165B	166	58	052	14	314	28	0.000982	0.000942	0.000746	0.0009	26.49	1.316	0.701	1.345	1.042	1.263
231	KJ4166A	200	37	089	26	333	42	0.000558	0.000552	0.000495	0.0005	11.80	1.128	0.822	1.142	1.011	1.116
232	KJ4161A	183	31	061	41	296	33	0.000898	0.000858	0.000673	0.0008	27.74	1.334	0.687	1.364	1.046	1.275
233	KJ4162A	183	31	066	36	301	38	0.000909	0.000891	0.000765	0.0009	16.82	1.188	0.767	1.207	1.020	1.164
234	KJ4167A	203	09	095	64	297	24	0.001747	0.001577	0.001377	0.0016	23.61	1.269	0.144	1.270	1.107	1.146
235	KJ4167C	034	23	163	57	294	23	0.001329	0.001240	0.001053	0.0012	22.84	1.262	0.404	1.270	1.072	1.177
236	KJ4168A	126	52	287	37	024	10	0.008359	0.008270	0.004923	0.0072	47.82	1.698	0.960	1.839	1.011	1.680
237	KJ4168B	208	79	113	01	022	11	0.007328	0.006835	0.004180	0.0061	51.49	1.753	0.752	1.852	1.072	1.635
238	KJ4168C	199	75	289	00	019	15	0.004927	0.004755	0.003014	0.0042	45.20	1.635	0.855	1.735	1.036	1.578
239	KJ4173B	136	50	038	07	302	39	0.115739	0.099279	0.026211	0.0804	102.47	4.416	0.793	5.800	1.166	3.788
240	KJ4181B	087	40	183	08	283	49	0.001762	0.001618	0.001399	0.0016	22.80	1.260	0.264	1.263	1.089	1.157

Tab. 5.1. Dados de ASM.
Coordenadas geográficas e escalares de K1, K2 e K3, valores de susceptibilidade e parâmetros de anisotropia magnética.

	Amostra	Az K1	M K1	Az K2	M K2	Az K3	M K3	K1	K2	K3	Km	H	P	T	P'	L	F
241	KJ4183D	099	46	194	05	289	43	0.003023	0.002726	0.002228	0.0027	29.90	1.357	0.323	1.365	1.109	1.224
242	KJ4183C	094	47	191	06	286	43	0.002613	0.002379	0.001961	0.0023	28.11	1.332	0.347	1.340	1.098	1.213
243	KJ4182C	106	35	201	06	300	54	0.001770	0.001647	0.001416	0.0016	22.00	1.250	0.355	1.256	1.075	1.163
244	KJ4183A	086	45	185	09	284	43	0.001854	0.001711	0.001481	0.0017	22.18	1.252	0.287	1.256	1.083	1.156
245	KJ4181E	087	41	183	08	282	48	0.002061	0.001913	0.001630	0.0019	23.09	1.265	0.367	1.272	1.077	1.174
246	KJ4183B	096	45	191	05	286	45	0.002219	0.002044	0.001725	0.0020	24.77	1.287	0.348	1.294	1.086	1.185
247	KJ4182A	111	35	204	04	300	55	2.812938	2.498740	2.110322	2.4740	28.40	1.333	0.176	1.336	1.126	1.184
248	KJ419C1	044	19	159	52	302	32	0.112855	0.107665	0.066790	0.0958	48.10	1.690	0.820	1.793	1.048	1.612
249	KJ4192B	070	37	191	34	309	35	0.126484	0.120358	0.070569	0.1058	52.85	1.792	0.830	1.919	1.051	1.706
250	KJ4192B	032	24	159	54	289	25	0.115150	0.108236	0.067678	0.0970	48.96	1.701	0.767	1.794	1.064	1.599
251	KJ4192A	041	28	165	47	293	30	0.109531	0.102479	0.061681	0.0912	52.45	1.776	0.768	1.883	1.069	1.661
252	KJ4192C	033	22	158	55	292	26	0.102503	0.097116	0.069649	0.0898	37.69	1.472	0.721	1.522	1.055	1.394
253	KJ4191A	051	33	177	42	299	30	0.092872	0.087347	0.052582	0.0776	51.92	1.766	0.784	1.876	1.063	1.661
254	KJ4192BB	062	37	191	39	308	29	0.115153	0.109381	0.059669	0.0947	57.00	1.930	0.844	2.117	1.053	1.833
255	KJ4192AA	065	36	190	38	309	32	0.115423	0.108843	0.064734	0.0963	52.62	1.783	0.797	1.899	1.060	1.681
256	KJ4191D	053	36	182	41	300	29	0.071004	0.066015	0.044841	0.0606	43.16	1.583	0.683	1.643	1.076	1.472
257	KJ4193B	116	54	211	04	304	36	0.020618	0.018776	0.009835	0.0164	65.71	2.096	0.747	2.260	1.098	1.909
258	KJ4193A	122	60	031	01	301	30	0.014480	0.013395	0.007675	0.0119	57.42	1.887	0.755	2.010	1.081	1.745
259	KJ4193C	128	58	034	03	302	32	0.013906	0.013485	0.006989	0.0115	60.35	1.990	0.911	2.193	1.031	1.929
260	KJ4202B	067	34	200	45	318	25	0.007311	0.007159	0.006164	0.0069	16.68	1.186	0.753	1.205	1.021	1.161
261	KJ4202D	053	32	191	50	309	21	0.014839	0.013884	0.008357	0.0124	52.45	1.776	0.768	1.883	1.069	1.661
262	KJ4201B	290	20	033	32	174	51	0.003897	0.003838	0.003352	0.0037	14.76	1.163	0.797	1.181	1.015	1.145
263	KJ4202A	054	21	179	56	313	25	0.006355	0.006162	0.005340	0.0060	17.06	1.190	0.645	1.204	1.031	1.154
264	KJ4202C	066	36	205	46	319	21	0.013285	0.012894	0.010961	0.0124	18.77	1.212	0.689	1.230	1.030	1.176
265	KJ4203A	251	19	001	44	145	40	0.009163	0.008912	0.007731	0.0086	16.64	1.185	0.673	1.200	1.028	1.153
266	KJ4203D	258	10	356	38	155	50	0.013202	0.012851	0.011146	0.0124	16.58	1.184	0.682	1.200	1.027	1.153
267	KJ4201D	290	20	036	37	178	46	0.004873	0.004727	0.004053	0.0046	18.02	1.202	0.670	1.219	1.031	1.166
268	KJ4203C	258	17	001	38	149	47	0.009718	0.009428	0.008073	0.0091	18.13	1.204	0.673	1.220	1.031	1.168
269	KJ4222C	015	13	128	59	278	27	0.000808	0.000791	0.000779	0.0008	3.64	1.037	-0.123	1.037	1.021	1.016
270	KJ4223C	057	39	231	51	325	03	0.000816	0.000805	0.000802	0.0008	1.70	1.017	-0.526	1.018	1.013	1.004
271	KJ4221C	056	22	155	20	282	60	0.000826	0.000813	0.000804	0.0008	2.76	1.028	-0.167	1.028	1.016	1.012
272	KJ4222D	005	22	126	52	262	29	0.000804	0.000785	0.000774	0.0008	3.85	1.039	-0.264	1.040	1.025	1.014
273	KJ4221A	021	16	113	06	224	73	0.001000	0.000974	0.000957	0.0010	4.42	1.045	-0.211	1.045	1.027	1.018
274	KJ4222B	016	20	141	58	276	24	0.000762	0.000747	0.000736	0.0007	3.37	1.034	-0.161	1.034	1.020	1.014
275	KJ4223B	039	39	154	27	268	39	0.000826	0.000816	0.000809	0.0008	2.14	1.022	-0.219	1.022	1.013	1.008
276	KJ4221B	015	23	281	08	173	65	0.001102	0.001077	0.001063	0.0011	3.63	1.037	-0.264	1.037	1.023	1.013
277	KJ4223A	036	37	156	33	274	35	0.000735	0.000726	0.000715	0.0007	2.70	1.027	0.118	1.027	1.012	1.015
278	KJ4221A	348	04	100	78	258	11	0.000701	0.000684	0.000678	0.0007	3.31	1.034	-0.492	1.035	1.025	1.008
279	KJ4234A	256	37	061	52	160	07	0.000112	0.000111	0.000098	0.0001	13.16	1.144	0.881	1.163	1.008	1.135
280	KJ4232A	207	56	046	33	310	09	0.000124	0.000121	0.000108	0.0001	13.70	1.149	0.659	1.161	1.024	1.122

Tab. 5.1. Dados de ASM.
Coordenadas geográficas e escalares de K1, K2 e K3, valores de susceptibilidade e parâmetros de anisotropia magnética.

	Amostra	Az K1	M K1	Az K2	M K2	Az K3	M K3	K1	K2	K3	Km	H	P	T	P'	L	F
281	KJ4231	069	21	227	68	336	08	0.000105	0.000101	0.000098	0.0001	6.07	1.063	-0.072	1.063	1.033	1.029
282	KJ4235B	076	37	296	46	183	21	0.000109	0.000108	0.000096	0.0001	11.92	1.129	0.900	1.147	1.006	1.122
283	KJ4235	082	15	320	64	177	21	0.000111	0.000110	0.000098	0.0001	12.08	1.131	0.853	1.147	1.009	1.121
284	KJ4234	070	24	283	62	166	13	0.000105	0.000104	0.000093	0.0001	11.88	1.129	0.970	1.149	1.002	1.127
285	KJ4231	242	09	139	54	338	35	0.000088	0.000086	0.000080	0.0001	8.88	1.094	0.470	1.097	1.024	1.068
286	KJ4234	298	65	077	19	172	15	0.000077	0.000077	0.000068	0.0001	12.09	1.131	0.911	1.150	1.005	1.125
287	KJ4236	354	63	088	02	179	27	0.000097	0.000096	0.000083	0.0001	15.27	1.169	0.836	1.190	1.013	1.154
288	KJ4241A	088	48	200	18	304	36	0.001150	0.001118	0.000847	0.0010	29.18	1.358	0.814	1.403	1.029	1.320
289	KJ4241B	117	56	212	03	304	34	0.001204	0.001151	0.000873	0.0011	30.80	1.380	0.718	1.418	1.046	1.319
290	KJ4241C	135	57	040	03	308	32	0.001420	0.001317	0.001073	0.0013	27.28	1.323	0.461	1.336	1.078	1.227
291	KJ4242Ae	127	31	224	12	332	56	0.000474	0.000470	0.000429	0.0005	9.93	1.106	0.829	1.118	1.009	1.096
292	KJ4242B	106	33	214	25	334	47	0.000754	0.000723	0.000587	0.0007	24.22	1.284	0.672	1.308	1.042	1.232
293	KJ4242C	139	30	044	08	301	58	0.000466	0.000434	0.000400	0.0004	15.22	1.165	0.077	1.165	1.073	1.086
294	KJ4243A	129	60	031	04	299	29	0.001873	0.001718	0.001411	0.0017	27.71	1.327	0.389	1.337	1.090	1.217
295	KJ4244A	161	52	062	07	327	37	0.002895	0.002574	0.001728	0.0024	48.63	1.675	0.544	1.722	1.125	1.489
296	KJ4244Be	149	51	242	03	334	39	0.002508	0.002257	0.001598	0.0021	42.85	1.569	0.531	1.606	1.112	1.412
297	KJ4244C	152	51	245	02	336	39	0.002031	0.001933	0.001388	0.0018	36.07	1.464	0.738	1.515	1.051	1.392
298	KJ4253A	251	08	093	81	342	03	0.154203	0.095808	0.082793	0.1109	64.80	1.863	-0.530	1.924	1.610	1.157
299	KJ4254A	303	17	192	48	046	36	0.000049	0.000031	0.000029	0.0000	53.21	1.658	-0.796	1.752	1.575	1.053
300	KJ4252B	252	16	109	70	346	11	0.185807	0.125656	0.114551	0.1420	50.18	1.622	-0.617	1.676	1.479	1.097
301	KJ4253C	247	11	094	77	339	06	0.137875	0.089323	0.084502	0.1039	51.37	1.632	-0.773	1.715	1.544	1.057
302	KJ4252C	247	23	105	61	344	16	0.186694	0.128752	0.115354	0.1436	49.68	1.618	-0.544	1.661	1.450	1.116
303	KJ4251B	301	11	162	75	033	10	0.172128	0.117850	0.106009	0.1320	50.09	1.624	-0.563	1.670	1.461	1.112
304	KJ4251D	305	07	175	79	036	09	0.192940	0.127747	0.111899	0.1442	56.20	1.724	-0.514	1.772	1.510	1.142
305	KJ4251A	063	12	291	73	155	13	0.172990	0.122374	0.111722	0.1357	45.15	1.548	-0.583	1.590	1.414	1.095
306	KJ4254AY	301	17	164	67	036	15	0.045390	0.028693	0.027917	0.0340	51.39	1.626	-0.887	1.733	1.582	1.028
307	KJ4254C	301	15	182	61	037	25	0.030186	0.027158	0.019234	0.0255	42.85	1.569	0.531	1.606	1.112	1.412
308	KJ4252A	249	19	108	66	344	14	0.188310	0.127615	0.116375	0.1441	49.92	1.618	-0.617	1.672	1.476	1.097
309	KJ4252D	252	16	123	65	348	18	0.163075	0.108333	0.095504	0.1223	55.25	1.708	-0.529	1.756	1.505	1.134
310	KJ4251C	304	08	160	81	035	05	0.179412	0.119760	0.103428	0.1342	56.62	1.735	-0.468	1.776	1.498	1.158
311	KJ4254D	298	11	202	28	047	59	0.023048	0.016237	0.015404	0.0182	41.93	1.496	-0.739	1.553	1.419	1.054
312	KJ4272B	091	46	188	07	285	44	0.000404	0.000385	0.000381	0.0004	6.01	1.062	-0.581	1.065	1.048	1.013
313	KJ4272	117	28	019	14	265	58	0.000469	0.000433	0.000410	0.0004	13.40	1.143	-0.206	1.144	1.084	1.054
314	KJ4274	059	12	156	27	308	60	0.000459	0.000456	0.000453	0.0005	1.31	1.013	-0.065	1.013	1.007	1.006
315	KJ4321	061	16	156	15	287	67	0.085381	0.068413	0.052449	0.0687	47.90	1.628	0.091	1.633	1.248	1.304
316	KJ4322	058	13	153	22	300	64	0.070849	0.054481	0.046300	0.0572	42.91	1.530	-0.235	1.539	1.300	1.177
317	KJ4323	054	29	188	51	310	23	0.000704	0.000675	0.000674	0.0007	4.35	1.044	-0.930	1.050	1.043	1.002
318	KJ4324	060	21	154	10	269	67	0.044138	0.036859	0.029403	0.0368	40.04	1.501	0.113	1.504	1.197	1.254
319	KJ4325	060	41	155	06	253	48	0.000784	0.000726	0.000720	0.0007	8.61	1.089	-0.780	1.098	1.079	1.009
320	KJ4326	026	11	122	29	278	59	0.020778	0.019784	0.018478	0.0197	11.69	1.125	0.165	1.125	1.050	1.071

Tab. 5.1. Dados de ASM.
Coordenadas geográficas e escalares de K1, K2 e K3, valores de susceptibilidade e parâmetros de anisotropia magnética.

	Amostra	Az K1	M K1	Az K2	M K2	Az K3	M K3	K1	K2	K3	Km	H	P	T	P'	L	F
321	KJ4327	243	03	336	40	150	50	0.000339	0.000331	0.000322	0.0003	4.97	1.051	0.043	1.051	1.024	1.026
322	KJ4328	065	01	335	33	156	57	0.000262	0.000257	0.000249	0.0003	5.04	1.052	0.155	1.052	1.022	1.030
323	KJ4329	065	17	330	15	200	67	0.000306	0.000297	0.000291	0.0003	4.89	1.050	-0.162	1.050	1.029	1.021
324	KJ43210	069	07	337	15	182	73	0.000335	0.000326	0.000316	0.0003	5.73	1.059	0.051	1.059	1.028	1.031
325	KJ43211	054	12	320	20	174	66	0.000311	0.000302	0.000296	0.0003	4.88	1.050	-0.160	1.050	1.029	1.021
326	KJ4331	091	56	228	26	329	20	0.002067	0.001890	0.001683	0.0019	20.39	1.228	0.129	1.229	1.094	1.123
327	KJ4333	126	61	036	00	306	29	0.006416	0.005972	0.004487	0.0056	34.29	1.430	0.599	1.461	1.074	1.331
328	KJ4334	245	17	127	55	345	29	0.093067	0.086748	0.076347	0.0854	19.58	1.219	0.290	1.223	1.073	1.136
329	KJ4335	075	51	200	25	304	27	0.006673	0.006440	0.005213	0.0061	23.91	1.280	0.712	1.307	1.036	1.235
330	KJ4336	078	23	231	64	343	10	0.003639	0.003333	0.003129	0.0034	15.16	1.163	-0.165	1.164	1.092	1.065
331	KJ4337	071	27	182	35	313	43	0.024788	0.023555	0.018705	0.0223	27.22	1.325	0.637	1.351	1.052	1.259
332	KJ4338	076	47	191	22	297	35	0.014067	0.013587	0.010327	0.0127	29.54	1.362	0.775	1.404	1.035	1.316
333	KJ4339	097	57	198	07	292	32	0.102064	0.090176	0.052050	0.0814	61.42	1.961	0.632	2.062	1.132	1.732
334	KJ43310	202	12	101	44	303	43	0.028668	0.026991	0.022251	0.0260	24.71	1.288	0.524	1.304	1.062	1.213
335	KJ43311	102	54	198	04	291	36	0.083633	0.077060	0.048407	0.0697	50.54	1.728	0.701	1.811	1.085	1.592
336	KJ43312	093	38	189	08	289	51	0.022533	0.020476	0.011979	0.0183	57.58	1.881	0.697	1.987	1.100	1.709
337	KJ43313	175	58	044	22	304	21	0.003818	0.003745	0.002427	0.0033	41.76	1.573	0.915	1.673	1.019	1.543
338	KJ4341	058	17	155	22	293	62	0.008730	0.007579	0.005478	0.0073	44.78	1.594	0.393	1.616	1.152	1.384
339	KJ43422	073	20	172	23	305	59	0.018414	0.016156	0.010400	0.0150	53.46	1.771	0.542	1.827	1.140	1.553
340	KJ4343	072	19	170	21	304	60	0.022535	0.019727	0.012727	0.0183	53.51	1.771	0.534	1.826	1.142	1.550
341	KJ4343B	073	19	170	20	303	62	0.018977	0.016086	0.009938	0.0150	60.26	1.910	0.489	1.970	1.180	1.619
342	KJ4344	075	19	172	17	301	64	0.018146	0.013910	0.008684	0.0136	69.67	2.089	0.279	2.126	1.305	1.602
343	KJ4344B	067	16	162	17	298	66	0.015554	0.012190	0.007446	0.0117	69.12	2.089	0.338	2.135	1.276	1.637
344	KJ4345	056	16	153	24	295	60	0.024380	0.020931	0.014421	0.0199	50.02	1.691	0.419	1.722	1.165	1.451
345	KJ4346	062	17	161	28	303	56	0.016489	0.013637	0.008962	0.0130	57.77	1.840	0.377	1.875	1.209	1.522
346	KJ4347	066	17	164	27	308	58	0.005154	0.004775	0.003634	0.0045	33.62	1.418	0.562	1.445	1.080	1.314
347	KJ4348	073	18	171	24	310	59	0.016652	0.013512	0.007996	0.0127	68.05	2.083	0.430	2.147	1.232	1.690
348	KJ4349	065	21	166	25	301	56	0.015660	0.012997	0.008573	0.0124	57.11	1.827	0.381	1.862	1.205	1.516
349	KJ43410	074	20	174	24	309	58	0.023046	0.019256	0.011218	0.0178	66.30	2.054	0.501	2.132	1.197	1.717
350	KJ43411	060	05	154	40	324	49	0.003809	0.003467	0.002975	0.0034	24.42	1.280	0.239	1.284	1.099	1.166
351	KJ4351	048	09	269	78	140	08	0.000751	0.000749	0.000700	0.0007	7.02	1.074	0.909	1.083	1.003	1.070
352	KJ4352	038	21	270	58	137	23	0.002395	0.002296	0.001960	0.0022	19.66	1.222	0.578	1.236	1.043	1.172
353	KJ4353A	049	07	257	83	140	03	0.000360	0.000352	0.000338	0.0004	6.35	1.066	0.271	1.067	1.023	1.041
354	KJ4353B	226	05	065	85	316	02	0.000400	0.000393	0.000376	0.0004	6.02	1.062	0.464	1.065	1.016	1.045
355	KJ4354	033	29	219	61	125	02	0.002166	0.001913	0.001543	0.0019	33.22	1.403	0.267	1.410	1.132	1.239
356	KJ4355	235	84	041	06	132	01	0.001586	0.001550	0.001403	0.0015	12.07	1.130	0.626	1.139	1.023	1.105
357	KJ4356A	217	35	051	54	312	07	0.001132	0.000972	0.000669	0.0009	50.02	1.691	0.419	1.722	1.165	1.451
358	KJ4356B	209	51	045	38	309	08	0.000823	0.000795	0.000715	0.0008	13.89	1.151	0.502	1.158	1.036	1.111
359	KJ4361A	060	30	176	37	303	39	0.000580	0.000576	0.000535	0.0006	7.91	1.083	0.844	1.093	1.006	1.077
360	KJ4361B	136	50	032	11	293	37	0.000578	0.000571	0.000520	0.0006	10.54	1.113	0.746	1.123	1.014	1.098

Tab. 5.1. Dados de ASM.
Coordenadas geográficas e escalares de K1, K2 e K3, valores de susceptibilidade e parâmetros de anisotropia magnética.

	Amostra	Az K1	M K1	Az K2	M K2	Az K3	M K3	K1	K2	K3	Km	H	P	T	P'	L	F
361	KJ4362	127	48	030	06	295	41	0.000430	0.000427	0.000394	0.0004	8.78	1.093	0.840	1.104	1.007	1.085
362	KJ4363	049	11	151	46	309	42	0.000398	0.000394	0.000368	0.0004	7.63	1.080	0.785	1.088	1.008	1.071
363	KJ4364	088	48	199	18	303	36	0.000530	0.000510	0.000488	0.0005	8.36	1.087	0.081	1.087	1.039	1.046
364	KJ4365	159	46	044	22	297	35	0.000857	0.000832	0.000639	0.0008	28.08	1.341	0.794	1.382	1.031	1.301
365	KJ4366	107	54	212	11	309	33	0.000334	0.000321	0.000286	0.0003	15.28	1.168	0.488	1.176	1.041	1.122
366	KJ4367A	180	36	059	36	300	34	0.001941	0.001861	0.001490	0.0018	25.53	1.302	0.684	1.329	1.043	1.249
367	KJ4367B	177	34	053	39	292	32	0.001037	0.000990	0.000797	0.0009	25.47	1.301	0.648	1.325	1.047	1.242
368	KJ4368	175	41	052	32	298	33	0.000634	0.000618	0.000505	0.0006	22.03	1.256	0.776	1.284	1.026	1.224
369	KJ4381A	006	40	214	46	109	15	0.000385	0.000381	0.000376	0.0004	2.45	1.025	0.067	1.025	1.011	1.013
370	KJ4381B	356	38	191	51	092	08	0.000348	0.000345	0.000340	0.0003	2.27	1.023	0.423	1.024	1.007	1.016
371	KJ4381C	017	35	214	54	112	08	0.000518	0.000514	0.000504	0.0005	2.84	1.029	0.386	1.030	1.009	1.020
372	KJ4382A	024	22	119	10	232	65	0.000473	0.000465	0.000455	0.0005	3.86	1.039	0.118	1.039	1.017	1.022
373	KJ4382B	025	28	290	10	182	60	0.000497	0.000491	0.000483	0.0005	2.98	1.030	0.068	1.030	1.014	1.016
374	KJ4382C	012	32	109	13	218	55	0.000394	0.000387	0.000381	0.0004	3.44	1.035	-0.079	1.035	1.019	1.016
375	KJ4383A	030	23	123	06	227	66	0.000446	0.000440	0.000432	0.0004	3.15	1.032	0.189	1.032	1.013	1.019
376	KJ4383B	026	17	295	02	198	72	0.000461	0.000453	0.000447	0.0005	3.06	1.031	-0.149	1.031	1.018	1.013
377	KJ4383C	026	11	120	19	267	67	0.000582	0.000569	0.000561	0.0006	3.64	1.037	-0.239	1.037	1.023	1.014
378	KJ4384A	016	28	281	10	173	60	0.000441	0.000432	0.000424	0.0004	3.88	1.040	-0.042	1.040	1.020	1.019
379	KJ4384B	006	20	103	19	233	62	0.000519	0.000511	0.000503	0.0005	3.12	1.032	0.078	1.032	1.014	1.017
380	KJ4384C	008	22	110	26	243	54	0.000573	0.000565	0.000556	0.0006	3.00	1.030	0.008	1.030	1.015	1.015
381	KJ444B2A	259	18	024	61	162	23	0.000128	0.000125	0.000118	0.0001	8.30	1.087	0.341	1.089	1.028	1.058
382	KJ444B2b	019	50	274	13	174	37	0.001018	0.000981	0.000922	0.0010	9.79	1.103	0.259	1.105	1.037	1.064
383	KJ444A1A	330	41	183	44	075	17	0.000248	0.000243	0.000234	0.0002	6.10	1.063	0.241	1.064	1.023	1.039
384	KJ444A3	127	60	316	30	223	04	0.000098	0.000092	0.000082	0.0001	17.65	1.195	0.248	1.197	1.069	1.117
385	KJ444A3B	114	56	344	23	243	23	0.000072	0.000071	0.000069	0.0001	5.62	1.058	0.259	1.059	1.021	1.036
386	KJ444A1B	126	23	359	54	228	26	0.000359	0.000350	0.000321	0.0003	11.04	1.118	0.521	1.124	1.027	1.088
387	KJ4454A	067	31	173	24	294	50	0.000186	0.000184	0.000177	0.0002	4.60	1.047	0.654	1.051	1.008	1.039
388	KJ4453A	050	42	158	19	266	42	0.000683	0.000683	0.000679	0.0007	0.68	1.007	0.619	1.007	1.001	1.006
389	KJ4451A	130	37	022	22	268	45	0.000204	0.000203	0.000190	0.0002	7.44	1.078	0.782	1.086	1.008	1.069
390	KJ4461A	172	25	285	39	059	40	0.000048	0.000046	0.000045	0.0000	7.02	1.073	0.162	1.073	1.030	1.042
391	KJ4462A	084	16	180	20	317	64	0.000518	0.000510	0.000476	0.0005	8.43	1.089	0.636	1.095	1.016	1.072
392	KJ4463A	068	28	309	43	179	35	0.000253	0.000245	0.000236	0.0002	7.09	1.074	0.090	1.074	1.033	1.039
393	KJ4473A	086	22	225	62	349	17	0.000404	0.000402	0.000398	0.0004	1.39	1.014	0.226	1.014	1.005	1.009
394	KJ4471A	119	28	261	56	020	18	0.000194	0.000191	0.000188	0.0002	2.86	1.029	0.112	1.029	1.013	1.016
395	KJ4471B	139	32	290	55	040	14	0.000180	0.000177	0.000177	0.0002	1.55	1.016	-0.987	1.020	1.015	1.000
396	KJ4484A	032	20	134	28	272	55	0.004647	0.003967	0.003053	0.0039	40.99	1.522	0.247	1.531	1.171	1.299
397	KJ4484B	053	15	150	25	295	60	0.001066	0.000897	0.000771	0.0009	32.42	1.383	-0.066	1.385	1.189	1.164
398	KJ448E1	065	38	210	46	320	18	0.000516	0.000486	0.000457	0.0005	12.15	1.129	0.023	1.129	1.061	1.064
399	KJ4491A	100	38	352	22	239	44	0.000205	0.000204	0.000190	0.0002	7.13	1.075	0.859	1.084	1.005	1.069
400	KJ4495B	126	28	219	03	311	42	0.000937	0.000910	0.000809	0.0009	14.47	1.158	0.598	1.168	1.030	1.125

Tab. 5.1. Dados de ASM.

Coordenadas geográficas e escalares de K1, K2 e K3, valores de susceptibilidade e parâmetros de anisotropia magnética.

	Amostra	Az K1	M K1	Az K2	M K2	Az K3	M K3	K1	K2	K3	Km	H	P	T	P'	L	F
401	KJ4497A	064	47	168	12	268	40	0.000936	0.000866	0.000841	0.0009	10.77	1.113	-0.444	1.117	1.080	1.030
402	KJ4493B	090	14	205	60	353	27	0.000614	0.000608	0.000563	0.0006	8.67	1.092	0.767	1.101	1.010	1.081
403	KJ4493C	113	38	244	39	359	28	0.000629	0.000618	0.000611	0.0006	3.00	1.030	-0.193	1.031	1.018	1.012
404	KJ4496A	219	21	002	64	123	14	0.000872	0.000860	0.000849	0.0009	2.77	1.028	-0.004	1.028	1.014	1.014
405	KJ4497C	164	57	030	24	290	21	0.000390	0.000379	0.000367	0.0004	6.05	1.062	0.083	1.063	1.028	1.033
406	KJ4493A	266	01	095	89	356	00	0.000640	0.000626	0.000578	0.0006	10.16	1.108	0.567	1.114	1.022	1.084
407	KJ4501A	190	01	280	39	100	51	0.174883	0.141232	0.130585	0.1489	29.75	1.339	-0.463	1.354	1.238	1.082
408	KJ4501B	189	12	090	37	294	51	0.223313	0.175236	0.164851	0.1878	31.13	1.355	-0.597	1.380	1.274	1.063
409	KJ4502A	254	11	150	52	352	36	0.116977	0.103933	0.088690	0.1032	27.41	1.319	0.146	1.321	1.126	1.172
410	KJ4502B	243	20	123	54	345	29	0.089719	0.082871	0.073440	0.0820	19.85	1.222	0.207	1.224	1.083	1.128
411	KJ4503B	054	07	151	47	318	43	0.225309	0.192508	0.173183	0.1970	26.46	1.301	-0.196	1.304	1.170	1.112
412	KJ4503C	049	06	147	51	314	38	0.187109	0.153407	0.137983	0.1595	30.80	1.356	-0.304	1.363	1.220	1.112
413	KJ4504A	043	14	141	28	289	58	0.084618	0.081347	0.079376	0.0818	6.41	1.066	-0.233	1.067	1.040	1.025
414	KJ4504B	227	23	113	44	336	38	0.082517	0.081333	0.077702	0.0805	5.98	1.062	0.519	1.065	1.015	1.047
415	KJ4505A	241	13	131	56	339	31	0.232460	0.192708	0.164333	0.1965	34.67	1.415	-0.081	1.416	1.206	1.173
416	KJ4505B	239	17	136	37	350	48	0.221940	0.185616	0.157944	0.1885	33.95	1.405	-0.051	1.407	1.196	1.175
417	KJ4514C	209	05	117	18	313	72	0.000736	0.000699	0.000677	0.0007	8.37	1.087	-0.213	1.088	1.052	1.033
418	KJ4513B	033	14	134	37	286	49	0.000899	0.000793	0.000762	0.0008	16.88	1.180	-0.514	1.189	1.133	1.041
419	KJ4524A	153	18	245	05	351	71	0.059579	0.053330	0.050981	0.0546	15.74	1.169	-0.422	1.174	1.117	1.046
420	KJ4524C	133	25	025	33	252	47	0.055685	0.050495	0.043820	0.0500	23.73	1.271	0.183	1.273	1.103	1.152
421	KJ4543A	227	00	319	75	137	15	0.001922	0.001916	0.001648	0.0018	14.99	1.166	0.959	1.192	1.003	1.163
422	KJ4543B	084	19	352	08	240	70	0.001915	0.001884	0.001631	0.0018	15.72	1.174	0.793	1.194	1.017	1.155
423	KJ4542C	218	22	325	37	104	45	0.001418	0.001307	0.001254	0.0013	12.38	1.131	-0.327	1.133	1.085	1.042
424	KJ4542B	222	18	330	45	117	40	0.001502	0.001389	0.001321	0.0014	12.90	1.137	-0.225	1.138	1.082	1.051
425	KJ4542A	225	10	328	51	127	37	0.001441	0.001303	0.001276	0.0013	12.34	1.130	-0.650	1.139	1.106	1.022
426	KJ4571A	059	16	319	31	173	55	0.192940	0.127747	0.111899	0.1442	56.20	1.724	-0.514	1.772	1.510	1.142

Dados de atitudes de foliação e lineação magnéticas, susceptibilidades e parâmetros de anisotropia magnética. Amostra: identificação dos cilindros de rocha; Az: azimute; M: mergulho; Km: susceptibilidade magnética média da amostra, sendo que Km = (K1+K2+K3)/3 ; K1, K2, K3: valores dos eixos máximo, intermediário e mínimo de ASM, (comprimento dos eixos do elipsóide de susceptibilidade magnética) onde K1>=K2>= K3; P (grau de anisotropia magnética), P´ (grau de anisotropia magnética corrigido), H (porcentagem de anisotropia), T (parâmetro de forma), L (K1/K2, lineação magnética), F (K2/K3, foliação magnética).

Tab. 5.1. Dados de ASM.
Coordenadas geográficas e escalares de K1, K2 e K3, valores de susceptibilidade e parâmetros de anisotropia magnética.

6. Conclusões

A concordância entre as atitudes de estruturas planares e lineares obtidas em campo, com as coordenadas geográficas dos auto-vetores de ASM, associada à caracterização da fábrica, pela identificação da forma e domínios de ocorrência dos elipsóides de susceptibilidade, confirmam a Anisotropia de Susceptibilidade Magnética como importante ferramenta para análise estrutural, que possibilita a análise cinemática em rochas de alto grau metamórfico, como as aflorantes na área deste estudo.

A associação dos estudos petrográficos, dos métodos convencionais de estudo estrutural e da aplicação da ASM, de maneira diferenciada e específica, indicou um quadro cinemático para a área enfocada, que envolveu colisão frontal, de direção E – W, de leste para oeste, gerando falhamentos de empurrão oblíquos, para oeste, associada a cisalhamento de direção NE, que causou movimento de massa de NE para SW, sob regime transpressivo.

Os dados obtidos através da análise das coordenadas geográficas dos autovetores de ASM indicaram transição entre domínio tangencial e direcional, na área. Nos domínios tangenciais, falhas de baixo mergulho causaram transporte de massa para W, associadas a deslizamentos direcionais ao longo de um plano de direção NE, de baixo mergulho (040/19). No domínio direcional, uma componente compressiva de direção SE/NW, promoveu deslocamento direcional oblíquo, ao longo de um plano de direção NE, de alto ângulo (043/59), que representa a estrutura principal da área, causando transporte de massa de NE para SW.

O quadro cinemático responsável pela configuração atual da área, com as principais direções de movimento e tensão, obtidas pela análise dos dados da ASM, sugere um modelo evolutivo de colisão frontal, sob regime convergente, em ambiente transpressivo, gerando falhamentos de empurrão que promoveram o deslizamento de rochas de profundidade, sobre rampas de baixo ângulo, em direção ao Cráton do São Francisco e, subseqüente deslizamento de massa na direção NE-SW, gerando transporte sub - horizontal de massa ao longo de uma zona de cisalhamento de atitude média N45E/60SE, onde ocorreram soerguimento, rotação e inversão dos blocos de rochas, que hoje afloram na região.

Referências

Almeida, F. F. M., 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Divisão de Geologia e Mineração, DNPM- RJ Boletim 241: 1-36.

Almeida, F. F. M., 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. *in:* XXIII Congresso Brasileiro de Geologia.

Almeida, F. F. M., 1971. Geochronological division of South America. Revista Brasileira de Geociências, 1: 13-21.

Almeida. F. F. M., Amaral, G., Cordani, U. G., Kawashita, K., 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazon River. *in*: Nairn, E. M. & Stheli, F. G. The oceans basin and margins. New York, Plenun. Publishers Company 1(11): 411-446.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y. & Carneiro, C. D. R., 1976. O Lineamento Além Paraíba. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 47:575.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y. & Brito Neves, B. B., 1976b. The Upper Precambrian of South America. IG-USP, 7: 45-80.

Almeida, F.F.M. , 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira Geociências, 7: 349-364.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A., 1981. Brazilian structural provinces an introduction. Earth Science Reviews, 17: 1-29.

Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B. & Carneiro, C. D. R., 2000. The origin and evolution of South American Platform. Earth Science Reviews, 50: 77 – 111.

Archanjo, C. J., 1993. Fabriques de plutons granitiques et déformation crustale du nord-est du Brésil une étude par anisotropie de susceptihilité magnetique de granites ferromagnétiques. Doctorat thesis, Toulouse III.

Archanjo, C. J. & Bouchez, J. L., 1994. The pombal granite emplacement and relationship slip setting of NE - Brazil. Geology, 16: 323-335.

Archanjo, C. J., Macedo, J. W. P., Galindo, A. C. & Araújo, M. G. S., 1998. Brasiliano crustal extension and emplacement fabrics of the mangerite-charnockite pluton of Umarizal, North-east Brazil. Precambrian Research, 87: 19-32.

Archanjo, C. J., Silva, E. R. & Caby, R., 1999. Magnetic fabric and pluton emplacement in a transpressive shear zone system: the Itaporanga porphyritic granitic pluton (northeast Brazil). Tectonophysics, 312: 331-345.

Archanjo, C. J., Trindade, R. I., Macedo, J. W. P. & Araújo, M., 2000. Magnetic fabric of a basaltic dik swarm associated with Mesozoic rifting in norteastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 13: 179-189.

Banerjee, S.K., 1991. Magnetic properties of Fe-Ti Oxides. Reviews in mineralogy, Mineralogical Society of America, 25: 107-128.

Barbosa, A.L.M., Ribeiro, A.C., Pinto, C.P. Barros Dutra, J.E., Grossi Sad, J.H. & Tuller, M.P., 1981. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folhas Cava, Miguel Pereira, Paraíba do Sul, Três Rios. DRM-RJ, 294p.

Barbosa, A.L.M. & Grossi Sad, J.H., 1983. Reinterpretação das Séries Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. *in*: II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Pré-cambriano, 3: 1-15.

Baptista, M.B., Braun, O.P. & Campos, D.A., 1984. Léxico estratigráfico do Brasil. DGM/DNPM, 541p.

Batista, J. J., 1984. Caracterização dos processos geológico-evolutivos précambrianos na região de São Fidélis, Norte do Rio de Janeiro, Exame de Qualificação para Doutoramento, IG-USP.

Benn, K., Rochette, P., Bouchez, J.L. & Hattori, K., 1993. Magnetic susceptibility, magnetic mineralogy and magnetic fabrics in a late Archaean granitoid-gneiss belt. Precambrian Research, 63: 59-81.

Bhatal, R. S., 1971. Magnetic anisotropy in rocks. Earth Science Reviews, 7: 227-253.

Borradaile, G. J., 1987. Anisotropy of susceptibility rock composition versus *strain*. Tectonophysics, 138: 327-329.

Borradaile, G. J., Alford, C. & Sarvas, C. 1987. AMS of some metamorphic minerals. Phisycs of the Earth and Planetary Interiors, 48: 161 – 166.

Borradaile, G. J. & Alford, C., 1987. Relationship between magnetic susceptibility and strain in laboratory experiments. Tectonophysics, 133: 121-135.

Borradaile, G. J., 1988. Magnetic susceptibiliy, petrofabrics and strain. Tectonophysics, 156: 1-20.

Borradaile, G. J. & Puumala, M. A., 1989. Synthetic magnetic susceptihility fabric in plasticene. Tetonophysics, 164: 73-78.

Borradaile, G. J., 1991. Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility. Pageoph, 135: 15-29.

Borradaile, G. J. & Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. Earth Science Reviews, 42: 49-93.

Borradaile, G. J., Lagroix, F. & King, D., 1998. Tilting and transpression of an archaean anorthosite in northern Ontario. Tectonophysics, 293: 239-254.

Borradaile, G. J., Werner, T. & Lagroix, F., 1999. Magnetic fabrics and anisotropy-controlled thrusting in the Kapuskasing Structural Zone, Canada. Tectonophysics, 302: 241-256.

Borradaile, G. J., 2001. Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies. Journal of structural geology, 23: 1581 - 1596.

Bouchez, J. L., 1997. Granite is never anisotropic: an introdution to AMS studies of granitic rocks. *in*: Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 95-112.

Bouchez, J. L., 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. Earth and Planetary Sciences, 330: 1-14.

Brandalise, L.A., Ribeiro, J.H. & Ferrari, P. G. , 1976. Projeto Vale do Rio Paraíba do Sul, Relatório Final 590, DNPM/ CPRM- BH, 411p.

Brenner, T.L., Ferrari, A. L. & Penha, H. M., 1980. Lineamentos estruturais do Norte do Estado do Rio de Janeiro. *in*: XXXI CBG, SBG/SC, 5: 2551-2564.

Brüeckner, H.K., Cunningham, D., Alkmin, F., Marshak, S., 2000. Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from the southern São Francisco Craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. Precambrian Research, 99: 255-269.

Campanha, G. A. C., 1980. O Lineamento de Além Paraíba na área de Três Rios, RJ. Dissertação de Mestrado, IG – USP, 109p.

Campanha, G. A. C., 1981. O lineamento de Além Paraíba na área de Três Rios, RJ. Revista Brasileira de Geociências, 11: 159-171.

Campos Neto, M. C., 1984. Geometria e fases de dobramentos superpostos no oeste de Minas Gerais. Revista Brasileira de Geociências, 14: 60-68.

Campos Neto, M.C. & FIgueiredo, M.C.H., 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora RJ-MG-ES. *in:* XXXVI Congresso Brasilero de Geologia Natal, SBG-RN.

Campos Neto, M. C., Perrota, M. M., Peloggia, A. U. G. & Figueiredo, M. C. H., 1990. A porção ocidental da faixa Alto Rio Grande SP-MG. *in:* XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia. SBG/RN, 6: 2615-2630.

Campos Neto, M. C., 1991. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande – Ensaio de Evolução Tectônica. Tese de Doutoramento. IG-USP. 210 p.

Campos Neto, M. C. & Figueiredo, M. C. H., 1992. A Orogênese Rio Doce. *in:* XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia. SBG-SP, SP , 276-277.

Campos Neto, M. C. & Figueiredo, M. C. H., 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 8: 143-162.

Campos Neto, M. C., 2000. Orogenic systems from southernwestern Gondwana. *in:* Cordani *et al.*, 2000, Tectonic Evolution of South America, p.335-365.

Campanha, G. A. C., 1980. O Lineamento Além Paraíba na área de Três Rios (RJ). Dissertação de Mestrdo, IG-USP, 109p.

Campanha, G. A. C., 1981. O Lineamento Além Paraíba na área de Três Rios (RJ). Revista Brasileira de Geociências, 11:159-171.

Campanha, G. A. C. & Sadowski, G.R., 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). Precambrian Research, 98: 31-51.

Castro, H. O., Queiroz, M. A., Barbosa, A. L. & Grossi Sad, J. H., 1984. Geologia das folhas Rio Preto, Valença, Barra do Piraí e Vassouras. *in:* XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG/RJ, Resumos, 127-128.

Chrispim, S. J. & Tupinambá, M., 1989. Observações sobre o carácter transpressivo da deformação entre as zonas de cisalhamento Paraíba do Sul (RJ) e Guaçuí (ES). *in:* I Simpósio Geologia do Sudeste, SBG/RJ, 120-121.

Collinson, D.W., 1983. Methods in palaeomagnetism techniques and instrumentation. NY, Chapman and Hall, 503 p.

Cordani, U.G., Melcher, G. C. & Almeida, F.F.M, 1968. Outline of precambrian Geocronology of South America. Canadian Journal of Earth Sciences, 5: 629-632.

Cordani, U. G., Delhal, J. Gomes, C. B. & Ledent, D., 1968b. Nota preliminar sobre idades radiométricas em rochas da região da Serra dos Órgãos e vizinhança leste de Minas Gerais e Espírito Santo. Boletim SBG/SP, 17: 89-92.

Cordani, U. G., 1968. Esboço da geocronologia Pré-Cambriana da América do Sul. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40: 47-51.

Cordani, U.G. & Kawashita, K., 1971. Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no grupo Açunguí. *in*: XXV Congresso Brasileiro de Geologia, SBG-SP, 24.

Cordani, U. G., Amaral, G. C. & Kawashita, K., 1973. The precambrian evolution of South America. Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band, F.E. Verlag, Stuttgart, 62: 309-317.

Cordani, U. G., Delhal, & Ledent, D., 1973b. Orogenèses Superposèes dans le Précambrien du Brésil Sud Oriental. Revista Brasileira de Geociências SBG-SP, 3:1-22.

Cordani,U.G. &Teixeira,W., 1979.Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para a região das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, *in* Texto Explicativo da Carta do Brasil ao Milionésimo, DNPM/MME (Fonseca *et.al.*, 1979) 175-207.

Cordani, U.G. & Brito Neves, B.B., 1982, The geologic evolution of South America during the Archean and Nearly Proterozoic. Revista Brasileira de Geociências, 12: 78-88.

Cordani, U. G., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., Porto, R., Thomaz Filho, A., Cunha, F. M. B., 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos da bacias sedimentares brasileiras. in: Série Ciência – Técnica do Petróleo, Publicação 15. CENPES/ Petrobrás, RJ, 70 p.

Cordani,U.G. & Teixeira,W., 1985. Estágio atual do conhecimento geocronológico de Minas Gerais. *in*:III Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG/MG, 338-347.

Correa Neto, A. V., Dayan, H. I., Valença, J. G. & Raphael Cabral, A. 1993. Geologia e estrutura da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e adjacências, trecho entreTrês Rios e Sapucaia (RJ). *in*: III Simpósio Geologia Sudeste. SBG/RJ, 194-200.

Correa Neto, A.V. & Dayan, H., 1994. Justaposição tectônica de rochas de níveis crustais distintos em faixas transpressivas: o caso da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul. *in*: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG/SC, 1: 249-250.

Costa, L.A.M. & Marchetto, C. M. L., 1978. Evolução textural dos granulitos de São Fidélis, RJ. in: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, 3: 1250-1264.

Costa, A. G., Rosiere, C.A., Moreira, L.M. & Fischel, D.P., 1995. Caracterização geotectônica do setor setentrional do Cinturão Ribeira: Evidência de acresção neoproterozóica no leste de MG, Brasil. Geonomos, 3:51-58.

Costa, A.G., 1997. Proposta de classificação litoestratigráfica para o leste de Minas Gerais. *in*: IX Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG/MG Boletim 14: 40-41.

Costa, A. G., Rosiere, C.A., Moreira, L.M. & Fischel, D.P., 1997b. Macroestruturação da região leste de Minas. *in*: VI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SBG/DF, 285-287.

Costa, A.G., Rosiere, C.A., Ebert, H. D., Fuck, R.A. & Pimentel, M.M., 1998. The relation between frontal and strike slip shear zones and the regional metamorphism and magmatism in deep crustal segment, northern Ribeira Belt, SE-Brasil. XIV International Conference on Basement Tectonics, UFOP/MG, Abstracts, 26-28.

Coward, M.P., 1976. Strain within ductile shear zones. Tectonophysics, 34: 181-197.

Coward, M. P. & Potts, G.J., 1983. Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones. Journal of structural geology, 5: 383-399.

Craig, J. R. & Vaughan, D.J., 1994. Ore microscopy and ore petrography. John Wiley & Sons,Inc.

Dayan, H. & Keller, J.V., 1989. A Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios. (RJ): uma análise da deformação por algumas feições estruturais. Revista Brasileira de Geociências, 19: 464-506.

Dayan, H., Correa Neto, A. V. & Valença, J. G., 1993. A Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul: Estudo de padrões de orientação preferencial de eixos C de quartzo. *in*: IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SBG/MG, 12: 339-342.

Dehler, N.M., 1996. Análise geométrica e cinemática dos metassedimentos da klippe de Ijaci, sul de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. IG-USP, 92 p.

Delhal, J., Ledent, D. & Cordani, U. G., 1969. Ages Pb/U, Rb/Sr et K/Ar de formations metamorphiques et granitique du Sud-Est du Bresil etats de Rio de Janeiro e Minas Gerais. Annales Societte Geologique Belgique, 92: 271-283.

Duarte, B. P., Nogueira, J. R., Heilbron, M. & Figueiredo, M. C. H., 1994. Geologia da região de Juiz de Fora e Matias Barbosa MG. *in:* XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG/SC, 88-90.

Duarte, B. P., M.C.H., F., Campos Neto, M. & Heilbron, M., 1997. Geochemistry of granulite facies orthogneisses of the Juiz de Fora Complex, central segment of the Ribeira Belt, southeastern Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 27: 67-82.

Dunlop, D.J. & Ozdemir, O., 1997. Rock magnetism, fundamentals and frontiers. Ed. David Edwards, Cambridge Studies in magnetism Series, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 573 p.

Ebert, H., 1955. Pesquisas geológicas na parte sudeste do estado de Minas Gerais e Polígono das Secas. Relatório Anual da DGM/DNPM-RJ (1954), 79-89.

Ebert, H., 1956. Resumo dos resultados obtidos no ano de 1955 no Sul do estado de Minas Gerais. Relatório Anual da DGM/DNPM-RJ, 62-81.

Ebert, H., 1956b. A tectônica do sul do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Relatório Anual da DGM/DNPM-RJ (1956), 97-107.

Ebert, H., 1958. Discordâncias pré-cambrianas em Carandai, MG/RJ. Relatório Anual da DGM/DNPM-RJ (1957), 183-48.

Ebert, H., 1968. Ocorrências de fácies granulito no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40: 215-229.

Ebert, H., 1971. Os Paraibides entre São João del Rey, MG e Itapira, SP, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. *in:* XXV Congresso Brasileiro de Geologia, SBG/SP, 1: 177-178.

Ebert, H., 1984. Aspectos da geologia de São. João. Del Rey - os Paraibides entre São João Del Rey e Itapira e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Publicação Especial SBG 12, 103p.

Ebert, H. D., Hasui, Y. & Sena Costa, J.B., 1991. O carácter transpressivo do Cinturão Transcorrente do Rio Paraíba do Sul. *in*: III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SBG/SP, 139-141.

Ebert, H. D., Hasui, Y., Sartorato, G., Almeida,S.H. & Costa, J.B.S., 1993. Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis das bordas sul e sudeste do Cráton do São Francisco e da Sintaxe de Guaxupé. *in:* VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG/MG, 12: 166-171.

Ebert, H. D., Hasui, Y., Szatmari, P. & Aires, J.R., 1993b. Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos de São Paulo, Vitória e Brasília, através de tectônica colisional oblíqua: uma modelagem física. *in*: IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SBG/MG, 12: 254-258.

Ebert, H. D., Chemale Jr., F., Babinski, M. & Van Schmus, W. R., 1994. Regimes tectônicos e idades U/Pb em zircão do Complexo Socorro no contexto da Faixa Ribeira um exemplo de magmatismo transpressivo. *in:* XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. SBG/SC, 1: 260-261.

Ebert, H. D., Hasui, Y., 1998. Transpressional tectônics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the precambrian of south-east Brazil. *in*: Holdsworth, Strachan & Dewey. Continental Transpressional tectonics, Geological Society, London Special Publications, Blackwell, 135: 231-252.

Egydio Silva, M. & Mainprice,D., 1999. Determination of stress directions from plagioclase fabrics in high grade deformed rocks (Além Paraíba Shear Zone), Ribeira fold belt, southeastern Brazil). Journal of Structural Geology, 21: 1751-1771.

Egydio Silva, M., Vauchez, A., Bascou, J. & Hippert, J., 2002. High temperature deformation in the neoproterozoic transpressional Ribeira Belt, southeast Brazil. Tectonophysics. *In press.*

Ellwood, B. B. & Whitney, J. A., 1980. Magnetic fabric of the Elberton Granite, Northeast Georgia. Journal of Geophysical Research, 85: 1481-1486.

Ellwood, B. B., Hrouda, F. & Wagner, J.J., 1988. Symposia on magnetic fabrics: introdutory comments. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 51: 249-252.

Endo, I. & Machado, R., 1993. Sistema de Cisalhamento Atlântico: Um modelo tectônico transpressional para o Neoproterozóico do Brasil Oriental. *in*: IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SBG/MG, 12: 356-359.

Endo, I. & Machado, R., 1993b. Nova perspectiva de interpretação tectônica das faixas de dobramentos marginais ao Cráton do São Francisco. *in*:II Simpósio do Cráton do São Francisco. SBG/BA, 283-285.

Figueiredo, M. C. H. & Campos Neto, M. C., 1989. Geoquímica das rochas charnockíticas do norte do estado do Rio de Janeiro: transição da fácies anfibolito para a fácies granulito.

Figueiredo, M. C. H., Teixeira, W. & Brito Neves, B. B., 1991. Gnaisses Mantiqueira, MG parte I: litogeoquimica. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 64: 209-210.

Figueiredo, M. C. H. & Campos Neto, M. C., 1993. Geochemistry of the Rio Doce Magmatic arc, SE-Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 65: 63-81.

Figueiredo, M. H. & Teixeira, W., 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, eastern MG. state preliminary geochronological and geochemical results. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 68: 223-246.

Flinn, D., 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. Journal Geological Society of London, 118: 385-428.

Flinn, D., 1979. The deformation matrix and the deformation ellipsoid. Journal of Structural Geology, 1: 299-307.

Fonseca, M. J. G., Silva, Z. C. G., Campos, D.A. & Tosatto, P., 1979. Folhas Rio de Janeiro (SF-23), Vitória(SF-24) e Iguape(SG-23), Texto Explicativo e Carta do Brasil ao Milionésimo, DNPM/MME, 240p.

Fossen, H. & Tikoff, B., 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression transtension tectonics. Journal of Structural Geology, 15: 413-425.

Fossen, H., Tikoff, B. & Teyssier, C., 1994. Strain modeling of transpression and transtension. Norsk Geologisk Tidsskrift, 74: 134-145.

Frost, B.R., 1991. Stability of oxide minerals in metamorphic rocks. Reviews in mineralogy, Mineralogical Society of America, 25 469-487.

Frost, B.R., 1991b. Magnetic petrology factors that control the occurrencce of magnetite in crustal rocks. Reviews in mineralogy, Mineralogical Society of America, 25 489-509.

Fuller, M., 1987. Experimental methods in rock magnetism and palaeomagnetism. Methods of experimental physics. Geophysics laboratory measurements, Part a edited by C.G. Sammis, T. L. H.. Academic Press Inc., 24 303- 471.

Goodwin, P. & Tikoff, B., 2002. Competency contrast, kinematics and the development of foliations and lineations on the crust. Journal of Structural Geology, 24:1065- 1085.

Graham, J. W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy an unexploited petrofabric element. Geological Society of America Bulletin 65, 1257-1258.

Graham, S. A., 1983. Evolving concepts and teaching approaches in tectonic and sedimentation. Journal of Geological Education, 31: 266-276.

Harland, W. D., 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. Geological Magazine, 108: 27-42.

Hasui, Y., Carneiro, C.D.R. & Coimbra, A.M., 1975. The Ribeira Folded Belt. Revista Brasileira de Geociências, 5: 257-266.

Hasui, Y., Almeida, F. F. M. & Brito Neves, 1978. As estruturas brasilianas. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, PE, SBG-PE, 6: 2423-2437.

Hasui, Y., 1982. The Mantiqueira Province: Archean structure and proterozoic evolution. Revista Brasileira de Geociências, 12: 167-172.

Hasui, Y. & Oliveira, M. A. F., 1984. Província Mantiqueira, setor central. 0 Precambriano do Brasil. Ed. Edgard Bluecher Ltda, SP , 308-344.

Heilbron, M., 1993. Evolução tectono-metamórfica da Seção Bom Jardim de Minas, MG e Barra do Piraí, RJ no Setor Central da Faixa Ribeira. Tese de Doutoramento, IG-USP, 268p.

Heilbron, M., Rocha, A. D., Silva, L. G. E., Nogueira, J. R., Trouw, R. A. J., & Polônia, J. A. L., 1994. Compartimentação tectônica da seção Conceição do Ibitipoca (MG) – Valença, (RJ), segmento central da Faixa Ribeira. *in:* XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG/SC, 2:55-56.

Heibron, M. Valeriano, C. M., Almeida, J. C. H., Valladares, J. R. & Tupinambá, M.. 1994b. Segmento central da Faixa Ribeira, exemplo de colisão continental oblíqua no Evento Termo-Tectônico Brasiliano. *in:* XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG/SC, 1:363-265.

Heilbron, M., Valeriano, C. M., Valladares, C. & Machado, N., 1995. A orogênese brasiliana no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 25(4): 249-266.

Heilbron, M., Figueiredo, M. C. H. & Machado, R., 1997. Lithogeochemistry of paleoproterozoic orthogranulites from Rio Preto (MG) – Vassouras (RJ) region, central Ribeira Belt. Revista Brasileira de Geociências, 27(1): 83-99.

Heilbron, M.,Tupinambá, M., Almeida, J. C. H., Valeriano, C. M., Valladares, C. & Duarte, B. P., 1998. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasiliano collage of the Central Segment of Ribeira Belt, SE, Brazil. International Conference on Precambrian and Craton Tectonics. Ouro Preto, Brazil, 1998, Resumos.

Heilbron, M., Mohriak, W.,, Valeriano, C. M., Milani, E. J., Almeida, J. C. H. & Tupinambá, M., 1999. Ages of detrital zircon from central Ribeira Belt (Brazil) using Laser-ablation-ICPMS. *in:* II South American Symposium on Isotope Geology, Mendonza, Argentina.

Hrouda F., Janák F., Rejl L. & Weiss J., 1971. The use of magnetic susceptibility anisotropy for estimating the ferromagnetic mineral fabrics of metamorphic rocks. Geologische Rundschau, 60: 1124-1142.

Hrouda, F. & Janák, F., 1976. The changes in shape of the magnetic susceptibility ellipsoid during progressive metamorphism and deformation. Tectonophysiscs, 34: 135-148.

Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Journal of Geophysical Survey, 5: 37-82.

Hrouda, F., 1993. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. Physics Earth Planetary International, 77: 237-249.

Ixler, R. A., 1990. Atlas of opaque and ore minerals and their associations. Prentice Hall. Inc. 203p.

Iyer, S. S., Choudhuri, A. & Cordani, U. G., 1987. Granulite facies rocks of Brasil: a review of their geologic setting, Geocronological evolution, petrographic and geochemical characteristics. Journal Geological Society of India, 29: 309-326.

Jelínek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, 79: 63-67.

Jelínek, V., 1984. On a mixed quadratic invariant of the magnetic susceptibility tensor. Journal of Geophysics, 56: 58-60.

Jiang, D. & Williamns, P. F., 1999. A fundamental problem with the kinematic interpretation of geological structures. Journal of Structural Geology, 21: 933 – 937.

Junho, M. C. B., Toledo, C. L. B., Nogueira, J. R. & Monsores, A. L. M., 1989. Geologia da região de Liberdade, Sul MG. *in:* I Simpósio Geologia do Sudeste, SBG/RJ, 155-156.

Katz, M. B., 1972. The nomenclature of granulite facies rocks. N. Jahr. Mineralogische Monatschefte, 4: 152-159.

Lagoeiro, L.E., 1998. Transformation of magnetite to hematite and its influence on the dissolution of iron oxide minerals. Journal of Metamorphic Geology, 16: 415-423.

Lagoeiro, L.E., 1998b. Mecanismos de deformação e orientações cristalográficas preferenciais em tectonitos de formações ferríferas – quadrilátero ferrífero, MG. Tese de Doutoramento, IG – USP, 160 p.

Lagroix, F., Borradaile, G. J., 2000. Magnetic fabric interpretation complicated by inclusions in mafic silicates. Tectonopphysics, 325: 207-225.

Lamego, A. R., 1938. O Maciço do Itatiaia e regiões circundantes. Boletim do Serviço Geológico de Mineração (1936), SGM/DNPM, 88: 1-93.

Machado, R., 1984. Evolução geológica metamórfica e estrutural da região de Vassouras e Paracambi, porção ocidental do estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutoramento, IG-USP.

Machado, R., 1986. Considerações preliminares sobre a aplicação de um modelo tectônico para os complexos Serra dos Órgãos e Paraíba do Sul (RJ): um possível exemplo de colisão continental. *in*: XXXIV Congreso Brasileiro de Geologia, SBG/GO, 135-136.

Machado, R., Demange, M., Pellogia, A.U. & Monteiro, R.L., 1989. Rochas graníticas e charnockíticas do estado do Rio de Janeiro: Associações petrográficas e suas relações com os domínios estruturais. . *in*: I Simpósio Geologia Sudeste. SBG/RJ, 151-152.

Machado, R. & Endo, I., 1993. Cinturão de Cisalhamento Atlântico: Um exemplo de tectônica transpressional neoproterozóica. *in*: IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SBG/MG, 12: 189-191.

Machado, R.,Endo, I., 1993b. A mega estrutura em flor positiva do Vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. *in*: III Simpósio Geologia Sudeste. SBG/SP, 208-213.

Machado, R. & Demange, M., 1994. Classificação estrutural e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no estado do Rio de Janeiro. Boletim IG-USP, Série Científica, 25:81-96.

Machado, R. & Endo, I., 1994. Superposição cinemática brasiliana no Cinturão de Cisalhamento Atlântico e na Cunha de Guaxupé. *in:* XXXVIII Congresso Brasileiro Geologia. SBG/SC, 1: 269-271.

Machado, R., 1997. Litogeoquímica e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no estado do Rio de Janeiro. Tese de Livre Docência, IG-USP, 215p.

Machado, R., Demange, M., McReath, I. & Moutte, J., 2000. Crustal zoning of neoproterozoic pre-collisional granitoids in the Paraíba do Sul Belt, Rio de Janeiro, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 30: 70-73.

Machado Filho, I., Ribeiro, M. W., Gonzalez, S. R., Schenini, C. A., Santos Neto, A., Palmeira, R. C. B., Pires, J. L., Teixeira, W. & Castro, H. E. F., 1983. Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Mapa e Geologia (32), Projeto RadamBrasil, MME,775p.

Machado, N., Valladares, C. S., Heilbron, M. & Valeriano, C., 1996. U-Pb geochronology of the Central Ribeira Belt Brazil and implications for the evolution of the brazilian orogeny. Precambrian Research, 79: 347-362.

Nagata, T., 1961. Rock Magnetism. Maruzen Pub. Ltd. Tokio, 350p.

Nicolas, A., 1987. Principles of rock deformation. Reidel Publishers & Co., Dordrecht., 208 p.

Nicolas, A., Bouchez, J.L., Blaise, J. & Poirier, J.P., 1977. Geological aspects of deformation in continental shear zones. Tectonophysics, 42: 55-73.

Nieto- Samaniego, A. F., 1999. Stress, strain and fault patterns. Journal of Structural Geology, 21: 1065-1070.

Nogueira, J. R. & Trouw, R. A. J., 1993. Mapeamento geológico, 1:50.000, estruturas e metamorfismo de uma região a SW de Juiz de Fora, MG. *in*: III Simpósio Geologia Sudeste. SBG/SP, 180-186.

Nogueira, J. R., 1994. Relações tectonoestruturais e metamórficas entre metassedimentos e ortognaisses em fácies granulito na região a SW de Juiz de Fora, MG. Tese de Mestrado, UFRJ.

Oliveira, M. A. F., 1980. Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, Rio de Janeiro e Minas Gerais. Tese de Livre Docência, IGCE/UNESP, 116p.

Oliveira, M.A.F. , 1981. Granulitos da Faixa Paraíba do Sul: caracteres geoquímicos dos piroxênios e valores geotermobarométricos. Revista Brasileira de Geociências, 11: 273-292.

Oliveira, M. A. F., 1982. Bulk geochemistry of the Paraíba do Sul Granulitic Belt. Boletim SBG, 12: 369-374.

Oliveira, M. A. F., 1983. As rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul. Revista Brasileira de Geociências, 13(2): 84-902.

Oliveira, M. A. F., Tupinambá, M., Heilbron, M. & Kawashita, K., 1999. Rb/Sr isochronic ages of a palaeoproterozoic orthognaiss (Quirino Unit) from the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *in:* II South American Symposium on Isotope Geology, Mendonza, Argentina, 54-56.

Passchier, C. & Simpson, C., 1987. Porfiroclast systems as kinematic indicators. Journal of Structural Geology, 8: 831-843.

Passchier, C. & Trouw, R., 1997. Microtectonics. Springer, Berlim, 289p.

Passchier, C., 1997. The fabric attractor. Journal of Structural Geology, 19: 113-127.

Paterson, S. R., Vernon, R. & Tobish, O. T., 1989. A review of criteria for the determination of magmatic and tectonic foliations in granitoids. Journal of Structural Geology, 11: 349-363.

Peckett, A., 1992. The colours of opaque minerals. John Wiley & Sons, NY,USA, 471 p.

Philpotts, A. R., 1989. Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks. Prentice Hall Inc., 175p.

Pinto, C. P. & Padilha, A. V., 1993. Esboço de integração geológica regional e evolução tectônica para parte do SE do Brasil. *in:* VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG/MG, 12: 65-68.

Porcher, C., 1997. Relações entre Metamorfismo e Deformação na Faixa Ribeira: Regiões de Três Rios e Santo Antônio de Pádua (RJ). Tese de Doutoramento, IG-UFRGS, 241p. (inédito)

Ramdhor, P., 1980. The ore minerals and their intergrows. Pergamon Press, Oxford, UK.

Ramsay, J. G., 1980. Shear zone geometry: A Review.Journal of Structural Geology, 2: 83-100. 63: 512-526.

Ramsay, J. G. & Huber, M.I., 1997. The techniques of modern structural geology. Strain Analysis & Folds and fractures. Hartcourt Brace Co. Publishers. Academic Press, San Diego. 307 p.

Raposo, M. & Egydio-Silva, M., 2001. Magnetic fabric studies of high-grade metamorphic rocks from the Juiz de Fora Complex, Ribeira Belt, Southeastern Brazil. International Geology Review, 43:441, 456.

Ribeiro, A., Andreis, R. R., Paciullo, F. V. P., Trouw, R. A. J. & Heilbron, M., 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton de São Francisco: análise da região de São João Del Rei e Andrelândia, Minas Gerais. *in:* XXXVI Congresso Brasileiro Geologia, SBG/RN, Natal, 6: 2605- 2614.

Ribeiro, A., Andreis, R. R., Trouw, R. A. J., Paciullo, F. V. P. & Valença, J.G., 1995. Evolução das bacias proterozóicas e termotectonismo brasiliano na margem sul do Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 25: 235-248.

Rochette, P., Aubourg, C. & Perrin, M., 1999. Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations. Tectonophysics, 307: 219-234.

Rosier, G. F., 1957. A geologia da Serra do Mar entre os Picos de Maria Comprida e do Desengano, RJ. Boletim do DGM/DNPM-RJ, 166, 58p.

Rosier, G. F., 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do estado de Minas Gerais. Boletim do DGM/DNPM, 222, 41p.

Ruf, A., Naruk, S. J., Butler, R. F. & Calderone, G. J., 1988. Strain and magnetic fabric in the Santa Catalina and Pinaleno Mountains Metamorphic Core Complex mylonite zones, Arizona. Tectonics, 2: 235-248.

Sadowski, G. R., 1991. Geologia estrutural de Cinturões de Cizalhamento Continentais. Tese de Livre Docência, IG – USP, 108p.

Sanderson, D. & Marchini, R. D., 1984. Transpression. Journal of Structural Geology, 6: 449-458.

Shive, P.N. & Fountain, D.M., 1988. Magnetic mineralogy in an Archaean crustal cross section: implications for crustal magnetization. Journal of Geophysical Research, 93: 12177 – 12186.

Siga Jr., O., Teixeira, W., Cordani, U. G., Kawashita, K. & Delhal, J., 1982. Padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira. *in:* V Congresso Latino-amenricano de Geologia, Buenos Aires, 1: 349-370.

Siga Jr., O., Tassinari, C.C.G. & Van Schmus, W. R., 1989. Caracterização geocronológica dos maciços charnockíticos do sudeste brasileiro. *in*: I Simpósio de Geologia do Sudeste, SBG/RJ, 90-91.

Silva, R. R., Junho, M. C. B., Monsores, A. L. M., Nogueira, J. R. & Alves, M. J. S., 1992. Geologia do Grupo Andrelândia na região de Aiuruoca - Liberdade, MG. *in:* VI Simpósio Geologia de Minas Gerais, SBG/MG, Ouro Preto, MG.

Simpson, C. & Schmid, S.M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geological Society of America Bulletin, 94: 1281-1288.

Söllner, F., Lammerer, B. & Weber-Diefenbach, K., 1991. Die Krustenentwicklung in der Kusternregion nördlich von Rio de Janeiro, Brasilien. Munchner Geologische Hefte 4, München, 100p., *apud* Machado *et al.*, 1996.

Stacey, F. D., 1960. Magnetic anisotropy in igneous rock. Journal of Geophysical Research, 65: 2429-2442

Steinsund, P., I., 1991. StereoNet for Windows, version 3.01, Copyright (1991-1995) Per Ivar Steinsund, University of Tromso, Norway.

Strieder, A. J., 1993. Tectônica colisional no Brasil Central: evolução e implicações no padrão estrutural. in: IV Simpósio Nacioanl de Estudos Tectônicos, SBG/MG, 12: 297-301.

Streckeisen, A. L., 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks, recommended by IUGS subcommission on the sistematics of igneous rocks. Geologische Rundschau Internationale Zëitschrift für Geologie, Sttutgart, 63: 773-785.

Streckeisen, A. L., 1975. How should charnockitic rocks be named? Centenenial Geological Society Belgica, Liege, 349-360.

Streckeisen, A. L., 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews, 12: 1-33.

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

Teixeira, W. & Figueiredo, M. C. H., 1991. An outline of early proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil, Review. Precambrian Research, 53: 1-22.

Teyssier, C. & Tikoff, B., 1999. Fabric stability in oblique convergence and divergence. Journal of Structural Geology, 21: 969-974.

Tikoff, B. & Teyssier, C., 1994. Strain modeling of displacement field partitioning in transpressional orogens. Journal of Structural Geology, 16: 1575-1588.

Tikoff, B. & Wojtal, S. F., 1999. Displacement control of geologic structures. Journal of Structural Geology, 21: 959-967.

Tommasi, A., 1991. Evolução cinemática do Cinturão Dom Feliciano. Dissertação de Mestrado, Orientador: Luiz Alberto D'Avila Fernandes, IG - UFRGS, 234p.

Trompette, R., Egydio-Silva, M., Tommasi, A., Vauchez, A. & Uhlein, A., 1993. Amalgamação do Continente Gondwana no Pan-Africano Brasiliano e o papel da geometria do CSF na arquitetura da Faixa Ribeira. Revista Brasileira de Geociências, 23: 187-193.

Trouw, R. A. J., Ribeiro, A. & Paciullo, F. V. P., 1980. Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras, MG. *in:* XXXI Congresso Brasileiro Geologia, SBG/SC, 5: 2273-2284.

Trouw, R. A. J., Ribeiro, A., Paciullo, F. V. P., Chrispin, S. J. & Dayan, H., 1982. Análise da deformação numa área a SE de Lavras, MG. *in:* XXXII Congresso Brasileiro Geologia, SBG/Ba, Salvador, 1: 187-196.

Trouw, R. A. J., 1992. Evolução tectônica ao sul do Cráton de São Francisco baseada em análise metamórfica. *in:* XXXVII Congresso Brasileiro Geologia, SBG/SP, :327 -328.

Trouw, R. A. J. & Pankhurst, K. J., 1993. Idades radiometricas do sul do Cráton de SãoFrancisco região da folha Barbacena, Minas Gerais. *in*: II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. SBG/BA-SE, BA, 260-262.

Trouw, R. A. J., Paciullo, F. V. P. & Ribeiro, A., 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. *in:* XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia SBG/SC, 1:234-235.

Tupinambá, M. S., 1993. Litoestratigrafia, estruturas e metamorfismo pré-cambriano entre Itaperuna e Italva – RJ. Dissertação de Mestrado. PPG/UFRG, RJ, 163p.

Tupinambá, M. S., 1993b. Metamorfismo granulítico do Complexo Paraíba do Sul na parte setentrional da Faixa Ribeira, a leste do Cráton do São Francisco. *in*: II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. SBG/BA-SE, BA, 284-286.

Tupinambá, M. S., 1993c. Rochas intrusivas e metassedimentos granulíticos do Grupo Paraíba do Sul na parte setentrional da Faixa Ribeira. *in*: II Simpósio de Geologia do Sudeste, SBG/RJ, 187- 191.

Tupinambá, M. S., 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutoramento. IG-USP, 196 p.

Uyeda, S., Fuller, M. D., Belshe, J. C. & Girdle, R. W., 1963. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. Journal of Geophysical Research, 68: 279-291.

Valladares, C. S., Heilbron, M., Figueiredo, M. C. H. & Teixeira, W., 1997. Geochemistry and geochronology of paleoproterozoic gneissic rocks of the Paraíba do Sul Complex Quirino Unit, Barra Mansa Region, Rio deJaneiro, Brazil. Revista Brasileira Geociências., 27: 111-120.

Valladares, C. Heilbron, M., Machado, N. & Valeriano, C., 1997b. Provenance of central Ribeira belt metasediments using $^{207}P/^{206}P$ ages on zircon by laser-ablation ICPMS. I South American Symposium on Isotope Geology, Brazil, 323-325.

Vauchez, A., 1987. Mecanismes de deformation et cinematique des zones de mouvement ductiles. Tese de Doutoramento. Faculte de Sciences et Techniques de Saint Jérome, France. 315 p.

Vauchez, A., Tommasi, A., Egydio-Silva,M. & Trompette, R., 1992. Tectônica de escape na terminação de um cráton: A Faixa Ribeira. *in*: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG/SP, 2: 373-375.

Vauchez, A., Tommasi, A. & Egydio-Silva,M., 1994. Self-indentation of a heterogeneous continental lithosphere. Geology, 22: 967-970.

Vauchez, A., Tommasi, A. & Barruol, G., 1998. Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere. Tectonophysics, 296: 61-86.

Waychunas, G.A., 1991. Crystal chemistry of oxides and oxihydroxides. Reviews in mineralogy, Mineralogical Society of America, 25: 11-68.

Wernick, E., Hasui, Y. & Brito Neves, B. B., 1978. As regiões de dobramento Sudeste e Nordeste. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, SBG/PE. 6: 2493-2507.

Wernick, E., 1979. O magmatismo granitóide das regiões de dobramento do nordeste e sudeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 9: 122-139.

Williams, M.C., Shive, P.N., Fountain, D.M. & Frost, B.R., 1986. Magnetitc properties of exposed deep crustal rocks from the Superior Province of Manitoba. Earth and Planetary Science Letters, 76: 176 – 184.

Winge, M., 1995. Evolução dos terrenos granulíticos da Província estrutural Tocantins, Brasil Central. Tese de Doutoramento, IG-UNB, 140p.

Winkler, H.G.F., 1977. Petrogênese de Rochas Metamórficas Porto Alegre, Editora da UFRGS, 245 p.

A.1. Síntese bibliográfica regional

Lamego (1936, 1938) (*apud* Dehler, 1996) reconheceu a dobra sinclinal do Vale do Paraíba do Sul, descrevendo a Serra do Mar como estruturada em dobramento monoclinal, com áreas muito deformadas.

Ebert (1955, 1956, 1956b, 1957, 1958, 1968, 1971, 1984) (*apud* Dehler, 1996), definiu a Série Juiz de Fora, depois enquadrada no Grupo Paraíba do Sul, metamorfizada na fácies granulito e composta de granulitos paraderivados e charnockitos. Definiu a Série Paraibuna, modificada para Série Paraíba e depois para Grupo Paraíba (1967) composto de grauvacas, quartzitos e gnaisses metamorfizados na fácies anfibolito a granulito. Segundo este autor, a vergência estrutural seria em direção ao Cráton do São Francisco, na região mais próxima a Minas Gerais e oposta a este cráton na região a leste do Rio Paraíba.

Ebert (*op.cit.*) definiu a Faixa Paraíba (1968) como um longo cinturão orogênico ao longo da costa oriental do Brasil, desde o Sul da Bahia ao Rio Grande do Sul e Uruguai, com evidências de tectônica de empurrão e mais tarde (1971) propôs que a Série Andrelândia gradacionaria para a Série Paraíba, considerando o aumento do grau metamórfico. Denominou as faixas orogenéticas que se bifurcam a partir da extremidade sul do Cráton do São Francisco como Faixa Araxaides e Faixa Paraibides, esta última situada a nordeste do cráton, paralela à costa.

Rosier (1955,1957,1965) (*apud* Tupinambá, 1999) propôs a Série do Paraíba e Nappe do Desengano, que depois renomeou como Série Paraíba-Desengano, de idade pré-cambriana e arqueana, composta de gnaisses, migmatitos, charnockitos e quartzitos, separados pelo grau metamórfico em unidade inferior, de catazona e superior, de mesozona, estruturadas por tectônica de nappes e diáclases, advinda da orogênese assíntica com falhas e diáclases pós-assínticas.

A Série Paraíba-Desengano seria composta por nappes transportadas de sudeste para noroeste, que comporiam o geossinclinal assíntico, tendo como front as litologias da zona de falhamentos do Rio Paraíba do Sul e como cobertura às rochas da Faixa Paraíba. Esta estruturação seria responsável pela inversão metamórfica ali observada.

Posteriormente este autor abandonou sua proposta de tectônica de nappes e propôs que esta faixa geossinclinal, representada pelos metassedimentos da orogênese assíntica, estaria dividida em estruturas distintas: o antepaís da orogênese assíntica, a faixa geossinclinal da orogênese, que seria a Série Paraíba-Desengano e, o embasamento pré-assíntico, remobilizado durante a orogênese assíntica, que seria a Série Serra dos Órgãos.

Almeida (1967, 1969, 1971) definiu a "Plataforma Brasileira" como uma antiga orto-plataforma, consolidada no Ciclo Baikaliano, Neogeno, sendo uma de suas faixas marginais a "Faixa Paraíba", sin-baikaliana, com vergência para o Cráton do São Francisco.

Grossi Sad & Ladeira (1968) renomearam a Faixa Paraíba de Ebert (*op. cit.*) como Cinturão Orogênico Atlantides.

Cordani (1968) e Cordani *et al.* (1968, 1968b, 1971) verificaram idades Rb/Sr em rocha total de 600 M.a. para as rochas da Faixa Paraíba e idades Rb/Sr e K/Ar em minerais (mica e anfibólio) de 470 M.a. para as mesmas rochas. Colocaram que as Séries Paraíba e Juiz de Fora de Ebert, constituídas por rochas metassedimentares, teriam sido geradas no Ciclo Transamazônico, há 2,0 G.a. e metamorfizadas na fácies granulito e anfibolito em ambiente de catazona.

Segundo Cordani e colaboradores estas rochas foram afetadas por um evento tectônico posterior, há 500-600 M.a. (incluindo datações K/Ar em rochas da região de Santo Antônio de Pádua, área desta dissertação), que produziu deformação paralela ao bandamento metamórfico regional.

Os autores separaram, dentro da Faixa Paraíba, as formações Serra dos Órgãos e Paraíba, denominando a Faixa Paraíba de Cinturão Paraíba (1971) e posteriormente de Cinturão Orogenético Ribeira, sin-brasiliano, com extensão ao longo da costa sudeste do Brasil e Uruguai, possuindo embasamento ensiálico, com indicação de reativação de antigas regiões cratônicas, sem acresção continental no fim do Pré-Cambriano.

Delhal *et al.* (1969) através dos métodos K/Ar, Rb/Sr e U/Pb, dataram os gnaisses migmatíticos do sudeste em 2,0 G.a., Ciclo Transamazônico e dataram o metamorfismo dos gnaisses dos complexos Paraíba do Sul e Juiz de Fora e das rochas granitóides da Serras dos Órgãos, em 620 M.a., Ciclo Brasiliano, obtendo razão inicial Sr87/Sr86 de 0,710 para o Complexo Paraíba do Sul, considerada elevada para rochas primárias do Ciclo Transamazônico e, compatível com retrabalhamento de rochas mais antigas.

Cordani, Amaral & Kawashita (1973) e Cordani *et al.* (1973b) descreveram o cinturão orogênico Ribeira, constituído de rochas metamórficas variando da fácies xistos verdes até a fácies anfibolito, disposto ao longo da costa atlântica do Brasil, desde a Bahia até o Uruguai, com trends estruturais paralelos à costa e com padrão geocronológico similar ao Cinturão Caririano (disposto ao longo da borda N-NE do Cráton São Francisco).

As rochas deste cinturão Ribeira teriam idades tranzamazônicas e rejuvenescimento em orogênese neoproterozóica.

Para Cordani *et al.* (*op.cit.*), a Faixa Paraíba, região de ocorrência dos Complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul, estaria inserida geologicamente num cinturão complexo de dobramentos e empurrões, gerado no Neoproterozóico, durante o Ciclo Brasiliano, a sul-sudeste do Cráton do São Francisco.

Através de datações radiométricas K/Ar, Rb/Sr e U/Pb obtiveram, para o Gnaisse Mantiqueira, idade de 2,8 G.a. e para as rochas do Complexo Juiz de Fora e Grupo Paraíba do Sul, idades de 2,070 e 1,983 G.a. O metamorfismo na fácies granulito a anfibolito teria ocorrido num evento anterior a milonitização. Dois eventos que geraram granitos foram observados, um primeiro, sin - Brasiliano, ocorrido há 620 - 540 M.a. e outro evento, tardi a pós-brasiliano, ocorrido há 500 - 470 e 450 M.a. (vide fig.A.1.)

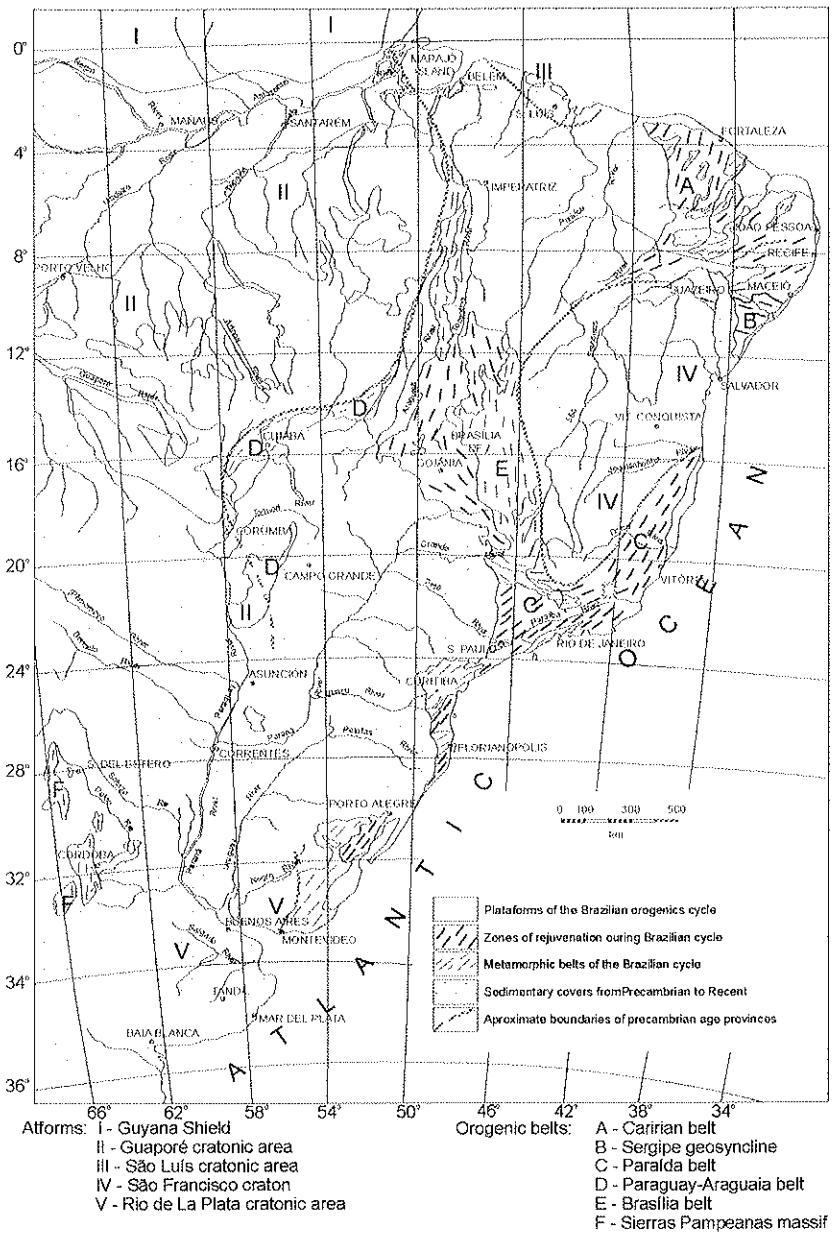


Fig. A.1.: Principais unidades geotectônicas do Brasil segundo Cordani *et al.*, 1973.

Almeida *et al.* (1973, 1975, 1976b) definiram o "Cinturão Ribeira" como uma unidade tectônica de idade brasiliana que seria a responsável pelo retrabalhamento da área representada pela Série Serra dos Órgãos de Rosier (*op. cit.*) e que estaria sobreposta a uma unidade com idade transamazônica, o Cinturão Paraíba do Sul representado pela Série Paraíba – Desengano de Ebert e Rosier (*op.cit.*).

Neste trabalho o Cinturão Ribeira foi definido compreendendo uma área entre o Sul da Bahia e o sudeste do Uruguai. Mais tarde (1976) os autores definiram o "Lineamento Além Paraíba", caracterizado pelo curso retilineo do Rio Paraíba do Sul entre Andrade Pinto e Itaocara, com extensão de 150 Km de rochas miloníticas. Esta estrutura consistiria de uma falha transcorrente de rejeito direcional e sentido dextrógiro, ao longo do curso do Rio Paraíba do Sul, até sua quebra para sudeste.

Hasui *et al.* (1975, 1978) identificaram uma compartimentação tectônica diferenciada na costa sudeste brasileira, parte com direção transversal e parte longitudinal, dividindo a Faixa Paraíba em dois setores, meridional e setentrional, separados pela zona de transcorrência São Paulo.

Os autores propuseram o Cinturão Ribeira, com extensão ao longo da margem atlântica meridional do Brasil. Posteriormente (1978) analisando as estruturas brasilianas da Província Mantiqueira através de semelhanças petrológicas e estruturais e de dados geogronológicos, subdividiram esta província em sub-província Serra do Mar (Região de Dobramentos Sudeste) e sub-província do Rio Doce (Faixa de Dobramentos Paraíba do Sul), estendendo o Grupo Paraíba do Sul aos estados de São Paulo e Minas Gerais.

Brandalise *et al.* (1976, *apud* Brenner *et al.*, 1980) identificaram grandes falhas de extensão regional na região sudeste, através de imagens de radar, caracterizadas pela presença de faixas de rochas cataclásticas pré-cambrianas. Especificamente na área deste estudo, estes autores definiram a falha do Rio Paraíba do Sul médio e inferior, que engloba todos os lineamentos do domínio gnáissico, ao norte do Rio Paraíba, até a dobra deste rio para Sudeste, abrangendo o Lineamento Além Paraíba (Almeida *et al.*, *op. cit.*).

Renomearam a Série Paraíba-Desengano de Rosier (*op. cit.*) como Complexo Paraíba do Sul.

Almeida (1976, 1977, 1981) propôs a compartimentação tectônica do Brasil em províncias estruturais, onde ao sul do Cráton do São Francisco seria o contato da Província Tocantins, faixas de dobramentos Uruaçu e Brasília, com a Província Mantiqueira, disposta ao longo da costa atlântica, do sul do paralelo 15º até a fronteira com Uruguai, na margem do Cráton do São Francisco.

O Cinturão Paraíba do Sul (transamazônico) e o Cinturão Ribeira (brasiliano) estariam inseridos no contexto da Província Mantiqueira e o Cinturão Ribeira seria o limite noroeste do Cráton do Rio de La Plata.

Costa & Marchetto (1978) estudando as rochas a norte e noroeste do Rio de Janeiro colocaram que as unidades que ali ocorrem seriam correlacionadas às litologias do Complexo Paraíba do Sul, e propuseram um modelo de evolução textural das rochas granulíticas e charnockíticas do Grupo Paraíba do Sul, creditando idade tranzamazônica para os granulitos da área.

A Unidade São Joaquim seria composta de mármores, rochas calciossilicáticas e anfibolitos; a Unidade São Fidélis seria composta de granada gnaisses kinzigíticos; a Unidade Santo Eduardo compreenderia gnaisses migmatíticos bandados, anfibolitos e quartzitos; a Unidade Italva seria composta de biotita gnaisses tonalíticos e a Unidade Angelim de gnaisses tonalíticos homogêneos.

Estes autores consideraram origem plutônica e magmática/migmatítica para os charnockitos que ali ocorrem e, para os granulitos a origem seria pela cataclase e recristalização posterior dos tipos charnockíticos, após passarem por termos miloníticos. Consideraram também que uma fase de deformação mais jovem gerou cataclase, suplantando a recristalização.

Durante a primeira fase de deformação teria atuado um metamorfismo dinâmico, regional, havendo predominância da recristalização sobre a cataclase, quando se formaram milonitos e gnaisses miloníticos, com textura predominante granoblástica e inequigranular, pela presença frequente de porfiroclastos ainda não recristalizados.

Wernick *et al.* (1978, 1979) denominou a Faixa Paraíba de Região de Dobramentos Sudeste, cuja evolução tectônica teria seguido a teoria geossinclinal, durante o Ciclo Transamazônico. Posteriormente (1979) definiram o Cinturão Granulítico Atlântico subdividido nos complexos Caraíba, Jequié, Salvador e Paraíba. O Complexo Paraíba apresentaria ocorrências descontínuas de granulitos intercaladas com gnaisses num embasamento mais antigo, remobilizado durante o Ciclo Brasiliano e, as litologias deste complexo foram agrupadas na "Associação Paraíba do Sul" subdividida em Complexo Migmatítico e Complexo Charnockítico.

Fonseca *et al.* (1979) englobou no Complexo Juiz de Fora as rochas de associação charnockítica, migmatitos e gnaisses facoidais, de idade pré-cambriana ou mais antigos, 2,5 a 1,8 G.a. e no Grupo Paraíba do Sul as rochas do Vale do Paraíba do Sul, gnaisses granitóides, plagioclásio - biotita - hornblenda gnaisses com termos granitóides, migmatitos

e lentes de anfibolitos, rochas carbonáticas, xistos e quartzitos, de idade pré-cambriana superior, 1 G.a. a 570 M.a..

Hasui *et al.* (1979, 1981) e Hasui (1982) propõem o Complexo Paraíba do Sul, composto por gnaisses, migmatitos, intercalados com mármores, calciossilicáticas e metabasitos, representaria a associação de rochas supracrustais gerada no Proterozóico Inferior, dispostas sobre embasamento de idade arqueana.

As rochas deste Complexo teriam sofrido metamorfismo regional, deformação e milonitização durante o Ciclo Tranzamazônico, com retrabalhamento durante um evento transcorrente de idade brasiliana, ou seja, parte deste complexo representaria terrenos granito-gnáissicos arqueanos, reativados no Ciclo Brasiliano.

Cordani & Teixeira (1979) realizaram um levantamento dos dados radiométricos Rb/Sr, K/Ar e U/Pb existentes para a região compreendida pelas folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape reavaliando os dados existentes. As rochas da Faixa Ribeira, de idades tranzamazônicas, foram rejuvenescidas durante o Ciclo Brasiliano, segundo datações em K/Ar e isócronas minerais Rb/Sr.

Segundo os autores, as rochas do Complexo Paraíba do Sul (N.A.: cujo complexo charnockítico ali referido está englobado no Complexo Juiz de Fora, nesta dissertação) forneceram idades de 2.0 G.a. (U/Pb diagrama concórdia), interpretadas como a época do metamorfismo catazonal. Um evento mais jovem teria ocorrido há 620 M.a., correspondente à granitização brasiliana.

As idades isocrônicas Rb/Sr mostraram dados similares e a razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,709 sugeriu natureza ensiálica para os protólitos destas rochas.

As rochas granulíticas da Faixa Ribeira, (granulitos de São Fidélis) apresentaram idade isocrônica Rb/Sr de 600 M.a., formadas provavelmente durante o metamorfismo brasiliano ocorrido em níveis crustais profundos desta região.

Na região de Juiz de Fora foi obtida idade Rb/Sr em rocha total de 2,5 G.a. para um granada gnaisse e, charnockitos desta região apresentaram idades 3,1 G.a. (Rb/Sr em rocha total) e 1,7 G.a. (K/Ar em feldspato potássico, idades recalculadas, obtidas por Cordani *et al.*, 1973), evidenciando componentes arqueanos e paleorpoterozóicos para o Complexo Juiz de Fora.

Campanha (1980, 1981) detalhou o Lineamento Além Paraíba, próximo à Três Rios, como uma zona de rochas miloníticas de evolução polifásica. As rochas granulíticas isotrópicas sofreram intenso retrabalhamento devido à deformação cataclástica e recristalização, transposição e migmatização insipiente na fácies metamórfica anfibolito alto. Durante o final do Ciclo Brasiliano ocorreram transcorrência, intrusões graníticas e

pegmatitos, seguidas de reativação meso-cenozóica por falhas normais e intrusões alcalinas e de diques de diabásio.

Brenner (1980) caracterizaram os lineamentos estruturais do nordeste do Rio de Janeiro, especificamente na área que compreende a presente dissertação.

Foram identificados 3 domínios principais de lineamentos, definidos a partir de imagens de radar e satélite. O Domínio Migmatítico, correspondente à Serra dos Órgãos (conforme Rosier, 1965), o Domínio Gnáissico (correspondente à Série Paraíba de Rosier) ao longo do Vale do Rio Paraíba do Sul e o Domínio Costeiro, pobre em estruturas, associado à regiao costeira e representado por sedimentos cenozóicos.

Na área específica do trabalho de Brenner *et al.* (*op.cit.*), estes autores caracterizaram as faixas cataclásticas do Domínio Gnáissico ao Norte do Rio Paraíba do Sul como uma feição estrutural peculiar em arco, com estrutura voltada para NW, onde as estruturas ao longo do Rio Paraíba são retilíneas, com direção N70E, ramificando em leque com direção variando até N30E, na porção extremo-setentrional da área estudada.

A inflexão destas faixas mostra direções semelhantes às da foliação regional, de alto ângulo, subvertical. Esta foliação é dada pela xistosidade (foliação milonítica) e pelo bandamento gnáissico composicional. A presença de lineação mineral, dad pela orientação de minerais alongados, é marcante, contida no plano de foliação, subhorizontal e, com sentido de caimento variável. Ocorrem também dobras intrafoliais isoclinais, de eixo subhorizontal, caindo ora para NE ora para SW, coincidente com a lineação mineral.

A forte deformação presente na área torna difícil a identificação das estruturas, embora localmente os autores tenham identificado transposição de foliação.

Os autores identificaram duas fases de deformação, sendo a última, concordante com a direção das faixas cataclásticas e a penúltima com estilo recumbente, plano axial subhorizontal, bem como bandamento composicional com estrutura estromatítica, subhorizontal, ao qual se sobrepõe as estruturas da última fase de deformação.

Brenner *et al.* (*op.cit.*) identificaram, nos milonitos e gnaisses miloníticos da área, a presença de foliação marcante, estruturas de fluxo e recristalização intensa, principalmente no feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Estas estruturas afetam rochas charnockíticas, granulíticas, migmatitos, quartzitos, mármores e rochas calciossilicáticas.

Os autores detalharam as faixas cataclásticas (N.A.: zonas de cisalhamento) da região de Santo Antonio de Pádua - Itaocara, identificando 4 principais zonas de cisalhamento. Ao Norte do Rio Paraíba do Sul, a foliação apresenta direção nordeste e mergulho de alto ângulo para sudeste. Este mergulho fica menos acentuado na medida

que nos deslocamos da zona de Itaocara para a de Miracema, passando de vertical a subvertical para até 45^0 ao Norte de Miracema.

As faixas ao sul do Rio Paraíba do Sul apresentam foliação vertical a subvertical com mergulho para noroeste. Ao longo do Lineamento Além Paraíba (N.A.: Zona de Cisalhamento Além Paraíba) a foliação predominante é vertical, passando a ter mergulho para sudeste à Norte do Lineamento e para Noroeste ao Sul do mesmo.

Brenner *et al.* (*op.cit.*) concluíram que as faixas cataclásticas do nordeste do Rio de Janeiro refletem zonas de cisalhamento de rejeito direcional dextrógiro, cujos processos atuantes foram essencialmente de carácter dúctil, originando milonitos e gnaisses miloníticos casracterísticos das mesmas. Estas faixas representariam as zonas de maior intensidade de deformação, intimamente associadas com os processos deformacionais regionais contemporâneos.

Os autores concluíram que o Lineamento São João do Paraíso (um pouco à leste da área estudada nesta dissertação) possui foliação vertical restrita à zona milonítica e trunca as estruturas regionais num arco, sendo as estruturas imediatamente adjacentes a ele de direção oblíqua às regioanis, porém concordante com o arco. Esta zona de cisalhamento, São João do Paraíso representaria os estágios finais de ativação das faixas cataclásticas, mostrando estruturas localmente discordantes do padrão regional.

Outros dois grupos de estruturas, com direções WNW e NW, teriam relação com tectônica rúptil pré-cambriana, possivelmente refletindo as últimas manifestações do Ciclo Brasiliano na área.

Oliveira (1980, 1981, 1982, 1983) propõe que todo o conjunto das rochas na parte sudeste da Faixa Ribeira (idade primária arqueana) foi afetado por intensa deformação e recristalização em ambiente de catazona durante o Ciclo Transamazônico, transformando charnockitos plutônicos em granulitos e milonitos.

O autor manteve esta mesma interpretação para o Complexo Paraíba, caracterizando em toda esta região as rochas de catazona, charnockitos e granulitos, com idade mínima de 1.8 G.a., comparáveis aos outros cinturões granulíticos do mundo.

Oliveira (*op. cit.*) caracterizou petrologicamente os granulitos da então Faixa Paraíba, que denominou Complexo Juiz de Fora, subdividindo este complexo em duas faixas, uma composta de charnockitos e granulitos com intercalações de kinzigitos, a Faixa Juiz de Fora e, outra composta de gnaisses, migmatitos, granulitos e rochas supracrustais, a Faixa Paraíba do Sul.

De acordo com seus estudos, os granulitos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora (idade arqueana) poderiam ser restos depletados de fusão crustal, retrabalhados durante

os ciclos transamazônico e brasiliano que afetaram suas rochas orto e paraderivadas, tendo o metamorfismo na fácies granulito ocorrido sob temperaturas entre 844 e 877 °C e pressão de 6 a 7 Kb.

Barbosa *et al.* (1981), Barbosa & Grossi Sad (1983) subdividiram o Complexo Juiz de Fora em três unidades: Unidade Comendador Venâncio, composta de charnockitos, quartzitos e diaftoritos; Unidade Gnaisses Raposo, composta de gnaisses migmatíticos e bandados e Unidade Itaperuna, composta de granulitos paraderivados, rochas básicas ígneas com afinidade toleítica, rochas intermediárias a ácidas de origem metamórfica ou metassomática com *trend* calcio-alcalino.

Os autores colocaram que as rochas granulíticas correspondem ao embasamento da sequência paraderivada, que foi soerguido por falhamentos verticais de carácter reverso.

As rochas do Complexo Juiz de Fora foram afetadas por granulitização sob alta PT e migmatização regional, formando mobilizados anidros, com tectonismo e metamorfismo retrógrado posteriores.

Siga Jr. (1982, 1989) estudando as rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a norte do RJ, delimitou o zoneamento metamórfico em regiões de epi, meso e catazona, com base no quadro geocronológico do Cinturão Ribeira. Mais tarde (1989) o autor caracterizou geocronologicamente os maciços charnockíticos da região sudeste, obtendo evidências, através do padrão isotópico, da ocorrência de processos geradores de rochas charnockíticas dominantemente ensiálicos.

O autor propôs que, no cenário tectônico da faixa costeira do sudeste do Brasil, o processo erosivo que exumou os maciços charnockíticos removeu em torno de 20 Km de crosta, sendo difícil associar este processo de exumação com a simples formação da cadeia brasiliana. Considerou que a exumação desta provínica com rochas charnockíticas de meso – catazona ocorreu em duas etapas, uma durante a orogênese brasiliana e outra durante o Meso – Cenozóico, devido a um abaulamento adicional da litosfera, associado à formação de um grande rift, precursor do processo de deriva continental entre América do Sul e África, com a posterior formação do Oceano Atântico Sul.

Machado Filho *et al.* (1983) descreveram o Complexo Juiz de Fora constituído de unidade ígnea, composta de rochas ortoderivadas enderbíticas, *trend* misto calcio-alcalino a toleítico, enriquecido em ferro e, unidade sedimentar, composta de rochas paraderivadas granulíticas e kinzigíticas, *trend* calcio-alcalino.

Estes autores descreveram o Complexo Paraíba do Sul composto por gnaisses e migmatitos orto e paraderivados, gnaisses granitóides, granatíferos e rochas charno-enderbíticas, colocando as rochas paraderivadas do Grupo Italva, composto por

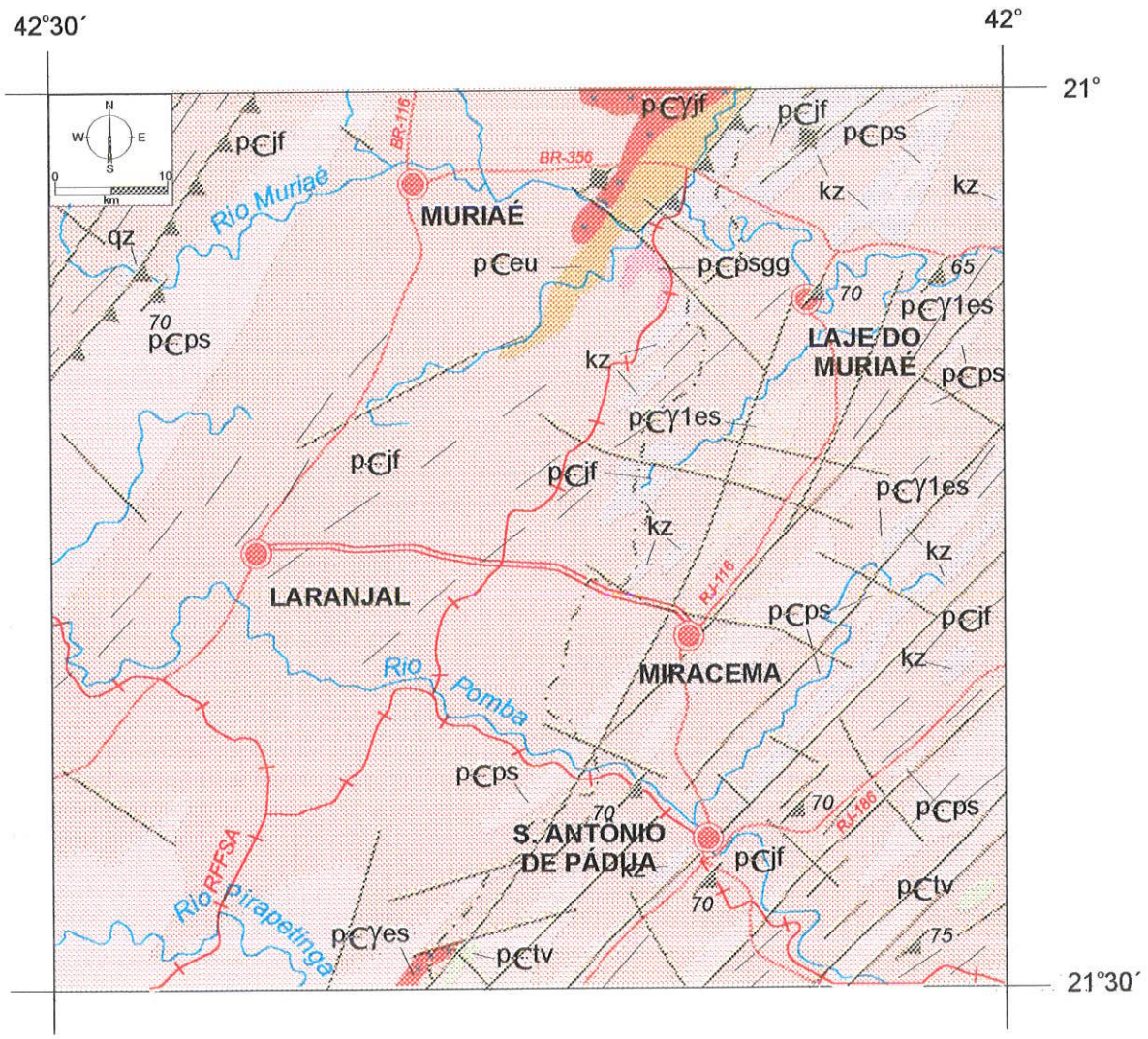
hornblenda - biotita - plagioclásio gnaisses, calciossilicáticas, quartzitos e anfibolitos, pertencentes às Unidades Santana do Deserto e Rio Feio, de idade mais jovem, tectonicamente imbricadas com os gnaisses mais antigos.

Os Complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul teriam idade paleoproterozóica com retrabalhamento posterior brasiliano. As litologias do Complexo Juiz de Fora teriam conexão com as do Complexo Paraíba do Sul e Gnaisse Eugenópolis. O metamorfismo na fácies granulito seria anterior ao metamorfismo em fácies anfibolito.

Descreveram o Gnaisse Eugenópolis constituído de muscovita biotita gnaisse de idade paleoproterozóica, cronologicamente sobreposto aos Complexos Paraiba do Sul e Juiz de Fora. A Suíte Intrusiva Espírito Santo foi descrita como constituída de granitóides sin e pós tectônicos, de idade neoproterozóica.

As estruturas predominantes na área do presente trabalho, no mapa de Machado Filho *et al.* (*op.cit.*), mostram *trend* NE-SW, com transcorrências na porção que abrange Santo Antônio de Pádua, Miracema e Lage do Muriaé (limite oriental da área desta dissertação) e, empurrões entre Lage do Muriaé e extremo norte ocidental.

Os falhamentos transcorrentes próximos ao limite oriental da área deste estudo mostram foliação com mergulhos de alto ângulo, sem atitudes identificadas no restante da área deste estudo, que pode ser vista em detalhe do mapa citado acima (fig. A.2.).



pCγ1es / pCγes — Suíte Intrusiva Espírito Santo (Neoproterozóico)
granitos sintectônicos migmatíticos (es);
granitos pós-tectônicos (1es)

pCtv — Grupo Italva (Mesoproterozóico)
biotita gnaisses tonalíticos

pCeu — Gnaisse Eugenópolis (Paleoproterozóico)
biotita-muscovita gnaisses

pCpsgg / pCps — Complexo Paraíba do Sul (Paleoproterozóico)
gnaisses bandados tonalíticos, migmatitos (ps);
gnaisses granitóides, granada gnaisses (psgg);

kz | qz / pCjf — Complexo Juiz de Fora (Paleoproterozóico)
gnaisses granulíticos, granulitos, charnockitos;
gnaisses kinzigíticos(kz); quartzitos (qz).

70 atitude das litologias
anticlinal
lineação
falhas
falhas de empurrão
contatos inferidos
drenagens
rodovia
estrada
ferrovia
divisa estadual Minas Gerais-Rio de Janeiro

Fig. A.2.: Detalhe do mapa geológico de Machado Filho *et al.* (1983) mostrando a área estudada; escala original 1:1.000.000.

Machado (1984, 1986) detalhou petrograficamente as litologias do Grupo Paraíba do Sul, no RJ, subdividindo este grupo, nas regiões vizinhas às cidades de Vassouras e Bananal, em Unidade Inferior e Superior, identificando a presença de uma estrutura em flor positiva e regime de caráter divergente para a área da Faixa Paraíba do Sul.

A unidade de infraestrutura seria representada pela Sequência Quirino, composta de hornblenda - biotita gnaisses ortoderivados e unidades de supraestrutura composta dos biotita gnaisses, kinzigitos e metassedimentos, representada pelas sequências Barão de Vassouras, composta de biotita gnaisses, mármores e rochas calciossilicáticas, Sequência Vassouras, com granitóides e migmatitos miloníticos e Sequência Paracambi, composta de granitóides, anfibolitos e rochas calciossilicáticas. Os granulitos e charnockitos tonalíticos da Sequência Valença teriam sido afetados por quatro fases de deformação, segundo direções NE/SW, resultando em transposição e dobras abertas transversais.

O autor coloca que as idades das rochas do Grupo Paraíba do Sul ocorrem do Pré-cambriano Superior ao Arqueano e foram afetadas por três eventos metamórficos.

Sugeriu um modelo de colisão continental com metamorfismo granulítico anterior ao anfibolítico, de onde evoluíram as rochas que formaram a Faixa Paraíba do Sul e, depois dos cavalgamentos, se instalaria a tectônica transcorrente.

Batista (1984) através de mapeamento geológico sistemático e estudos petrográficos definiu as Unidades Santo Eduardo, São Fidélis e Rio do Feio, na porção central da Faixa Ribeira e caracterizou petrologicamente as litologias granulíticas e charnockíticas do Complexo Juiz de Fora e propôs que a região do Sudeste de Minas sofreu deformação policíclica com retrabalhamento de unidades mais antigas (arqueanas) durante os períodos transamazônico e brasiliano.

Castro *et al.* (1984) propuseram a unidade Juiz de Fora como constituída predominantemente de rochas de origem metassedimentar, charnockíticas básicas, associadas a enderbitos, charnockitos e quartzitos subordinados e a Unidade Três Ilhas, que englobaria rochas que conservam evidências de derivação a partir de rochas charnockíticas e afins.

A Unidade Itaocara englobaria biotita gnaisses e anfibólio-biotita gnaises, associados a quartzitos, gnaisses kinzigíticos e leptinitos.

Hasui & Oliveira (1984) consideraram os gnaisses que afloram na parte centro-sul da Faixa Ribeira como sendo correlacionáveis aos metassedimentos do Grupo Açunguí, restringindo o Grupo Paraíba do Sul aos gnaisses graníticos, dioríticos e monzoníticos, com intercalações de metassedimentos, mármores dolomíticos, rochas calciossilicáticas e

xistos, com núcleos de granulitos preservados, aflorantes a norte da zona de cisalhamento de Itú-Jundiuvira.

Campos Neto (1984, 1991), Figueiredo & Campos Neto (1989, 1993), Campos Neto & Figueiredo (1990, 1992, 1995) e Campos Neto *et al.* (1990) definiram três domínios crustais distintos na área dos estados de RJ- MG-ES, que teriam ocorrido como terrenos unidos durante a evolução de uma microplaca continental no Cambriano.

O primeiro terreno consiste das rochas retrabalhadas do Domínio Juiz de Fora onde ocorre a transição entre as fácies anfibolito e granulito (geoquímicamente caracterizadas em Figueiredo & Campos Neto, 1993).

Este terreno teria se consolidado durante o Paleoproterozóico e evoluído, durante o Neoproterozóico, para uma margem continental ativa, com estabelecimento de um arco magmático continental.

Os domínios Paraíba do Sul, constituído por rochas supracrustais e Costeiro, constituído por rochas migmatíticas, seriam os outros dois terrenos suspeitos.

A junção destes terrenos no Cambriano teria formado uma microplaca que cavalgou o Cráton do São Francisco e este evento foi seguido de plutonismo no Cambro-Ordoviciano, representando os estágios finais de um ciclo tectônico.

Campos Neto e colaboradores (1995) caracterizaram o Complexo Juiz de Fora como petrograficamente composto de ortogranulitos migmatíticos e gnaisses migmatíticos cinzentos do Proterozóico Inferior afetados por retrabalhamento e granulitização no Proterozóico Médio a Superior.

O metamorfismo na fácies granulito, que afeta estas litologias, ocorre sintectônico à foliação regional e as rochas supracrustais estão empurradas para oeste na direção do Cráton do São Francisco.

As rochas charnockíticas, como as da Suíte Bela Joana, teriam origem em magmas afetados por uma fase fluida com razões variáveis de CO_2/H_2O, enquanto os gnaisses com hornblenda e biotita, como os da Suíte Angelim, teriam origem em magmas hidratados. Concentrações locais de fluidos carbônicos ou aquosos seriam os responsáveis pela natureza híbrida das litologias da área (com rochas verdes charnockíticas e gnaisses cinzentos) e de intrusões como as da Suíte Guarapari.

Estes autores concluíram que a evolução deste Arco Magmático (Rio Doce), cujas raízes ocorrem preservadas, seria similar à orogêneses tipo Andino, onde a convergência dominante é controlada por uma Zona de Benniof com mergulho moderado (normal). Este processo teria gerado complexos de núcleo metamórfico compressional num arco magmático continental.

Para a área cortada pela Zona de Cisalhamento Além Paraíba, que afeta de modo relevante a área estudada nesta dissertação, os autores verificaram uma superposição de movimentos.

Na parte em que esta zona de cisalhamento afeta a Microplaca Serra do Mar e o Sistema de Empurrões Juiz de Fora, verificaram a geração de foliações sob condições de metamorfismo na zona da biotita, relacionadas a transporte levógiro subsequentes ao transporte dextrógiro que ocorreu sob condições de grau metamórfico mais elevadas.

As últimas deformações compressivas, ocorridas sob condições de metamorfismo de grau menos elevado, teriam provocado as estruturas antiformes e sinformes em diferentes escalas, associadas com estruturas de comprimento médio entre 3 e 5 km.

As áreas com estruturas cilíndricas, *trend* NE- ENE ocorrem em leque convergente em direção ao interior do arco das estruturas antiformes, frequentemente reorientadas para NNE, quando próximas às zonas de cisalhamento de strike-slip.

Estas dobras ocorrem achatadas nos domínios transpressivos entre estas zonas de cisalhamento, com razões comprimento/largura maiores do que 1. Em área a sudeste da área estudada nesta dissertação, os autores verificaram evidências de zonas de cisalhamento rúptil-dúcteis ocorridas sob regimes extensionais, em alguns arranjos das falhas de deslisamento direcional.

Cordani & Teixeira (1985) verificaram retrabalhamento crustal das rochas arqueanas e paleoproterozóicas mantélicas da parte sul do Cráton do São Francisco através de evidências isotópicas do padrão de crescimento das razões Rb/Sr. O quadro isotópico mostrou duas fases de acresção de material mantélico, a primeira entre 3,0 e 2,6 G.a. e a segunda entre 2,4 e 2,1 G.a.

Os autores colocaram que o limite temporal inferior para a implantação da unidade geotectônica brasiliana, o sistema Ribeira, estaria situado entre 1200 – 1000 M.a. e, o desenvolvimento deste sistema estaria situado entre 800 e 500 M.a., durante o Ciclo Brasiliano.

Iyer, Choudhuri & Cordani (1987) estudando as rochas granulíticas do Brasil colocaram que os granulitos geralmente ocorrem na forma de pequenos corpos e núcleos isolados de charnockitos, kinzigitos e leptinitos. Os estudos geocronológicos realizados pelos autores nas rochas da fácies granulito que ocorrem na Faixa Ribeira foram interpretados segundo (ao menos) duas gerações destas rochas de alto-grau.

Uma geração mais antiga de rochas granulíticas teria produzido complexos granulíticos entre 2,1 G.a. (Complexo Paraíba do Sul) e 2,7 G.a (Complexo Juiz de Fora) (idades de Cordani *et al.* 1973).

Numa fase posterior, no final do Ciclo Brasiliano, durante o Neoproterozóico, teriam sido geradas rochas granulíticas e kinzigíticas de São Fidélis, Rio de Janeiro e Espírito Santo.

O terreno granulítico que contém os Complexos Paraíba do Sul e Juiz de Fora é considerado muito grande (> 10.000 Km^2) pelos autores, sendo constituído de granulitos bandados, enderbitos, charnockitos e migmatitos, gerados entre 2,7 – 2,1 G.a., rejuvenescidos há 700 M.a. Estas rochas são pertencentes a núcleos expostos do embasamento e com *trend* geoquímico calcio-alcalino, com LILE normal (não depletado).

Estes terrenos granulíticos exibem sinais de forte deformação e podem ter sido sedimentos de níveis crustais profundos pertencentes a cinturões colisionais, metamorfizados na fácies granulito e posteriormente erodidos ou, podem ter sido núcleos de embasamento, soerguidos tectonicamente de níveis crustais profundos por falhamentos de empurrão associados a compressão, para níveis crustais superficiais, durante a evolução de cinturões orogênicos mais jovens.

Grossi Sad & Dutra (1988) subdividiram o Grupo Paraíba do Sul, da base para o topo em Formação Desengano, Formação Imbé e Formação Itaocara, esta última substituindo a Unidade Santo Eduardo e, Formação Euclidelândia, com mármores e anfibolitos, com metamorfismo em fácies anfibolito, nos paragnaisses, mármores, calciossilicáticas e anfibolitos e, fácies granulito nos charnockitos.

Os autores verificaram que a deformação possui uma zona de transição, com áreas dobradas desenvolvendo nova foliação penetrativa, sendo que, na parte central, o *trend* é E-NE e varia para N-NE. Propuseram para a região um modelo de colisão de arco de ilhas contra margem continental do tipo Atlântico, no Neoproterozóico.

Dayan (1988, *apud* Chrispim, 1989) Dayan & Keller (1989), Dayan *et al.* (1993), Correa Neto *et al.* (1993), Correa Neto & Dayan (1994) caracterizaram a natureza transpressiva da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul (em 1989) propondo a existência de uma estrutura do tipo em flor positiva para este regime transpressional (em 1993).

A existência desta estrutura em flor positiva justificaria a ocorrência dos movimentos verticais dos blocos envolvidos, os empurrões verticais e o estiramento na vertical.

A fábrica (eixos c de quartzo) evidencia mecanismo tipo rotacional, com sentido predominante do vórtice dextrógiro, condizente com marcadores cinemáticos tipo assimetria de dobras e sistemas porfiroclásticos encontrados na área.

Consideraram a presença das rochas charnockíticas e granulíticas, presentes na parte central Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, associadas diretamente ao soerguimento diferencial de rochas de níveis crustais profundos, formando *pop-ups*.

As rochas na fácies anfibolito que afloram intercaladas e nas regiões adjacentes teriam origem da ascenção e hidratação, em níveis crustais superficiais, das sequências de rochas na fácies granulito, causando retrometamorfismo.

Segundo os autores, o soerguimento das porções inferiores à zona de cisalhamento teria ocorrido ainda durante sua movimentação, por efeito do componente de cisalhamento puro na porção em que o encurtamento/espessamento crustal foi concentrado.

O soerguimento durante a deformação por transcorrência seria indicado pela cristalização progressiva do ortopiroxênio (por recristalização dinâmica) hornblenda e biotita sincinemáticos.

Para Dayan & Keller (*op.cit.*), o Lineamento Além Paraíba foi formado durante um evento transcorrente, predominando a deformação rotacional, com o eixo principal de extensão posicionado horizontalmente.

Houve também uma componente de encurtamento horizontal normal à zona milonítica principal (portanto, normal às zonas de cisalhamento principais), gerando estiramento vertical em regime de transpressão, contemporânea à componente rotacional principal da deformação.

Os autores sugerem que o ambiente transpressional na Zona de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul seria devido à existência de uma estrutura em flor positiva que explicaria a coexistência de estiramento vertical com os movimentos transcorrentes principais, além do soerguimento de rochas oriundas de níveis crustais mais profundos.

Chrispim & Tupinambá (1989) caracterizaram a deformação transpressiva entre as zonas de cisalhamento Paraíba do Sul (RJ) e Guaçuí (ES) (limites oriental, sul a à SE da área estudada nesta dissertação).

Partindo da hipótese da conexão entre estas duas zonas de cisalhamento, observaram feições estruturais nos blocos isolados da deformação cisalhante, encontrando evidências de tectônica transpressiva.

As feições estruturais observadas pelos autores foram: bandamento gnáissico representando uma foliação Sn dobrada suavemente com eixos caindo para N 30-50 E e plano axial subvertical Sn+1 e, transposição desta foliação Sn e dos contatos litológicos por este dobramento, para uma direção N 40-50 E com caimento subvertical.

A transposição da foliação foi verificada pela ocorrência de um padrão assimétrico em z das dobras (olhando ao longo do caimento do eixo), indicando que a superfície pré-transposição teria direção W-NW mergulhando suavemente para NNE.

Partindo deste pressuposto, Crispim & Tupinambá (*op.cit.*) estabeleceram uma estratigrafia pré-transposição na área das zonas de cisalhamento Paraíba do Sul e Guaçuí.

Os autores observaram a atuação da tectônica transpressiva verificando que ocorre inflexão daquela foliação transposta (N40-50E com caimento subvertical) entre a zona de deformação em Três Rios, (ao sul da área de estudos desta dissertação) e a área estudada pelos autores, variando de N70E (em Três Rios) para N50E, caracterizando uma ligação entre as zonas de cisalhamento (a inflexão direciona o *trend* regional para N-NE).

Foi constatado que o regime de deslocamento das zonas de cisalhamento Paraíba do Sul e Guaçuí é dextrógiro e, a ligação entre estas duas zonas de cisalhamento representaria a deflexão de uma estrutura maior, dextrógira associada a transpressão.

A observação de mapas geológicos da área forneceu aos autores evidências de mega-estruturas tipo "strike-slip duplexes" transpressivos, que acomodam os blocos alóctones, em padrão anastomosado, entre as zonas de cisalhamento supra citadas.

Zimbres *et al.* (1990) propuseram a reinterpretação do significado geológico das datações K/Ar existentes para a Faixa Ribeira considerando o gradiente geotérmico e seus efeitos no soerguimento regional das massas rochosas ali presentes.

Os autores colocaram que as idades K/Ar em biotita são mais jovens da borda noroeste (600 M.a.) para o centro (450 M.a.) e, que este fato pode ser explicado pelas diferenças de soerguimento regional simultâneo e denudação da zona do eixo central da Faixa Ribeira.

O pico do metamorfismo na região foi estimado em 675° C e 4-5 kb, 18Km de profundidade. Considerando que a temperatura de bloqueio da biotita para o Ar éde 310°C, estes dados indicam que o relógio K/Ar da biotita foi resetado bem depois do pico metamórfico, provavelmente durante o soerguimento regional desta região da Faixa Ribeira e em níveis crustais muito superiores aos que ocorreu o metamorfismo. A taxa de soerguimento regional foi estimada em 77 m/M.a..

A partir destes dados, Zimbres *et al.* (*op.cit.*) concluíram que as rochas aflorantes na área teriam passado pela isoterma de 310° C em momentos distintos, resultando no atual panorama termocrônico. Concluíram também que a abrupta redução das idades K/Ar em biotita na zona de contato da Faixa Ribeira com o Cráton São Francisco pode ser atribuída à influência termal do metamorfismo brasiliano, sem ocorrência de um ciclo intermediário entre o Transamazônico e o Brasiliano.

Ribeiro *et al.* (1990, 1995) apresentaram uma reconstrução da evolução geológica meso a neoproterozóica no sul do Cráton do São Francisco onde um embasamento pré-

1.8 G.a. e sua cobertura representariam duas unidades maiores separadas por uma discordância principal.

Na cobertura foram reconhecidos quatro ciclos deposicionais, com a caracterização de 3 bacias deposicionais, duas intracontinentais e uma bacia (Bacia Andrelândia) representando uma margem continental passiva do paleocontinente do São Francisco, que se estendia mais para sudeste em relação ao limite atual deste cráton.

Ebert *et al.* (1991, 1993, 1993b, 1994) propuseram que a evolução tectônica da Faixa Ribeira pode ser dividida em dois eventos tectônicos principais, sendo o primeiro evento de natureza tangencial, marcado por falhamentos de empurrão que causaram o cavalgamento dos blocos superiores para WNW e o segundo evento, marcado pelo desenvolvimento de um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes de sentido dextrógiro, que retrabalhou as rochas da área, afetando a fábrica gerada durante o evento tangencial.

Consideraram (1993b) que o arcabouço geotectônico da borda sul do Cráton do São Francisco e as feições estruturais que ali ocorrem seriam devidas à articulação de três blocos crustais, Brasília, São Paulo e Vitória, através de um processo compressivo principal de direção principal leste - oeste.

Definiram o "Cinturão Transpressivo Paraíba do Sul" (1993) como uma das feições estruturais mais importantes da Faixa Ribeira, considerado como uma entidade tectônica independente dos termos Cinturão Móvel Costeiro ou Faixa Ribeira, de conotação tectono-estratigráfica e que incluem domínios estruturais tangenciais pertencentes a diferentes eventos.

Observaram que há um decréscimo nas condições de metamorfismo nos terrenos afetados por este cinturão transcorrente, de norte para sul, indicando um provável soerguimento diferencial das rochas ali situadas.

As zonas de cisalhamento transcorrente de médio a alto ângulo, particularmente ao longo do Rio Paraíba, constituiriam flores assimétricas com mergulho para sudeste e poderiam estar conectadas em profundidade a uma grande zona de descolamento.

Neste contexto as zonas de cisalhamento de médio a baixo ângulo podem representar tanto os estágios iniciais da evolução tectônica do Cinturão Transpressivo Paraíba do Sul rotacionados pela transcorrência quanto corresponder a subdomínios de cavalgamentos laterais produzidos pela tectônica dextrógira.

Posteriormente (1994) colocaram que alguns granitóides da Faixa Ribeira (e.g. Complexo Socorro) são uma série calcioalcalina típica de zona de subducção, mas que os

dados isotópicos indicam mais um material arqueano e paleoproterozóico retrabalhado do que a acresção de um arco magmático brasiliano tipo andino.

Consideraram que pouca crosta juvenil foi gerada no Brasiliano, indicando que a colisão continental que teria gerado a faixa envolveria no máximo um oceano de dimensões muito restritas.

Os autores propuseram um modelo de fusão parcial do manto superior, durante o espessamento das margens dos blocos colididos, afetadas pela transpressão e que estariam delimitados por profundas zonas de cisalhamento.

Para Ebert e colaboradores, a tectônica de escape lateral proposta em Vauchez (*op.cit.*) não precisa ser invocada para explicar o arcabouço estrutural presente no sudeste brasileiro, pois evidências de dados obtidos em campo e modelagem experimental mostraram que o Bloco São Paulo já teria formato acunhado quando de seu avanço para leste e posterior ajuste com os Blocos Brasília e Vitória. Isto permitiu a concentração da convergência através da partição da deformação entre transcorrências e encurtamentos crustais oblíquos, sob tectônica transpressional.

A interpretação dinâmica entre estes três blocos crustais, ajustados entre suas margens convergentes, favorece a hipótese de que estes blocos tenham se individualizado a partir da ruptura de um anterior grande bloco continental, ao longo de uma junção tríplice.

O modelo tectônico reproduzido experimentalmente por Ebert *et al.* (1993), onde três bacias longitudinais estiveram interligadas durante sua evolução e inversão, explica a área de exposição e a difícil delimitação entre as litologias da Faixa Alto Rio Grande e da Faixa Ribeira, na intersecção destes cinturões.

As feições transpressivas do Cinturão Transpressiva Rio Paraíba do Sul (Ebert *et al.*, 1993) condizem com o ângulo de convergência W –E entre os blocos crustais, inclusive elipsóides de deformação oblatos, tectonitos SL e estruturas associadas às lineações direcionais das zonas de transcorrência, que indicam encurtamento normal à foliação de alto ângulo e extensão vertical.

As estruturas em flor presentes na área evoluíram a partir de zonas de recobrimento e estruturas em duplexes, com exemplos expressivos ao longo do Vale do Rio Paraíba, na Serra do Mar, onde as bordas NW mergulham para SE e as opostas, para NW. Estas calhas no centro da estrutura positiva mostram alternância de dobras e zonas miloníticase seriam o "eixo da divergência"da Faixa Paraibides de Ebert (1968).

Segundo Ebert *et al.*(*op.cit.*), em níveis crustais inferiores , como no Cinturão Transpressivo Paraíba do Sul, as deformações não se processaram apenas por

movimentação diferencial entre segmentos rígidos (*horse tails*) mas também através de deformações plásticas internas, como veios apíticos dobrados perpendicularmente e boudinados na direção do eixo cinemático Y da foliação milonítica, por estruturas assimétricas como foliação S-C no plano cinemático YZ e por estiramento/achatamento intracristalino dos agregados minerais. Estas deformações foram veirficadas pelos elipsóides de deformação oblatos, calculados em escala de amostra.

A dificuldade de correlacionar faixas de mesma vergência em perfis maiores é característica da presença de estrutura em flor, que se sucedem ao longo de todo o perfil do Cinturão Transpressivo Paraíba do Sul até o litoraL, em todas as escalas, inclusive com alternância de segmentos negativos e rejeitos levógiros, necessários para acomodar a heterogeneidade da deformação.

Vários fatores contribuíram para a complexidade do padrão geométrico e cinemático das estruturas tipo flor entre a Serra da Mantiqueira e a Serra do Mar, como a intensidade das deformações e sua interação durante a deformação progressiva.

Ebert *et al.* (*op.cit.*) propôs o uso do termo Cinturão Transpressivo Paraíba do Sul para a organização geométrica gerada pelo expressivo evento dúctil que configurou a atual estruturação NE-SW do Sudeste brasileiro.

Strieder (1993) através de análises detalhadas das estruturas lineares na região que abrange a área desta dissertação, observou que a Cunha de Guaxupé está truncada pelas estruturas ligadas ao processo colisional da Orogênese Rio Doce (Campos Neto & Figueiredo, 1992).

Estas estruturas, extensas zonas de cisalhamento direcional dextrógiro, correlatas à Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, seriam decorrência natural da aproximação e colisão oblíqua de blocos continentais, Blocos São Paulo, Brasília e Vitória, propostos por Ebert *et al.* (*op.cit.*) e, não o resultado da colisão e justaposição de blocos irregulares ou terminação de cráton antigo, como proposto em Vauchez *et al.*(1992, 1994).

Para Strieder (*op.cit.*), a aproximação e colisão do Cráton do COngo para originar a Província Estrutural Mantiqueira encontrou a Província Estrutural Tocantins já estabelecida, na Cunha de Guaxupé (à sudoeste da área deste dissertação). Em grande escala, a aproximação do Cráton do Congo com o bloco continental formado pelos crátons do São Francisco – Guaporé interpõe bordas continentais não combináveis e resulta numa diferenciação do proceso colisional: convergência frontal no segmento Norte (que abrange a área específica desta dissertação) e convergência oblíqua no segmento Sudoeste da Província Estrutural Mantiqueira.

Pinto & Padilha (1993) e Pinto (1995) dividiram o Complexo Juiz de Fora em Unidade Migmatítica, composta por gnaisses e migmatitos com paleossoma básico e enderbitos, noritos, enderbitos e charno-enderbitos, toleítos baixo K; e Unidade Metassedimentar, composta de kinzigitos, gnaisses aluminosos e quartzitos, *trend* misto, toleítico e calcio-alcalino; granitóides granulíticos com alto alumina; idades arqueanas para os protólitos com retrabalhamento transamazônico e brasiliano.

O metamorfismo granulítico teria origem por metassomatismo carbônico, anterior ao de fácies anfibolito, gerando granulitos básicos a partir de basaltos gerados em ambiente de arcos de ilha ou bacias de retroarco e granulitos ácidos a intermediários, a partir de granitos de ambientes de arco vulcânico.

Em 1995, Pinto & Padilha (*op.cit.*) propuseram um modelo de evolução para o Sudeste do Brasil, abrangendo o Cráton do SãoFrancisco e a Província Mantiqueira. Para a região estudada por estes autores foi proposto que a Província Mantiqueira (terrenos granulíticos com registros de idades tranzamazônicas e arqueanas) e o Cinturão Ribeira (brasiliano) ocorrem numa faixa de superposição, com limites ao sul de Juiz de Fora e prolongando em arco para sudoeste e nordeste.

Conforme sua proposta, a Província Mantiqueira entrou em processo de colisão com o Cráton do São Francisco no final do Arqueano, início do Paleoproterozóico, sentido leste – oeste, gerando batólitos graníticos calcio-alcalinos de arco magmático e bacias marginais. Os sedimentos bacinais correspondem ao Complexo Mantiqueira (fácies anfibolito), Super Grupos Minas e Rio das Velhas e Grupo Dom Silvério.

Com a continuação do processo colisional ocorreu o cavalgamento das rochas granulíticas da crosta inferior (Complexo Juiz de Fora) sobre as rochas de grau metamórfico menor (inversão estratigráfica do grau metamórfico), com vergência para N – NE, gerando transposição das estruturas, deformação das bordas das placas envolvidas na colisão e intensa imbricação tectônica. O pico deste processo ocorreu por volta de 2 – 1,9 G.a.

Após um período de estabilidade, a partir do Mesoproterozóico (1,8 – 1,6 G.a.), um processo de abertura teria iniciado, com ascenção de material mantélico, granulitização, migmatização e fusão generalizada em toda a região e, sedimentação associada, no ambiente da fossa gerada pela abertura. A posterior inversão deste processo, gerando o fechamento do suposto oceano, gerou batólitos graníticos calcio-alcalinos (e.g. Serra dos Órgãos, RJ; Estrela, ES) conforme uma estrutura de arco magmático.

Concomitantemente, os sedimentos pelítico-psamíticos foram carreados para a fossa, na zona de subducção, metamorfisados e deformados (Complexo Paraíba do Sul) gerando

novas estruturas planares penetrativas e transposição das pré-existentes. Este processo de fechamento foi encerrado com magmatismo tectônico e transcorrências, representados por granitos diferenciados presentes à sudeste das Zonas de Cisalhamento Além Paraíba e Guaçuí.

Segundo Pinto e colaboradores, as rochas granulíticas à noroeste do Lineamento Além Paraíba são feições tectônicas. As estruturas ao sul, na parte onde a área desta dissertação está localizada, são consideradas como nappes de rochas granulíticas pré-brasilianas, correlatas ou pertencentes ao Complexo Juiz de Fora.

Trouw (1992), Trouw & Pankhurst (1993), Nogueira & Trouw (1993), Nogueira (1994), Trouw *et al.* (1994) realizaram estudos sobre o metamorfismo e deformação para terrenos localizados a sul do Cráton São Francisco, concluindo que a deformação, na Faixa Ribeira, pertence ao evento termotectônico brasiliano e, a Faixa Alto Rio Grande foi interpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira, portanto, não caracterizando uma faixa independente.

Os autores estudaram o Complexo Mantiqueira, composto de ortognaisses e o Complexo Juiz de Fora, composto de granulitos básicos a ácidos, ortoderivados, sendo que este metamorfismo granulítico seria contemporâneo à formação da bacia que gerou o Grupo Andrelândia, anterior à primeira fase de deformação.

Os granulitos que ocorrem na região são interpretados como gerados a partir de rochas anfibolíticas metamorfisadas na fácies granulito, com origem em frente de fluidos ricos em CO_2 , sob temperaturas entre 750-800^0 C e pressão entre 4-6 Kb, indicando ambiente de base da crosta. Outro tipo de granulitos, de origem tectônica,ocorre associado à zonas miloníticas, próximas aos falhamentos de empurrão, com rochas encaixantes afetadas por anatexia.

Trouw *et al.* (1980, 1982, 1993) colocaram que a região SW de Minas Gerais sofreu uma forte deformação compressiva, que foi responsável por migmatização e também pelos dobramentos e empurrões que interdigitaram as rochas do embasamento com os metassedimentos. Posterior à esta compressão foram formadas novas zonas de cisalhamento, gerando ou remobilizando as rochas migmatíticas e granitóides presentes, e uma fase posterior, distensiva, ainda apresenta evidências de deformaçao dúctil.

Nogueira e Trouw (*op.cit.*) interpretam a faixa milonítica que atravessa a região de Juiz de Fora (à sudeste de MG e sudoeste da área desta dissertação) como contato tectônico de empurrão, considerando este falhamento como divisor entre as rochas do Complexo Juiz de Fora e Grupo Mantiqueira.

Vauchez *et al.* (1992, 1994) consideraram um modelo de evolução geológica com a evolução conjunta das Faixas Araçuaí e Ribeira, que poderia ter resultado da convergência e colisão de alto ângulo da extremidade SSW da placa Cráton do Congo - Cráton São Francisco com a mega-placa do Gondwana Ocidental, durante o Ciclo Brasiliano. Esta colisão teria originado escape lateral dos blocos na terminação meridional do cráton.

Segundo este modelo, a direção de fluxo predominante poderia ser explicada em função da variação das propriedades reológicas da litosfera induzidas pela extremidade sul do cráton. A ausência de confinamento teria propiciado a acomodação da convergência através de um regime tectônico dominado pela deformação transpressiva e escapes laterais ao longo das zonas de cisalhamento transcorrentes dextrógiras NE-SW.

A deformação seria dominada por componentes rotacionais, que permitem o escape de material ao longo destas zonas de cisalhamento cisalhamento transcorrente.

A deformação vertical neste domínio decresceria rapidamente conforme a distância do bordo sul Cráton do São Francisco, que funcionou como bloco rígido, controlando as estruturas ali presentes. (vide fig.A.3.)

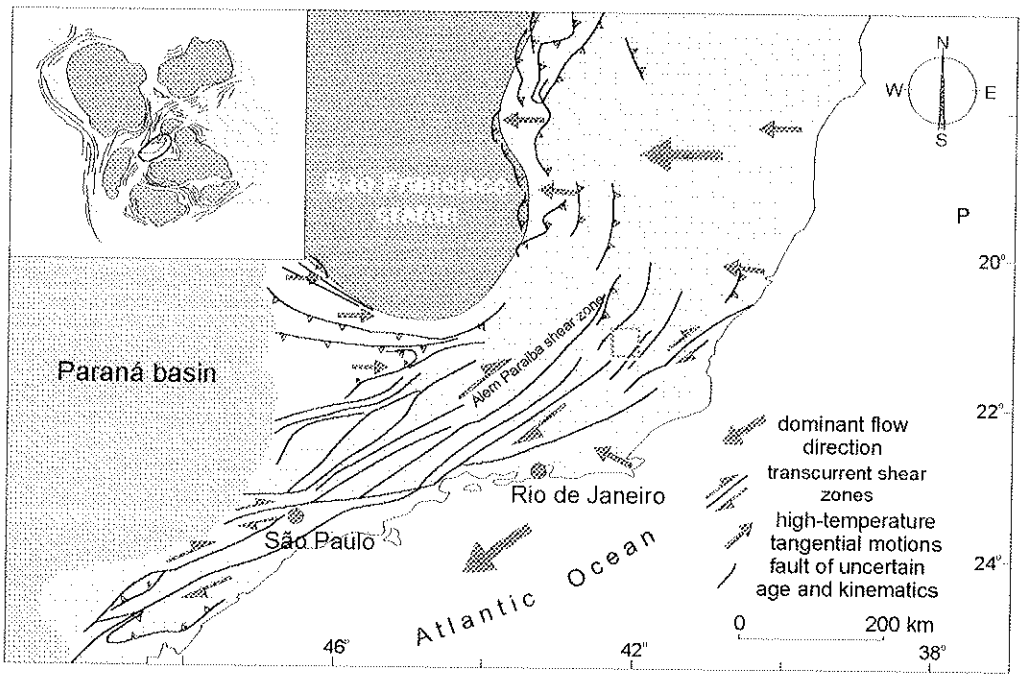


Fig.A.3.: Mapa com o contexto estrutural e cinemático do sudeste do Brasil, (modificado de Vauchez *et al.*, 1994). O mapa mostra cinemática E-W na altura do paralelo 20, onde predomina a tectônica de empurrão e, onde o Cráton do Congo teria colidido frontalmente com a terminação sul do Cráton do São Francisco. A cinemática mostra direções progressivamente oblíquas e predomínio da tectônica transcorrente, provavelmente devido ao escape lateral de massa em direção ao sul, ao longo da Zona de Cisalhamento Além Paraíba, com *trend* NE-SW, que teria acomodado este escape de rochas através de deslocamentos direcionais dextrais.

Machado & Endo (1993, 1993b, 1994), Endo & Machado (1993, 1993b) e Machado & Demange (1994) propuseram um modelo cinemático em dois estágios, de idade brasiliana, compatível com uma convergência lateral oblíqua, com mudança de orientação dos vetores tectônicos transpressivos de E-W para N-S.

Caracterizaram o Cinturão de Cisalhamento Atlântico (1993b) como um cinturão de natureza transpressional com estruturação linear paralela à costa sul – sudeste do Brasil e leste do Uruguai, com extensão superior à 2900 Km, desde o paralelo 11° ao paralelo 30° , com orientação NE-SW no setor meridional e NNE-SSW no segmento setentrional.

Este cinturão de cisalhamento é composto por dpis sistemas principais: O Cinturão de Cisalhamento Paraíba do Sul, ao norte e o Dom Feliciano, ao sul.

Segundo Machado & Endo (*op. cit.*) o Cinturão de Cisalhamento Paraíba do Sul (parte da área da presente dissertação) mostra evolução tectono-estrutural sob regime transpressional, configurando sistemas geométrica e cinematicamente integrados, no contexto de uma estrutura em flor positiva com cinemática dextrógira.

Este Cinturão de Cisalhamento Atlântico apresenta magmatismo granítico brasiliano, associado às zonas axiais da principais zonas de cisalhamento e ao longo das anomalias geofísicas lineares, sugerindo que estas estruturas estejam ligadas à descontinuidades crustais expressivas, desempenhando importante papel na contituição do arcabouço tectono estrutural da região e no controle da colocação deste magmatismo.

Ainda em 1993, Endo & Machado colocaram que a Província Tectônica do Atlântico seri uma entidade brasiliana representando um domínio móvel do sistema transpressional instalado entre dois blocos rígidos: O Cráton Amazônico e o Cráton do Congo, que teriam colidido obliquamente, sob regime convergente de direção E-W, com os mecanismos transpressionais desempenhando papel fundamental na acresção e colagem continental brasiliana.

Para Machado e colaboradores, a convergência frontal, observada na porção setentrional do Cinturão de Cisalhamento Atlântico na altura do médio Vale do Rio Doce, na Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, seria efeito do escape tectônico lateral positivo promovido pelos movimentos transpressivos dextrógiros oriundos da zona focal do Cinturão de Cisalhamento Atlântico.

A inversão do regime cinemático, criando condições para a implantação do ambiente transtensional, propiciou a ascensão e colocação de magmas graníticos neste cinturão no intervalo de 620-550 M.a..

O modelo proposto por Machado e colaboradores difere dos modelos de acresção lateral e escape tectônico na medida em que implica também em uma tectônica de acresção longitudinal em relação aos sistemas de cisalhamento circundantes.

Neste modelo, o vetor compressivo (E-W) que teria gerado o arranjo geométrico e cinemático das zonas de cisalhamento que ocorrem na região é interpretado como produto de tectônica transpressional dextrógira que teria promovido a colagem tectônica lateral dos terrenos da Cunha de Guaxupé com os do Sistema de Cisalhamento Paraíba do Sul, desenvolvendo nestes uma trama estrutural dúctil penetrativa.

O arcabouço estrutural seria produto de reativação controlada pelas estruturas pré-existentes, com o vetor compressivo não-coaxial (transpressional levógiro) orientado segundo direção N-S.

Estes autores consideraram que as transcorrências que ocorrem na Faixa Ribeira, consideradas D3 por outros autores que trabalham na região, não seriam tardias ao processo, mas de instalação precoce na evolução desta faixa móvel.

A região focal da deformação transpressiva estaria situada mais ao sul, no RJ, na zona axial do Sistema de Cisalhamento Além Paraíba e, seria a causadora do escape lateral de massa, segundo o padrão de mega-estrutura em flor positiva, gerando os empurrões presentes nas partes distais à zona focal.

Heilbron (1993) e Heilbron *et al.* (1994, 1994b) Heilbron *et al.* (1995, 1997, 1998, 1999) apresentaram um mapa tectônico com perfil estrutural de uma seção entre Jacutinga (MG e Mangaratiba (RJ) cruzando a "Megassinforme do Rio Paraíba do Sul", a sudoeste do Rio de Janeiro.

Foram propostos três domínios tectônicos para a região: domínio tectônico Paraíba do Sul ocupando a parte central (e topo) da megassinforme, sobreposto por tectônica de empurrão ao domínio tectônico Juiz de Fora (interdigitação das rochas granulíticas do Complexo Juiz de Fora com o Grupo Andrelândia) e, domínio tectônico Andrelândia, que seria o embasamento da região (em 1983).

A "Megassinforme" estaria superposta ao padrão estrutural caracterizado por falhamentos de empurrão sub-horizontais, durante os quais teria se desenvolvido a foliação principal.

Heilbron (*op.cit.*) subdividiu a região entre Bom Jardim de Minas (MG) e Barra do Piraí (RJ) em domínios tectônicos com ciclos deposicionais e associou a evolução desta área com processos de delaminação crustal e subducção tipo A e underplating com entrada de material mantélico que teria causando encurtamento crustal devido a um sistema de *nappes* das porções superiores da litosfera.

Heilbron e colaboradores propuseram o abandono do termo Faixa Alto Rio Grande em troca de Ciclo Deposicional Andrelândia e verificaram uma possibilidade de correlação entre os metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul com os do Ciclo Deposicional Andrelândia, aflorantes mais a norte.

Os autores (em 1994, 1995) propuseram uma evolução tectono-metamórfica na qual a convergência crustal do setor central da Faixa Ribeira ocorreria através de dobramentos e empurrões sob regime dúctil, cujos estágios tardios envolveram convergência oblíqua com deformação distribuída por todo o orógeno.

Heilbron *et al.* (*op.cit.*) apresentam para a parte central da Faixa Ribeira uma subdivisão para a Orogênese Brasiliana em três períodos, sin pré e pós colisional.

No período sin-colisional (590-563 M.a.) a deformação principal (D1+D2 e M1) causou o empilhamento tectônico e posterior movimentação oblíqua (inversa e dextrógira), com metamorfismo de pressão média a alta e zoneamento inverso.

O período pós-colisional (535-520 M.a.) estaria relacionado à fase de deformação tardia D3 que seria a responsável pela implantação das zonas de cisalhamento direcional dextrógiras, metamorfismo com regime de pressão mais baixo e fusão parcial do embasamento e rochas supracrustais da porção mais interna da faixa.

No período pós-tectônico (503-402 M.a.) estaria ocorrendo a transição do regime compressivo para o regime distensional dominante no Fanerozóico, com a geração de granitóides associados às rochas do Complexo Paraíba do Sul.

Heilbron *et al.* (*op.cit.*) enfocando a litogeoquímica dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora propõe subdivisão em associações tectônicas distintas.

A primeira associação seria representada por duas séries calcio-alcalinas geoquimicamente semelhantes aos arcos magmáticos modernos e a outra constitui dois grupos de rochas básicas, um toleítico e outro com basaltos transicionais a alcalinos, ambos indicando ambiente distensional intracontinental.

O modelo tectônico colocado por Heilbron (*op. cit.*) visualiza as raízes de um arco magmático cordilherano extensional do Paleoproterozóico que estaria localizado na borda de uma margem cratônica arqueana, como resultado de convergência continental no Ciclo Tranzamazônico.

Este modelo prevê o retrabalhamento de uma crosta continental mais antiga e acresção juvenil seguida de metamorfismo na fácies granulito possivelmente causado por *underplating* magmático sob a crosta continental, podendo sugerir longa residência na crosta inferior.

Mais tarde (1999) a autora retoma com alterações, a divisão de Machado Filho *et al.* (1983), considerando o "Grupo" Paraíba do Sul composto por paragnaisses e mármores do terreno ocidental da Faixa Ribeira e o Grupo Italva composto por ortognaisses do terreno oriental.

Tupinambá (1993, 1993b, 1993c) estudou aspectos estratigráficos, deformacionais e metamórficos de uma área próxima, à leste da área da presente dissertação.

O autor questionou a nomenclatura estratigráfica referente aos Complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul na região sudeste do Brasil, Zona da Mata Mineira, entre Itaperuna (CJF) e Italva (CPS), e entendeu que o termo Complexo Juiz de Fora deveria ser abandonado na área, e que as rochas do Complexo Paraíba do Sul atingiram metamorfismo na fácies granulito. Sugeriu também que o termo "Complexo" Paraíba do Sul fosse substituído por "Grupo"Paraíba do Sul, pois foi possível separar sequências metassedimentares deste grupo (Suíte Metacarbonática São Joaquim, Gnaisse Bandado Santo Eduardo e Suíte Metassedimentar Catalunha) de rochas intrusivas posteriores (Granitóide Italva e Diatexito São João do Paraíso).

Tupinambá (*op. cit.*) coloca que as variações metamórficas e deformacionais existentes entre as litologias aflorantes em Itaperuna e Italva não configuram razão para distinção em unidades estratigráficas diferentes, pois as litologias não apresentam composições diferentes.

Nogueira (1994, 1999) estudando as litologias do Complexo Juiz de Fora verificou que o metamorfismo em fácies granulito ocorreu sob T>850°C e baixa P, entre 4 e 6 Kb e que as inclusões fluidas mostram predominância de fluidos carbônicos com evolução do metamorfismo tipo IBC.

Através da análise destes dados o autor coloca que as rochas ortognáissicas pertencem ao embasamento (Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora) e foram geradas durante o evento termotectônico Tranzamazônico (2,2 – 1,9 G.a.) retrabalhando uma crosta arqueana com idades entre 2,9-2,6 G.a. As idades em torno de 3,3 G.a. foram obtidas nas rochas do Complexo Barbacena.

Costa *et al.* (1995, 1997, 1997b, 1998) verificaram, na porção setentrional da Faixa Ribeira (em área situada à Norte da área desta dissertação) evidências de colisão com sentido E-W entre placas continentais, gerando acresção continental, durante o Neoproterozóico.

Os autores observaram a alternância entre tectônica tangencial e deformação por falhas de strike-slip, nas litologias da área.

O forte componente transpressional das zonas de cisalhamento presentes na região foi reconhecido pelos autores através da presença de lineações de baixo ângulo sobre foliações de alto ângulo nas suas margens e, lineações de estiramento mineral direcionais associadas às foliações de baixo ângulo, onde se desenvolveram rampas laterais.

Caracterizaram os domínios de foliação de baixo ângulo associados com deformação tangencial e domínios com foliação de alto ângulo de mergulho, associados à deformação de *strike slip* .

Nas áres de ocorrência dos Complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul, estudadas pelos autores, foi verifica da foliação de baixo ângulo com direções N-S mergulhando para leste e lineações de estiramento mineral indicativas empurrões sob de rampas frontais em direção a Oeste.

Figueiredo & Teixeira (1996) colocaram que as litologias do Complexo Juiz de Fora teriam origem no Arqueano, retrabalhamento num ambiente de arco magmático maduro, durante o Ciclo Tranzamazônico, em margem continental ativa e, este terreno teria cavalgado para oeste, sobre os terrenos do Cráton São Francisco.

Machado *et al.* (1996) verificaram idades arqueanas para os protólitos do embasamento, 2.9 G.a. e idades transamazônicas para o embasamento gnáissico e granulítico, 2.1 G.a. Dataram também a remobilização regional deste embasamento, das rochas supracrustais e granitóides associados, que ocorreu durante um importante evento há 590-565 M.a., provavelmente responsável pela tectônica de empurrão e pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento dextrógiras ali presentes.

Os autores verificaram também um evento metamórfico há 535-520 M.a., que afetou os complexos Paraíba do Sul e Costeiro e atividades tardi a pós-tectônicas, há 503-492 M.a..

A partir destes dados, Machado *et al.* (*op. cit.*) concluíram que as rochas do embasamento encontradas em domínios alóctones da parte central da Faixa Ribeira representam uma extensão das unidades presentes na parte sul do Cráton São Francisco, o que estenderia para leste os atuais limites deste cráton. (vide fig.A.4.)

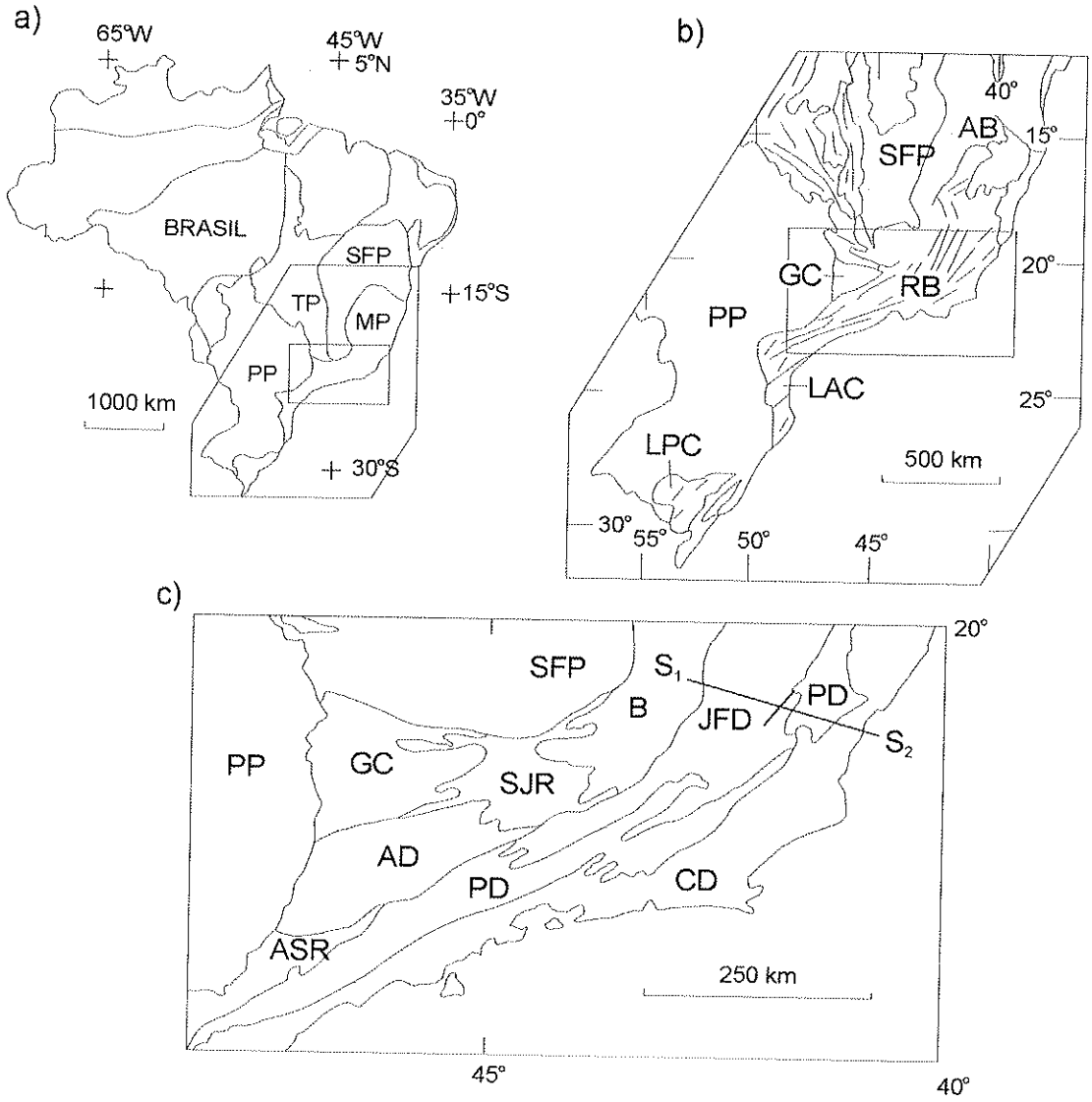


Fig. A.4.: Províncias geológicas do Brasil, unidades geológicas do sudeste e Faixa Ribeira (extraída de Machado *et al.*, 1996)

a) Províncias geológicas do Brasil (adaptado de Almeida & Hasui, 1984). MP: Prov. Mantiqueira, PP: Prov. do Paraná (Fanerozóico); SFP: Prov. São Francisco (Arqueano, Tranzamazônico); TP: Província Tocantins (Brasiliano).

b) Principais unidades geológicas do sudeste do Brasil. AB: Faixa Araçuaí; GC: Complexos Varginha, Guaxupé e Campos Gerais; LAC: Cráton Luiz Alves; LPC: Crárton de La Plata; RB: Faixa Ribeira; SFP: Província São Francisco.

c) Principais unidades geológicas na porção central da Faixa Ribeira. (área estudada em Machado *et al.*, 1996). AD: Domínio Andrelândia; ASR: Complexos Açungui e São Roque; GC: Complexos Varginha, Guaxupé e Campos Gerais; JFD: Domínio Juiz de Fora, PD: Domínio Paraíba do Sul; SJR: Complexos São João del Rei e Andrelândia.S1 e S2: seção transversal de Söllner *et al.*, 1991.

Duarte *et al.* (1997) Duarte (1998) abordam a geoquímica dos ortognaisses em fácies granulito do Complexo Juiz de Fora colocando os granulitos máficos como toleítos evoluídos a partir de mesmo magma parental, os granulitos intermediários e félsicos,

calcio-alcalinos, relacionados petrogeneticamente e os granulitos máficos sem relação petrogenética com os demais.

Duarte (1998) adotou a compartimentação tectônica de Heilbron (1993,1995) e detalhou petrogeneticamente os domínios Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Andrelândia, na porção central da Faixa Ribeira, a leste do Cráton do São Francisco.

Para esta autora, o Domínio Juiz de Fora é constituído de uma interdigitação entre orotgranulitos pré – 1,8 G.a. do Complexo Juiz de Fora e rochas metassedimentares da Unidade Jardim Glória e Grupo Andrelândia.

O Domínio Juiz de Fora teria embasamento composto de granulitos ortoderivados, paragnaisses e rochas associadas da Unidade Jardim Glória e ortognaisses da Suíte Quirino-Dorandia e, rochas supracrustais englobando paragnaisses e rochas associadas da Unidade Jardim Glória, relacionadas ao Domínio Andrelândia.

O embasamento e as rochas supracrustais foram ambos intrudidos por leucogranitos e charnockitos, apresentando contatos tectônicos interdigitados.

As rochas do Complexo Juiz de Fora possuem composição média granodiorítica e presença de ortopiroxênio. Foram afetadas por retrometamorfismo parcial e migmatização anterior à granulitização.

Duarte propõe uma evolução tectônica desde um ambiente compressivo de raiz de arco magmático, quando da formação dos protólitos destas rochas, até um ambiente distensivo que acolheu o metamorfismo granulítico que afetou na região, promovido por underplating magmático.

O Domínio Paraíba do Sul possui embasamento constituído de ortognaisses da Suíte Quirino Dorândia e, rochas supracrustais representadas por biotita gnaisses, com foliação milonítica quando em contato com as rochas do Domínio Juiz de Fora.

Valladares *et al.* (1997, 1997b) estudaram a geoquímica e geocronologia dos gnaisses paleoproterozóicos do Complexo Paraíba do Sul (ortognaisses da Unidade Quirino) em Barra Mansa RJ, colocando sua geração em 2,185 - 2,169 G.a.(U/Pb em zircão) e temporalmente relacionados com a evolução do Ciclo Tranzamazônico.

Idades mínimas de 2,846 –2,981 G.a. em zircão indicaram a existência de crosta arqueana como fonte de Pb para os gnaisses analisados. Estudos geoquímicos evidenciaram duas suítes calcioalcalinas, uma de médio a alto potássio e outra de alto potássio enriquecida em LILE.

Estes autores sugerem a correlação tectônica das litologias da Unidade Quirino com granitóides calcio-alcalinos de ambiente de arco magmático, gerados durante a orogênese

tranzamazônica (2,2-1,9 G.a., U/Pb em zircão e titanita), com retrabalhamento da unidade Quirino, que sofreu retrabalhamento durante a Orogênese Brasiliana, entre 605-503 M.a..

Através de idades Pb/Pb (laser), os autores concluíram que os metassedimentos que ocorrem nos domínios tectônicos Juiz de Fora, Andrelândia e Costeiro, na porção central da Faixa Ribeira, foram derivados predominantemente da erosão de crosta tranzamazônica, entre 2,0 – 2,3 G.a., com contribuição subordinada de crosta arqueana, entre 2,6 – 2,9 G.a., corroborando com os dados U/Pb existentes para os gnaisses esta área, formados entre 2,134 – 2,185 G.a., que também contém cristais de zircão arqueanos de idades mínimas entre 2,846 – 2,981 G.a.

Ebert & Hasui (1998) consideraram que os sistemas transcorrentes presentes na Faixa Ribeira estão superimpostos aos sistemas de empurrão, representando o final da tectônica colisional frontal de placas continentais envolvendo encurtamento e espessamento crustal significativos. Esta colisão evoluiu formando rampas transpressionais nas bordas continentais envolvidas. Ocorreu uma partição temporal entre domínios tangenciais e de strike-slip devidos à obliquidade da convergência das placas nesta região.

Pedrosa Soares *et al.* (1998) verificaram evidências de crosta oceânica no leste brasileiro, excluindo a possibilidade de evolução exclusivamente ensiálica para a orogênese Araçuaí – West Congo.

A quebra de Rodínia, ao longo da orogenia Araçuaí – West Congo e seus craatons adjacentes, foi precedido por enxames de diques máficos e magmatismo granítico anorogênico há 1050 – 950 M.a.. A abertura inicial evoluiu a partir de um golfo onde a formação de crosta oceânica ocorreu, há 816 M.a., no lado brasileiro (?) da bacia.

Os remanescentes da litosfera oceânica do oceano Adamastor – Brasilides são rochas metassedimentares oriundas de sedimentos marinhos profundos, confinadas a este lado. Suítes toleíticas ao longo da Faixa Ribeira possivelmente também registram a conecção entre o Oceano Adamastor – Brasilides e a Faixa Araçuaí.

O modelo evolutivo de Pedrosa Soares para a região envolve o desenvolvimento de um arco magmático relacionado ao consumo de crosta oceânica através de uma zona de subducção mergulhando para leste, no Setor Norte da Faixa Araçuaí. O embasamento da área continental à oeste (em direção ao Cráton do São Francisco) estaria recoberto por rochas supracrustais da Formação Salinas e, à leste, o prisma acrescionário gerado na zona de subdução englobaria parte da s rochas da fácies Ribeirão da Folha. O arco magmático calcio-alcalino localizado mais ao leste gerou grande volume de granitóides calcioalcalinos, sugerindo que uma quantidade razoável de crosta oceânica foi consumida.

Wernick (1998, 1999) propõe que através do desenvolvimento dos sistemas de cisalhamento que ocorrem na Faixa Ribeira ocorreu o desvio da antiga direção NE/SW, que foi dragueada com o desenvolvimento de grandes estruturas sigmóides, limitadas por falhas E/SW, como os antigos corpos elipsoidais NE/ SW.

Segundo o autor, também os batólitos graníticos foram afetados pelos empurrões NE/SW e falhas de strike-slip. Esta direção E/W seria um importante marco temporal que, aliado aos dados de deformação e idades radiométricas, permitiria precisar a idade do Sistema Magmático Pluriserial Ribeira-590. Este Sistema seria composto de vários plutons, lavas e depósitos vulcanoclásticos, gerado entre 615-575 M.a.

Mais tarde (1999) o autor coloca que o *trend* estrutural do Cinturão Ribeira foi gerado em regime transpressional transcorrente NE/SW afetado por um sistema E/ W posterior. Neste sistema, as estruturas associadas aos falhamentos transcorrentes compreenderiam a foliação, plano de dobras e expressivas *strike slip*s geradas e reativadas em regime de stress tensional, transtensional e transcorrente.

Oliveira *et al.* (1999) realizaram datações isocrônicas Rb/Sr em hornblenda gnaisses do embasamento do Cinturão Ribeira, na área de Sapucaia e Conservatória, RJ, Mar de Espanha, MG.

Os resultados obtidos mostraram idades de 2,2 G.a. com R_i: 0,7, para a área de Sapucaia e 1,96, Ri: 0,7 para a área de Conservatória, ambas idades com desvios altos, oriundos da remobilização isotópica causada pela deformação dúctil que afetou a região, pois as zonas de cisalhamento presentes possivelmente transportaram o Sr radiogênico.

Brüeckner *et al.* (2000) em seção transversal E-W, na altura do paralelo 21^0, cruzando as Faixas Araçuaí e Ribeira e a porção leste do Cráton do São Francisco (fig.A.5.), dataram em 575 M.a. o metamorfismo granulítico das litologias do Complexo Juiz de Fora, na Faixa Ribeira, obtendo idades T_{DM} 1,6 a 2,0 G.a., concluindo que esta área não foi parte original do Cráton do São Francisco, que apresentou idades de recristalização de 2.1 Ga, com idades T_{DM} superiores a 2.6 G.a. em rochas no Quadrilátero Ferrífero.

Os autores propõem que a ausência de idades arqueanas na Faixa Ribeira implicaria que esta faixa não é material remobilizado do Cráton do São Francisco, podendo representar um terreno alóctone acrescido no Paleoproterozóico, com partes geradas durante o Ciclo Transamazônico, tendo a Descontinuidade Abre Campo como a zona limite entre a Faixa Ribeira e a Faixa Araçuaí.

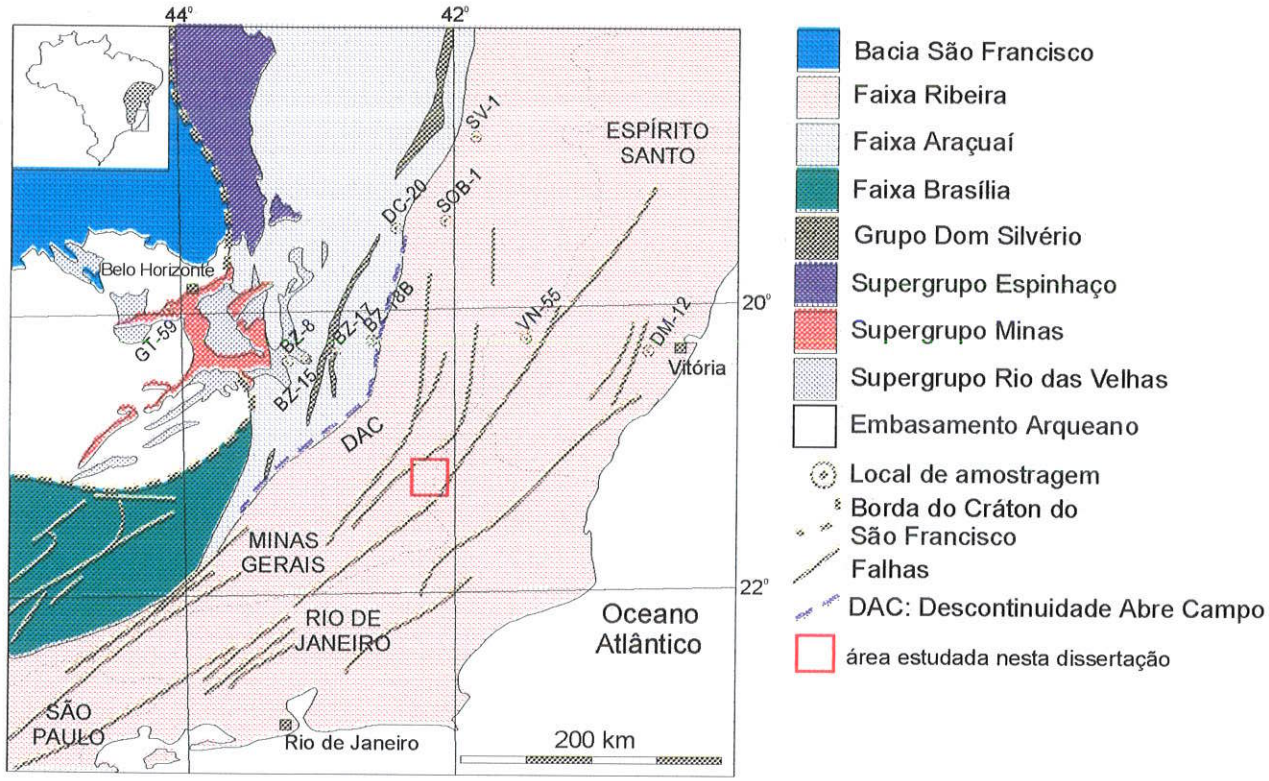


Fig.A.5.: Domínios tectônicos do sudeste segundo Brüeckner *et al.*, 2000.

Machado *et al.* (2000) obteve idades U/Pb (zircão) de 634 M.a. para granitos pré-colisionais do Complexo Paraíba do Sul.

Os autores colocaram que a distribuição lateral dos granitos pré-colisionais ao longo do Cinturão Paraíba do Sul é comparável à que ocorre em cinturões orogênicos Meso-Cenozóicos da América.

O Cinturão Paraíba do Sul possui uma zonação associada à colocação profunda dos granitos, com as associações charnockíticas do Complexo Litorâneo sendo intrudidas sob condições de metamorfismo na fácies anfibolito alto e granulito na parte interna do cinturão.

Os granitos dos Domínios Paraíba do Sul e Serra dos Órgãos, fora da associação charnockítica, foram intrudidos sob condições de metamorfismo de fácies anfibolito na parte externa do cinturão, em direção ao Cráton do São Francisco.

Machado e colaboradores consideraram que a migração lateral do magmatismo sob regime transpressivo pode ser discutida para explicar este zoneamento magmático no espaço orogênico e, diferentes fluidos foram associados a estas diferentes associações graníticas.

Campos Neto & Caby (2000) detalhou as *nappes* ao sul do Cráton do São Francisco através de estudos de sua geometria, cinemática e evolução metamórfica, concluindo que

estas estruturas, constituídas de rochas de alto grau metamórfico, compreeendem duas unidades distintas de rochas na fácies granulito, representando uma seção composta de crosta continental inferior: a *Nappe* Socorro-Guaxupé (topo, derivada de um terreno de arco magmático) e a *Nappe* Três Pontas-Varginha (acima, com granulitos localmente retrógrados).

As condições de temperatura e pressão encontradas para a *Nappe* Três Pontas-Varginha, com cianita-granulitos preservados, foram de 700 – 750 Kbar. Temperaturas máximas entre 900-950^0 C foram atingidas em direção à base da *Nappe* Socorro-Guaxupé, durante a intrusão de magmas mangeríticos e charnockíticos. Metamorfismo de baixa presão associado à anatexia prevaleceram nos níveis crustais mais superficiais.

Estas *nappes* granulíticas foram transportadas mais de 200Km para leste, sobre nappes inferiores, envolvendo embasamento retrabalhado e unidades de margem passiva, ambas metamorfisadas sob alta pressão e baixa temperatura.

O afinamento e resfriamento das duas *nappes* granulíticas ocorreu antes de sua colocação sobre as *nappes* superiores.

Campos Neto & Caby (*op. cit.*) propuseram um cenário geodinâmico onde a subducção para oeste, sob litosfera oceânica neoproterozóica. As duas unidades granulíticas cristalizaram sob paleogeotermas distintas na zona de subducção à 45Km de profundidade, há 630 M.a.. Os cianita granulitos foram soerguidos através de extrusão forçada de baixo ângulo, enquanto o colapso sin-colisional afetou o nível crustal mediano do terreno de arco sotoposto. A colocação final das *nappes* sobre o Cráton do São Francisco e sua cobertura, de anquizona a fácies xistos-verdes, ocorreu há 600 M.a..

Almeida, Brito Neves & Carneiro (2000) reescreveram o clássico de Almeida (1967) à luz dos conhecimentos geológicos adquiridos ao longo destes últimos 30 anos, produzindo um trabalho abrangente que abordou, tópicos interessantes relacionados à Faixa Ribeira e sua evolução tectônica, num contexto regional. Estes tópicos serão abordados após breve síntese desta publicação.

A Plataforma Sulamericana, definida como porção estável da placa sulamericana em relação às zonas orogênicas fanerozóicas dos Andes e do Caribe, possui embasamento constituído de crostas continentais arqueanas e proterozóicas arranjadas durante três eventos orogênicos principais, no Ciclo Tranzamazônico, durante o Paleoproterozóico; no Mesoproterozóico tardio e durante os Ciclos Panafricano-Brasiliano.

O Ciclo Panafricano- Brasiliano resultou na consolidacão de cinturões móveis neoproterozóicos com o embasamento da plataforma, afetando e configurando o padrão tectônico e estrutural quando a plataforma fazia parte do Gondwana.

Durante o Fanerozóico foram desenvolvidas seis sequências de cobertura principais. Os estágios finais de individualização da Plataforma Sulamericana e suas sequências pós-Paleozóico foram acompanhados de procesos intracratônicos tectônicos e magmáticos (rifteamentos e intrusões alcalinas e basálticas).

Os processos de ativação foram atribuídos à abertura do Atlântico ao leste e à orogenia Andina, à oeste e norte e, uma fração dos eventos de reativação podem ter sido causados por procesos sub-litosféricos de ativação do manto, no interior da plataforma.

A área foco desta dissertação está situada num cinturão móvel neoproterozóico, a Faixa Ribeira.

Almeida *et al.* (*op. cit.*) abordaram a origem, classificação e arranjo estrutural dos cinturões brasilianos.

A origem prévia destes cinturões seria relacionada, segundo os autores, à formação de sequências sedimentares e vulcano-sedimentares durante a Tafrogênese Toniana, que originou o supercontinente Rodínia, durante o Mesoproterozóico.

Atividades subsequentes sob regime convergente favoreceram a subducção de áreas oceânicas e a inversão tectônica de sistemas de bacias, *rifts* continentais, sinéclises e bacias proto-oceânicas de origem na Tafrogênese Toniana.

O estágio final consistiu de movimentos colisionais e transpressionais cuasados pela convergência de blocos neoproterozóicos.

A combinação destes processos desenvolveu um novo ciclo tectônico, o Ciclo Brasiliano, cuja consequência foi a aglutinação do supercontinente do Godwana Ocidental, durante o Neoproterozóico – Cambriano, que manteve apenas alguns fragmentos do supercontinente de Rodínia.

O *trend* estrutural da Plataforma Sulamericana e sua forma geológica e geográfica, ainda enquanto parte do Gondwana Ocidental, foi controlado por redes de zonas de cisalhamento, que foram seguidas por atividades litogenéticas até o final do Cambriano.

O Lineamento Transbrasiliano divide a Plataforma transversalmente, de NNE para SSW, em dois arranjos distintos de blocos e cinturões neoproterozóicos. Para Oeste, o Bloco Amazônico e suas faixas marginais, e para leste, vários blocos e faixas marginais de diferentes tipos e tamanhos apresentam padrão evolutivo complexo, com evidências de movimentos policíclicos ao longo de zona de cisalhamento continental, desde o Precambriano até o período recente.

Os deslocamentos verticais e direcionais presentes ao longo destas zonas de cisalhamento parecem ocorrer preferencialmente seguindo áreas de deformação prévia,

de herança tectônica, fato evidenciado pela análise das bacias sedimentares correlatas (como visto em Cordani *et al.*, 1984).

Almeida *et al.* (*op. cit.*) concluíram que a Plataforma Sulamericana foi gerada por três colagens complexas durante o Proterozóico, todas seguidas por tafrogênese e dispersão.

A primeira colagem envolveu vários núcleos continentais, durante o Paleoproterozóico, com desenvolvimento de cinturões colisionais acrescionários, culminando na formação de uma grande massa continental, há 1.8. G.a.. Esta colagem foi seguida por falhamentos intracratônicos e magmatismo durante a Tafrogênese Estateriana.

A segunda colagem ocorreu durante o Mesoproterozóico tardio, de 1,4 a 0.95 G.a., envolvendo as rochas geradas nos processos tafrogenéticos anteriores e, culminando na formação da massa continental Rodínia.

A fissão neoproterozóica deste supercontinente gerou blocos crustais, bacias continentais e oceânicas, cujo arranjo geométrico definiu os elementos que interagiram para a evolução do Ciclo Brasiliano.

A colagem do Gondwana ocorreu devido às interações entre estes blocos e bacias, ao longo de três fases principais, 750, 600 e 550 M.a. e, o embasamento da Plataforma Sulamericana está localizado no lado ocidental deste supercontinente.

O padrão estrutural estabelecido durante esta colagem, no Ciclo Brasiliano, controlou as feições pré-deriva do continente inteiro.

A.2. Difratometria de Raios X

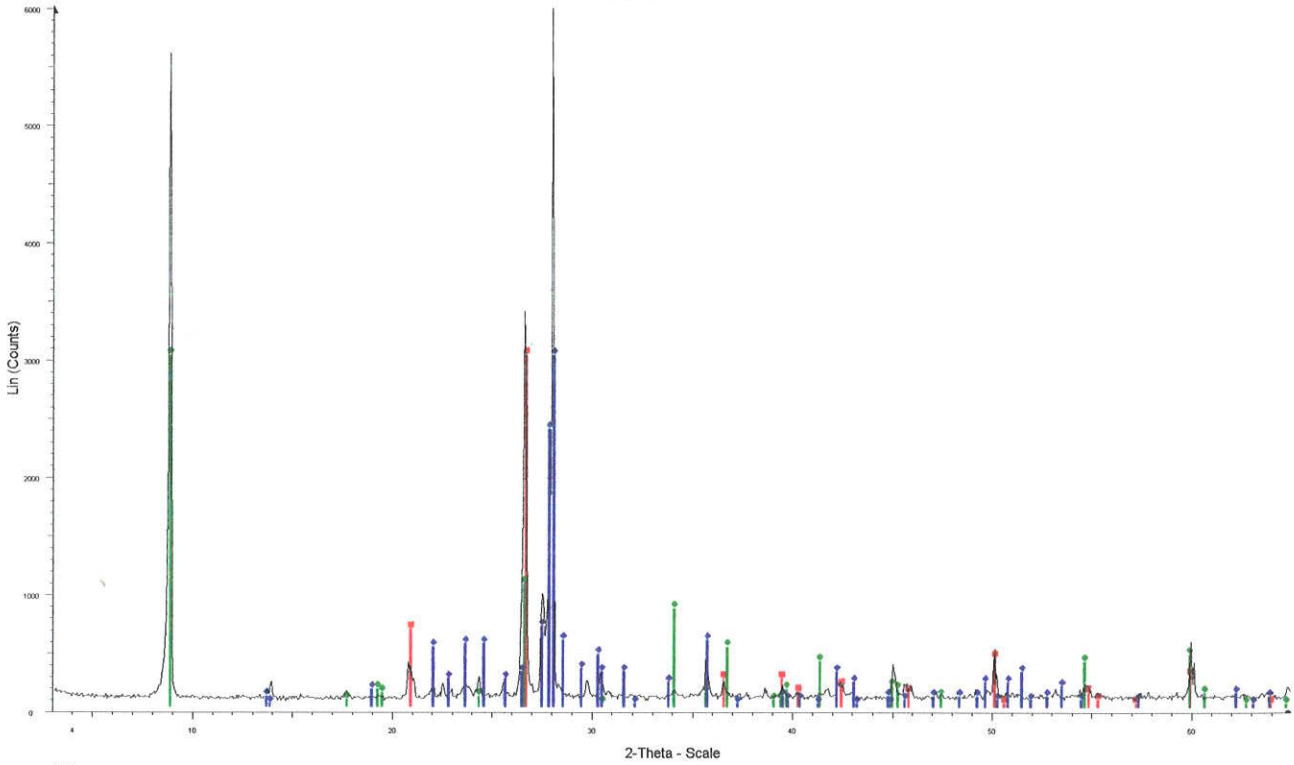
Análises de difratometria de raios X foram realizadas para auxílio na determinação da composição mineralógica de várias rochas.

Os difratogramas apresentaram *background* alto causado pelo efeito da fluorescência secundária Este efeito é consequência da análise feita em tubo de cobre de amostras que apresentam ferro ou manganês.

Os procedimentos referentes a estas análises estão descritos no cap. 2.1. e os difratogramas estão descritos e ilustrados a seguir.

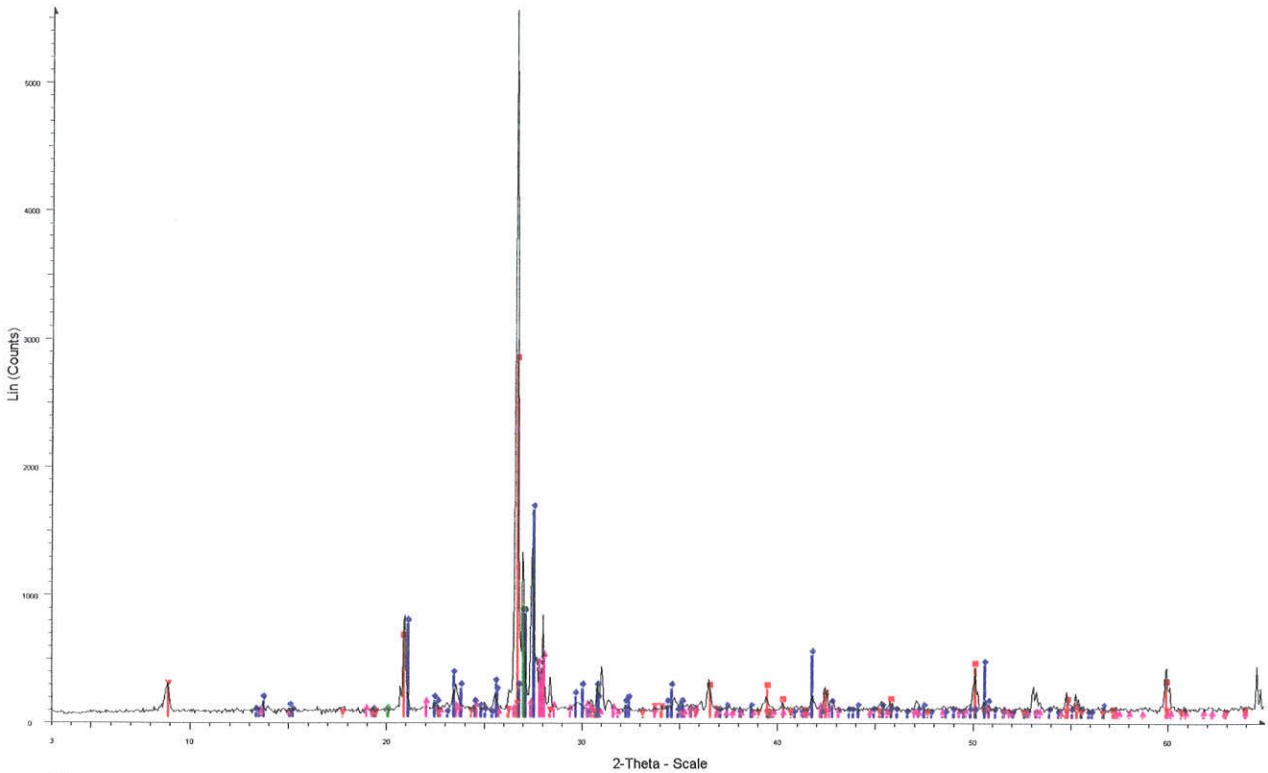
Fig. A.6. **KJ 378** e Fig.A.7. **KJ 3782b** - biotita-granada gnaisse granulítico de coloração cinzenta e finamente bandado, pertencente ao Complexo Juiz de Fora (jfkz), de composição estimada charnoenderbítica com granulação fina a média. A composição mineralógica consta de plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, ortopiroxênio, biotita, granada, minerais opacos, zircão, apatita, monazita e titanita. As raias do ortopiroxênio ocorrem encobertas pelas raias do microclínio. Magnetita e goethita foram identificados na petrografia mas suas raias não foram identificadas nos difratogramas, provavelmente por constituirem menos de 2% da rocha.

KJ378



c:\data\marcos\thania\kj378.RAW - File: kj378.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.000 ° - End: 65.000 ° - Step: 0.050 ° - Step time: 1.0 s - Temp.: 27.0 °C - Time Started: 27 s - 2-Theta: 3.000 ° - Theta
Operations: Import
33-1161 (*) - Quartz, syn - SiO2 - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54056
42-1437 (I) - Biotite-1M - K(Mg,Fe+2)3(Al,Fe+3)Si3O10(OH,F)2 - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54056
41-1481 (I) - Anorthite, sodian, disordered - (Ca,Na)(Si,Al)4O8 - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54056

KJ3782b



c:\data\marcos\thania\kj3782b.RAW - File: kj3782b.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.000 ° - End: 65.000 ° - Step: 0.050 ° - Step time: 1.0 s - Temp.: 27.0 °C - Time Started: 16 s - 2-Theta: 3.000
Operations: Import
33-1161 (*) - Quartz, syn - SiO2 - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54056
19-0932 (I) - Microcline, intermediate - KAlSi3O8 - Y: 29.17 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54056
12-0251 (D) - Zircon, metamict - ZrSiO4 - Y: 14.58 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54056
41-1486 (*) - Anorthite, ordered - CaAl2Si2O8 - Y: 8.33 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54056
42-1414 (D) - Biotite-1M - K(Mg,Fe+2)3(Al,Fe+3)Si3O10(OH,F)2 - Y: 4.17 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54056

Fig. A.8. **KJ 379** –biotita-granada gnaisse granulítico de coloração cinzenta e bandamento fino que ocorre em contato com granulito, ambos do Complexo Juiz de Fora (respec. jfkz, jfgg). Composição mineralógica como a das amostras anteriores, com a ocorrência também de clinopiroxênio, que foi identificado no microscópio de luz transmitida como diopsídio. Nesta amostra, as raias do microclínio foram desativadas pelo programa gerenciador de dados para visualização da raia principal do piroxênio. Note o elevado conteúdo em ferro da amostra, que causou o alto background visto no difratograma.

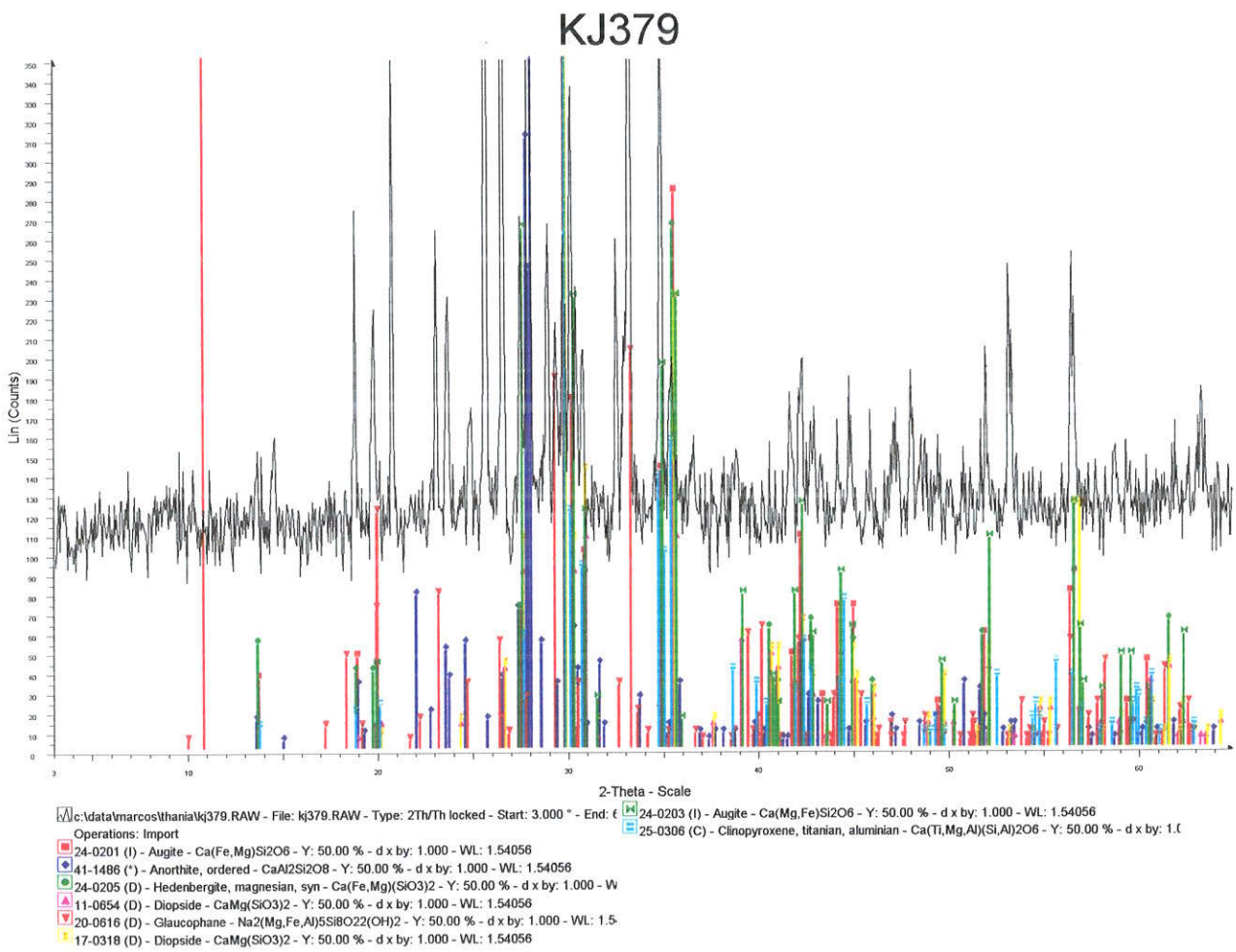


Fig. A.9. **KJ3831** –biotita-granada gnaisse granulítico fortemente deformado que ocorre em contato com charnockito (KJ3834c), ambos do Complexo Juiz de Fora (respec. jfkz, jfgg).

Composição mineralógica similar à dos granada-gnaisses granulíticos anteriores, e apresentou carbonato. A magnetita foi identificada em seção polida, mas suas raias estão ausentes do difratograma, pois o mineral ocorre em teores abaixo do limite de detecção do método.

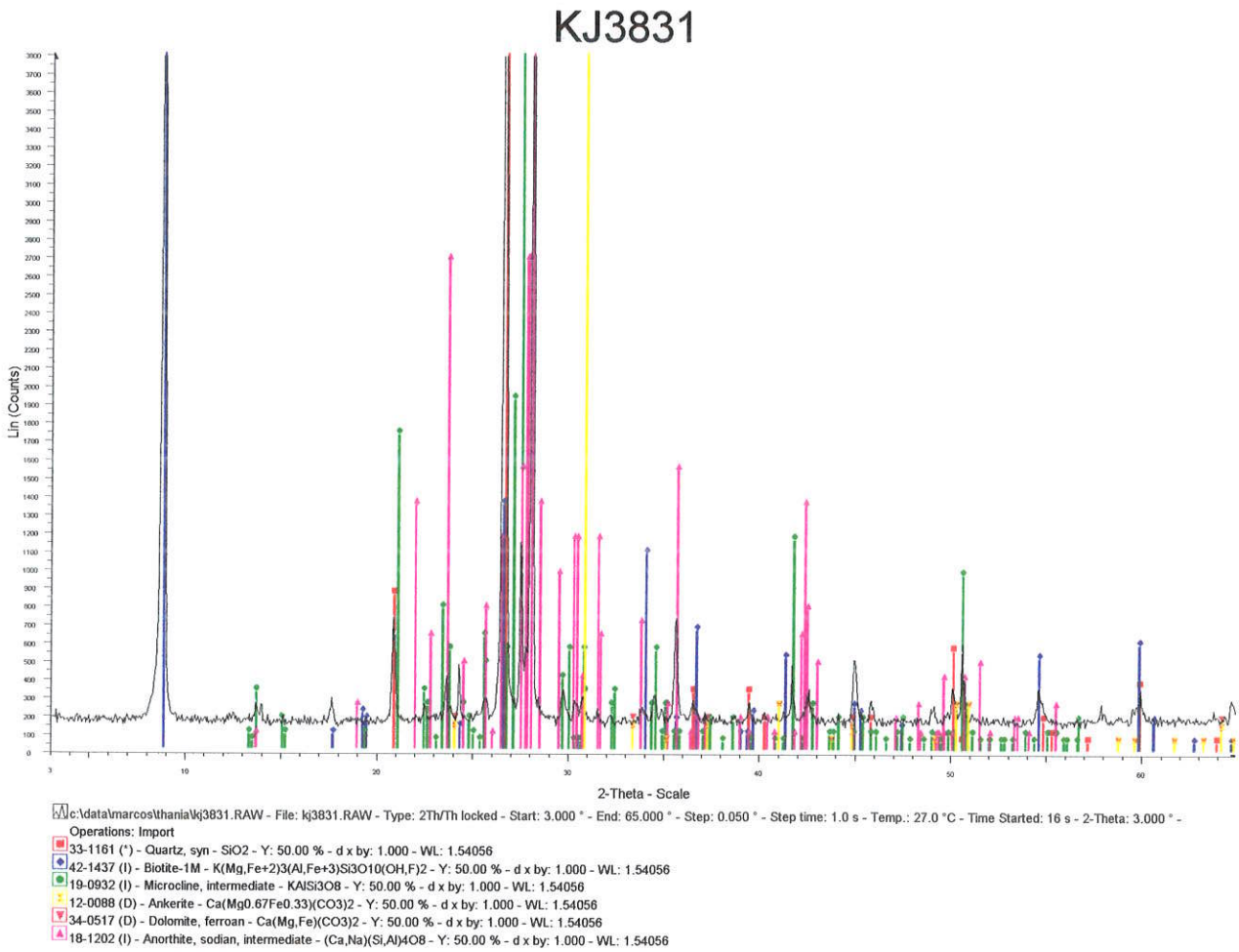


Fig. A.10. **KJ3834c** – charnockito citado em contato com KJ3831, de aspecto homogêneo e coloração escura, granulação grossa, pertencente ao Complexo Juiz de Fora (jfgg).

Na petrografia foram identificados ortopiroxênio e clunopiroxênio e a raia principal do diopsídeo está visível no difratograma. A raia principal do anfibólio está visível e este mineral foi identificado em seção delgada como hornblenda. A cordierita não foi identificada em seção delgada, mas sua raia principal ocorre no difratograma.

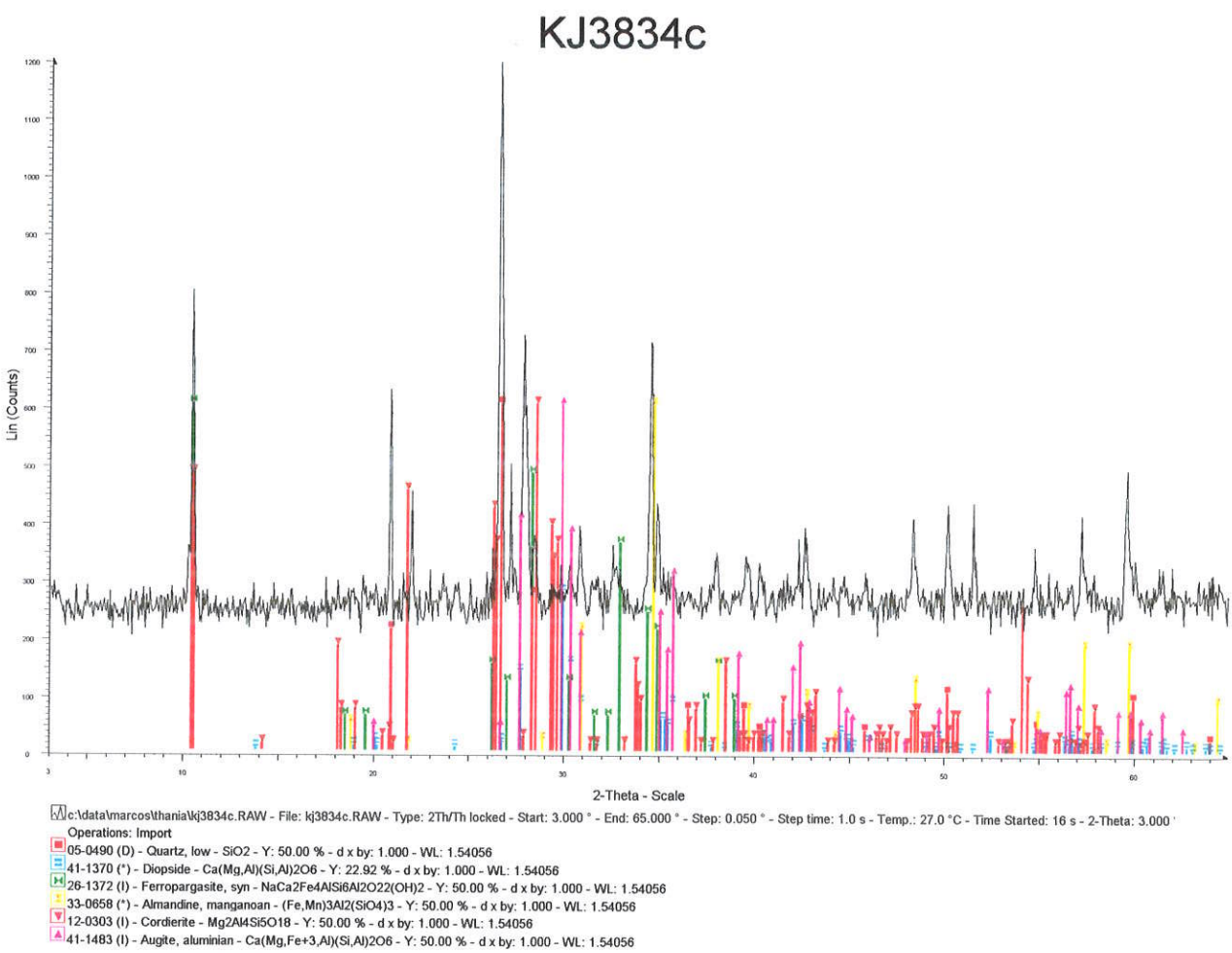


Fig. A.11. **KJ3841e** – granada granulito de coloração escura, granulação fina e finamente foliado, com granada no plano da foliação granulítica. Ocorre em contato com gnaisse granulítico de bandamento fino, ambos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora (jfgg).

A composição mineralógica mostra efeitos de retrometamorfismo, pois ocorre substituição do piroxênio por hornblenda, e a raia principal do anfibólio está visível no difratograma. Minerais opacos secundários foram identificados ao microscópio mas não mostram raias visíveis no difratograma.

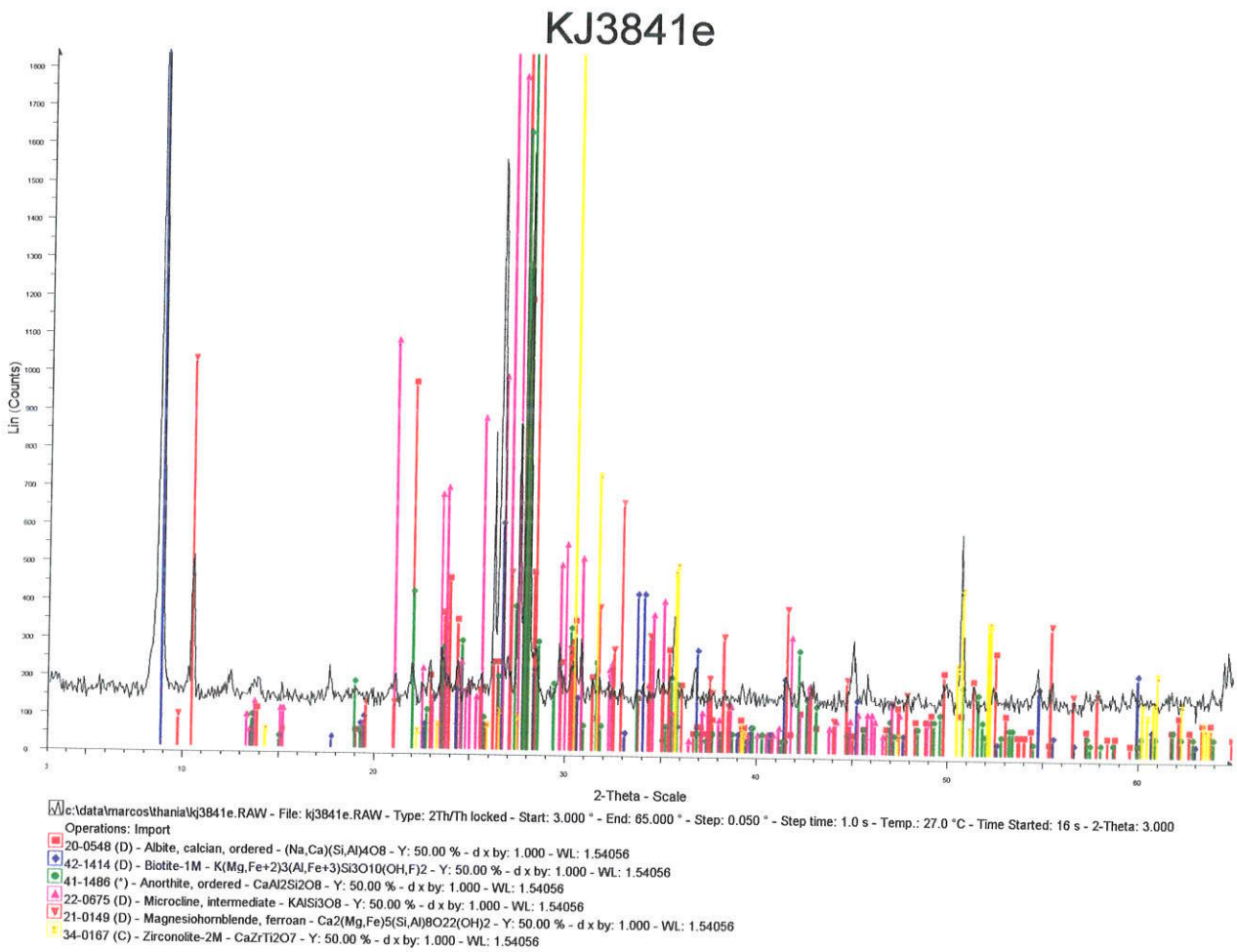


Fig. A.12. **KJ3852** –biotita-granada gnaisse granulítico (KJ3852) com *boudin* de anfibolito, ambos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora (jfkg). O gnaisse tem composição mineralógica similar a das rochas granulíticas já descritas. As raias do ortopiroxênio estão encobertas pela raias do microclínio. Presença de ferro na amostra.

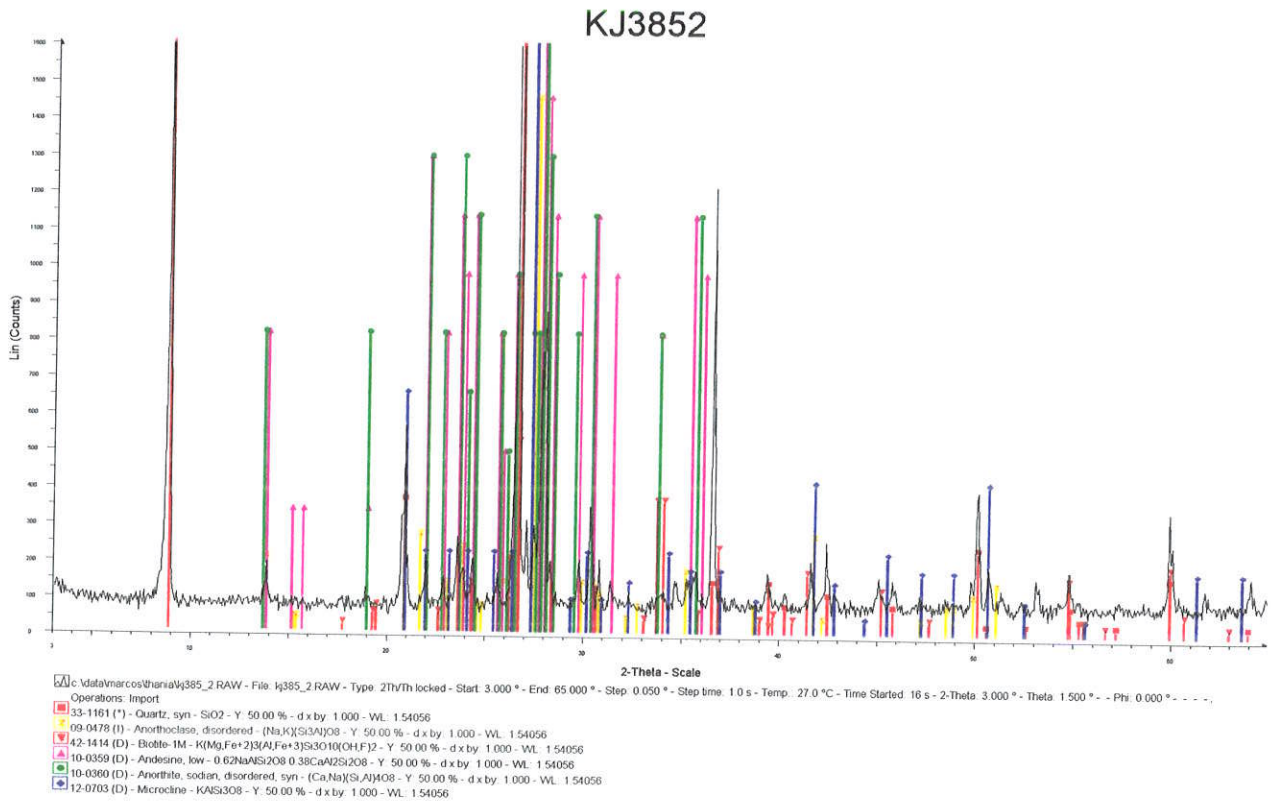


Fig. A.13. **KJ3853dx** – lente de anfibolito que ocorre na rocha supra citada. A rocha é composta basicamente de hornblenda e plagioclásio. As raias da hornblenda são visíveis no difratograma.

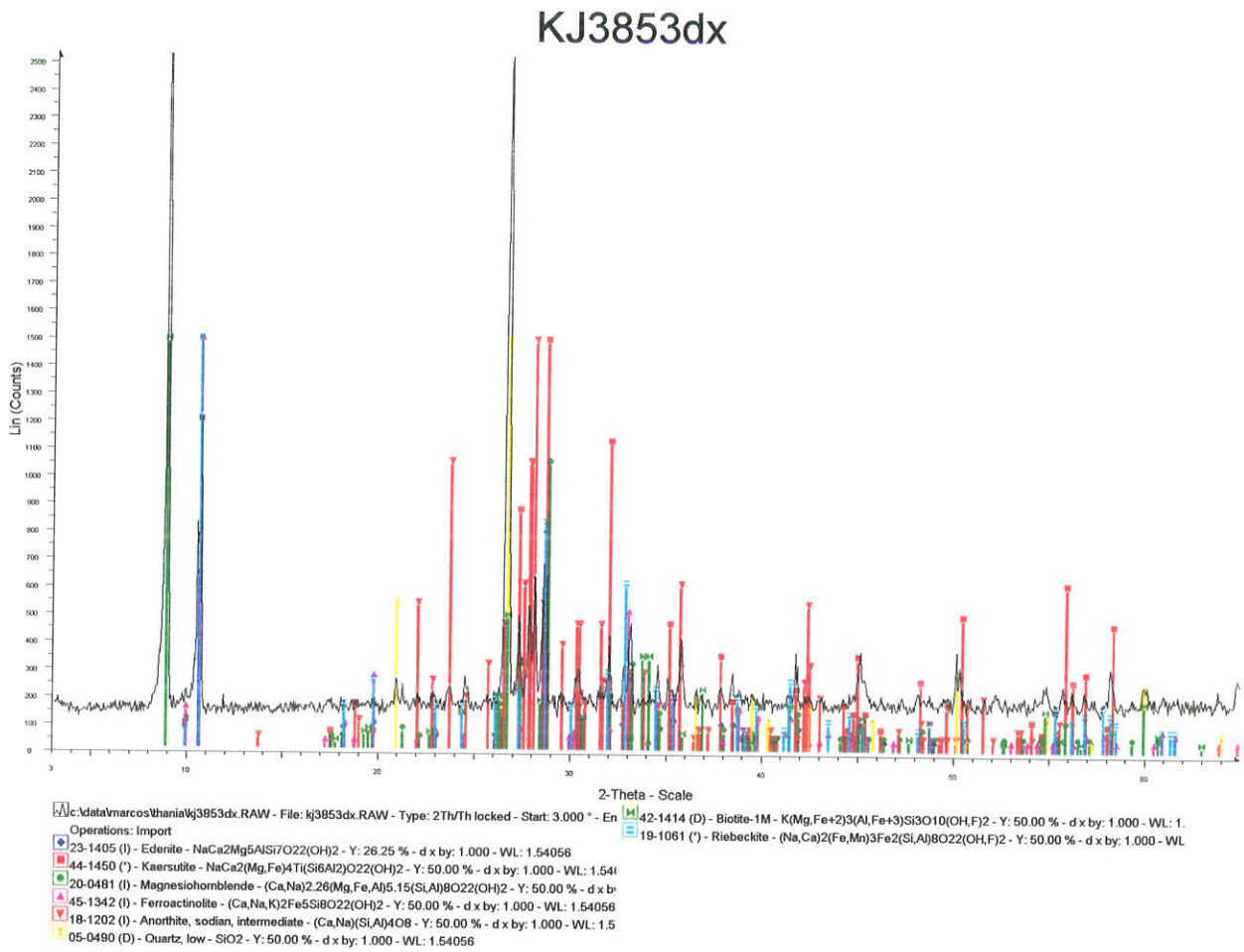


Fig. A.14. **KJ3872d** –granada granulito finamente foliado pertencente ao Complexo Juiz de Fora (jfgg), com características gerais similares aos granulitos já citados.

As raias que representam a série da columbita-tantalita estão presentes no difratograma, embora os minerais desta série não tenham sido identificados em lâmina delgada.

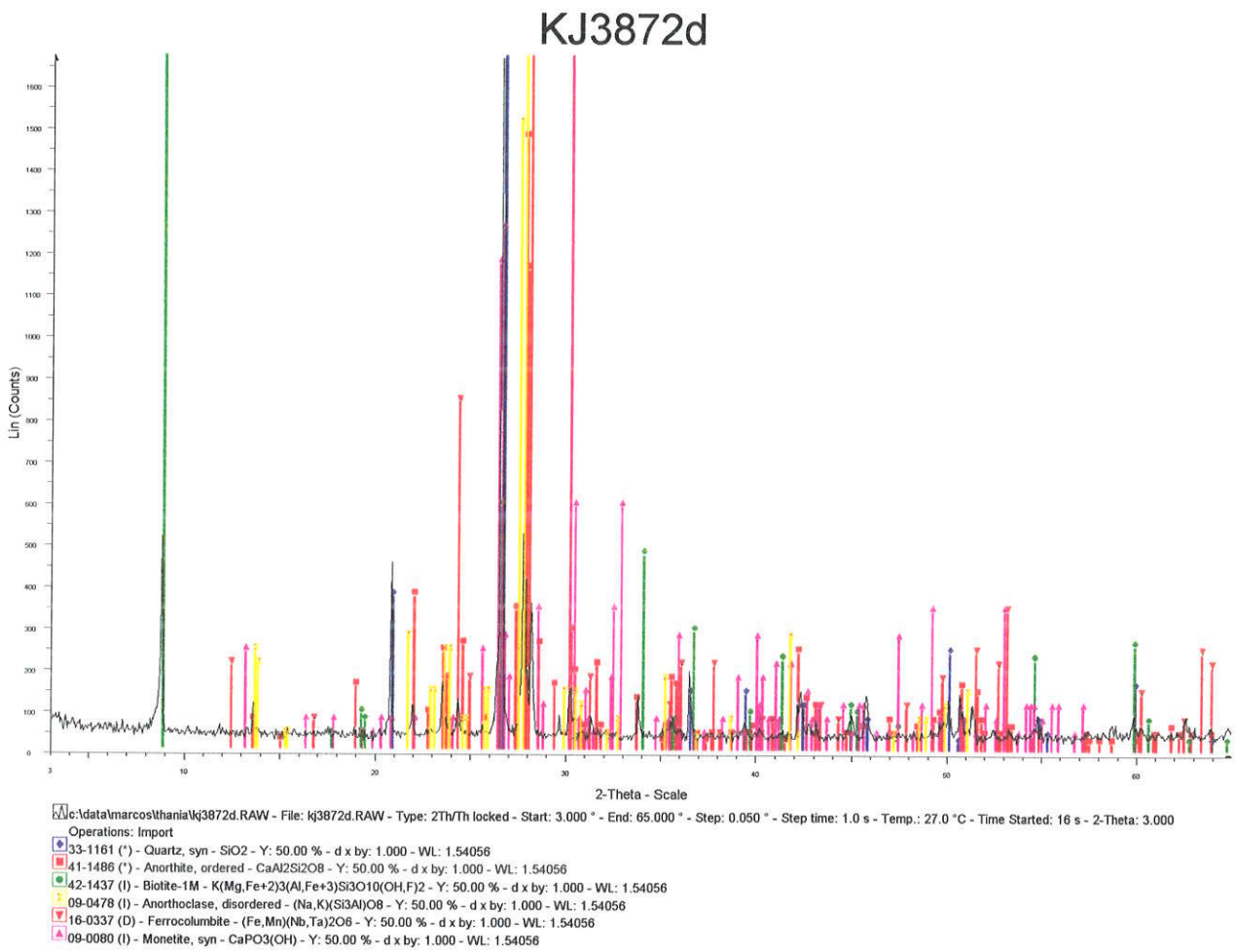


Fig. A.15. **KJ388** – granada-biotita gnaisse milonítico, fortemente foliado, pertencente ao Complexo Paraíba do Sul.

As raias visíveis do anfibólio corroboram com a identificação da hornblenda em lâmina delgada.

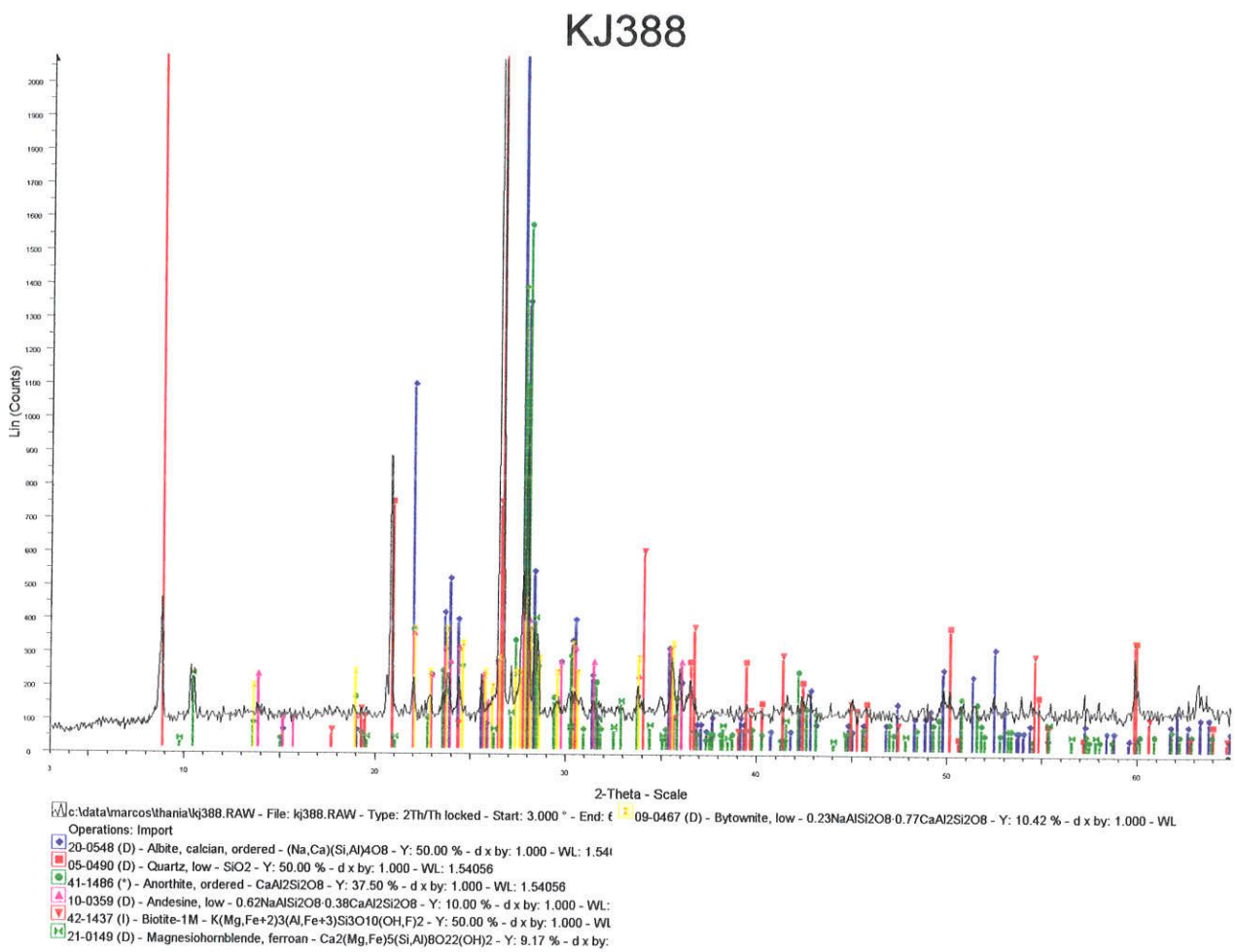


Fig. A.16. **KJ3892c** – granada-hornblenda-biotita-sillimanita gnaisse migmatizado pertencente ao Complexo Paraíba do Sul (pskz), que apresenta xenólitos de granulito máfico.

As raias da calcossiderita estão visíveis no difratograma e corroboram com a ocorrência de sulfetos (secundários) nesta rocha e em outras deste complexo, onde foram identificados em seção polida também bornita, pirrotita e calcopirita.

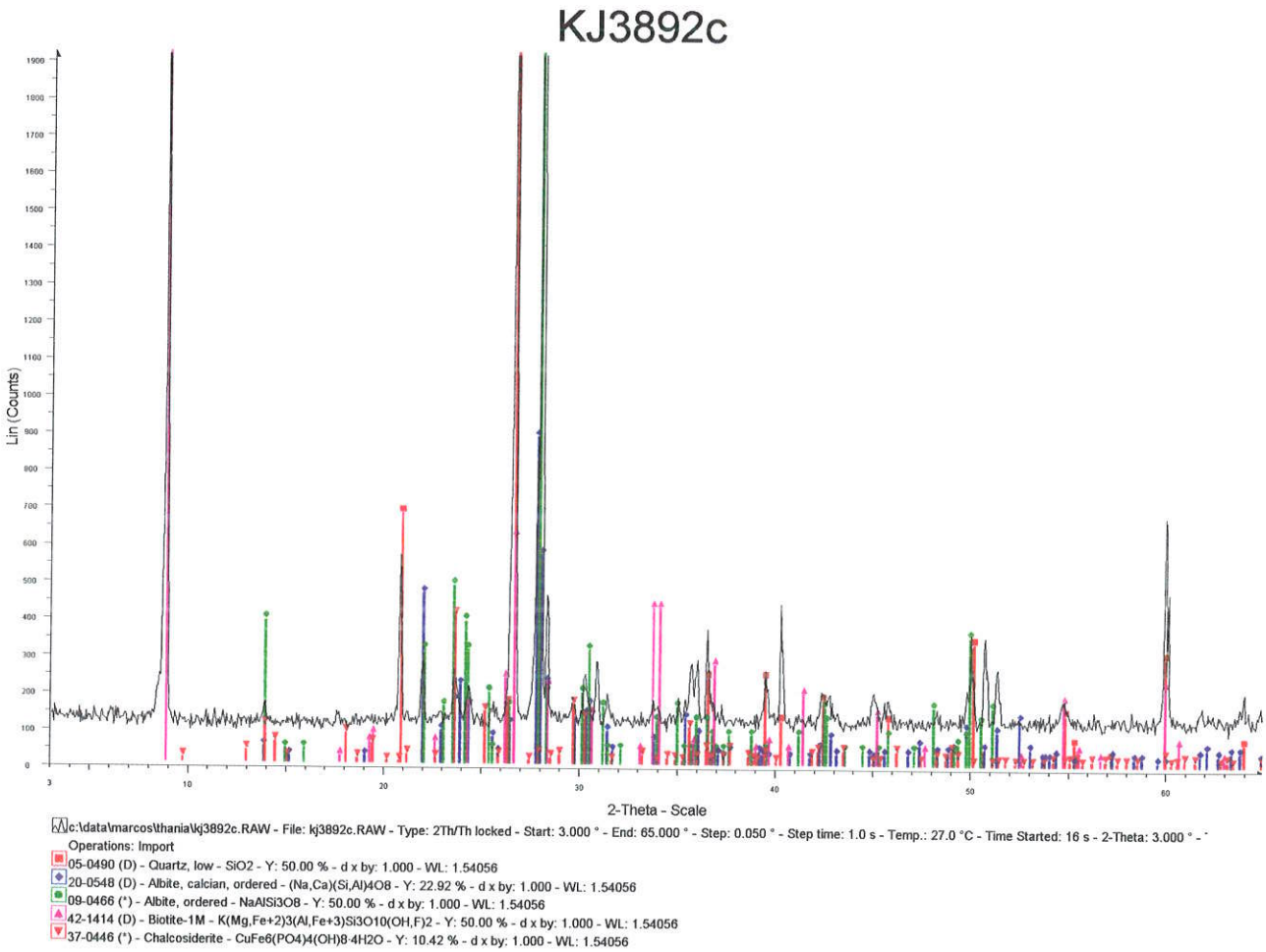


Fig. A.17. **KJ3902** – gnaisse granulítico com granada, fortemente migmatizado e hidrotermalizado, pertencente ao Complexo juiz de Fora (jfgg).

O piroxênio tem suas raias encobertas pelas raias do microclínio, que representa o grupo dos feldspatos no difratograma. Embora não identificada petrograficamente, através do difratograma foi identificada a presença de cordierita e carbonato.

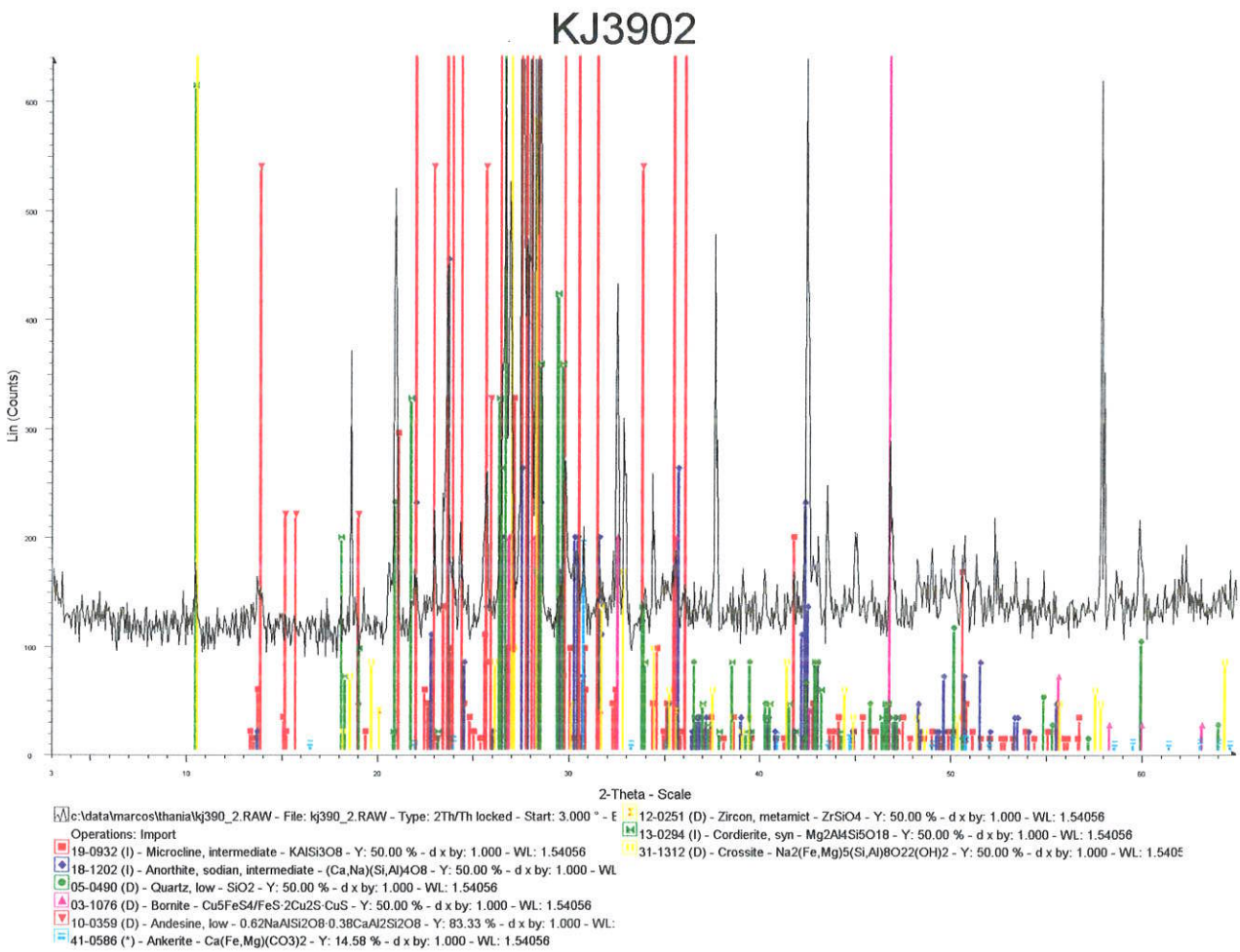


Fig. A.18. **KJ418** - biotita-hornblenda gnaisse, fortemente recristalizado e bandado, pertencente ao Complexo Paraíba do Sul (pskg). Apresenta xenólito de gnaisse granulítico.

Composição mineralógica contituída de microclínio, quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda e minerais opacos. Foi feita busca pelas raias da magnetita, ilmenita, calcopirita e bornita, que foram identificadas em seção polida, mas estas raias não são visíveis no difratograma, provavelmente porquê estes minerais apresentam concentrações inferiores a 2% na rocha, ocorrendo em teores inferiores aos detectáveis pelo método.

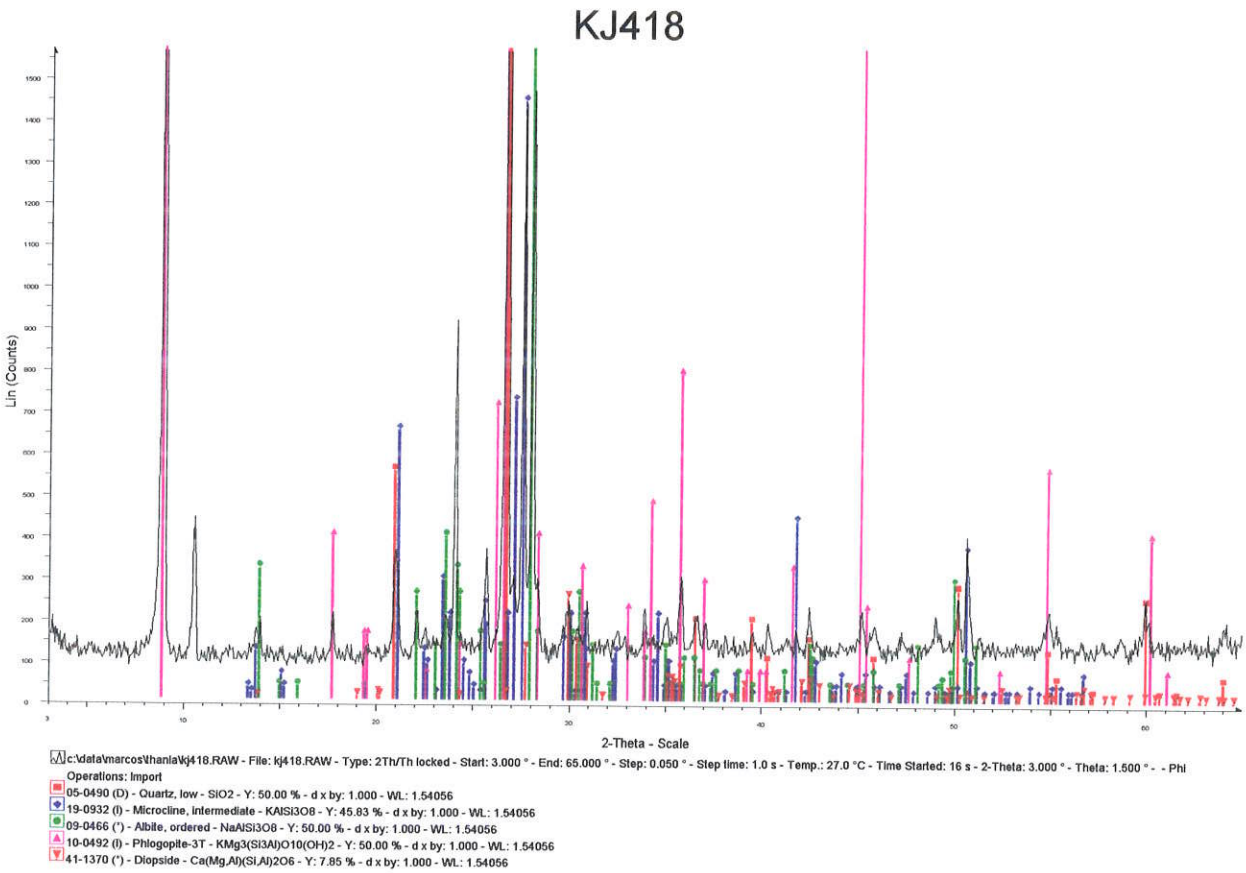


Fig. A.19. **KJ425** - biotita granada gnaisse granulítico milonitizado e finamente bandado, com lentes de anfibolito finas e pequenos xenólitos máficos. Pertencente ao Complexo Juiz de Fora (jfkz).

Este gnaisse é composto de quartzo, plagioclásio, biotita, granada, sillimanita, epidoto, zircão e apatita e minerais opacos: magnetita e hematita.

As raias identificáveis são de quartzo, feldspatos e biotita. A sillimanita, apesar de identificada em seção delgada, não está visível no difratograma.

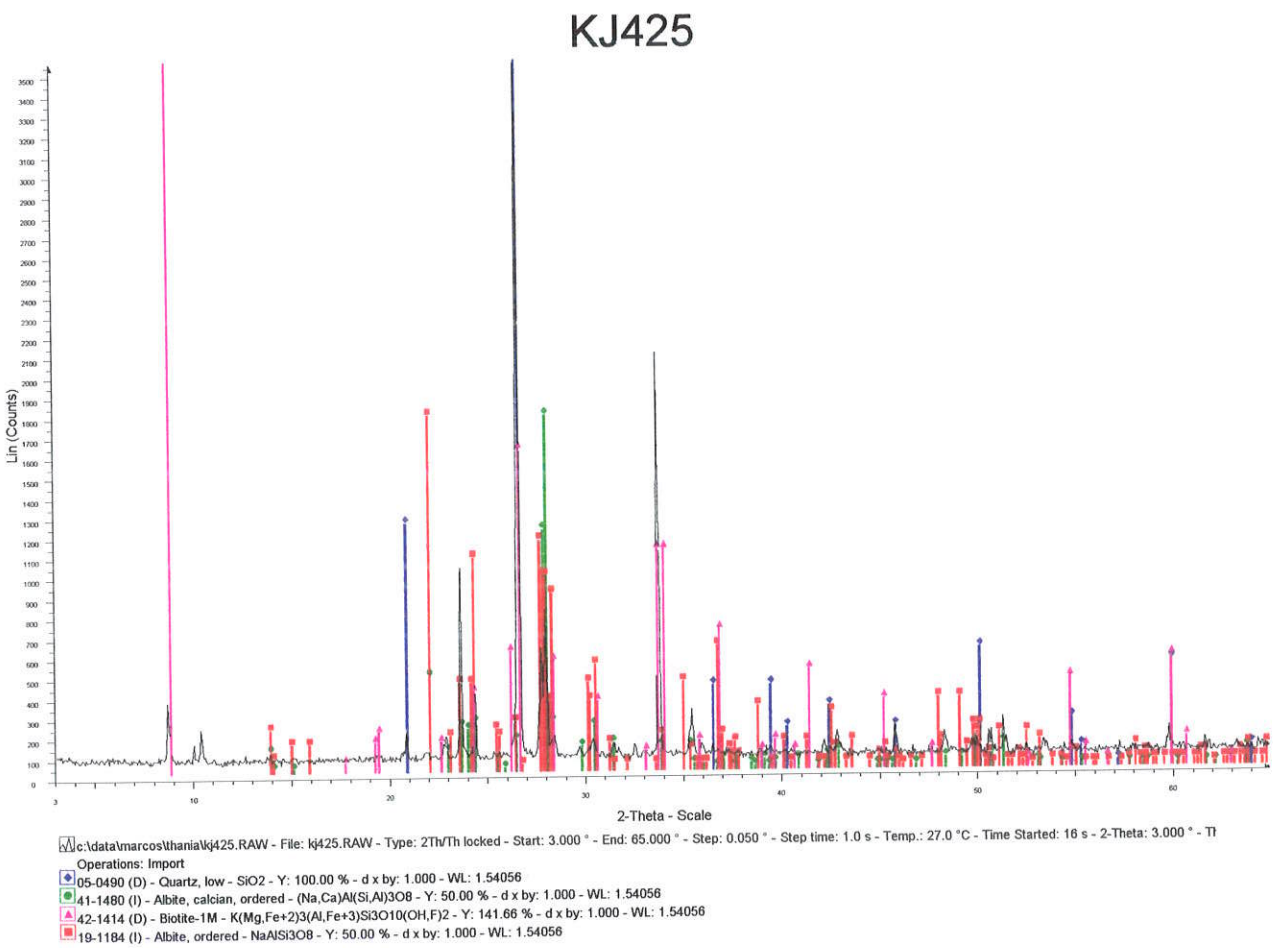


Fig. A.20. **KJ431** – gnaisse granulítico retrometamorfizado de granulação fina e pertencente ao Complexo Juiz de Fora (jfgg). Está em contato com um granito, e ambos apresentam sinais de alteração hidrotermal, com óxidos secundários disseminados nas rochas, mas sem raias visíveis destes minerais.

O gnaisse granulítico apresenta orto- e clinopiroxênio que foi identificado em seção delgada como diopsídeo e cuja raia é visível no difratograma. A composição mineralógica fundamental da rocha é similar a dos gnaisses granulíticos anteriormente descritos deste grupo.

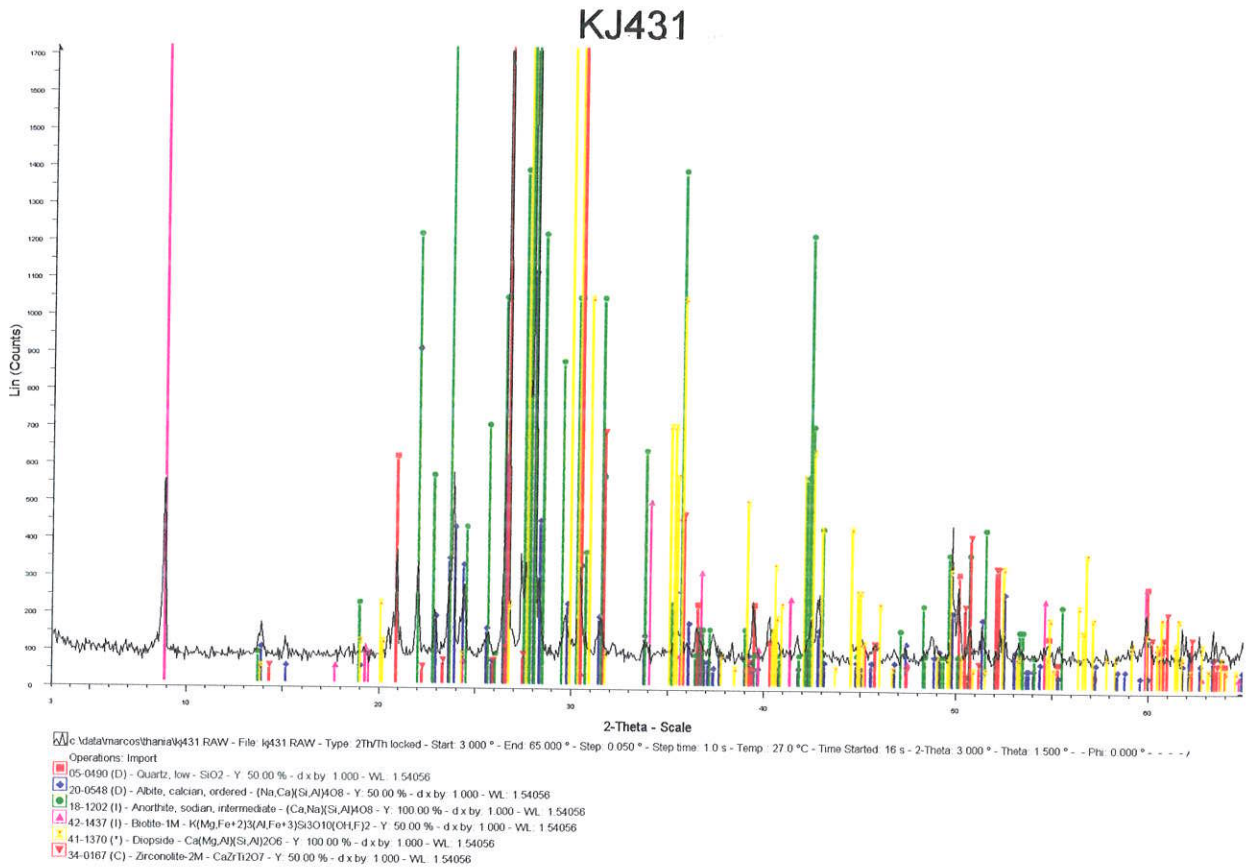
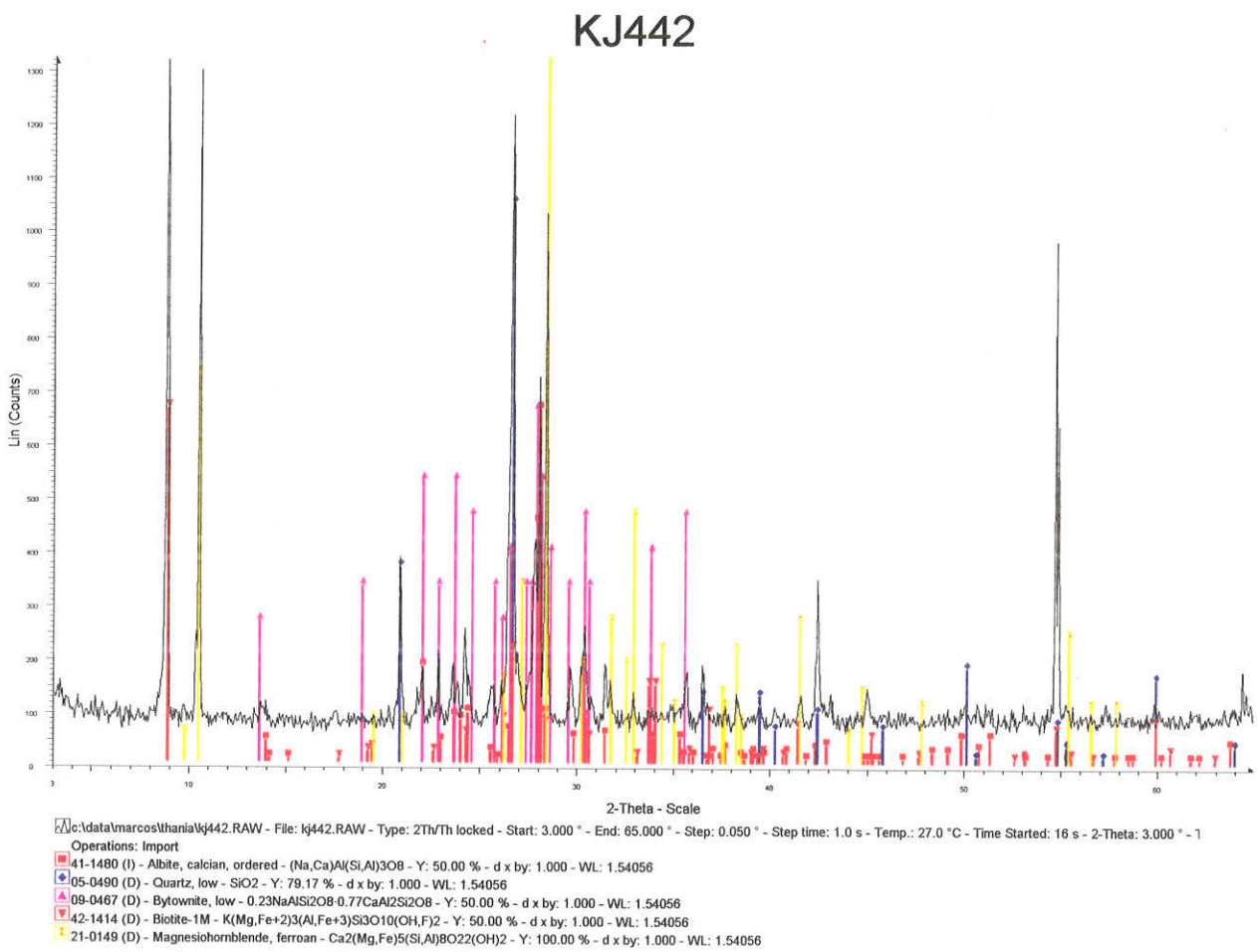
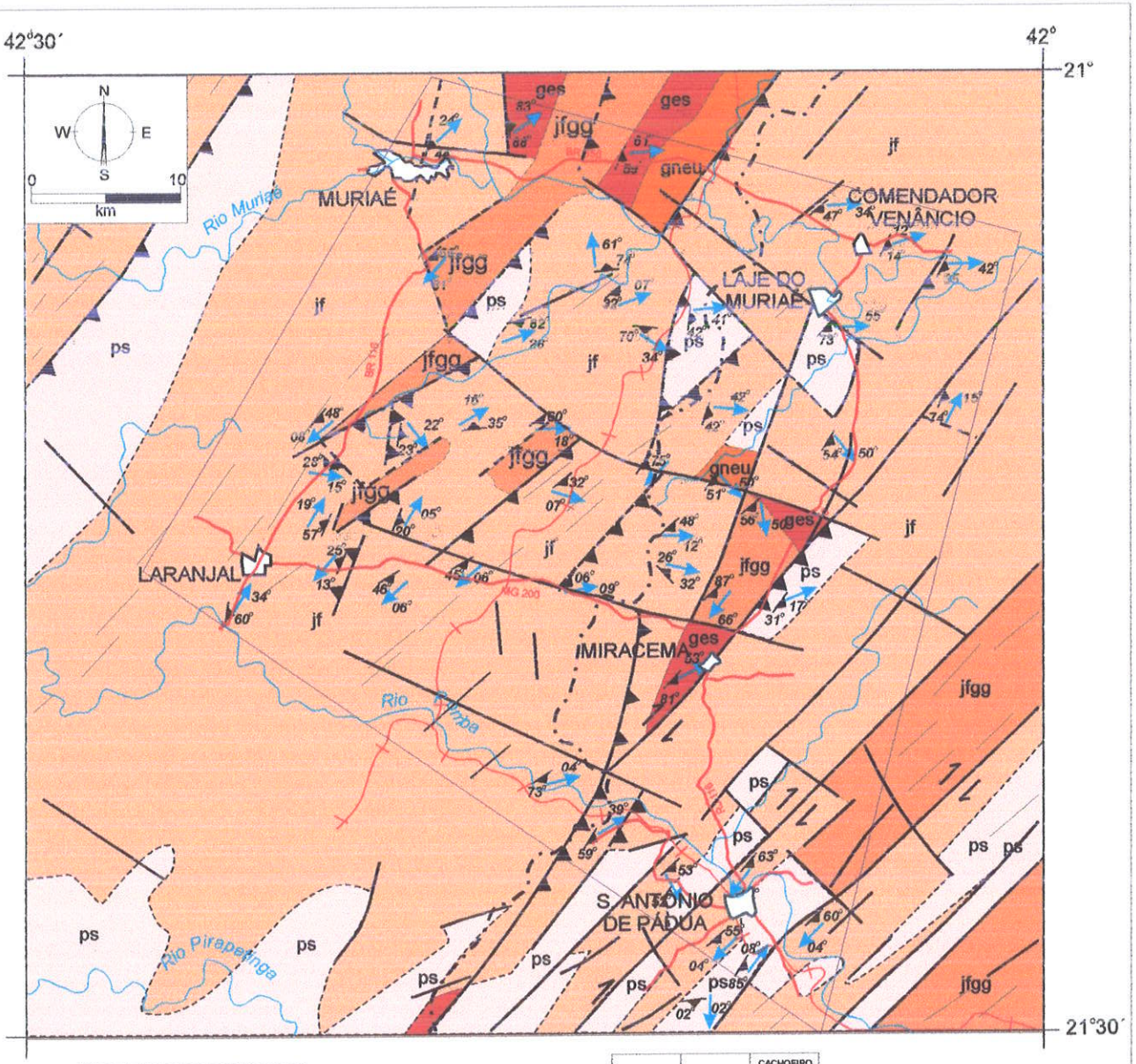


Fig. A.21. **KJ442** – granulito máfico do Complexo Juiz de Fora (jfgg), maciço e homogêneo. Composição mineralógica contituída de quartzo, plagioclásio e biotita, com traços de hornblenda. O anfibólio substitui o piroxênio e ocorre associado a biotita, visível em lâmina delgada e as raias do anfibólio são visíveis no difratograma.





DIVINÓPOLIS SF-23-X-A	PONTE NOVA SF-23-X-B	CACHOEIRO DO ITAPEMIRIM SF-24-V-A
BARBACENA SF-23-X-C	JUIZ DE FORA SF-23-X-D	CAMPOS SF-24-V-C
VOLTA REDONDA SF-23-Z-A	RIO DE JANEIRO SF-23-Z-B	MACAÉ SF-24-Y-A

MURIAÉ MI-2648/1 IBGE-1976	EUGENÓPOLIS MI-2648/2 IBGE-1976
PALMA MI-2648/3 IBGE-1976	MIRACEMA MI-2648/4 IBGE-1976

ges — Suíte Intrusiva Espírito Santo (Neoproterozóico)
granitos sintectônicos migmatíticos
granitos pós-tectônicos

gneu — Gnaisse Eugenópolis (Paleoproterozóico)
biotita-muscovita gnaisses

ps — Complexo Paraíba do Sul (Paleoproterozóico)
gnaisses tonalíticos, migmatitos (pskg)
granada gnaisses (pskz)

jf — Complexo Juiz de Fora (Paleoproterozóico)
granada gnaisses (jfkz)

jfgg — ortognaisses enderbíticos (jfkg)
gnaisses granulíticos enderbíticos, granulitos, charnockitos (jfgg)

70° / 05° — foliação / lineação
lineamentos
falhamentos principais
falhas de empurrão
falhas transcorrentes
contatos inferidos
drenagens
rodovia
ferrovia
divisa estadual Minas Gerais/ Rio de Janeiro
área estudada

A.3. Mapa Geológico