UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA
APLICADA ÀS ROCHAS ÍGNEAS MÁFICAS INTRUSIVAS**

CARLOS JOSÉ ARCHANJO

Tese apresentada ao Concurso de Livre-Docência
junto ao Departamento de Mineralogia e
Geotectônica do Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo, na Área de
Conhecimento de Geologia Estrutural e
Geotectônica.

DEDALUS - Acervo - IGC

30900014071

SAO PAULO

2003

ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA APLICADA ÀS ROCHAS ÍGNEAS MÁFICAS INTRUSIVAS

ÍNDICE

APRESENTAÇÃO	01
 FUNDAMENTOS DA ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE E ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA	
1. Introdução à suscetibilidade magnética e sua anisotropia	03
1.1. As substâncias anisotrópicas	03
1.2. Comportamento magnético	05
1.2.1. Os minerais diamagnéticos	05
1.2.2. Os minerais paramagnéticos	07
1.2.3. Os minerais ferromagnéticos.....	09
• Ferrimagnetismo	10
• Antiferromagnetismo	12
1.2.4. Granulometria (domínio) dos grãos magnéticos	14
2. Orientação preferencial e anisotropia	17
2.1. Definições.....	17
2.2. Orientação preferencial de magnetita MD	18
3. Orientação preferencial de forma	21
3.1. Determinação da OPF pelo tensor de inércia	21
3.2. Determinação da OPF pelo método dos interceptos	24
3.3. Preparação de amostras e aquisição de imagens.....	26

APLICAÇÕES

4. O Gabro de Apiaí	29
4.1. Textura e microestrutura.....	31
4.2. Anisotropia de suscetibilidade magnética	34
4.2.1. Introdução	34
4.2.2. Mineralogia magnética	35
4.2.3. Anisotropia de suscetibilidade	37
4.3. Orientação preferencial de piroxênio e plagioclásio	39
4.3.1. Introdução	39
4.3.2. Distribuição de formas (2D).....	41
4.3.3. Distribuição de formas (3D).....	44
4.3.4. Orientação preferencial	46
4.3.5. Sub-fábricas de plagioclásio	48
 5. Magnetic and plagioclase fabrics of the Rio Ceará-Mirim mafic dykes (NE-Brazil): significance and interpretation of the magmatic flow in the swarm	 53
 SUMÁRIO E DISCUSSÃO	 72
 REFERÊNCIAS.....	 76

APRESENTAÇÃO

Este documento de Livre Docência é resultado do amadurecimento científico de uma metodologia de trabalho – Anisotropia de Suscetibilidade Magnética – aplicada a Petrologia Estrutural. O seu objetivo é caracterizar a petrotrama de rochas intrusivas máficas (gabros e basaltos), combinando a anisotropia de suscetibilidade com a orientação preferencial mineral obtida através da análise digital de imagem.

A aplicação da anisotropia das propriedades magnéticas à Petrologia Estrutural foi antecipada por J. Graham em um artigo publicado em 1954 no *Geological Society of American Bulletin* intitulado *Magnetic susceptibility: an unexploited element for petrofabric*. Desde então, a anisotropia de suscetibilidade tem sido amplamente utilizada no estudo de processos geológicos, particularmente na caracterização da fábrica (*fabric*) de rochas ígneas. Em 1990 técnica foi introduzida no Brasil através do Professor Jean Luc Bouchez da Universidade de Toulouse (França) e que culminou, em 1993, com uma tese de doutorado em granitos da Faixa Seridó na Província da Borborema (Archanjo 1993). Ao longo destes 10 anos, vários trabalhos utilizaram a ASM no estudo estrutural de rochas graníticas, particularmente no Nordeste do Brasil (ver síntese em Archanjo et al. 2002). Em rochas máficas, a ASM foi inicialmente utilizada em diques basálticos do Arco de Ponta Grossa, Paraná (Raposo and Ernesto 1995). Na Província da Borborema, os primeiros resultados em diques máficos foram publicados por Archanjo et al. (2000). A experiência com as rochas graníticas nos fez perceber que o sinal fornecido pela anisotropia de suscetibilidade de intrusivas máficas era peculiar, e em vários aspectos diferente daquele obtido nos granitóides. Ao explorar essas peculiaridades, procuramos verificar aqui um dos parâmetros fundamentais que orientam o uso do método na petrologia estrutural, a correspondência entre as fábricas magnética e mineral.

Atualmente, três linhas principais de pesquisa vêm procurando refinar e tratar a informação fornecida pela anisotropia magnética. A primeira procura isolar as diferentes contribuições dos minerais à suscetibilidade total da rocha utilizando métodos magnéticos, como a determinação da anisotropia em campo forte (> 1 Tesla). A segunda linha de pesquisa estuda as aplicações da anisotropia de magnetização remanescente, cuja contribuição é fornecida exclusivamente pela fração ferrimagnética, notadamente a magnetita. Finalmente, a

terceira linha procura relacionar anisotropia de suscetibilidade e a orientação preferencial cristalográfica e de forma dos diferentes minerais formadores de rocha. Esta linha vem crescendo em importância com o desenvolvimento de novos equipamentos (MEV-EBSD), e com o aperfeiçoamento de programas de tratamento de imagem que permitem determinar precisamente a orientação preferencial e arranjo tridimensional da trama mineral. Este trabalho se insere nessa última linha de pesquisa.

A tese está subdividida em três capítulos. No primeiro, o leitor é familiarizado com os fundamentos da anisotropia de suscetibilidade e determinação da Orientação Preferencial de Forma (OPF) utilizando a análise de imagem. O segundo capítulo discute a aplicação desses métodos ao Gabro de Apiaí e ao enxame de diques máficos Rio-Ceará-Mirim.

O gabro de Apiaí (SP) exhibe uma textura fina equigranular, virtualmente isotrópica em campo. A foliação magmática, marcada pela fábrica de piroxênio e pela ASM, é consistente com o alojamento de uma soleira entre metasedimentos de baixo grau. Todavia, a lineação de plagioclásio e o elipsóide de suscetibilidade apresentam variações importantes, o que inviabiliza o uso da lineação magnética como marcador do fluxo ígneo.

A análise de relação entre a fábrica de plagioclásio e a ASM em diques máficos apresentou resultados semelhantes aos verificados no Gabro de Apiaí. Fábricas magnéticas anômalas, atribuídas à minerais com propriedades magnéticas diferentes (Rochette et al. 1992), são reinterpretadas como decorrentes da fraca anisotropia combinado à variações do fluxo ígneo no interior do dique. Os resultados desse trabalho foram submetidos ao *Journal of Geological Society of London*. Estes dados complementam aqueles publicados recentemente por C.J. Archanjo e co-autores no *Journal of Geophysical Research* (2002).

A integração dos resultados é apresentada no Capítulo 3. A discussão foi conduzida de forma a comparar a eficiência da aplicação da ASM em rochas com elevada suscetibilidade e anisotropia relativamente baixa. As discrepâncias observadas na anisotropia de suscetibilidade parecem estar relacionadas à: (i) presença de sub-fábricas na petrotrama e, (ii) estrutura complexa da titanomagnetita variavelmente preenchida por lamelas de ilmenita. Os resultados mostram que o estudo combinado das anisotropias magnética e de forma mineral permite refinar a interpretação da ASM e ressalta a importância dos processos que modificam a mineralogia nos estágios finais de cristalização magmática.

FUNDAMENTOS DA ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE E ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA

1. INTRODUÇÃO À SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E SUA ANISOTROPIA

A caracterização magnética de um material pode ser feita através da magnetização (M) induzida pela aplicação de um campo indutor (H). Parâmetros físico-químicos tais como temperatura, pressão e composição química influenciam o comportamento da magnetização remanescente. Se o material é homogêneo e isotrópico, há uma relação linear entre M e H de tal forma que:

$$M = kH,$$

onde M e H são os vetores magnetização e campo indutor (ambos medidos em A/m), enquanto k é um parâmetro escalar adimensional denominado *suscetibilidade magnética*.

Grande parte dos minerais são anisotrópicos, ou seja, suas propriedades físicas variam com a direção. Mesmo os minerais isotrópicos apresentam pequenas variações em sua composição química, defeitos na rede cristalina ou inclusões, que levam a algum tipo de anisotropia, mesmo que de fraca intensidade. Assim, para manter a linearidade razoavelmente constante entre M e H , a suscetibilidade magnética é medida em campo muito baixo (< 1 mT) próximo a um ponto de repouso (M_0 e H_0). Nestas condições a suscetibilidade inicial k_0 ($= dM_0/dH_0$) é representada pela inclinação da curva próximo à origem. Em temperatura ambiente, a suscetibilidade volumétrica dos minerais e rochas varia bastante, entre $-0,00001$ unidades SI (-10^{-5} SI) nos materiais diamagnéticos, a até 6 SI nos materiais ferrimagnéticos.

1.1. As substâncias anisotrópicas

Quando um campo H é aplicado a um material magneticamente anisotrópico, a magnetização induzida M não é mais colinear com o campo. Conseqüentemente, para uma dada direção de indução as três componentes ortogonais principais podem ser representados pela equação:

$$M_i = k_{ij}H_j \quad (i = 1, 2, 3),$$

onde M_i é a magnetização na direção i , e H_j é o campo indutor na direção j . k_{ij} é uma matriz simétrica 3x3 de segunda ordem, denominada *tensor suscetibilidade*. As propriedades

matemáticas de um tensor podem ser encontradas em Nye (1957). No tensor suscetibilidade é possível definir um sistema de eixos ortogonais, denominados eixos principais. Os termos diagonais e simétricos do tensor, k_{11} , k_{22} e k_{33} , definem a magnitude as direções principais de suscetibilidade magnética, cuja representação espacial é um elipsóide ($k_1 > k_2 > k_3$). O grau de anisotropia P é dado pela relação k_1/k_3 ; quando $P = 1$ (esfera) a suscetibilidade é isotrópica e, à medida que P aumenta, o grau de eccentricidade do elipsóide aumenta igualmente. A forma do elipsóide varia de oblato ($k_1 = k_2 \gg k_3$), prolato ($k_1 \gg k_2 = k_3$), e triaxial ou neutro ($k_1 > k_2 > k_3$). A simetria pode ser determinada pelo parâmetro T , expresso por:

$$T = \ln F - \ln L / \ln F + \ln L,$$

onde $F = k_2 / k_3$, e $L = k_1 / k_2$. varia de 0 a 1 para elipsóides triaxiais a oblatos, e de 0 a -1 para elipsóides triaxiais a prolatos.

A medida da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) é feita em cilindros de rocha com tamanho padrão de 22 mm de altura (h) por 22 mm de diâmetro (d). Estas dimensões fornecem uma razão $h/d = 0,88$, valor este que melhor se aproxima ao de um cubo cujo efeito relacionado à forma na medida é mínimo (Roy, 1983). A anisotropia de suscetibilidade pode ser determinada girando uma amostra em um campo indutor (método rotativo), ou então medindo a suscetibilidade da amostra em 9 posições diferentes {protocolo de Girdler, 1961} ou em 15 posições {protocolo de Jelinek, 1977}. O resultado é um elipsóide cuja orientação espacial é determinada pelo sistema de coordenadas ortogonais da amostra, onde o eixo x corresponde à declinação (azimute), o eixo z à inclinação e o eixo y é perpendicular ao plano xz .

Finalmente, é importante considerar que a medida da suscetibilidade consiste da soma das contribuições individuais dos diferentes grãos que constituem uma rocha, de tal forma que:

$$k = k_d + k_p + k_f$$

onde k é a suscetibilidade total ($= k_o$) e k_f , k_p e k_d representam as contribuições, respectivamente, da suscetibilidade dos minerais dia-, para- e ferromagnéticos *senso latu*. Por sua vez, a variação da suscetibilidade na rocha vai depender do teor relativo de cada população mineral e da anisotropia intrínseca do grão cuja origem depende fundamentalmente da forma e/ou tipo de retículo cristalino.

1.2. Comportamento magnético dos minerais formadores de rochas máficas

Uma rocha ígnea máfica é tipicamente formada por silicatos ($\geq 95\%$) e óxidos de Fe e Ti ($\leq 5\%$). Entre os silicatos plagioclásio ($An > 30$) e piroxênio são os minerais mais abundantes, além de anfibólio (hornblenda) e olivina como acessórios. Os óxidos são dominados pela titanomagnetita e ilmenita, podendo ainda ocorrer titanohematita, maghemita e hematita, como resultado de processos de oxidação e alteração. Sulfetos de Cu e Fe são comuns em rochas ígneas máficas, embora seus teores sejam baixos, freqüentemente inferior a 1%. Em alguns casos excepcionais o teor de sulfetos pode ser mais elevado, notadamente em rochas ultramáficas.

1.2.1. Os minerais diamagnéticos

A suscetibilidade diamagnética (k_d) está presente em todos os minerais naturais. Sua origem relaciona-se à modificação do movimento orbital dos elétrons sob ação de um campo magnético indutor. A magnetização resultante se opõe à direção do campo (Fig. 1A); retirando-se o campo, a magnetização desaparece. A suscetibilidade diamagnética tem intensidade muito baixa, constante e negativa, e independe da temperatura (Fig. 1B).

Figura 1. Magnetização (M) de minerais diamagnéticos e paramagnéticos sob um campo indutor (H). A suscetibilidade diamagnética k_d é negativa (A) e independe da temperatura (B). A suscetibilidade paramagnética k_p é positiva (A) e diminui com o aumento de temperatura (B).

O plagioclásio (oligoclásio), a forsterita e o quartzo são diamagnéticos, com suscetibilidade negativa variando de -2.78 a -17×10^{-6} SI (Tabela I). Devido a intensidade

muito baixa, a suscetibilidade diamagnética é facilmente sobreposta pela suscetibilidade para-e/ou ferromagnética. Os minerais diamagnéticos tornam-se importantes na ASM somente quando os minerais ferromagnéticos estão praticamente ausentes na rocha ($< 0.0001\%$ do volume total) ou quando os paramagnéticos ocorrem como acessórios ($< 1\%$, Tarling and Hrouda 1993). Estas condições são dificilmente encontradas em rochas ígneas máficas e ultramáficas, exceto talvez nos anortositos e dunitos.

Tabela I. Suscetibilidade volumétrica e anisotropia de suscetibilidade à temperatura ambiente dos principais minerais formadores de rochas ígneas

Diamagnetismo	suscetibilidade vol (10^{-6} SI)	anisotropia $P = k_1/k_3$	obs.	ref.
oligoclásio	-2,78			1
forsterita	-15			2
quartzo	-13 a -17	< 1.01		3, 4

Paramagnetismo	suscetibilidade vol (10^{-3} SI) ^a	anisotropia $P = k_1/k_3$	obs.	ref.
ortopiroxênio	0,6 - 1.1	1.3 - 2.3	$k_1 //$ eixo-c	5
clinopiroxênio	0.1 - 0.6	1.2 - 1.5	$k_2 //$ eixo-b	5
pargasita	0.15	1.5 - 3.2		5
Fe-Mg anfibólio	0.5 - 5	1.08 - 1.3	$k_1 //$ eixo-c	4
serpentina	1.7 - 0.6	1.2 - 2.6	k_3 perpendicular ao plano basal	5
epídoto	0.7 - 0.9	1.025		5

Ferromagnetismo s.l.	suscetibilidade vol (10^{-3} SI)	anisotropia $P = k_1/k_3$	obs.	ref.
magnetita	1000 - 5700	< 5	$k_1 //$ eixo longo da mt multi-domínio; $T_c = 580^\circ\text{C}$	2, 4
titanomagnetita ($x=0.6$)	130 - 620		$T_c = 150^\circ\text{C}$	2
maghemita	≈ 2000		inversão p/ hematita entre 350 e 650°C ; $T_c = 610^\circ\text{C}$	2, 6
ilmenita	2.2 - 3800		afm (paramagnético a T amb.); $T_n = -233^\circ\text{C}$	2
hematita	0.5 - 40	2.5 - 100	(c)afm; k_3 perpendicular ao plano basal; $T_n = 675^\circ\text{C}$	2, 4
titanohematita	1.8 - 1600	< 15	afm $x < 0.45$; P no plano basal; $0.5 < x < 1$ ferrimag.	7
pirrotita monoclinica	50 - 300	> 100	$k_1 k_2$ paralelo ao plano basal; $T_c = 320^\circ\text{C}$	4
pirita	0.03 - 5		amf?; paramagnética a T amb.	2

a. k medido em forte campo indutor (exceto ref. 4)

(c)afm: (clino)antiferromagnético

1 Borradaile et al. 1988; 2 Hunt et. al. 1995; 3 Hrouda 1986); 4 {Rochette et al. 1992; 5 Lagroix and Borradaile 2000; 6 Boer and Dekkers 1996; 7 Carmichael, 1982.

1.2.2. Os minerais paramagnéticos

A suscetibilidade paramagnética (kp) é positiva (Fig. 1A), independe do campo indutor e é inversamente proporcional à temperatura (Fig. 1B). A diminuição de kp com aumento da temperatura obedece à lei de Curie – Weiss:

$$k = (T - \theta)^{-1}$$

onde T é a temperatura absoluta e θ a constante de Curie. A diminuição de kp com T é um critério de identificação da contribuição dos minerais paramagnéticos a suscetibilidade total da rocha. Uma estimativa indireta desta contribuição pode ainda ser obtida pelo teor de átomos de Fe e Mn na composição química (Rochette et al. 1992). A suscetibilidade paramagnética dos silicatos pode ser calculada pela equação:

$$kp = -14.6 + d(25.2tFe_{2+} + 33.4tFe_{3+} + 33.8tMn_{2+}) 10^{-6} SI$$

onde d é a densidade da rocha ou mineral, e a proporção de Fe e Mn é dada em % de peso atômico. A equação, corrigida pela suscetibilidade diamagnética (quartzo como referência), só é válida quando $\theta < 20 K$. Piroxênio, anfibólio, serpentina e epídoto são os principais minerais paramagnéticos (notadamente o primeiro) presentes em rochas ígneas máficas.

A ASM dos minerais paramagnéticos é extremamente complicada pela presença de inclusões de óxidos e/ou sulfetos. O cálculo da suscetibilidade teórica, ou seja, quando os cristais são submetidos a campos suficientemente fortes para saturar as inclusões, indica que para orto- e clinopiroxênio kp varia entre $0,8 \pm 0,2 \times 10^{-3} SI$ ($= 0,8 \pm 0,2 mSI$) e $0,3 \pm 0,2 mSI$, respectivamente (Tabela I). No anfibólio (pargasita), kp situa-se em torno de $0.16 mSI$.

A anisotropia paramagnética ($P_p = k1/k3$) é condicionada pela rede cristalina do mineral. Ela cresce com o grau de anisotropia do retículo cristalino, e tende a ser incipiente ou nula nos minerais do sistema cúbico. Nos piroxênios e anfibólios P_p é bastante variável, estando em média em torno de 1,85 para ortopiroxênio, 1,35 para clinopiroxênio e 2,36 para pargasita (Lagroix and Borradaile, 2000). Para a hornblenda, Hrouda (1982) obteve valores de P_p entre 1,08 e 1,3. A variação de P_p nesses minerais é muito forte para ser atribuída unicamente a variações de simetria cristalina - ortorrômbica no ortopiroxênio e monoclinica no clinopiroxênio e anfibólio. Finas inclusões de óxidos metálicos devem aumentar consideravelmente a anisotropia magnética nesses minerais.

Como a anisotropia magnetocristalina é condicionada pelo retículo, há uma relação entre a simetria do cristal e as direções principais de suscetibilidade {Nye, 1957 #38}. No sistema trigonal e ortorrômbico, os eixos cristalográficos (a , b , c) devem coincidir com as direções principais da anisotropia de suscetibilidade ($k1$, $k2$, $k3$). Por outro lado, o sistema monoclinico terá apenas o eixo b paralelo a uma das direções principais de suscetibilidade. No ortopiroxênio (ortorrômbico) os eixos cristalográficos coincidem com os eixos principais de suscetibilidade, ou seja, $k1 = a$, $k2 = b$ e $k3 = c$, e na serpentina (trigonal) $k3$ ($// c$) é perpendicular ao plano basal. O clinopiroxênio, anfíbólio (pargasita, hornblenda) e epídoto pertencem ao sistema monoclinico, logo apenas o eixo cristalográfico b será paralelo a uma direção principal de suscetibilidade.

Lagroix & Borradaile (2000) compararam as direções cristalográficas de monocristais de orto-, clinopiroxênio e anfíbólio com a ASM (Fig. 2). No ortopiroxênio apenas $k1$ é (sub)paralelo ao eixo cristalográfico c . No clinopiroxênio $k2$ tende a orientar-se com b (embora com uma inversão de simetria), enquanto $k1$ é paralelo ao eixo c . No anfíbólio a relação é mais complexa: $k1$, $k2$ e $k3$ tendem a aproximar-se, respectivamente, dos eixos b , a e c . Os autores creditam a inconsistência entre as direções de ASM e a simetria cristalina como decorrente da presença inclusões metálicas nestes espécimes.

Fig. 2. Relação entre eixos cristalográficos e direções principais de suscetibilidade em piroxênio e anfíbólio (hornblenda) (in Lagroix and Borradaile 2000)..

1.2.3. Os minerais ferromagnéticos *s.l.*

Os minerais ferromagnéticos são caracterizados pela presença de íons (Fe, Mn, Cr, Co) que interagem fortemente criando uma magnetização natural espontânea. Os minerais paramagnéticos também podem possuir os mesmos íons, porém sua interação magnética é nula. Submetidos a um campo indutor, a magnetização induzida nos minerais ferromagnéticos é várias ordens de grandeza superior àquela nos paramagnéticos. Com isso a suscetibilidade ferromagnética (k_f) é bem maior que k_p , podendo alcançar 5,7 SI em cristais de magnetita (Hunt et al. 1995). Os arranjos paralelo e antiparalelo dos momentos magnéticos (spins) também determinam as propriedades magnéticas dos minerais. Nos ferromagnéticos *s.s.* os momentos paralelos apontam todos para o mesmo sentido, enquanto nos ferrimagnéticos os momentos são antiparalelos (Fig. 3). Como a intensidade dos momentos nos pares alternados é desigual, uma magnetização residual é gerada no sentido dos momentos mais fortes. Nos minerais antiferromagnéticos os momentos são antiparalelos de mesma intensidade, logo a magnetização resultante é nula. Os momentos magnéticos tornam-se aleatórios quando atingem uma temperatura própria, denominada Temperatura de Curie (T_c) para os minerais ferromagnéticos, e Temperatura de Néel (T_n) para os minerais anti-ferromagnéticos. Acima desta temperatura os minerais tornam-se paramagnéticos e a suscetibilidade obedece à lei de Curie-Weiss (ver seção 2.2).

Figura 3. Ordem magnética dos materiais ferri- e antiferromagnéticos. O discreto desvio dos momentos magnéticos no arranjo antiferromagnético produz a pequena magnetização residual dos minerais clino-antiferromagnéticos (clino-afm).

No caso mais geral, sob influência de um campo oscilatório variável a magnetização irá descrever um ciclo de histerese (Fig. 4). A curva de primeira magnetização, próxima ao ponto de repouso, é considerada linear e reversível, determinando a suscetibilidade ferromagnética (k_f). Com o aumento de H , a curva torna-se irreversível. Além de um

determinado valor de H , a magnetização torna-se constante e máxima, ou seja, atinge a saturação (M_s). Retirando-se o campo, o mineral/rocha adquire uma magnetização remanente (M_r). Aumentando o campo na direção oposta anula-se M_r em um ponto denominado coercividade (H_c). Outro parâmetro da histerese é a coercividade remanente (H_r). Trata-se do campo reverso que, quando aplicado e removido, reduz a zero a remanência alcançada na saturação. O envelope do ciclo de histerese permite determinar diferentes parâmetros que são específicos da composição, tamanho e forma do grão magnético.

Figura 4. Envelope do ciclo de histerese. M_s - magnetização a saturação, M_r - magnetização remanente, H_c - coercividade, H_r - coercividade remanente. k_f é a suscetibilidade ferromagnética (ver discussão no texto).

a) Ferrimagnetismo

Os óxidos da solução sólida magnetita-ulvoespínélio são os mais representativos em rochas ígneas máficas. A estrutura magnética é composta por dois sub-retículos magnéticos (denominados A e B) separados por ânions de oxigênio. As fortes interações dos sub-retículos A e B mediados pelo oxigênio, resultam no alinhamento antiparalelo dos spins (Fig. 3). A intensidade diferente dos momentos antiparalelos produz uma magnetização residual, com suas propriedades evoluindo com o teor de titânio (Ti) na composição do mineral.

A magnetita (Fe_3O_4) cristaliza com a estrutura inversa do espínélio (Fig. 5). Os íons maiores de oxigênio estão empacotados no arranjo cúbico, com os íons menores de Fe ocupando lacunas em sítios tetraedrais (circundados por 4 O) e octaédrais (circundados por 8 O). Estes dois sítios correspondem, respectivamente, aos sub-retículos magnéticos A e B. A

organização cristalina diferente destes sítios promove interações magnéticas complexas dentro e entre cada sítio. A fórmula estrutural da magnetita é:

Figura 5. Parte da estrutura do espinélio mostrando os sítios octaédrico [B] (círculos menores) e tetraédrico [A] circundados por ânions oxigênio (círculos maiores). A linha pontilhada é a diagonal [111] do cubo, correspondendo ao eixo de fácil magnetização.

O membro da série rico em Ti é denominado ulvoespinélio (Fe_2TiO_4). O cátion Ti^{4+} , que não interage magneticamente, entra no sub-retículo B. O Fe^{2+} restante ocupa os dois sub-retículos. Nesta configuração, os sub-retículos antiparalelos apresentam momentos magnéticos opostos de mesma intensidade, o que torna o ulvoespinélio antiferromagnético. Na titanomagnetita, o Ti^{4+} substitui o Fe^{3+} . A fórmula química da série é $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, onde x varia de 0 (magnetita) a 1 (ulvoespinélio). O Ti^{4+} entra no sub-retículo B, enquanto o Fe^{2+} e o Fe^{3+} se distribuem em A e B. A Temperatura de Curie varia com o teor de Ti de 250 °C (quando $x = 0,5$) a 575°C, quando $x = 0$.

Titanomagnetitas cristalizam em torno de 1300 °C e são precoces na sequência de cristalização de rochas ígneas máficas. A taxa de resfriamento normalmente determina a textura e tamanho dos óxidos de Fe-Ti. Quando o resfriamento é rápido, as titanomagnetitas frequentemente apresentam hábito esquelético e tamanho da ordem de 1 μm . No resfriamento lento os grãos são maiores, e podem chegar a 100 μm . O teor médio de óxidos de Fe-Ti em basaltos situa-se em 5%, enquanto a proporção de Ti na magnetita varia entre $0 < x < 0,8$. Entre 750 °C e 600 °C a difusão de cátions de Ti e Fe no estado sólido separa a

titanomagnetita em um polo rico e outro pobre em Ti. A exsolução promove o aparecimento de texturas típicas, tais como finas ripas entrecruzadas de ilmenita na magnetita (textura em treliça). Além de modificar o tamanho efetivo dos grãos, a exsolução modifica drasticamente as propriedades magnéticas da rocha. Como todo o processo geralmente ocorre durante o resfriamento e sob oxidação crescente, a separação do Ti e formação do par ilmenita-magnetita também é conhecido como oxi-exolução ou oxidação deutérica.

Com a queda da temperatura em meio hidrotermal e sob condições crescentes de oxidação, a magnetita é transformada em maghemita ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$). Esta “magnetita oxidada” é quimicamente equivalente à hematita, embora retendo a estrutura do espinélio. A maghemita é metaestável e inverte para hematita em temperaturas da ordem de 300 °C - 500 °C.

b) Antiferromagnetismo

Se os sub-retículos A e B apresentam momentos magnéticos iguais e opostos, a magnetização resultante é nula. Conseqüentemente, os minerais antiferromagnéticos não possuem remanescência, nem ciclo de histerese. Em alguns casos o antiparalelismo dos momentos não é perfeito: os spins podem apresentar um leve desvio ($< 1^\circ$) com formação de uma fraca magnetização residual (ver Fig. 3). O mineral é denominado clino-antiferromagnético, sendo hematita o exemplo mais conhecido. Minerais clino-antiferromagnéticos, por sua vez, apresentam remanescência e ciclo de histerese.

Na ilmenita (FeTiO_3) os cátions das camadas com Ti^{4+} alternam com as camadas contendo Fe^{2+} . O arranjo final dos momentos é antiparalelo com intensidades opostas e iguais, o que torna a ilmenita antiferromagnética com temperatura de Néel de -218 °C.

A hematita possui os íons oxigênio empacotados no sistema hexagonal. Os momentos magnéticos dos cátions Fe^{3+} são antiparalelos de mesma intensidade, com os spins alinhados com o plano (0001). Acima de -10°C aparece uma fraca magnetização residual resultante do leve desvio dos momentos magnéticos, a qual pode ser amplificada devido a imperfeições cristalinas. As interações antiferromagnéticas deixam de existir em 680 °C e a hematita torna-se paramagnética. Abaixo de -10 °C os spins mudam de direção e alinham-se com o eixo [0001] perpendicular ao plano basal (transição de Morin); os momentos tornam-se perfeitamente antiparalelos e a hematita torna-se antiferromagnética.

As substituições iônicas na série da titano-hematita são semelhantes a titanomagnetita. A solução sólida $\text{Fe}_{2-x}\text{Ti}_x\text{O}_3$ varia de $x = 0$ (hematita) a $x = 1$ (ilmenita) (Fig. 6). Titano-hematitas com $0 < x < 0,45$ exibem o arranjo clino-antiferromagnético da hematita,

com os cátions Fe e Ti distribuídos igualmente nos sub-retículos A e B. Quando $x > 0,45$, os cátions de Fe e Ti não são mais igualmente distribuídos e o arranjo antiparalelo dos dois sub-retículos não é mais balanceado. Assim, titano-hematitas com $0,45 < x < 1$ são ferrimagnéticas, com uma máxima magnetização em $x = 0,7$. No intervalo entre $0,7 < x < 1$, a Temperatura de Curie da titano-hematita é inferior a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, o que a torna paramagnética à temperatura ambiente. Espécimes com suscetibilidade elevada à temperatura ambiente ficam restritos a composições entre $x \approx 0,5 - 0,7$.

Figura 6. Propriedades magnéticas da titano-hematita com a variação de Ti na solução sólida hematita-ilmenita (Nagata 1961). M_s é a magnetização à saturação. À temperatura ambiente, a titano-hematita torna-se clinoantiferromagnética (quando $x < 0,45$), ferrimagnética ($0,45 < x < 0,7$) e paramagnética (quando $x > 0,7$).

A titano-hematita cristaliza em rochas máficas a temperaturas da ordem de $1300\text{ }^{\circ}\text{C}$. Sua composição é muito próxima do pólo ilmenita ($0,85 < x < 0,95$); conseqüentemente, à temperatura ambiente titano-hematitas são paramagnéticas. Durante o resfriamento, o processo de oxi-exolução pode levar a formação de texturas em *sandwich*, onde faixas ricas em Ti (ilmenita) ocupam os planos (0001), ao lado de faixas ricas em Fe (hematita). Em casos extremos a exsolução evolui até a formação de compostos de rutilo, hematita e pseudobrookita (Butler, 1992).

1.2.4 Granulometria (domínio) dos grãos ferrimagnéticos

Um aspecto importante no ferrimagnetismo é que suas propriedades, tais como a coercitividade, remanência e direção de magnetização, mudam com o tamanho do grão. A mudança na direção de magnetização, em especial, é de fundamental importância na ASM. A variação das propriedades magnéticas com a granulometria está relacionada à presença de domínios magnéticos no interior do grão. Um grão ferrimagnético é normalmente formado por pequenas regiões no interior das quais a magnetização local é saturada, e não necessariamente paralela. Esses domínios, embora pequenos (1 a 100 μm), são muito maiores do que as distâncias inter-atômicas.

A presença de domínios magnéticos permite subdividir os grãos em: (i) multidomínio (MD), quando o grão contém vários domínios; (ii) domínio simples ou monodomínio (SD), quando o grão possui apenas 1 domínio; (iii) pseudo-monodomínio (PSD); e (iv) superparamagnético (SP). O comportamento da coercividade (H_c) com a granulometria reflete a importância dos domínios na caracterização magnética dos minerais (Fig. 7). A coercividade é máxima alcançada na transição dos grãos MD-SD (diâmetro crítico, dc). Com o aumento de tamanho, o grão se subdivide em domínios e a coercividade decresce. Com a diminuição do tamanho da partícula, a coercividade decresce e torna-se nula na transição (ds) para o comportamento super-paramagnético. Logo grãos SP não apresentam remanescência e sua

Figura 7. Variação da coercividade e tipos de domínios magnéticos com a granulometria. MD - multidomínio, PSD - pseudo-monodomínio, SD - monodomínio, SP - superparamagnético. dc e ds correspondem ao diâmetro crítico das partículas MD-SD e SP, respectivamente.

suscetibilidade é nula na ausência de campo indutor. A mudança de direção da magnetização está justamente na transição entre grãos MD e SD. Nos primeiros, a magnetização é paralela ao eixo longo do grão, enquanto nos SD a magnetização é perpendicular. Como a magnetização é saturada na direção do eixo maior do grão SD, a sua anisotropia intrínseca P tende ao infinito. Rochas constituídas por partículas SD, conseqüentemente, vão apresentar suscetibilidade máxima perpendicular à direção de alongamento dos grãos, um arranjo denominado “inverso”.

A presença de grãos MD ou SD pode ser detectada através dos parâmetros que determinam o envelope de histerese. Os envelopes originados por grãos SD possuem a cintura mais larga que os envelopes MD, traduzindo a maior coercividade dos primeiros. As razões Mr/Ms e Hr/Hc podem ser utilizadas para caracterizar domínios magnéticos (Fig. 8). No campo dos grãos SD, a razão Mr/Ms é $\geq 0,5$ e Hr/Hc é < 2 , enquanto o campo dos grãos MD é caracterizado por $Mr/Ms < 0,02$ e $Hr/Hc > 5$ (Dunlop, 2002).

Figura 8. Domínios magnéticos e os *trends* correspondendo a misturas de grãos monodomínio (SD) + multidomínio (MD) e SD + superparamagnético (SP). PSD é o campo dos grãos pseudo-monodomínio (ver discussão no texto).

A origem do comportamento de grãos tipo PSD não é bem compreendida. Nesta faixa de transição ($0,1 < \sigma \mu\text{m} < 20$) provavelmente devem coexistir pequenos MDs (baixa coercividade) e SDs (alta coercividade), com a mistura fornecendo os valores de Mr/M_s e H_r/H_c característicos do comportamento PSD. Outros modelos sugerem que o comportamento PSD poderia ser originado por partículas MD com poucos domínios internos, e com dificuldade para nuclear novos domínios. Todavia, estudos recentes apóiam o modelo de mistura de grãos (Fig. 8; Dunlop, 2002). Outras misturas possíveis seriam entre os grãos SP e SD, embora neste caso originado pela alteração da rocha por processos exógenos. O comportamento PSD é freqüentemente observado em diabásios e doleritos.

Se misturas de partículas determinam o comportamento magnético destas rochas, a utilização da ASM como marcador da estrutura magmática deve necessariamente vir acompanhada de técnicas complementares de determinação da trama, visto que a ASM pode estar bastante perturbada pelas propriedades magnéticas peculiares dos SDs. Modelos de mistura MD+SD predizem o aparecimento de tramas magnéticas “indesejadas” desde que o teor de SDs ultrapasse 25% da população de óxidos magnéticos (Rochette et al. 1992). Arranjos tipicamente inversos aparecem quando a população de SDs é superior a 60%, enquanto os denominados “intermediários” ocorrem quando o teor de SDs varia entre 25% e 60% (Fig. 9).

Figura 9. Modelo de mistura de grãos MD e SD e respectivas direções principais de ASM. O modelo assume que os elipsóides de ASM das populações são coaxiais quando o teor de grãos monodomínio (t_{SD}) > 0 a 100%. As magnitudes normalizadas dos eixos principais do tensor suscetibilidade (k_1 , k_2 , k_3) originam configurações, (I) normais (k_1 // lineação), (II) e (III) intermediárias, e (IV) inversas (k_3 // lineação).

2. ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL E ANISOTROPIA

2.1. Definições

O termo geral que integra o tamanho, forma e orientação preferencial dos minerais que constituem uma rocha é denominado “fábrica”. Diferentes mecanismos de cristalização e deformação podem concorrer para a formação de uma fábrica. Em rochas ígneas, o tamanho e forma (textura) dos minerais estão intimamente relacionados a processos de cristalização, enquanto a orientação preferencial depende fundamentalmente do movimento de cristais no magma. Nesse último caso, os cristais podem adquirir uma orientação através dos mecanismos de decantação e/ou compactação, ou ainda através de fluxo por convecção na câmara magmática, ou ainda durante a migração do magma formando diques, soleiras ou derrames. Os cristais podem também apresentar uma orientação preferencial se o seu crescimento foi controlado por fatores externos, seja sob um gradiente de pressão ou segundo a direção de estiramento ao qual o magma foi submetido.

O “marcador” (ou marcadores) da fábrica é a população mineral que melhor informa sobre a estrutura do agregado cristalino. Dependendo do contexto geológico, a fábrica é adequadamente determinada pela orientação preferencial de forma (OPF) ou cristalográfica (OPC) do marcador. Em sistemas cuja deformação depende do elevado contraste de viscosidade entre o marcador e a matriz, como em muitas rochas ígneas ou sedimentares clásticas, é a OPF que define o arranjo dos grãos e sua orientação espacial. A OPC é particularmente indicada quando a deformação é acompanhada de distorção do retículo e recristalização mineral.

Os óxidos de Fe-Ti constituem a fase acessória mais importante nas rochas ígneas máficas, com um teor médio da ordem de 5%. Como a suscetibilidade dos óxidos ferrimagnéticos é muito superior a dos silicatos paramagnéticos, pequenas quantidades destes óxidos são suficientes para dominar a ASM da amostra. O estudo de um modelo teórico de rocha consistindo de 60% de feldspato, 40% de um silicato de Fe-Mg (clorita, mica ou anfibólio) e traços de magnetita mostrou que, à medida que o teor de magnetita aumenta, a ASM da rocha-modelo aproxima-se dos valores que caracterizam a magnetita (Fig. 10). Com 1% de magnetita a anisotropia magnética da rocha-modelo confunde-se com a anisotropia da magnetita. O ponto fundamental que emerge deste estudo é a representatividade dos óxidos de ferro, em particular da magnetita, que ocorrem como acessório em rochas ígneas máficas como marcadores da petrofábrica.

Figura 10. Variação dos parâmetros de ASM (L, F) com o teor de magnetita (in Borradaile 1988).

A ASM é medida em cilindros-padrão com 2,5 cm de diâmetro e 2,2 cm de altura. Se este volume ($10,5 \text{ cm}^3$) contém 1% de cristais magnetita com $20 \mu\text{m}$ de tamanho, o número de grãos seria da ordem de 10^4 a 10^5 e a suscetibilidade correspondente entre 1 a 5 mSI (Borradaile & Henry, 1997). Tal quantidade de grãos é largamente suficiente para caracterizar a petrofábrica do espécime, mesmo se a distribuição dos grãos for heterogênea (Fig. 11). Nesse último caso, variações locais no teor de magnetita e nos parâmetros de ASM são esperadas se as medidas forem feitas em pontos diferentes da amostra. Para contornar o problema, são coletados vários espécimes (cilindros) da rocha com objetivo de checar a consistência interna dos parâmetros escalares e direcionais da ASM destes espécimes. Por outro lado, quando a concentração de magnetita é inferior 1%, os parâmetros de ASM tendem a variar fortemente de um ponto a outro da amostra, principalmente quando a distribuição é heterogênea. Uma complicação adicional é que com a diminuição do teor de magnetita a contribuição dos paramagnéticos cresce em importância, tornando-se dominante quando $k < 0,4 \text{ mSI}$ (Rochette 1987).

2.2. Orientação preferencial de magnetita MD

A anisotropia magnética da magnetita MD depende fundamentalmente da forma do grão. Se uma população de grãos inequidimensionais possui suas orientações principais distribuídas aleatoriamente, e os grãos suficientemente distantes uns dos outros para não interagir magneticamente, o grau de anisotropia ($k1/k3$) da distribuição será igual a 1. A sub -

Fig. 11. Possíveis modos de distribuição da fase acessória em um volume (amostra) e representatividade do espécime de medida.

seu evolução da fábrica e da anisotropia magnética correspondente pode ser visualizada no gráfico da Figura 12. Nos dois casos tanto o elipsóide que representa a distribuição de grãos ($a > b > c$) quanto o elipsóide de ASM estão normalizados. Se as partículas possuem uma orientação aleatória ($c = 1/3$), o elipsóide de ASM será isotrópico ($k_3 = 1/3$), independentemente da anisotropia magnética intrínseca (P_i) das partículas; logo, as retas representando P_i convergem em um ponto ($1/3-1/3$). Se grãos são magneticamente isotrópicos ($P_i = 1$; esfera), a ASM é isotrópica (reta horizontal), independentemente do grau de orientação espacial das partículas. Se os grãos são inequidimensionais ($P_i > 1$), a anisotropia magnética da população depende OPF dos grãos. Se esta aumenta ($c \Rightarrow 0$), a ASM aumenta

Figura 12. Magnitudes normalizadas dos elipsóides de ASM (k_3) e orientação preferencial (c) da magnetita, em função da anisotropia intrínseca (P_i) do grão magnético (ver discussão no texto; in Jackson, 1991).

($k_3 \Rightarrow 0$), tanto mais fortemente quando $P_i > 1$. Para grãos cuja anisotropia intrínseca tende ao infinito ($P_i \Rightarrow \infty$; grãos monodomínio ?), a anisotropia magnética é igual a intensidade da OPF da população de grão (reta com inclinação = 1). Finalmente, no caso mais geral, grãos com $1 < P_i < \infty$ e distribuição inicial é aleatória, o elipsóide de ASM será sistematicamente menos anisotrópico do que a OPF (ver zona sombreada na Fig. 12).

As conclusões acima são válidas apenas se os grãos são suficientemente isolados para não interagir magneticamente. Quando há interação magnética entre partículas, a anisotropia resultante é substancialmente modificada. Os resultados experimentais de Gregoire et al. (1995; 1998) mostraram que dois grãos de magnetita de aproximadamente 1 mm começam a interagir magneticamente quando a distância que os separa é inferior a 3x o tamanho do grão ($b/d = 0,3$) (Fig. 13). Foram investigados dois tipos de configuração: (i) “alinhada”, quando o eixo maior dos grãos situa-se na mesma linha de referência (lineação), e (ii) “empilhada”, quando os eixos maiores são emparelhados fora da linha de referência. Nos dois casos o grau de anisotropia cresce continuamente quando $b/d > 0,5$. A orientação do k_1 resultante é constante e paralela à lineação mineral na configuração alinhada, independentemente do grau de aproximação dos grãos. Por outro lado, na configuração empilhada a direção da anisotropia gira 90° quando $b/d > 0,5$. Este tipo de anisotropia é denominada “anisotropia de distribuição” (Hargraves et al., 1991), e foi utilizada para explicar a correspondência entre as direções de ASM e a estrutura de fluxo em basaltos cujos óxidos de Fe-Ti eram irregulares, muitos deles com textura ripiforme a esquelética e sem orientação preferencial aparente.

Figura 13. Interação magnética entre grãos na configuração alinhada e empilhada. Note o aumento de P à medida que os grãos se aproximam ($b/d \Rightarrow 1$) e a mudança na orientação de k_1 em $b/d \approx 0,5$.

3. ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA

3.1. Determinação da OPF pelo tensor de inércia

As bases matemáticas para o cálculo da orientação preferencial de forma de uma população de grãos com base no tensor de inércia estão detalhadas em Launeau & Cruden (1998). Neste método de determinação da OPF, a razão axial r e a orientação α do eixo longo de um grão j é calculado pelo tensor de inércia de sua forma. Se x_i e y_i são as coordenadas de um pixel do grão e A sua área (igual ao número de pixels) (Fig. 14), o tensor de inércia M_j da forma do grão é

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

as coordenadas do centróide do grão $x_c = \bar{x}_i$ e $y_c = \bar{y}_i$ e as componentes do tensor M_j

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

A razão axial do grão é definida como $r = \sqrt{\lambda'_1 / \lambda'_2}$, onde λ'_1 e λ'_2 são os autovalores de M_j , enquanto os autovetores determinam a direção dos eixos principais da elipse.

Figura 14. (A) Área de um grão formado por pixels e, (B) a elipse correspondente determinada pelo tensor de inércia. x_c e y_c são as coordenadas do centro do grão. a' e b' são os eixos principais da elipse e α a orientação do seu eixo maior a' .

A partir dos valores de r e α de cada grão é possível determinar a razão axial (sr) e orientação ϕ da população através do tensor de inércia M de N formas de grão, onde

$$M = \frac{1}{N} \sum_j M_j = \frac{1}{N} \begin{bmatrix} \sum_j m_{xxj} & \sum_j m_{xyj} \\ \sum_j m_{xyj} & \sum_j m_{yyj} \end{bmatrix}.$$

A matriz M normalizada por N formas de grãos, corresponde a um tensor onde os autovalores λ_1 e λ_2 definem os semi-eixos da elipse. A razão axial da elipse $sr = \sqrt{\lambda_1/\lambda_2}$ e sua orientação ϕ são dados, respectivamente, pelos autovalores e pelo autovetor máximo de M . A magnitude da orientação preferencial (sr_t) neste método de determinação da fábrica, dependerá do tamanho do grão, sua forma e orientação dos seus eixos principais.

A aplicação do método do “tensor de inércia” a uma seção de rocha do gabro de Apiaí é mostrado na figura 15. A trama de plagioclásio apresenta um $sr_t = 1.18$ e o eixo maior da distribuição uma orientação média em torno de $4,08^\circ$ (referencial vertical). O histograma de orientações (ou rosa de direções Fig. 15D) permite determinar a melhor elipse de distribuição (magnitude e orientação) da trama de plagioclásio no plano (2D) de medida.

Figura 15. Tensor de inércia da forma de uma população de grãos: (A) trama de plagioclásio (gabro de Apiaí, AP17); base da imagem = 1.5 cm); (B) elipses determinadas pelo tensor de forma de cada grão; (C) forma média da população e melhor elipse de distribuição; (D) histograma (rosa) de direções. n, número de grãos; sr_t , razão axial (=anisotropia) de forma de distribuição; ϕ , orientação do eixo maior da distribuição.

As elipses seccionais das 3 direções ortogonais podem ser combinadas para reconstituir o elipsóide (3D) que represente a fábrica dos grãos. Um elipsóide pode ser expresso por uma função quadrática que, em um sistema de coordenadas, satisfaz uma matriz produto do tipo

$$X^t S X = 1, \text{ onde}$$

X é a matriz coluna das coordenadas (x_1, x_2, x_3) de um ponto sobre o elipsóide e X^t a sua transposta. S é a matriz de forma simétrica 3x3 em que seus elementos dependem do sr e do ϕ das elipses calculados nos planos seccionais (ver desenvolvimento em Shimamoto & Ikeda 1976). As propriedades matemáticas deste tensor de forma quadrático são as mesmas de outras grandezas físicas, tais como a anisotropia de suscetibilidade magnética, a deformação interna (*strain*), etc. O método algébrico de determinação do elipsóide a partir de elipses seccionais está descrito em Robin (2001), e foi implementado através do programa ELLIPSOID.EXE (Launeau & Robin, in press). O programa fornece a orientação das direções principais do elipsóide ($A \geq B \geq C$), o grau de anisotropia ($SR_t = A/C$) e a simetria (parâmetro T). SR_t varia de 1 (esfera) para cima e o elipsóide correspondente pode ser triaxial ($T = 0$), oblato ($T = 1$) ou prolato ($T = -1$). A qualidade dos dados é fornecida pelo parâmetro estatístico $\sqrt{F}$, ou índice de incompatibilidade, e pelo desvio padrão (1σ) das direções que definem a média tensorial. O desvio padrão é representado por cones de dispersão angular centrados nos eixos principais do elipsóide (Fig. 16).

O parâmetro $\sqrt{F}$ descreve o ajuste do elipsóide às elipses seccionais. Em alguns casos a melhor superfície cônica que ajusta-se os dados é um hiperbolóide ($\sqrt{F} > 20\%$), cuja forma geométrica é incompatível com a descrição da OPF. A superfície cônica ajusta-se a um elipsóide quando $\sqrt{F} < 15\%$ (Robin 2001). O cone de confiança descreve o grau de dispersão angular das direções principais. A trama é considerada triaxial quando $T \approx 0$ e o maior semi-ângulo dos eixos principais do cone é menor que 28° . Neste caso, podemos afirmar que a lineação (eixo longo, A) e a foliação (perpendicular ao eixo curto, C) da petrofábrica estão bem definidas. A orientação preferencial do plagioclásio de um dique máfico pertencente ao enxame Rio Ceará-Mirim é mostrada na figura 16. Na metodologia proposta por Launeau & Cruden (1998), em cada uma das três seções são calculadas duas elipses, o que permite, por combinação (2^3), caracterizar a orientação preferencial média de 8 elipsóides. A amostra cm34 possui uma orientação preferencial bem definida ($\sqrt{F} = 10.4\%$; cones de confiança A =

$\pm 25^\circ$ e $C = \pm 6^\circ$). Os pólos da foliação (círculos) definem um plano que mergulha fortemente para NNW e contém uma lineação que cai para ENE. A anisotropia é de 1.36 e o elipsóide é do tipo oblato ou planar ($T = 0.55$).

Figura 16. Parâmetros do elipsóide representativo da trama de plagioclásio da amostra cm34 (dique máfico Rio Ceará-Mirim) calculado pelo programa ELLIPSOID.EXE (ver discussão no texto).

3.2. Determinação da OPF pelo método de interceptos

A determinação da fábrica de forma dos minerais através do método de contagem dos interceptos e sua relação à ASM tem sido objeto de vários trabalhos tanto em rochas graníticas (Cruden et al. 1999) como em intrusivas máficas (Cowan 1999). As bases teóricas do método e suas aplicações à geologia estão detalhadas em Launeau & Robin (1996).

A contagem de interceptos é um método paramétrico de análise numérica da fábrica em uma imagem bidimensional. Ele consiste na determinação do número de interseções (número de pixels) entre o limite de um grão e a sua matriz através varredura completa da imagem por uma sucessão de linhas paralelas que giram de 0° a 180° (Fig. 17). O resultado é representado pela projeção polar da contagem de interseções (rosa de interceptos) correspondendo a cada linha de direção α . O alongamento máximo da rosa de interceptos corresponde a direção de menor contagem. A magnitude e orientação da anisotropia é

fornecida pela rosa de interceptos ponderada pela área total do grão. A rosa de direções, derivada da rosa de interceptos, permite ainda visualizar geometria interna da fábrica através das diferentes orientações que constituem anisotropia total.

Figura 17. Determinação da anisotropia pela contagem de interceptos. (A) Malha de contagem na direção $\alpha = 90^\circ$ e 180° de um objeto (área sombreada). A análise de pontos é materializada por círculos vazados (fora do objeto) e preenchidos (interior do objeto). Para várias linhas regularmente espaçadas, paralelas a direção α , o número de interceptos é $n1(\alpha)$; (B) Projeção polar da contagem de interceptos; (C) Rosa de interceptos ponderada pela área do objeto; (D) Rosa de direções; a linha tracejada corresponde a direção de anisotropia máxima do objeto (in Launeau & Robin 1996).

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

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

onde n é o número total de interceptos e $n\alpha$ o número de interceptos na direção α . A magnitude da OPF (sr_i) é fornecida pela razão entre o comprimento médio dos interceptos ($\bar{L}$) de uma dada população computado na direção α e $\alpha + \pi/2$ onde,

$$sr_i = \bar{L}\alpha / \bar{L}\alpha + \pi$$

Para uma população de grãos circulares (isotrópicos), ou quando os grãos são anisotrópicos porém distribuídos aleatoriamente, a rosa de interceptos ponderada possui um $sr_i = 1$; se a população de grãos anisotrópicos for perfeitamente alinhada, $sr_i = r$ ou seja, a razão axial (a/c) média da população de grãos. A determinação do elipsóide (3D) utilizando os parâmetros escalares e direcionais obtidos pela contagem de interceptos é similar ao descrito para o tensor de inércia.

A aplicação dos métodos dos interceptos ou do tensor de inércia para a determinação da orientação preferencial depende da textura da rocha. No tensor de inércia, o limite de cada grão deve estar claramente individualizado. Neste caso é possível subdividir a população em função da sua granulometria e/ou razão axial dos grãos e determinar a (sub)fábrica correspondente a cada população. No método de interceptos, por outro lado, é o limite entre duas fases minerais distintas que deve estar claramente individualizada. Diferentemente do tensor de inércia, os contatos mútuos entre os grãos de uma mesma fase não necessariamente precisam estar delimitados. O objeto da figura 17 poderia corresponder a um agregado mineral isolado, formado por vários grãos imbricados na direção NW-SE. Note que, neste exemplo, os contatos internos entre os grãos não estão delimitados. O método de interceptos calcula corretamente a orientação preferencial dos grãos imbricados. O tensor de inércia, por outro lado, trata o objeto como um único grão e posicionaria (incorretamente) o eixo de anisotropia máxima próxima linha de maior número de pixels (horizontal). O método de interceptos é particularmente útil quando os minerais contém grande número de inclusões e/ou texturas de interpenetração mútua, tipo ofítica/sub-ofítica.

3.3. Preparação de amostras e aquisição de imagens

Foram selecionadas 10 amostras no gabro de Apiaí e 7 de diques máficos do enxame Rio Ceará-Mirim, todas com medidas de ASM. Lâminas petrográficas foram confeccionadas a partir de amostras de 22 mm de altura e 25 mm de diâmetro utilizados na determinação da ASM. As amostras foram cortadas obedecendo a um referencial próprio, isto é, x correspondendo à declinação do cilindro, z situado ao longo eixo do cilindro e apontando para baixo e y posicionado a 90° no sentido horário do eixo x (Fig. 18). Em cada seção é confeccionada uma lâmina delgada orientada paralelamente aos planos xy , xz e yz . Em cada

lâmina são numerizadas duas imagens consecutivas, cada uma com 2.25 cm^2 , por meio de uma lupa petrográfica dispondo de um polarizador rotatório.

Figura 17. Método de preparação de seções orientadas

A aquisição da imagem é feita com uma câmera tri-CCD (Charged Coupled Device) colorida (1 CCD por canal vermelho, verde e azul). A resolução de cada imagem é de 612 linhas de 768 pixels. A câmera é acoplada a uma lupa binocular que transfere a imagem para tratamento em computador. Todo o dispositivo e o processo de numerização é descrito em Fueten (1997). O sistema fornece um conjunto de imagens petrográficas em luz natural e polarizada, cada imagem formada pela superposição de 89 sub-imagens, cada sub-imagem tomada consecutivamente a 1.25° de rotação do polarizador. Consequentemente, na imagem final os minerais apresentam uma máxima intensidade em luz natural e um máximo pleocroísmo (excessão dos opacos), o que implica, na prática, em ausência de minerais extintos (a não ser quando a seção do grão é perfeitamente perpendicular ao eixo ótico). Diversas correções são aplicadas à imagem, como aquelas relacionadas à oscilação da intensidade da fonte luminosa, à filtragem e supressão de pixels parasitas e ao realce do contorno de grãos. Desta forma, todo o trabalho de OPF repousa sobre 51 lâminas petrográficas de gabro e basalto, correspondendo ao estudo de 102 imagens digitais.

Em cada imagem foram classificados e separados o piroxênio do plagioclásio (Apiá) ou os minerais opacos e o plagioclásio (Rio Ceará-Mirim). A OPF do piroxênio dos diques basálticos não foi investigada devido a forte alteração hidrotermal que afeta a rocha e ataca principalmente a fase máfica. A separação dos minerais opacos é relativamente simples. Aplica-se inicialmente uma forte intensidade de luz que satura os minerais transparentes na

lâmina. Como os opacos (óxidos de ferro) não absorvem a luz, eles são facilmente classificados no histograma tonal. O piroxênio destaca-se do plagioclásio pelo forte relevo em luz natural e pelas cores intensas e variadas em luz polarizada. A separação do piroxênio e do plagioclásio é feita por filtragem aproveitando o espectro de cores do primeiro. Para acentuar o contraste, a imagem é inicialmente filtrada na componente azul. Em seguida é aplicada uma nova filtragem com base na luminescência, o que realça os minerais coloridos (tons de cinza escuro) do plagioclásio em fundo branco. As impurezas (pixels isolados ou linhas de pixels formados ao longo de fraturas) são subsequentemente eliminadas por filtros morfológicos.

A classificação do plagioclásio é simples, porém demorada. Como em luz natural a separação dos grãos de feldspato é comprometida pela dificuldade na delimitação dos contatos, utiliza-se a geminação polissintética para contornar os cristais. Neste caso, o método mais eficaz é separá-los manualmente diretamente na imagem colorida através de um programa de retoque. Os contatos são digitalizados sobre uma camada transparente, recuperados através de um canal alfa (Photoshop), preenchidos com uma cor específica e destacados da imagem por classificação tonal. Finalmente a imagem é implementada através do programa SPO desenvolvido por Patrick Launeau (Universidade de Nantes, França), que elimina os grãos menores que 16 pixels e calcula os parâmetros de OPF da distribuição de grãos. O método do tensor de inércia foi aplicado a população de opacos e de plagioclásio. Como o piroxênio do gabro de Apiaí ocorre na forma de agregado de grãos contendo frequentes inclusões de plagioclásio, a sua orientação preferencial foi determinada pelo método dos interceptos. Os dados escalares e direcionais da opf em 2-D são repassados ao programa ELLIPSOID.EXE para o cálculo do elipsóide.

APLICAÇÕES

4. O GABRO DE APIAÍ

Na região meridional da Faixa Ribeira, nas proximidades da cidade de Apiaí (SP), ocorre um corpo máfico conhecido como Gabro de Apiaí (Algarte et al. 1974). Ele intrude metassedimentos de baixo grau metamórfico do Grupo Açungui, localmente incluídos no Subgrupo Lajeado (Campanha 1991). As rochas do Subgrupo Lajeado formam uma faixa alongada de direção NE-SW delimitada por zonas de cisalhamento que recortam toda a Faixa Ribeira (Fig. 18).

Figura 18. O Subgrupo Lajeado e o arcabouço tectônico da Faixa Ribeira entre Sorocaba (SP) e Curitiba (PR) (modificado de Campanha & Sadowski 1999).

Os metassedimentos do Subgrupo Lajeado foram formados em uma plataforma carbonática de águas rasas, porém em geral não litorâneas e abertas para o oceano. Sobreposição alternadamente unidades clásticas terrígenas e carbonáticas, intrudidas na sua porção superior pelo corpo gabroide em questão. Mais especificamente, o Gabro de Apiaí intrude-se nos metarritmitos da Formação Gorutuba, numa estrutura sinformal conhecida como "Sinclinal

do Calabouço" (Fig. 19). Quando em contato direto com o gabro os metaritmitos podem mostrar feições de metamorfismo termal, com máculas e porfiroblastos e textura hornféisica.

Figura 19. Perfil esquemático das encaixantes na região de charneira do sinclinal do Calabouço na região de Apiaí, SP (modificado de Campanha 1991)

Pelo caráter sugestivamente intrusivo, vários autores consideram a geometria de um *lopólito* para este corpo. Dados isotópicos U/Pb em zircão e Sm/Nd no gabro (Hackspacher et al. 2000) indicaram uma idade de cristalização magmática em torno de 619 Ma, porém com alguns zircões apresentando herança isotópica de uma crosta paleoproterozóica. Os mesmos autores obtiveram idades modelo T_{DM} de 2,0 Ga e valores de ϵNd (600) próximos a zero, sugerindo derivação de uma antiga crosta oceânica ou manto litosférico, pouco enriquecido ou retrabalhado. Estes dados são consistentes com a litogeoquímica (elementos maiores e menores que apontaram o caráter toleítico e afinidade química com basaltos de fundo oceânico para o corpo (Campanha 1991; Frascá et al. 1997).

O gabro apresenta uma textura isótropa de granulação fina. Petrograficamente é constituído de plagioclásio (An_{30-60}), clino e ortopiroxênio e minerais opacos. Na parte central da intrusão a rocha é maciça, de tonalidade escura, meso a melonocrática. Os contatos são feitos com rochas de baixo grau metamórfico, consistindo principalmente de (meta)arenitos, calcários e ritmitos. Estes metasedimentos mergulham moderadamente para S-SE na parte setentrional do corpo e para N-NW na parte meridional, definindo uma estrutura sinformal com eixo caindo para ENE. A geometria, contudo, é mais complexa que a uma simples estrutura sinformal. A descontinuidade/inversão estratigráfica observada nos dois flancos do sinforme indica que parte das unidades está afetada por falhas, possivelmente de cavalgamento com vergência para SE (Campanha & Sadowski 1999).

No interior do gabro foram mapeados enclaves de metasedimentos situados aproximadamente ao longo da região de charneira do dobramento (Fig. 20). O enclave da

porção ocidental provavelmente corresponde a um “roof pendant”, como sugerido pelos contatos que mergulham suavemente para o seu interior. Os mesmos ritmitos são encontrados no núcleo sinformal da porção oriental da área. Megaenclaves de rochas sedimentares também foram mapeados no granito de Itaóca (extremo SE do perfil; Fig. 19). Estes enclaves tem sido interpretados como pedaços do teto da rocha encaixante caídos na intrusão. Neste caso, o atual nível de exposição do gabro (e do plúton de Itaóca) estaria próximo ao topo da câmara magmática. O nível crustal rasos destas intrusões é consistente com o metamorfismo regional em fácies xisto verde que afeta os metasedimentos da Subgrupo Lajeado. O contato do gabro com os metarritmitos é localmente marcado por um metamorfismo de alta temperatura. Nos ritmitos são encontradas associações com epídoto, diopsídio e microclina em material de composição margosa, e muscovita, biotita, quartzo e microclina em pelitos.

Fig. 20. Sítios de amostragem no Gabro de Apiaí

4.1. Textura e microestruturas

O gabro é essencialmente formado por Ca-andesina, orto- e clinopiroxênio, contendo ainda como acessórios a Ti-magnetita, ilmenita e traços de sulfeto (pirita e calcopirita). Hematita pode ser encontrada na forma de finas lamelas inclusas na Ti-magnetita. A presença destes minerais anidros provavelmente preservou a rocha de modificações mineralógicas importantes quando da deformação e metamorfismo regional. Em lâmina a textura é equigranular (Fig. 21), sendo relativamente comum a presença de textura do tipo sub-ofítica onde o plagioclásio é parcialmente incluído pelo piroxênio.

Figura 21. Textura equigranular do gabro de Apiaí (AP 23) formada por plagioclásio, clino e ortopiroxênio. A textura é ígnea sem orientação preferencial aparente dos minerais. barra = 2mm.

Plagioclásio e piroxênio, em proporção equivalente, constituem a quase totalidade da mineralogia da rocha. Os cristais de piroxênio são hipidiomórficos, com contatos retos a finamente embainhados. O plagioclásio é sub-idiomórfico a hipidiomórfico, geralmente apresentando contatos retos a irregulares. As maclas da geminação polissintética em geral são contínuas e bem formadas atestando uma origem magmática. O teor de minerais opacos varia bastante, aparecendo como traços em algumas lâminas e em outras atingindo até 4%. Os opacos ocorrem como grãos intersticiais, frequentemente ocupando os contatos dos silicatos. Localmente eles formam uma malha interligada, algumas vezes englobando quase que completamente grãos de plagioclásio e piroxênio (Fig. 22). Esta textura é tipicamente tardia, provavelmente formada nos estágios finais de cristalização da rocha.

A titanomagnetita é o óxido mais abundante no gabro (Fig. 23A). Atualmente ela é formada por uma magnetita pobre em Ti, como verificado nas curvas termomagnéticas cujas temperaturas de Curie situam-se entre 550 °C e 575 °C. Os grãos são xenomórficos a hipidiomórficos, sendo comum os contatos encurvados a embainhados, frequentemente penetrando e ocupando contato entre os silicatos (Fig. 23B). As ilmenitas ocorrem na forma de finas treliças ou sanduiches no interior da magnetita (Fig. 23A), ou formam grãos xenomórficos ocupando o contato dos silicatos (Fig 23B e C). A hematita ocorre como finas lamelas descontínuas cortando a ilmenita (Fig. 23D) e a magnetita. A formação de treliças de ilmenita ocorre durante os processos de oxi-exolução no estágio sub-solidus, porém sua for -

Figura 22. Textura equigranular (AP 28) em luz polarizada (esquerda) e natural (direita). Note os opacos formando uma malha interligada ocupando o contato entre os silicatos. barra = 1mm.

mação pode ter iniciado ainda durante a cristalização do magma (Hagerty 1991). A formação de lamelas de hematita está relacionado a crescente oxidação da rocha durante o resfriamento, provavelmente após os processos de exolução e separação da ilmenita da titanomagnetita.

Figura 23. Textura dos óxidos de Fe-Ti no gabro. (A) Treliza de ilmenita ocupando os planos octaedrais do grão de titanomagnetita (AP03, barra = 20 μ m). (B) Grãos intersticiais de ilmenita (ilm) e titanomagnetita (mt); note a forma dactilítica da ilmenita ao longo dos contatos entre os silicatos (AP13, barra = 60 μ m). (C) Grãos xenomórficos a hipidiomórficos de ilmenita e titanomagnetita; note as finas inclusões de hematita (hem) na ilmenita (AP 06, barra = 30 μ m). (D) detalhe da imagem (C), mostrando os finos bastões de hematita na ilmenita (AP06, barra = 20 μ m).

4.2. Anisotropia de suscetibilidade magnética

4.2.1. Introdução

Em 32 sítios de amostragem (Fig. 20) foram extraídos entre 2 e 4 cilindros orientados rocha com aproximadamente 8 cm de comprimento. A orientação dos cilindros foi feita no campo com uma bússola magnética. Os sítios afloram geralmente como lajedos rasos, ou então em grandes blocos aparentemente *in situ*. Nestes últimos, a amostragem foi efetuada na base de um cilindro para cada bloco de rocha. Este procedimento minimiza os eventuais problemas relacionados a obtenção de dados em blocos rolados, neste caso ocasionando a dispersão dos parâmetros direcionais de ASM. No laboratório os cilindros foram cortados em amostras padrão de 2.2 cm de altura. No total foi medido a ASM de 166 amostras orientadas (Tabela II). Em alguns setores do corpo a densidade de sítios é baixa, notadamente na porção

Tabela II. Parâmetros de ASM (valor médio de cada sítio) do Gabro de Apiaí

Sítio	n	K (10^{-3} SI)	P	T	K ₁	K ₃
1	5	9.82	1.05	0.41	296, 31 (31)	020, 01 (10)
2	7	36.22	1.04	-0.56	052, 04 (15)	295, 86 (27)
3	4	33.84	1.08	-0.30	058, 13 (7)	309, 52 (20)
4	8	18.11	1.12	0.08	087, 11 (25)	178, 39 (19)
5	6	32.32	1.09	0.27	236, 59 (35)	024, 28 (10)
6	6	12.92	1.13	-0.14	088, 02 (7)	180, 59 (7)
7	4	14.56	1.05	-0.06	266, 08 (26)	181, 17 (24)
8	5	11.33	1.14	0.29	085, 07 (19)	186, 58 (4)
9	5	9.71	1.05	0.37	325, 10 (10)	074, 55 (18)
10	6	23.40	1.07	0.30	221, 16 (25)	311, 13 (19)
11	5	6.74	1.13	0.59	349, 12 (29)	136, 78 (6)
12	5	20.68	1.03	-0.24	088, 15 (5)	243, 72 (33)
13	7	9.35	1.12	0.41	103, 01 (25)	214, 85 (6)
14	4	25.37	1.04	0.27	118, 16 (39)	281, 46 (39)
15	6	10.37	1.16	0.31	336, 20 (33)	113, 78 (23)
16	4	9.06	1.15	0.15	026, 01 (3)	121, 84 (8)
17	5	10.16	1.06	0.13	002, 30 (39)	144, 42 (15)
18	5	9.99	1.06	0.04	077, 11 (21)	173, 09 (17)
19	4	2.04	1.05	0.34	243, 09 (18)	115, 76 (9)
20	4	5.10	1.05	-0.02	157, 60 (26)	251, 02 (7)
21	4	8.24	1.06	-0.28	052, 09 (13)	313, 38 (15)
22	4	8.41	1.07	-0.17	198, 24 (10)	077, 40 (32))
23	6	7.37	1.05	-0.36	282, 67 (22)	130, 21 (25)
24	4	3.87	1.10	-0.52	285, 25 (34)	173, 36 (8)
25	6	6.07	1.13	0.53	178, 25 (13)	323, 62 (13)
26	4	23.56	1.07	-0.10	042, 09 (9)	170, 74 (14)
27	5	13.20	1.05	0.16	108, 42 (25)	003, 17 (16)
28	6	19.75	1.11	-0.06	068, 13 (8)	194, 68 (9)
29	4	4.80	1.06	0.25	284, 05 (16)	188, 61 (12)
30	2	21.09	1.06	-0.08	069, 02 (6)	233, 88 (6)
31	2	9.23	1.07	-0.30	140, 07 (7)	046, 36 (13)
32	6	12.06	1.14	0.33	090, 11 (13)	286, 78 (9)

n: número de amostras em cada sítio; K: suscetibilidade média; P: anisotropia; T: parâmetro de forma; K₁ e K₃: lineação e polo da foliação magnética (em parêntesse o semi-ângulo do cone de dispersão (1σ) em torno da média tensorial.

Norte. Nesta região estão as maiores elevações do município de Apiaí o que, associado a densa cobertura vegetal e ausência de estradas, dificultou a amostragem. O flanco setentrional do corpo também é pobre em sítios, neste caso em virtude da forte alteração que afeta o gabro. Nos poucos afloramentos encontrados a rocha estava bastante alterada, ou então aflorava como blocos rolados imprestáveis para a coleta orientada. Por isso, decidimos limitar a área de estudo no sítio 29. No flanco meridional limitamos a amostragem ao sítio 7. A ausência de vias de acesso (estradas, trilhas) e a drenagem encoberta pela densa vegetação impossibilitaram a amostragem além do sítio 7.

4.2.2. Mineralogia magnética

A suscetibilidade magnética (k) do gabro é relativamente elevada, variando de 10^{-3} a 6×10^{-2} SI, com um valor médio de 1.43×10^{-2} SI (stdv = 1.04) (Fig. 24). A anisotropia magnética ($P = k_1/k_3$, onde $k_1 \geq k_2 \geq k_3$) situa-se entre 1.02 e 1.20, com valor médio de 1.08 (stdv = 0.04). Estes valores de k e P são típicos de rochas portadoras de minerais ferrimagnéticos, cuja característica principal são os valores de $k > 10^{-3}$ SI.

Figura 24. Frequência dos valores de suscetibilidade e anisotropia magnética do gabro de Apiaí.

Para determinar a natureza dos minerais responsáveis pela suscetibilidade, foi estudado a variação de k com a temperatura. Amostras representativas do gabro foram moídas na fração areia média a fina, e a susceptibilidade medida da temperatura ambiente até 700°C (ciclo de aquecimento), em seguida resfriada até a temperatura ambiente (ciclo de resfriamento). As curvas apresentam um comportamento similar (Fig. 25). Nas amostras 2A, 9C e 10A a suscetibilidade inicial (k_i) apresenta valores semelhantes após os ciclos de aquecimento e resfriamento, indicando que o experimento ocorreu sem mudanças mineralógicas significativas. Na amostra 4B, contudo, k_i é aproximadamente 20% inferior ao final do ciclo de resfriamento, indicando a ocorrência de neoformação e/ou transição de fase

no experimento. De modo geral k_i aumenta discretamente com a temperatura (2A, 10A; efeito Hopkinson), ou mantém-se estável (9C), ou ainda decresce levemente (4B). Em todos os casos a suscetibilidade cai acentuadamente quando a temperatura é maior que 550 °C, e praticamente desaparece em acima de 600 °C. Este comportamento é típico da magnetita, cuja temperatura de Curie (T_c) situa-se em 575 °C. Na amostra 9C, k_i decresce em 540 °C e desaparece a 580 °C, sugerindo a presença de uma titanomagnetita pobre em Ti. A amostra 4B exibe um suave decrescimento de k_i em torno de 420 °C, e depois um decrescimento acentuado em 560 °C. A queda de k_i em torno de 420 °C ocorre na transição da maghemita (ferrimagnética) para a hematita (antiferromagnética), ocasionando uma diminuição da suscetibilidade ao final do ciclo de resfriamento (Boer and Dekker 1996). Outra possibilidade é a presença de uma magnetita rica em Ti cuja T_c situe-se em torno de 400 °C.

Figura 25. Curvas termomagnéticas de amostras representativas do gabro de apiaí. k_i , suscetibilidade inicial do espécimen, k_0 , suscetibilidade do cilindro.

A hematita ($T_c = 670$ °) ou sulfetos magnéticos (pirrotita, $T_c = 320$ °C), não foram detectados nestes experimentos. Este resultados indicam claramente que a origem da suscetibilidade magnética do gabro de Apiaí reside principalmente na magnetita ou, eventualmente, na titanomagnetita com baixo teor de Ti. Maghemita, que corresponde a uma “magnetita hidrotermalizada”, é de ocorrência restrita e deve estar relacionado aos processos secundários que afetam o gabro.

4.2.3. Anisotropia de suscetibilidade

A suscetibilidade e anisotropia dependem da composição e do grau de orientação preferencial dos grãos de magnetita. No gabro, contudo, não há uma relação aparente entre a anisotropia e a suscetibilidade (Fig. 26), com P variando fortemente independentemente da magnitude de k . Este comportamento é predito nas rochas onde os óxidos magnéticos são suficientemente abundantes ($> 5\%$) e, quando suficientemente próximos uns dos outros, interagem magneticamente (Grégoire et al. 1995). Neste caso a orientação preferencial de forma dos grãos magnéticos exerceria um papel secundário na anisotropia, sendo a interação magnética entre grãos responsável pela forte variação de P .

Figura 26. Variação da anisotropia (P) com a suscetibilidade (k) no gabro de Apiaí.

Embora a simetria do elipsóide de ASM também seja independente da variação de P , a distribuição de domínios lineares ou planares é coerente no interior do corpo, (Fig. 27). Uma faixa de elipsóides lineares/prolatos ($T < 0$) estende-se ao longo da borda Sul, na terminação ocidental e na parte central do corpo. Entre estas faixas, o elipsóide é triaxial ($T \approx 0$) a planar/oblato ($T > 0$). O significado estrutural destas faixas alongadas com trama magnética linear é incerta. Domínios onde o elipsóide de forma é prolato são interpretados como zonas de conduto através do qual o magma é canalizado; nos sítios de acumulação e expansão por aumento de volume do magma o elipsóide tenderia a oblato. Elipsóides oblato também são esperados no topo de uma câmara magmática onde a carga litostática da encaixante no teto da intrusão e/ou o efeito da ascensão vertical da coluna de magma comprimiria as camadas superiores. Em Apiaí, a ASM linear está preferencialmente situada no contato basal da intrusão onde, por compactação, o elipsóide tenderia oblato.

NS. Associada a elipsóides oblatos e triaxiais, a fábrica magnética do setor central pode ter se originado por compactação no topo da câmara magmática. A presença de enclaves de metasedimentos possivelmente correspondendo a *roof pendants* é consistente com o modelo. Ao longo do contato meridional, onde o elipsóide é prolato, as lineações caem suavemente para ENE enquanto a foliação tende a mergulhar para NNE. Este arranjo da fábrica na base da intrusão não está bem entendida visto que neste setor são esperadas tramas do tipo $S > L$.

Figura 28. Lineação e foliação magnética do gabro de Apiaí. Estereogramas de Schmidt, hemisfério inferior; contornos de 2, 4, 6 8 e 10%.

4.3 Orientação preferencial de piroxênio e plagioclásio

4.3.1 Introdução

A fábrica magnética das amostras escolhidas para comparação com a orientação preferencial de silicatos do gabro de Apiaí é apresentada na Tabela III. Os espécimens foram separados em dois grupos. No Grupo I a anisotropia magnética é relativamente alta ($1.091 \leq P \leq 1.18$) e os elipsóides correspondentes tendem a triaxiais ($-0.27 \leq T \leq 0.23$), enquanto no Grupo II a anisotropia é menor ($P < 1.07$) e a forma dos elipsóides mais acentuada. No Grupo I as direções principais de ASM são relativamente constantes (Fig. 29): a foliação mergulha suave a moderadamente, principalmente para N, enquanto a lineação cai em torno de E-W ou para NW (#15).

Figura 29. Anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) das amostras do **GRUPO I** e subfábricas de piroxênio e plagioclásio correspondentes. O traço da foliação é indicado no estereograma de Schmidt, hemisfério inferior. No canto inferior direito do estereograma de ASM estão indicados a anisotropia (P) e parâmetro de forma (T) do sítio.

No Grupo II as direções de ASM são bem mais variáveis (Fig. 30): aqui apenas a amostra #29 possui um padrão semelhante às do Grupo I, embora sua anisotropia seja relativamente baixa ($P = 1.06$). A amostra #12 (e a #06) está situada na borda meridional do corpo onde os elipsóides prolatos estão alinhados na direção E-W. Nas demais amostras a foliação mergulha para NW ou SE, e a lineação aponta para N (#15 e #17), SW (#10) ou cai no mergulho da foliação (#23).

Tabela III. Parâmetros de ASM das amostras selecionadas dos sítios da figura 27.

	amostra	km (mSI)	P	T	k1	k3
Grupo I	06A	12.7	1.12	-0.27	266, 2 (6.7)	173, 58 (8.3)
	32C	11.1	1.18	0.19	097, 16 (5.3)	253, 72 (5.2)
	28A	16.9	1.09	-0.06	067, 18 (8.1)	197, 63 (10.5)
	13B	10.6	1.10	0.23	078, 5 (3.8)	268, 85 (6.0)
	15A	11.3	1.18	0.19	346, 23 (4.3)	182, 66 (4.2)
Grupo II	12A	33.9	1.05	-0.48	091, 17 (3.2)	253, 73 (26.4)
	17A	7.10	1.07	0.46	344, 33 (12.1)	136, 54 (3.5)
	10A	24.8	1.06	0.45	220, 9 (20.3)	313, 16 (8.2)
	23C	8.00	1.05	-0.40	293, 39 (5.6)	152, 45 (16.1)
	29A	4.40	1.06	0.69	103, 4 (22.5)	206, 70 (6.3)

km, suscetibilidade magnética; P, anisotropia; T, parâmetro de forma; k1, lineação magnética, k3 (polo da foliação magnética). Em parênteses o semi-ângulo do cone de confiança em torno da média das direções principais, k1 e k3.

4.3.2 Distribuição de formas (2D)

Nas três seções de cada amostra foram classificados e separados os grãos de piroxênio e plagioclásio, e calculados os parâmetros (sr , ϕ) da elipse de distribuição correspondendo a cada população. Como é comum a aglomeração de grãos de piroxênio, frequentemente contendo inclusões de plagioclásio, a OPF de piroxênio foi determinada pelo método de interceptos. A OPF do plagioclásio, por outro lado, foi calculada pelo tensor de inércia. A OPF dos minerais opacos não foi estudada em virtude do seu teor variável de uma lâmina a outra e da forma de ocorrência que impossibilita a individualização dos grãos. A orientação e a magnitude das direções principais da trama de silicatos em cada seção é caracterizada pela rosa de interceptos ou de direções (tensor de inérica). Além de calcular os eixos principais (A e B) da distribuição, a rosa de direções pode ainda indicar a presença de eventuais sub-fábricas na trama pela presença de direções secundárias importantes.

O efeito de corte, porém, pode complicar a interpretação. O corte em vários planos paralelos de um cristal anisométrico (Fig. 31A) produz, na projeção em 2D, tanto seções alongadas na direção do eixo maior do cristal como na direção perpendicular (Fig. 31B). Di -

Figura 30. Anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) das amostras do **GRUPO II** e subfábricas de piroxênio e plagioclásio correspondentes. O traço da foliação é indicado no estereograma de Schmidt, hemisfério inferior. No canto inferior direito do estereograma de ASM estão indicados a anisotropia (P) e parâmetro de forma (T) do sítio.

reções perpendiculares tornam-se mais frequentes à medida em que a forma do cristal tende a tabular, e não necessariamente implicam na existência de orientações secundárias relacionadas à presença de sub-fábricas.

Figura 31. Efeito de corte na orientação de cristais anisométricos. (A) plano de corte, (B) projeção da forma em 2-D e, (C) rosa de direções correspondente.

A figura 32, correspondendo a 3 seções de plagioclásio da amostra #17, ilustra bem a dificuldade na interpretação da rosa de direções em amostras fracamente isotrópicas. A razão axial da trama (sr_t) nos três planos de corte é baixa, principalmente na seção xy ($sr_t = 1.03$), indicando um arranjo praticamente isotrópico. As direções principais de alongação (ϕ) da população nas seções xz e yz são próximas (41° e 31° , respectivamente), sugerindo uma incipiente fábrica planar segundo um plano em ângulo moderado com o eixo de referência z . Todavia, a presença de várias direções secundárias na seção xy e a incipiente anisotropia nas demais seções ($sr_t \leq 1.06$) pode indicar: (i) o efeito de corte de grãos tabulares de plagioclásio; (ii) a presença de uma fábrica planar na amostra e/ou, (iii) a competição de duas ou mais subfábricas não-coaxiais.

Por outro lado, quando a OPF é bem definida, a rosa de direções apresenta poucas direções secundárias e relações angulares consistentes nos diferentes planos de corte. Nas seções xz e yz da OPF de piroxênio do sítio #6 (Fig. 33), a direção principal de alongamento da rosa de interceptos sugere a presença de uma foliação de baixo a moderado mergulho. A maior intensidade da anisotropia ($sr_t = 1.15$) na seção xy indica uma lineação sub-paralela ao eixo y , consistente com a marcante orientação de piroxênio observada nesta seção. As direções secundárias, notadamente nas seções xz e yz , devem estar relacionadas ao corte dos cristais próximo à foliação da rocha. O arranjo triaxial da fábrica de piroxênio deste sítio é muito bem definido (ver Fig. 29), com um excelente agrupamento da lineação no quadrante NE e pólos de foliação fortemente inclinados.

Figura 32. Distribuição de grãos de plagioclásio nas seções xy, xz e yz da amostra #17 e rosas de direção (tensor de inércia) correspondentes. n= n° de grãos, sr= razão axial da elipse; ϕ = ângulo entre o eixo vertical e a direção principal de alongamento da distribuição.

4.3.3. Elipsóide de forma (3D)

a) Magnitude e simetria do elipsóide

Os parâmetros escalares (SR, T) do elipsóide da distribuição de piroxênio e plagioclásio estão sintetizados na Tabela IV. A fração total dos minerais classificados variou entre 54% e 76%, o restante consistindo de minerais opacos (1 a 4%), grãos alterados e/ou com tamanho inferior a 16 pixels (< 35%), além do traço de contorno de cada grão (em torno de 5% da imagem) eliminado durante o processo de filtragem. Dependendo a granulometria dos cristais, a média de grãos classificados por seção para o plagioclásio variou de 546 a 1011. Mesmo para a amostra #10 (Grupo II), que possui a textura mais grossa ($0.25 < L$ (mm) < 2.5), o número médio de grãos por seção é largamente representativo da petrotrama da amostra.

Figura 33. Distribuição de grãos de piroxênio nas seções xy, xz e yz da amostra #06 e rosas de direção correspondentes (método de interceptos). sr = razão axial da elipse; ϕ = ângulo entre o eixo vertical e a direção principal de alongamento da distribuição.

Tabela IV. Grau da orientação preferencial (SR) e simetria do elipsóide (T) da população de piroxênio e plagioclásio do gabro de Apiaí.

	amostra	Piroxênio			Plagioclásio			
		%	SR _i	T	n	%	SR _t	T
Grupo I	06	26	1.21	0.38	1011	28	1.36	0.63
	32	26	1.15	0.93	798	33	1.34	0.24
	28	26	1.16	0.38	816	33	1.28	0.28
	13	36	1.19	0.69	546	23	1.39	0.49
	15	34	1.20	0.69	730	34	1.40	0.56
Grupo II	12	39	1.10	-0.02	876	24	1.09	0.10
	17	42	1.04	0.03	565	34	1.13	0.15
	10	30	1.08	-0.48	548	38	1.09	-0.40
	23	33	1.09	0.24	681	38	1.10	-0.37
	29	33	1.16	0.58	1079	27	1.22	0.44

SR_i, SR_t, razão axial da elipse de distribuição dos grãos calculada, respectivamente, pelo método de interceptos e pelo tensor de inércia; n=média de grãos por seção e respectiva porcentagem (%) na imagem.

A magnitude das fábricas de piroxênio e de plagioclásio é nitidamente maior nas amostras do Grupo I que nas do Grupo II, exceto em #29 onde o valor de SR é comparável com aqueles das amostras do Grupo I. No Grupo I, o elipsóide de forma dos silicatos é sistematicamente planar ($T > 0$). A forma do elipsóide é mais variável no Grupo II; no piroxênio a simetria varia de triaxial a planar ($0.0 \leq T < 0.6$), enquanto no plagioclásio ela é linear ou planar.

Finalmente há uma boa correlação entre P e SR (Fig. 34), ou seja, a anisotropia magnética aumenta com a intensidade da orientação preferencial dos silicatos. A relação é mais nítida na OPF de plagioclásio. Como os minerais opacos (que determinam a magnitude de P) se formam tardiamente com respeito a cristalização dos silicatos (que definem SR), o significado desta relação não é bem compreendido. Ela poderia representar a distribuição de óxidos mimetizando a trama de silicatos. Neste caso o aumento de P estaria relacionado ao grau de orientação preferencial do plagioclásio. Este tipo de anisotropia de distribuição (Hargraves et al. 1991) depende da orientação da trama e, quando o teor de óxidos magnéticos é superior a 3%, da interação magnética entre grãos adjacentes (Gregoire et al. 1995). É importante notar, todavia, que outros fatores podem influir na magnitude de SR , como por exemplo a presença de duas ou mais sub-fábricas não-coaxiais (ver seção).

Figura 34. Relação entre a anisotropia magnética (P) e o grau de orientação preferencial (SR) do plagioclásio (esquerda) e piroxênio (direita). SR_t e SR_i correspondem, respectivamente, a razão axial da trama calculada pelo tensor de inércia e pelo método de interceptos.

4.3.4. Orientação preferencial

A orientação do elipsóide de forma das populações de piroxênio e plagioclásio sua variação angular com respeito ao elipsóide de suscetibilidade magnética estão indicados na Tabela V e nas Figuras 29 e 30. Em todas as amostras o fator de incompatibilidade $vF < 7\%$, o que indica o excelente ajuste entre as elipses seccionais e o elipsóide calculado. Os cones de

confiança normalmente apresentam valores de $1\sigma < 28^\circ$, exceto na lineação de piroxênio da amostra #32 ($1\sigma = 34.5^\circ$) e no pólo da foliação de plagioclásio da amostra #10 ($1\sigma = 31.1^\circ$). Nestes dois casos os elipsóides correspondentes são, respectivamente, oblato ($T = 0.51$) e prolato ($T = -0.40$) (Tabela IV). No Grupo I o ângulo entre o pólo da foliação mineral e a magnética é baixo ($c3 < 18^\circ$), o que indica a excelente correspondência entre a foliação definida pelos silicatos e a ASM. A lineação, por outro lado, apresenta obliquidade variável: o ângulo entre a lineação mineral e $k1$ ($a1$) é geralmente superior a 30° , porém em duas amostras (#28 e 32) as lineações mineral e magnética possuem orientação semelhante.

No Grupo II a variação angular de $a1$ e $c3$ é bem mais importante que no Grupo I. Contudo, a lineação magnética é sub-paralela a lineação de piroxênio em uma amostra (#10) e a de plagioclásio em outra (#29). De modo geral, porém, as lineações magnética e mineral apresentam elevada obliquidade.

Tabela V. Lineação e pólo da foliação dos silicatos do gabro de Apiaí

	am.	Piroxênio					Plagioclásio				
		A	C	a1	c3	F	A	C	a1	c3	F
GI	06	029,21(6.3)	169,63(2.4)	60	6	1.6	026,25 (27.4)	183,63 (4.8)	64	7	5.7
	32	330,6(34.5)	221,71(6.6)	57	10	2.2	087,24 (8.5)	228,60 (4.6)	12	16	3.0
	28	060,5 (9.5)	178,79 (1.5)	16	17	1.5	043,15 (24.1)	185,71 (13.0)	24	10	5.4
	13	291,3 (13.0)	185,80 (1.6)	34	11	2.3	315,9 (3.0)	183,77 (2.2)	59	13	2.6
	15	044,18 (16.7)	205,70 (5.0)	54	9	2.7	056,20 (7.4)	200,66 (5.0)	64	7	3.4
GII	12	202,5 (5.0)	099,70 (4.0)	71	36	2.1	206,15 (10.4)	067,71 (7.8)	72	36	2.3
	17	287,12 (20.3)	124,69 (25.6)	55	16	2.7	052,19 (14.5)	300,39 (15.5)	61	86	5.0
	10	226,4 (12.8)	027,86 (25.1)	8	73	2.2	069,13 (16.7)	174,26 (31.1)	36	59	3.0
	23	256,2 (9.0)	158,72 (12.1)	48	27	5.1	269,6 (14.0)	007,69 (25.5)	39	64	6.9
	29	315,27 (11.1)	173,57 (7.5)	44	19	2.3	289,6 (11.3)	190,56 (5.9)	11	16	2.9

A, lineação (declinação, inclinação) e C, polo da foliação (declinação, inclinação) e respectivo semi-ângulo (em parênteses) do cone de confiança (1σ); a1 e a3, ângulo entre as médias tensoriais, respectivamente, da opf e da ASM das amostras; vF (%), índice de ajuste do elipsóide. Em itálico, dados de opf com 1σ superior a 28° .

A foliação mineral bem definida no Grupo I é consistente com a simetria planar da OPF de silicatos. A foliação de piroxênio e plagioclásio mergulha sistematicamente para Norte, com variações para NNE e NNW (Fig. 29). No Grupo II a foliação possui orientação e mergulho variado, notadamente na opf de plagioclásio, enquanto a foliação de piroxênio tende a subhorizontal ou então mergulha suavemente para N e NW (Fig. 30).

A lineação de piroxênio e plagioclásio é bem definida nos Grupos I e II, apesar da simetria moderada a fortemente planar em algumas amostras do Grupo I. A lineação geralmente situa-se na direção NE-SW, exceto nas amostras #13 e #29 cuja lineação é bem agrupada no NW. A variação angular entre $k1$ e a lineação mineral no Grupo I é bem variável, podendo alcançar valores da ordem de 64° ; apenas na amostra #28 há uma boa

correspondência entre as lineações magnética e dos silicatos ($k1^A < 25^\circ$). É importante notar ainda que a simetria dos elipsóides de forma e magnético nem sempre são correspondentes, como em #28 e, principalmente, #06. No Grupo II a variação angular entre $k1$ e A é sempre superior a 35° , e alcança 72° em #17. Neste grupo apenas a lineação de piroxênio da amostra #10 é próxima à lineação magnética. A obliquidade entre as lineações magnética e mineral observada nos dois grupos implica que o uso de $k1$ como marcador da lineação magmática do gabro de Apiaí deve ser empregado com muita reserva, senão descartado.

A presença de elipsóides de forma e ASM assimétricos (#06) e a significativa variação angular entre a orientação das direções principais da fábrica, notadamente de plagioclásio nas amostras do Grupo II, podem estar relacionados à granulometria que determina a OPF. Modelos experimentais que procuram modelizar o fluxo de grãos em uma matriz viscosa predizem a presença de sub-fábricas não-coaxiais em sistemas com forte interação mecânica de grãos e/ou populações com granulometria (e razões axiais) diferentes (Ildefonse et al. 1992). Para checar a possível existência de diferentes sub-fábricas nestas amostras, os grãos de plagioclásio foram subdivididos em lotes com granulometria distinta e a distribuição correspondente investigada.

4.3.5 Sub-fábricas de plagioclásio

O estudo granulométrico do plagioclásio foi baseado na variação do tamanho do grão (L , diâmetro do círculo de área equivalente à área do grão), e no número de grãos por unidade de volume ponderado pelo intervalo de contagem. O gráfico que relaciona estas grandezas é equivalente ao utilizado por Cashman & Marsh (1988) no estudo da distribuição do tamanho de cristais (CSD) em sistemas ígneos. Foram analisadas as amostras #06 ($0.04 < L(\text{mm}) < 1.49$), #12 ($0.09 < L(\text{mm}) < 1.47$), #17 ($0.05 < L(\text{mm}) < 1.86$) e #23 ($0.05 < L(\text{mm}) < 1.73$). Em todas as amostras, independentemente da seção investigada, o plagioclásio apresenta uma CSD constante de uma seção a outra. A maior densidade de grãos (pico da curva, Fig. 35) situa-se no campo dos grãos mais finos. A densidade de grãos decresce uniformemente em direção aos mais grossos. Para o estudo da sub-fábrica a população foi separada em dois lotes, tomando como referência a granulometria média da amostra (linha tracejada na figura 35). Cada lote é constituído de 180 a 600 grãos (Tabela VI), e cada conjunto corresponde a $50 \pm 9\%$ do número total de grãos na lâmina. Entre as amostras escolhidas, duas (#06 e #12) pertencem a borda meridional do corpo onde o elipsóide magnético prolato exibe uma bem marcada lineação subhorizontal de direção E-W. As duas outras amostras (#17 e #23)

apresentam uma nítida inversão entre as direções principais de anisotropia magnética e da fábrica mineral.

Figura 35. Exemplo da distribuição de cristais ($\ln(n)$, cm^{-4}) de plagioclásio com a granulometria (L (mm)) nas três seções das amostras 06, 17 e 23 do gabro de Apiaí. As curvas correspondem apenas aos intervalos contínuos de granulometria. A linha tracejada divide a população em dois lotes utilizados no estudo da sub-fábrica.

A presença de sub-fábricas em uma amostra pode ser detectada pelo comportamento da rosa de direções em cada lote. Se a fábrica é homogênea, os parâmetros de OPF permanecem constantes, independentemente da escala de investigação. Se a fábrica é heterogênea, os parâmetros sr e ϕ variam, conjuntamente ou isoladamente, de uma seção a outra (Fig. 36). A mudança de orientação da elipse de forma das sub-populações de grãos finos e grossos, notadamente nas seções xy e yz da figura 36, é uma forte indicação que a opf total desta amostra resulta da combinação de diferentes sub-fábricas. Os parâmetros escalares e direcionais correspondendo aos lotes de grãos de plagioclásio das amostras #06, #12, #17 e #23 estão indicados na Tabela VI.

a) AP 06 e 12

As sub-fábricas de plagioclásio praticamente reproduzem o arranjo da fábrica total. Na amostra #06 a lineação de plagioclásio permanece dispersa nos grãos maiores que 0.2 mm, porém agrupa-se para NE nos grãos menores que 0.2 mm (Fig. 37). A intensidade de cada sub-fábrica é semelhante ($SR = 1.36$), porém o elipsóide de forma dos grãos mais grossos é fortemente planar ($T = 0.72$) (Tabela VI). A foliação é bem definida em cada sub-população, mergulhando para NNE. O ângulo entre a lineação de plagioclásio e a magnética permanece elevado, tanto na população de grãos finos (55°) como na de grãos grossos (67°). A foliação, por outro lado, exibe uma excelente correlação com a ASM, independentemente da escala de investigação.

Figura 36. Grãos de plagioclásio separados pela granulometria L e a rosa de direções correspondente. n = número de grãos (em parênteses a porcentagem na imagem). A presença de sub-fábricas é indicada pela mudança de orientação do tensor de forma dos grãos finos e grossos nas seções xy e yz.

Tabela VI. OPF de plagioclásio dividido em famílias de diferentes tamanhos (L)

	L (mm)	n	SR	T	A	C	k1^A (°)	k3^C (°)	vF
06	< 0.20	594	1.36	0.16	035, 22 (10.4)	199, 67 (5.2)	55	15	3.5
	> 0.20	417	1.36	0.72	023, 26 (32.6)	182, 62 (5.2)	67	5	6.9
12	< 0.20	236	1.12	0.27	219, 15 (9.6)	359, 71 (10.0)	61	28	2.5
	> 0.20	207	1.09	0.12	198, 14 (20.6)	079, 64 (12.5)	78	43	3.1
17	< 0.32	267	1.13	0.52	004, 46 (40.8)	156, 36 (12.8)	23	20	4.9
	> 0.32	299	1.15	0.33	053, 19 (17.4)	300, 41 (13.0)	63	83	5.7
23	< 0.33	254	1.16	0.60	329, 38 (7.8)	137, 51 (2.6)	28	12	5.9
	> 0.33	183	1.13	-0.11	095, 3 (19.3)	359, 61 (25.6)	45	72	7.3

n=número médio de grãos; demais símbolos como nas tabelas II e III.

Na amostra #12 a intensidade das sub-fábricas é menor, porém as direções principais dos elipsóides de forma são bem definidas em cada sub-fábrica. A orientação da lineação de plagioclásio permanece constante, independentemente do tamanho do grão. A foliação mergulha suavemente para SW (grãos grossos) ou para S (grãos finos). Embora as foliações

magnética e a de forma mergulhem suavemente, há uma significativa inconsistência entre a simetria e orientação das sub-fábricas de plagioclásio e a ASM (Tabelas III e VI).

Figura 37. ASM dos sítios #6 e #12 e orientação preferencial de plagioclásio grosso e fino.

b) AP 17

A fábrica total de plagioclásio apresenta uma foliação que mergulha moderadamente para SE e uma lineação que cai suavemente para NE (Fig. 38). A orientação e a magnitude da sub-fábrica dos grãos mais grossos (> 0.32 mm) são similares às da fábrica total. A OPF de grãos finos, por outro lado, possui uma simetria diferente. A foliação inverte o mergulho para NW e a lineação tende a se dispersar no plano. A lineação se divide em dois grupos, um caindo próximo à direção do mergulho do plano, e o outro situado próximo ao eixo Y na periferia da rede. Os dois conjuntos de lineação indicam que a fábrica é ainda heterogênea nesta escala. A variação angular dos eixos principais da ASM e da OPF dos grãos grossos permanece elevada (Tabela VI). Nos grãos finos o desvio angular das direções principais médias da ASM e da OPF é bem menor (23° para a lineação e 20° para o polo da foliação). Há uma correlação muito boa entre a foliação magnética e a trama planar dos grãos finos. A lineação magnética, por sua vez, aproxima-se da lineação de plagioclásio que cai no mergulho do plano. A correspondência entre a ASM e a sub-fábrica de grãos finos sugere uma origem comum para as ambas populações minerais (magnetita e plagioclásio fino), formados nos estágios tardios de cristalização do magma (ver discussão).

Figura 38. ASM do sítio #17 e orientação preferencial de plagioclásio grosso e fino.

c) AP23

A fábrica total de plagioclásio (Fig. 39) é moderadamente linear ($T = -0.37$), com uma bem definida lineação de plagioclásio em torno de E-W. Os eixos B e C tendem a se dispersar no plano perpendicular ao eixo A, porém o agrupamento dos eixos C define uma foliação que mergulha suavemente para Sul. As sub-fábricas de grãos finos e grossos são consideravelmente distintas quanto à orientação e à simetria do elipsóide. Nos grãos finos a simetria é moderadamente planar ($T = 0.60$). A lineação cai para NW no mergulho da foliação. Nos grãos grossos a simetria do elipsóide é levemente linear ($T = -0.11$). A lineação agrupa-se na direção E-W enquanto a foliação mergulha para Sul. A orientação da sub-fábrica de grãos grossos é próxima a orientação da fábrica total, enquanto a sub-fábrica de grãos finos aproxima-se da ASM. Neste caso, como na amostra AP17, a OPF de grãos grossos é considerada precoce, caracterizando a fábrica magmática, enquanto a fábrica de grãos finos reflete o arranjo das fases minerais mais tardias.

Figura 39. ASM do sítio #23 e orientação preferencial de plagioclásio grosso e fino.

5. MAGNETIC AND PLAGIOCLASE FABRICS OF THE RIO CEARÁ-MIRIM MAFIC DYKES (NE BRAZIL): SIGNIFICANCE AND INTERPRETATION OF THE MAGMATIC FLOW IN THE SWARM

CARLOS J. ARCHANJO¹ AND PATRICK LAUNEAU²

1. Universidade de São Paulo, IGc, rua do Lago 562, São Paulo, Brazil

2. Université de Nantes, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, Nantes, France

ABSTRACT

Magnetic and plagioclase fabrics were compared in Mesozoic dyke of the Rio Ceará-Mirim swarm. Coarse titanomagnetites with pervasive ilmenite trellises constitute the main carrier of the magnetic anisotropy. Oxide mineralogy includes elongated laths and subhedral grains of ilmenite that, in contact with the silicate matrix, may form embayed contacts. The resulting AMS ellipsoid, which is usually oblate and has a very low anisotropy ($< 3\%$), was formed at high-temperature subsolidus conditions when the magma had ceased to flow. The magmatic fabric of the dykes was determined by the shape preferred orientation of plagioclase. It rarely matches the magnetic fabric. Besides their contrasting shape ellipsoids, prolate and oblate respectively, their corresponding principal directions are oblique or exchange their position depending on the symmetry of the ellipsoids. These results draw attention to the necessary use of independent methods to check the conclusions about flow fabrics based only in AMS of weakly anisotropic mafic dykes.

INTRODUCTION

Structural studies in virtually isotropic mafic dykes have frequently applied the anisotropy low-field magnetic susceptibility (AMS) to infer (paleo-)flow directions and geodynamic settings of several swarms (e.g. Ernst et al. 1992; Abelson et al. 2001). AMS is a physical property of rocks that depends on the preferred orientation of ferrimagnetic grains,

usually titanomagnetite in mafic rocks (see Rochette et al. 1992 and Borradaile and Henry 1996 for recent reviews). In dykes, the maximum susceptibility direction (k_1 , where $k_1 \geq k_2 \geq k_3$) has been equated to the mineral lineation, hence to the magma flow direction. When the minimum susceptibility direction (k_3) is perpendicular to the dyke wall, AMS is considered to be of "normal" type; the magnetic foliation being coplanar to the flow plane. Besides "normal" AMS types, dykes may present "intermediate" (exchange of k_1 and k_2 or k_2 and k_3 axis) and "inverse" type (exchange of k_1 and k_3) magnetic fabrics (Rochette et al. 1999).

When interpreting the regional flow pattern in dykes the so-called "abnormal" AMS fabrics are usually discarded, even though they may correspond to more than 50% of the studied samples. They are attributed to either the influence of considerable amounts ($> 25\%$) of single domain ferrimagnetic particles, which have an intrinsic inverse magnetic anisotropy (Potter and Stephenson 1988), or interactions during the crystallization of silicates and ferrimagnetic oxides in the mafic magma (Archanjo et al., 2002). After removing the intermediate and inverse fabrics from the data set, the remaining "normal" fabrics are then used to infer flow dynamics of the magma within the swarm, to detect its feeder centers and to explore its tectonic significance in volcanic provinces (Glen et al. 1997, Callot et al. 2001). However, such an 'ad-hoc' criteria of magnetic fabric selection has its drawbacks. Recent studies based on image analysis have found large angular departure between the magnetic lineation (k_1) and the plagioclase linear fabric (Archanjo et al., 2002; Geoffroy et al., 2002). These findings lead Geoffroy et al. (2002) to discard the use of k_1 as a kinematic indicator on Tertiary dykes from Greenland. Here, we examine more deeply such a relation by using a 3D approach that consist in integrating the petrofabric from three mutually perpendicular sections cut from cores used in the AMS study of the Rio Ceará-Mirim swarm. The results confirm the strong differences between rock and magnetic fabrics revealed in previous studies, and highlight the need for independent check of magnetic fabric results when interpreting the signal from weakly anisotropic mafic dykes.

GEOLOGICAL SETTING AND REGIONAL AMS PATTERN

The Rio-Ceará Mirim mafic dykes form a nearly 400 km-long, E-trending swarm which intruded the Precambrian basement of the northeastern Brazil between 130 Ma and 110 Ma (Araújo et al. 2003) (Fig. 1). In a pre-drift reconstruction, the swarm lies opposite to the Benoue Trough (Nigeria) where two Mesozoic igneous activities, at 147-106 Ma and 97-

81Ma, have been recognized (Maluski et al. 1995). In NE Brazil the dykes are tholeiitic in composition, being extracted from a lithophile enriched lithospheric source (Bellieni et al. 1992; Hollanda et al. 2003). They correspond to the initial magmatic pulses before the opening of the Equatorial Atlantic at the Late Cretaceous.

The main swarm was divided into four subswarms (I to IV) according to their different magnetization directions and location (Fig. 1; Bellieni et al. 1992). Individual dykes occur as vertical bodies of 1.2 m up to 150 m in width. Dykes from the subswarms I and II have mean lengths of 4.2 km while those from the subswarms III and IV have lengths of around 2.8 km. Dykes from the western part tend to be thicker, between 60 and 150 m in width, while in the eastern part they have mean widths around 20 m. A few dykes form an *en-échelon* pattern, in particular some dyke sets from the central part, indicating that the emplacement occurred at a high crustal level (Oliveira 1992). Otherwise, they form linear, anastomosed to parallel sets running close to the southern border of the Mesozoic Potiguar Basin.

Figure 1. Geological map of the mafic rocks of northeastern Brazil, with location of the Rio Ceará-Mirim dyke swarm. Subswarms I - IV are labeled after Bellieni et al. (1992). Along the swarm magnetic lineations in the western, central and eastern domains plunge gently (K_1 , mean lineation). A zone of steep lineations (dashed line) separate the central from the eastern domain. Schmid diagrams of 1%/1% area (central and western domain) and of 2%/1% area for the steep zone (SZ) and eastern domain.

An AMS study along the whole swarm revealed a large proportion of abnormal magnetic fabric types (Archanjo et al. 2002). From 59 AMS sites, 29 dykes showed inverse to highly oblique to intermediate magnetic fabrics, while 30 dykes presented normal fabrics. The

normal fabrics have been called type-A while the inverse to highly oblique has been called type-B magnetic fabric. The bulk magnetic susceptibility for all the studied dykes clusters in the 40 to 60×10^{-3} SI range (average = 56.1×10^{-3} SI). These high susceptibilities values are due to the high content in magnetic oxides, which varies from 2.6% to 6% by volume of the mafic dykes. Very weak mean anisotropies are found in dykes with both type-A ($P = 1.024$, stdev. 0.014) and type-B ($P = 1.019$, stdev. 0.017) fabrics. Regionally magnetic lineation tends to be subhorizontal (Fig. 1), except for a zone of steep plunging lineations which separate the eastern from the central domain. This peculiar zone is informally called “Steep Zone” (SZ). By isolating the normal AMS configuration (type-A) from the bulk fabric, a relatively simple fan-like lineation trajectory appears along the swarm (Fig. 2A). The lineations plunge gently (eastern and western domains) to moderately (central domain) to converge into the SZ. This latter region was interpreted the feeder zone of the dykes. The fan-like flow line pattern would be produced as the magma moves away from its source and spread laterally (Fig. 2B). Type-B magnetic fabrics occur in 17 dykes distributed mainly on

Figure 2. (A) Magnetic lineation of the “normal” (type-A) fabric and the model for the acquisition of the flow line structure (B). The lineation trajectory would form a fan-like pattern converging to the magmatic feed zone (after Archanjo et al. 2000); (C) Magnetic lineation and foliation pole of inverse (type-B) fabric. K1 and K3 are, respectively, the mean lineation and foliation pole. Schmid diagrams: contours of 2% / 1% area.

the central and western domains. They show subhorizontal lineations perpendicular, or at high angle, to the dyke wall and gently dipping foliations (Fig. 2C). They were interpreted as a feature unrelated to flow, being attributed to competition of interstitial magnetite crystallizing on cooling of the dykes.

MAGNETIC MINERALOGY AND OXIDE TEXTURE

The dykes exhibit a range of textures from subofitic to seriate to intergranular, with 0.4 to 2.5 mm long plagioclase laths, partially enclosed within large, 0.3-2.0 mm, equant clinopyroxene. Opaque grains usually occupy the spaces between plagioclase and clinopyroxene. Cryptocrystalline material is frequently observed in variable amounts, and seems to be associated to the chemical alteration of the silicates. SEM examination of the fine-grained material indicates the presence of carbonate and minute magnetite particles, the latter also included within crystals of plagioclase and clinopyroxene (Archanjo et al. 2002). Large titanomagnetite grains are quite abundant and may reach up to 2 mm in diameter (Fig. 3). Ilmenite is comparatively scarce and individual crystals normally occur as subhedral to anhedral grains or as small elongated laths. Ilmenite intergrowths in titanomagnetite form trellis to sandwich type microstructures, with ilmenite occupying the {111} planes of the host

Figure 3. Oxide texture of dykes. Euhedral to subhedral titanomagnetite showing conspicuous, fine ilmenite trellis occupying octahedral sites. Coarser ilmenites occur: (A) as subhedral to anhedral grains or as elongated laths in contact with titanomagnetite and, (B) as subhedral grains with embayed contacts with the silicate matrix, locally preserving dactylitic textures.

titanomagnetite (Fig. 3). The width of ilmenite lamellae tends to be fairly uniform, but large trellis (10-20 μm) occur locally. The conspicuous exsolution lamellae within titanomagnetite grains is attributed to a high-temperature oxidation during dyke's cooling, unmixing primary titanomagnetite crystals into composite grains with Ti-poor and Ti-rich domains.

Rock magnetic studies indicate that Ti-poor magnetite is the main carrier of magnetization and susceptibility of the Rio Ceará-Mirim dykes (Bucker et al. 1986, Bellieni et al. 1992; Archanjo et al. 2000). Thermomagnetic curves revealed that the susceptibility of crushed 0.4 cm^3 basaltic samples falls abruptly in the range of 550 to 570 $^{\circ}\text{C}$, decreasing to near zero above 580 $^{\circ}\text{C}$. Evidence of low temperature oxidation and hydrothermal alteration leading to maghemite formation was also found in several dyke samples. Hysteresis data showed narrow-waisted loops, typical of low coercivity ferrimagnetic grains, with magnetization saturating at applied fields lower than 300 mT. The corresponding hysteresis ratios (H_{cr}/H_c , M_{rs}/M_s) are characteristic of a pseudo-single domain (PSD) behavior for all samples (Fig. 4), with a trend towards the multi-domain (MD) field of titanomagnetites in the Day's plot (1977), which may reflect a mixture of fine-grained single-domain (SD) magnetite and MD grains (Dunlop, 2002). Alternatively, the ubiquitous exsolution in the magnetite grains, reducing the effective grain size of the ferrimagnetic domains, may be responsible for the PSD behavior of the magnetic grains (e.g., Hodych, 1996).

Figure 4. Hysteresis ratios (M_{rs}/M_s and H_{cr}/H_c) for dykes of the Rio Ceará Mirim swarm. The fields of single domain (SD), pseudosingle (PSD) and multidomain (MD) after Day et al. (1977).

PLAGIOCLASE FABRIC

Determination of shape preferred orientation (spo) by image analysis

On a given oriented rock section, the aspect ratio of a single grain j is defined as $r = \sqrt{\lambda'_1/\lambda'_2}$ where λ'_1 and λ'_2 are the eigenvalues of the inertia shape tensor M_j given by (Launeau and Cruden 1998):

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

where $m_{xx} = \frac{1}{A} \sum_i (x_i - x_c)^2$, $m_{xy} = \frac{1}{A} \sum_i (x_i - x_c)(y_i - y_c)$, $m_{yy} = \frac{1}{A} \sum_i (y_i - y_c)^2$; x_i and y_i are the pixel coordinates of the grain and $x_c = \bar{x}_i$ and $y_c = \bar{y}_i$ are the coordinates of the centroid of the grain j of surface area A . The long axis orientation α_j of the grain is given by the greatest eigenvector of M_j .

The two-dimensional shape preferred orientation of the grain population is calculated by averaging the inertia tensor of each grain, which gives an ellipse weighted by the area of the grains as follow:

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

The aspect ratio of the grain population, $sr = \sqrt{\lambda_1/\lambda_2}$ and its orientation α are given by the ratio of eigenvalues and by the maximum eigenvector of M respectively.

As proposed by Shimamoto and Ikeda (1976), three mutually orthogonal, 2D quadratic shape tensors can be combined to calculate one 3D quadratic shape tensor. The three 2D quadratic shape tensors can be obtained from inertia tensors of each section and the corresponding ellipsoid being derived through the averaging method (Launeau and Cruden 1998). The main principal ellipsoid axes are $A \geq B \geq C$ with the foliation defined by the plane AB normal to the axis C, and the lineation by the axis A. The strength of the ellipsoid ($SR = A/C$), the symmetry ($T > 0$, oblate; $T < 0$ prolate; $T = 0$, neutral) and the orientation of its principal axes can be compared to the equivalent AMS parameters.

Sampling and analytical methods

To check the relation between the magnetic lineation and the magmatic fabric of the dykes, the shape preferred orientation of plagioclase was studied in thin sections. The samples with type-A AMS configuration come from the SZ (cm14 and cm 28) and Central (cm 34 and cm 45) domains. The two samples with type-B (cm30 and cm 41) also come from the central domain. All samples used for image analysis but samples from dyke cm28 were collected more than a meter away from the margin of 30 m to 50 m thick dykes. The dyke cm28 has well exposed contacts with its host rocks (Fig. 5A). Samples from its northern, chilled margin (cm28m) and from its center (cm28c) were analyzed (Figs. 5B, 5C).

Standard thin sections were prepared from slabs cut parallel to the xy , xz and yz frame of the cylindral specimens used for the AMS determinations (Fig. 6). From each thin section, two consecutive high-resolution images were digitized through a rotating polarizer stage fixed to a microscope (Fueten 1997). The resulting images allow, by 2^3 combinations, to statistically determine the 3D inertia tensor ellipsoid of each specimen. The plagioclase is easily separated from clinopyroxene and opaque minerals by its lower relief and distinctive twin planes. Once isolated, their spatial distribution is determined through a rose of directions of its shapes (Figs. 6 D). The sectional ellipses (2 D) are then combined to found the best - fit

Figure 6. Analytical procedures for image analysis study of thin sections from specimens used for AMS measurements. (A) Geographically-oriented cylindrical core; (B) Typical specimens used for AMS determination and respective reference frame axes (x , y , and z); (C) Mutually orthogonal sections cut parallel to the reference frame; (D) Grains of plagioclase of digitized images (2.2 x 2.5 cm) from thin sections and respective rose of directions (shaded) and sectional ellipse describing the plagioclase distribution (n , number of grains; sr , ellipse shape ratio).

Figure 5. (A) Mafic dyke with fresh, unweathered contacts with its host gneissic rock. The cores to AMS and opf studies (cm28) come from the northern (right) chilled margin and from the middle of the dyke. The fine plagioclase laths of the chilled margin display a better alignment on horizontal (B) than on vertical plane (C), in agreement with the fabric strength (sr) calculated by the inertia tensor method. n = number of laths. Base of photos in (B) and (C) = 0.2 cm.

ellipsoid (3D) using the program Ellipsoid.exe (Robin 2001). The sectional ellipses fit to an ellipsoid when the "incompatibility index" $vF < 15\%$; otherwise, the data converge to an hyperboloid ($vF > 20\%$). The fabric is considered well-defined when the semi-angle of the confidence ellipses (1σ) around the mean principal directions is lower than 28° ; otherwise, the fabric is poorly-defined. Finally, the inertia tensor ellipsoid describing the plagioclase fabric is rotated to the geographic coordinates and then compared to the AMS.

RESULTS

The AMS data of the specimens studied for image analysis are shown in Table I and the corresponding opf parameters are summarized in Table II. The mean plagioclase grain size varies between 0.5 mm and 0.3 mm in thickest dykes displaying type-A and type-B magnetic fabrics, respectively. The grain size is smaller in the thinnest dyke (cm28); around 0.12 mm in the center and around 0.03 mm in the chilled margin (Table II). The calculated 3D mineral fabric fits well to an ellipsoid as indicated by the incompatibility index (vF) lower than 10% in all samples. The plagioclase shape ratio (SRplag) of dykes with type-A magnetic fabric is higher than that of dykes with type-B. In all specimens SR values are much higher than the corresponding magnetic anisotropy (P) (cf. Tables I and II). These results are consistent with those obtained by Archanjo et al. (2002) in other dykes from the Rio Ceará-Mirim swarm using the same methods. They show SRplag values usually several orders of magnitude higher than P and a tendency for an increase in the magnetic anisotropy, dominated by titanomagnetite, as the plagioclase fabric strengthens (Fig. 7). Moreover, the shape of the AMS and the plagioclase fabric ellipsoids are usually quite different from each other; oblate ($T > 0$) in the former and neutral to prolate ($T \leq 0$) in the latter. The oblate symmetry of AMS

Table II. AMS parameters of the specimens used for determining of plagioclase fabric

	specimen	km (mSI)	P	T	k1	k3
normal	cm14C	71.0	1.06	0.15	178, 79 (6.4)	057, 5 (5.1)
	cm34D	43.1	1.03	0.67	264, 5 (1.7)	173, 8 (1.7)
	cm28M (border)	24.2	1.05	0.32	182, 64 (1.5)	041, 21 (2.0)
	cm28K (centre)	33.4	1.02	0.60	058, 39 (3.9)	150, 2 (1.4)
	cm45E	45.7	1.02	0.35	278, 20 (5.2)	175, 33 (4.8)
inverse	cm30C	47.9	1.03	-0.06	001, 10 (2.8)	107, 58 (4.9)
	cm41A	45.6	1.01	0.60	170, 9 (7.5)	055, 69 (6.0)

km, magnetic susceptibility; P, anisotropy degree; T, shape parameter; k1 and k3, lineation and magnetic foliation pole, respectively.

gives a better-defined magnetic foliation that usually dips steeply in the type-A magnetic fabric (Fig. 8) or dips gently in the type-B (Fig. 9). Conversely, the prolate ellipsoid symmetry indicates that the plagioclase fabric of the Ceará-Mirim dykes tends to be linear.

Table II. Plagioclase fabric parameters of the Rio Ceará-Mirim dykes.

	specimen	n	ϕ (mm)	SRplag	T	vF	A	C
normal	cm14C	266 (35.2%)	0.50	1.26	-0.10	3.6	090, 50 (9.7)	356, 3 (4.4)
	cm34D	372 (32.2%)	0.48	1.17	-0.23	6.4	266, 5 (17.2)	010, 74 (23.5)
	cm28M(b)	768 (26.7%)	0.03	1.42	0.19	2.8	318, 22 (4.4)	049, 3 (3.2)
	cm28K(c)	518 (22.2%)	0.12	1.16	-0.23	5.3	054, 37 (13.4)	152, 20 (6.7)
	cm45E	228 (37.5%)	0.47	1.21	-0.02	9.9	062, 60 (25.2)	252, 27 (25.5)
inverse	cm30C	566 (27.8%)	0.28	1.13	-0.35	3.9	166, 26 (8.5)	315, 66 (22.7)
	cm41A	588 (34.5%)	0.27	1.12	-0.49	5.6	097, 10 (14.8)	240, 78 (38.6)

n, number of grains by thin-section and its content in the image; ϕ , mean grain size; SRplag, shape ratio of plagioclase fabric, T, shape parameter; vF (%), incompatibility index; A and C, azimuth and plunge of the lineation and the foliation pole, respectively. In parenthesis the semi-angle (in degree) of the error ellipses (1σ) around the mean axes.

Figure 7. Magnetic anisotropy (P) versus plagioclase shape ratio (SRplag) of the Rio Ceará-Mirim dykes.

The AMS of dykes from the Central Domain (cm34 and cm 45) have steeply dipping magnetic foliations. On both dykes the mean lineation is subhorizontal, but k_1 axes tend to be scattered on the foliation plane in agreement with the oblate symmetry of the magnetic fabric (Fig. 8). The corresponding plagioclase lineation is either subhorizontal (cm34) or plunges moderately to the NE along the foliation dip (cm45). In contrast to the AMS, the plagioclase foliation is subhorizontal in the dyke cm34, and steep, N-trending in the dyke cm45.

The dykes from the Central-Eastern (cm14 and middle part of cm 28) have k_1 axes plunging steeply, nearly down dip. The plagioclase lineation of the inner parts of each dyke plunges 50° and 37° to the E and NE, respectively, indicating that the magma moved instead at a high to moderate angle with the surface. On the other hand, the magnetic and plagioclase lineations are quite different from each other at the chilled margin of dyke cm28 (Fig. 8). The fine plagioclase laths form a very well-defined plano-linear fabric, where the foliation is imbricated close the dyke margin and the lineation plunges gently to the NW. The plagioclase

Figure 8. AMS of the sites used for opf study and corresponding plagioclase shape preferred orientation for the type-A magnetic fabric. The fabric principal directions (square = lineation, circle = pole of foliation) occupy the center of the error ellipse (1σ ; dashed lines). The AMS principal directions of the specimens (star) used for image analysis are indicated on the Schimid diagrams (lower hemisphere) of the plagioclase fabric.

alignment close to the horizontal plane is remarkably evident in thin section (Figs. 5B, 5C), where the plagioclase shape ratio (SR_{plag}) is stronger on the horizontal section than on the vertical section (Fig. 5D). In contrast to the AMS indication of vertical flow, the imbrication of plagioclase against the northern margin of the dyke suggests a lateral flow of magma from the west to the east in the early stages of dyke emplacement.

The dykes with type-B fabrics have magnetic lineations almost perpendicular to the vertical E-W dyke plane (Fig. 9). In the dyke cm30 the plagioclase lineation closely matches the magnetic lineation; the poles of the plagioclase foliation are distributed along a girdle normal to the lineation. In contrast, the plagioclase lineation of dyke cm41 is normal to the magnetic lineation and parallels the dyke's margin; the plagioclase foliation roughly matches the magnetic one. The shape of the magnetic and mineral ellipsoids of the dyke cm30 is roughly similar, despite the moderate angular departure between their mean principal directions. On the other hand, the magnetic and mineral fabric of the dyke cm41 have different symmetries; the magnetic fabric being oblate ($T = 0.60$) and the plagioclase fabric prolate ($T = -0.49$).

Figure 9. AMS of the sites and corresponding plagioclase shape preferred orientation for the type-B magnetic fabric. The fabric mean principal directions (full symbols) occupy the center of the error ellipse (1σ ; dashed lines). The AMS principal directions (star) of the specimens used for image analysis are indicated on the Schmid diagrams (lower hemisphere) of plagioclase fabric.

To check for the influence of different shape and grain size of mineral populations, the spo orientation of opaque grains and fine and coarse plagioclase of the dyke cm45 were analyzed by the Inertia Tensor method (Fig. 10). Around 173 ± 17 opaque grains (mean size of 0.31 mm) per thin section were classified by image analysis. They have euhedral to subhedral shapes, well defined contacts and a homogeneous contend, around 5.5% on each thin section. The plagioclase grains were splitted into fine ($0.21 < \phi \text{ (mm)} \leq 0.47$) and coarse ($0.47 < \phi \text{ (mm)} < 1.44$) grains, each comprising approximately 110 grains per thin section. The opf ellipsoid obtained for the opaque fraction agrees with that obtained by AMS both in shape and orientation. The opf of opaque grains is moderately oblate ($T = 0.35$) and the mean shape ratio (SRop) is 1.11. Orientation of magnetic and mineral foliation are undistinguishable (see error ellipses in Fig. 10), and the maximum and intermediate axes form a guirdle in accordance to the oblate shape of the magnetic and mineral ellipsoids. The fine plagioclase grains show a very well defined subfabric ($vF = 7.4\%$; semi-angle of error ellipses $< 18^\circ$ for 1σ), while the coarse plagioclase grains do not show any shape-preferred orientation at this scale of measurement. Although the lineations of opaque and fine plagioclase are coaxial, the foliations are almost orthogonal to each other.

Figure 10. Shape preferred orientation of fine and coarse plagioclase laths and opoque grains of the dyke cm 45. vF, incompatibility index; SRplag and SRop are, respectively, the shape ratio of plagioclase and opaque distribution; T, shape parameter (see text for discussion).

DISCUSSION

AMS significance

In spite of their original "normal" or "abnormal" character, the AMS fabric of the Rio Ceará-Mirim dykes is remarkably different from the plagioclase opf, both in orientation and

shape of their ellipsoids. The ellipsoid symmetry is dominantly linear in the mineral fabric and planar in the magnetic fabric. The opf strength in the plagioclase fabric is systematically higher than the total AMS anisotropy (P). Moreover, the orientation of the plagioclase and magnetic fabric axes is usually oblique or even perpendicular to each other.

The strong differences between the rock and magnetic fabrics should be explained in terms of their mineral carriers and fabric development processes. The plagioclase fabric, which describes the magmatic fabric of the dykes, is defined by the preferred orientation of its crystal laths. If they were perfectly aligned with no interaction between adjacent grains, the fabric magnitude (SR) would be equivalent the mean axial ratio of the grain population. By its turn, the AMS is controlled by the strong magnetic susceptibility of Ti-poor magnetite grains. But a perfectly aligned assembly of magnetite grains may give contrasting AMS results depending on the size and shape of the grains. Relatively coarse, multidomain (MD) grains ($\phi > 10 \mu\text{m}$) have maximum and minimum susceptibility axis parallel to the long and short grain dimensions, respectively; the anisotropy degree (P) closely match the mean shape ratio of the magnetite grains (Gregoire et al., 1998). For a single domain (SD) particle ($\phi < 0.3 \mu\text{m}$) (Banerjee 1994), on the other hand, the maximum susceptibility is perpendicular to the long axis giving rise to an inverse fabric (k_1 exchange its direction with k_3). A mixture of SD and MD magnetite grains may form "intermediate" fabrics with k_2 exchange its orientation with k_1 and k_3 (Rochette et al., 1992).

Although the hysteresis data may be interpreted in terms of a mixture of SD and MD Ti-poor magnetite grains, our data suggest that the differences between rock fabrics and type-B magnetic fabric are not due to the influence of large amounts ($> 50\%$) SD particles. The AMS of the dyke cm30 may be simply explained by the alignment of coarse magnetite with long axes (sub)parallel to the linear fabric of plagioclase. The same fabric directions were found for opaque and plagioclase shape lineations of a dyke with typical inverse fabric of the central domain (cm27, see Archanjo et al. 2002). In both dykes with type-B configuration the anisotropy is assumed to be dominated by MD grains grounded in the silicate fabric. For the dyke cm41, opaque fabric gave no information because the variable contents of opaque grains (1.5% to 4%) on the images apparently shaped a poor-defined ellipsoid. Note that this dyke has a strong magnetic foliation ($T = 0.6$, $k_1/k_2 = 1.002$) close to the mean plagioclase foliation, which may indicate that the AMS directions are also controlled by the silicate fabric.

Alternatively, different fabrics may have been acquired during rotation at magmatic stage of grains with different aspect ratios (Ildefonse et al. 1992). In fact, opf measurements

of opaque grains and two plagioclase subfabrics of dyke cm45 give three different ellipsoids in terms of both shape and orientation. The fabric of opaque grains as given by opf or indirectly from the AMS is oblate and weakly anisotropic ($P < 3\%$), enabling the easy exchange of k_1 and k_2 axes by minute modifications in the shape and orientation of ferrimagnetic grains. It is noteworthy that the cm41, cm28m have shown k_1 - k_2 exchanges and k_2 - k_3 exchanges in the dyke cm34. We speculate that the subsolidus unmixing of ilmenite (paramagnetic at room T) and Ti-poor magnetite (ferrimagnetic) may cause these exchanges as a result of small differences in the net shape of ferrimagnetic lamellae after exsolution. Alternatively, moderate amounts of SD particles ($< 50\%$) could dominate the anisotropy, particularly in the dyke cm34, to modify an earlier intermediate fabric (coaxial with the plagioclase fabric) to a strongly oblate normal magnetic fabric. Whichever the processes that affect the magnetic mineralogy of the dykes, i.e. high-temperature oxidation or/and low-temperature recrystallization of fine magnetite particles, they introduce important modifications in the fabric with direct consequences on its interpretation.

Magma flow along the swarm

Chemical and isotopic data of the Rio Ceará-Mirim dykes indicate that the mafic magma was extracted from a lithospheric mantle when the Gondwana continent broke-up in the Early Cretaceous (Bellieni et al. 1992; Hollanda et al. 2003). Crustal extension gave rise to magma emplacement filling-in fractures that cut at high angle the structural grain of the host wall rocks. The resulting dyke swarm spreads over 400 km and is formed by several dykes of some kilometers in length bearing an arrangement that varies from anastomosing to en-échelon, this later found particularly in the central domain. The plagioclase shape preferred orientation recorded on the central domain of the swarm is shown in figure 11. In the SZ region they show neutral to linear fabrics, with foliations nearly parallel to the dyke's trend and lineations that plunge steeply. This fabric pattern is consistent with a vertical magma flow in a "feeder zone", although subhorizontal to inclined fluxes were recorded in the chilled margin and in the center of the dyke cm28. Out of the SZ, fabric ellipsoid vary from moderately prolate to oblate. The foliation tends to dip gently and the lineation is parallel to very oblique to the dyke wall.

Figure 11. Plagioclase fabric of the Rio Ceará-Mirim dyke swarm. The dashed line correspond the "feeder zone" detected by the type-A magnetic fabric. The subscripts "m" and "c" on the fabric stereonet of the Steep Zone correspond, respectively, the chilled margin and middle of the dyke cm28.

A model for the magmatic infilling of fractures and fabric development on dykes of the central domains is represented in figure 12A. A hidden master fracture of approximately E-W direction would have channeled the magma in depth and infilled the vertical secondary fractures above. The magmatic fabric in the secondary fractures would be similar to those obtained in experiments that simulated the slow rising of a plastic mass flowing into an open cavity (Fig. 12B; Nadai 1931). The cavity is filled upwards by squeezing the plastic mass laterally. The finite strain within the confined material predicts a vertical stretching direction near the bottom of the cavity which progressively flattens towards its top. The strain pattern within the upper part of the flowing mass may be compared with experiments that simulate the ascent of a diapir that move up by contrast of viscosity with its host (Cruden 1990). Oblate flattening strains occupy the lateral margin and top of the diapir while prolate strains forms within its inner parts. As the diapir rise, the peripheric flattening strain decreases in volume and the intervening transition zone to prolate strains approaches the margin of the diapir. These models combined are able to describe the plagioclase fabric variation found in the central domain. The infilling of the dykes would occur due to overpressure in the magma chamber enabling upward fracture propagation in the host rocks. The variable orientations and symmetries of the plagioclase fabric would correspond to the different levels of exposure/erosion of the dyke sets. The transition from gentle dipping magmatic fabrics in the Central Domain to steeply dipping fabrics at the feeder zone would be controlled by the depth of the master fracture that would become shallower to the east (Fig. 12A).

Figure 12. Model for emplacement of dykes along a E-trending fracture system. A master fracture in depth pumps the magma upward (A) and infills secondary fracture sets above. The flow lines of a plastic mass (magma) infilling a cavity (B) predicts a vertical strains in the neck and horizontal strains in the roof of the ascending mass (after Nadai, 1931). The silicate fabric pattern of the central domain of the Ceará-Mirim would record the different exposures of the dyke set.

CONCLUSIONS

Our results indicate that the weakly anisotropic oblate AMS ellipsoids obtained on the Rio Ceará-Mirim mafic dykes can be rarely used to indicate the magma flow directions. Such magnetic fabric seems to reproduce the alignment of magnetite grains, which may be parallel to the dyke plane, hence “normal”, but may be highly oblique to the actual magmatic fabric (= silicate alignment). Moreover, in some cases, inverse (type-B) magnetic fabrics seem to be grounded on a formerly “abnormal” magmatic fabric; thus they are not related to the presence

of large amounts of SD ferrimagnetic particles in the dyke. We propose that the contrasting magnetic and mineral fabrics arise from the different timing and mechanism of fabric acquisition. While the plagioclase fabric is frozen in the latest stages of the magmatic flow, the AMS may be strongly influenced by sub-solidus reactions that modify the shape and anisotropy of the "primary" titanomagnetite grains. In addition, small to moderate amounts of fine SD grains formed by low-temperature oxidation processes may modify the anisotropy of coarse oxide grains to form intermediate fabrics, or even normal magnetic fabrics settled on an abnormal silicate fabric (cm34). Hence, an imprecise picture of the igneous fabric of the Rio Ceará-Mirim swarm is obtained by using only AMS, including that issued from chilled dyke margin. These findings indicate that a fine interpretation of the magma flow dynamics in mafic dykes have to take in account data from complementary methods.

Figure 12. Model for emplacement of dykes along a E-trending fracture system. A master fracture in depth pumps the magma upward (A) and infills secondary fracture sets above. The flow lines of a plastic mass (magma) infilling a cavity (B) predicts a vertical strains in the neck and horizontal strains in the roof of the ascending mass (after Nadai, 1931). The silicate fabric pattern of the central domain of the Ceará-Mirim would record the exposures of different sections of the dyke set.

SUMÁRIO E CONCLUSÃO

Este trabalho procurou comparar a ASM com a orientação preferencial de forma de silicatos em rochas ígneas máficas, tomando como exemplos o gabro de Apiaí e o enxame de diques Rio Ceará-Mirim. No gabro foi definido uma foliação de plagioclásio e piroxênio sub-paralela ao contato basal da intrusão. Nas tramas melhor desenvolvidas, ou seja, quando a anisotropia de forma é superior a 20%, o elipsóide de distribuição dos silicatos é oblato. A foliação, melhor desenvolvida nos piroxênios, mergulha suave amoderadamente enquanto a lineação é marcada pela orientação preferencial de plagioclásio. O arranjo dos silicatos é considerado primário ou seja, formado quando do alojamento e cristalização do gabro. A foliação magnética é coaxial à foliação de piroxênio. A lineação magnética, por outro lado, é geralmente oblíqua ao alinhamento de plagioclásio. A natureza intersticial dos opacos associado à assimetria entre os elipsóides de forma e o de ASM, indica que a anisotropia de suscetibilidade se desenvolve tardiamente em comparação à fábrica de silicatos.

As amostras com anisotropia relativamente baixa ($SR \leq 13\%$) são caracterizadas por fábricas não-coaxiais entre o plagioclásio e o piroxênio, e estas com a ASM. A baixa magnitude da anisotropia é produto da competição entre sub-fábricas com orientação diferente, e que se reflete no padrão sub-isotrópico da distribuição de grãos. A magnitude e orientação destas sub-fábricas foram determinadas separando os grãos de plagioclásio em duas famílias com granulometria distinta. Os grãos grossos geralmente reproduzem a fábrica total (finos + grossos). Os grãos finos, por outro lado, desenvolvem tramas cujas orientações aproximam-se da ASM. A formação de subfábricas de plagioclásio e a relação dos grãos finos com a ASM é atribuída ao(s) processo(s) cristalização nos estágios finais de solidificação do magma. Os líquidos finais contido nos interstícios do arcabouço de cristais, favoreceriam a cristalização de pequenos grãos cuja orientação depende do espaço disponível e do campo de esforços que afeta o corpo. Se o campo de esforços varia com o decorrer do processo de cristalização, os grãos tardios (finos) se desenvolveriam com uma orientação diferente dos grãos precoces (maiores). A modificação do campo de esforços pode estar relacionada a efeito locais, como por exemplo a presença de xenólitos ou a proximidade do contato entre o gabro e a encaixante. As amostras onde foram detectadas sub-fábricas estão justamente situadas de um setor próximo ao contato (AP6 e 23), e próximo ao enclave da região centro-ocidental do gabro de Apiaí (AP17).

No enxame Rio Ceará-Mirim foram investigadas fábricas denominadas “normais” e “inversas”, as primeiras atribuídas ao fluxo de magma no interior de um dique. Estas tramas raramente são coaxiais à fábrica de plagioclásio. A presença de fábricas magnéticas diferentes da magmática, esta última descrita pela orientação preferencial de plagioclásio, parece residir nos grãos grossos de titanomagnetita. Nos diques máficos eles apresentam abundante exsolução de finas lamelas de ilmenita formando uma típica textura em treliça. A exsolução de ilmenita (paramagnética a temperatura ambiente) produz a consequente redução de volume da titanomagnetita pobre em Ti (ferrimagnética): A redução do tamanho do grão pode modificar sensivelmente o seu comportamento magnético, notadamente nas partículas equidimensionais (Fig. 40). A anisotropia de suscetibilidade vai depender do arranjo dos domínios pobres em Ti que, dependendo do volume resultante, pode comportar-se como uma partícula MD ou SD, ou a mistura de ambos. Estes processos seriam responsáveis pela variabilidade da fábrica magnética verificada tanto no gabro como nos diques. No gabro a foliação magnética geralmente corresponde ao acamamento ígneo; o uso de k_1 isoladamente como marcador da direção de fluxo, por outro lado, deve ser descartado nos dois tipos de rocha.

Figura 40. Diagrama esquemático de um grão de titanomagnetita equidimensional subdividido em domínios com lamelas de ilmenita (pontilhado). A titanomagnetita rica em Fe é do tipo domínio simples. Os polos magnéticos (N e S) na superfície e no interior dos grão formam um campo auto-desmagnetizante. J_{RS} é o vetor resultante a magnetização remanescente é saturada (in Hodych, 1996).

Finalmente é importante ressaltar a relação entre a anisotropia magnética (P) e a orientação preferencial de plagioclásio (SRplag). Tanto no gabro como nos diques máficos, P aumenta com SRplag (Fig. 41). Este resultado é contraditório, visto que as duas grandezas

seriam formadas por processos aparentemente diferentes. A orientação preferencial de plagioclásio seria adquirida durante o fluxo magmático, enquanto a anisotropia de suscetibilidade (P) seria originada durante a remobilização e cristalização de opacos nos interstícios dos silicatos (Apiaí) e nos processos de oxi-exolução e separação da ilmenita na titanomagnetita em estágio *sub-solidus* (Ceará-Mirim).

Figura 41. ASM versus a orientação preferencial de plagioclásio (SRplag) no gabro de Apiaí e nos diques Rio Ceará-Mirim.

Uma interpretação possível seria a da mimetização da trama dos silicatos pela magnetita. Como a anisotropia de suscetibilidade depende da distribuição de opacos, esta tenderia a crescer com o grau de orientação dos silicatos na rocha. Esta “anisotropia de distribuição” (Hargraves et al. 1991) torna-se mais efetiva quando o teor de magnetita na rocha é elevado facilitando a interação magnética entre os grãos. Note ainda que os valores de P são sistematicamente maiores no gabro que nos diques máficos, embora a magnitude da fábrica de plagioclásio nas duas rochas varie na mesma proporção (8% a 15%). Como a suscetibilidade magnética no gabro e nos diques é semelhante ($\approx 10^{-2}$ SI), a maior anisotropia do gabro pode estar relacionado ao processo desmisturamento da ilmenita na titanomagnetita. As lamelas de ilmenita no gabro são tipicamente mais espessas, e diferentemente dos diques, não é incomum encontrar grãos isolados de magnetita aparentemente “limpos”. Estas diferenças texturais nos óxidos devem estar relacionadas ao resfriamento dos corpos, mais lento no gabro, o que favoreceria o processo de desmisturamento do par Ti - Fe. O maior volume de magnetita pobre em Ti produziria, consequentemente, uma suscetibilidade magnética maior no gabro.

Os resultados aqui obtidos apontam nitidamente as limitações da aplicação sistemática da ASM para retratar a fábrica de intrusões máficas. No melhor dos casos ela poderia fornecer uma imagem distorcida estrutura ígnea subjacente, como no exemplo do enxame de diques Rio Ceará-Mirim. O refinamento e interpretação do dado, por outro lado, requer necessariamente informações complementares oriundas de outras metodologias, dentre as quais inclui-se o estudo de forma dos minerais.

REFERÊNCIAS

- Abelson, M., Baer, G. and Agnon, A., 2001. Evidence from gabbro of the Troodos ophiolite for lateral magma transport along a slow-spreading mid-ocean ridge. *Nature*, 409(4): 72-75.
- Algarte, J.P. et al. 1974. Projeto Sudeste do Estado de São Paulo; relatório final. São Paulo, Convênio DNPM/CPRM.
- Araújo, M.G.S., Vasconcelos, P., Brito Neves, B.B. and Archanjo, C.J., 2003. Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para o magmatismo básico Meso-Cenozóico da porção nordeste da Província Borborema, estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*: (in press).
- Archanjo, C.J., 1993. *Fabriques de plutons granitiques et déformation crustale du Nord-Est du Brésil: un étude par anisotropie de susceptibilité magnétique de granites ferromagnétiques*, Thèse de Doctorat, Université de Toulouse III, France, 167p.
- Archanjo, C.J., Trindade, R.I.F., Macedo, J.W.P. and Araújo, M.G.S., 2000. Magnetic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth sciences*, 13: 179-189.
- Archanjo, C.J., Araújo, M.G.S. and Launeau, P., 2002. Fabric of the Rio Ceará-Mirim mafic dyke swarm (northeastern Brazil) determined by anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis. *Journal Geophysical Research*, 107(B3): 10.1029/2001JB000268.
- Archanjo, C.J. Trindade, R.I.F., Bouchez, J.L. and Ernesto, M., 2002. Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics*, 21(1), 10.1029/2000TC001269.
- Banerjee, S.K., 1994. Contributions of fine particle magnetism to reading the global paleoclimate record. *Journal of Applied Physics*, 75(10): 5925-5930.
- Bellieni, G. et al., 1992. Evidence of magmatic activity related to Middle Jurassic and Lower Cretaceous rifting from northeastern Brazil (Ceará-Mirim): K/Ar age, paleomagnetism, petrology and Sr-Nd isotope characteristics. *Chemical Geology*, 97: 9-32.
- Boer, C.B. and Dekkers, J., 1996. Grain-size dependence of the rock magnetic properties for a natural magnetite. *Geophysical Research Letters*, 23(20): 2815-2818.
- Borradaile, G.J., 1988. magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156: 1-20.
- Borradaile, G.J. and Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Reviews*, 42(1/2): 49-93.
- Bucker, C., Schult, A., Bloch, W. and Guerreiro, S.D.C., 1986. Rockmagnetism and paleomagnetism of an Early Cretaceous/Late Jurassic dike swarm in Rio Grande do Norte, Brazil. *Journal of Geophysics*, 60: 129-135.
- Butler, R., 1992. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell Scientific publications, Cambridge, 319 pp.
- Callot, J.P., Geoffroy, L., Aubourg, C., Pozzi, J.P. and Mege, D., 2001. Magma flow directions of shallow dykes from East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies. *Tectonophysics*, 335: 313-329.
- Campanha, G.A.da C. 1991. *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo, Tese de doutoramento, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo, 296 p.
- Campanha, G. A. C., Sadowski, G. R. 1999 Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, 98: 31-51.

- Carmichael, R.S., 1982. Magnetic properties of minerals and rocks. In: R.C. Weast and M.J. Ashe (Editors), Handbook for Physical Constants for Rocks. CRC Press, Roca Baton, Fla, pp. 229-287.
- Cashman, K.V., Marsh, B.D., 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. II. Makaoupuhi lava lake. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99: 209-305.
- Cowan, E.J., 1999. Magnetic fabric constraints on the initial geometry of the Sudbury Igneous Complex: a folded sheet or a basin-shaped igneous body ? Tectonophysics, 307: 135-162.
- Cruden, A.R., 1990. Flow and fabric development during the diapiric rise of magma. Journal of Geology, 98: 681-698.
- Cruden, A.R., Tobisch, O.T. and Launeau, P., 1999. Magnetic fabric evidence for conduit-fed emplacement of a tabular intrusion: Dinkey Creek Pluton, central Sierra Nevada batholith, California. Journal Geophysical Research, 104(B5): 10,511-10,530.
- Day, R.M., Fuller, M. and Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 13: 260-267.
- Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments and soils. Journal Geophysical Research, 107(B3): 10.1029/2001JB0000487.
- Ernst, R.E. and Baragar, W.R.A., 1992. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the MacKenzie giant radiating dyke swarm. Nature, 356: 511-513.
- Frasca, M. H. B. O., Campanha, G. A. C., Figueiredo, M. C. H., Sadowski, G. R. 1997. Geoquímica e Ambiência Tectônica de Metabasitos do Alto e Médio Vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 27 (1): 41-48.
- Fuente, F., 1997. A computer controlled rotating polarizer stage for the petrographic microscope. Computer & Geosciences, 23: 203-208.
- Geoffroy, L., Callot, J.P., Aubourg, C. and Moreira, M., 2002. Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancies in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation. Terra Nova, 14: 183-190.
- Girdler, R.W., 1961. The measurement and computation of anisotropy of magnetic susceptibility in rocks. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 5: 34-44.
- Glen, J.M.G., Renne, P.R., Milner, S.C. and Coe, R.S., 1997. Magma flow inferred from anisotropy of magnetic susceptibility in the coastal Paraná-Etendeka igneous province: evidence for rifting before flood volcanism. Geology, 25(12): 1131-1134.
- Graham, J.W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an exploited petrofabric element. Geological Society of American Bulletin, 65: 1257-1258.
- Grégoire, V., Saint Blanquat, M., Nédélec, A. and Bouchez, J.L., 1995. Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks. Geophysical Research Letters, 22(20): 2765-2768.
- Grégoire, V., Darrozes, J., Gaillot, P. and Nédélec, A., 1998. Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional case study. Journal of Structural Geology, 20(7): 937-944.
- Hackspacher, P.C., Dantas, E.L., Spoladore, A., Fetter, A. 1999 Evolução da Faixa Ribeira, na região de Apiaí, Sudeste do Brasil: geocronologia U/Pb em zircão de rochas metabásicas e granito. In: VI Simpósio de Geologia do Sudeste, Bol. Resumos, p.12, SBG/UNESP, São Pedro.
- Haggerty S.E., 1991. Oxide textures: a mini-atlas. In: Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. (D. Lindsley, ed.). Mineralogical Society of America, vol. 25, p129-219.

- Hargraves, R.B., Johnson, D., Chan, C.Y., 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks ? *Geophysical Research Letters*, 18(12): 2193-2196.
- Harvey, P.K. and Laxton, P.R., 1980. The estimation of finite strain from the orientation distribution of passively deformed linear markers: eigenvalue relationships. *Tectonophysics*, 70: 285-307.
- Hodych, J.P., 1996. Inferring domain state from magnetic hysteresis in high coercivity dolerites bearing magnetite with ilmenite lamellae. *Earth and Planetary Science Letters*, 142: 523-533.
- Hollanda, M.H.B.M., Pimentel, M.M., Oliveira, D.C. and Jardim de Sá, E.F., 2004. Lithosphere-asthenosphere interaction and the origin of Cretaceous tholeiitic magmatism in northeastern Brazil. Sr-Nd-Pb isotopic evidence. *Lithos*: (in press).
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*: 37-82.
- Hrouda, F., 1986. The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. *Studia Geophys. Geod.*, 33: 39-45.
- Hunt, P.C., Moskowitz, B.M. and Banerjee, S.K., 1995. Magnetic properties of rocks and minerals, *Rock Physics and Phase Relations*. AGU Reference Shelf 3, pp. 189-204.
- Ildefonse, B., Launeau, P., Fernandez, A. and Bouchez, J.L., 1992. Effect of mechanical interactions on development of shape preferred orientations: a two-dimensional experimental approach. *Journal of Structural Geology*, 14: 73-83.
- Jackson, M., 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pageoph.*, 136: 1-28.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measurements on groups of specimens. *Studia Geophys. Geod.*, 22: 50-62.
- Lagroix, F. and Borradaile, G.J., 2000. Magnetic fabric interpretation complicated by inclusions in mafic silicates. *Tectonophysics*, 325(3/4): 207-225.
- Launeau, P. and Robin, P.Y.F., 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, 267(1/4): 91-119.
- Launeau, P. and Cruden, A.R., 1998. Magmatic fabric acquisition mechanisms in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *Journal of Geophysical Research*, 103(B3): 5067-5089.
- Maluski, H., Coulon, C., Popoff, M. and Baudin, P., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology, petrology and geodynamic setting of Mesozoic to Early Cenozoic magmatism from Benoue Trough, Nigeria. *Journal of Geological Society, London*, 152: 311-326.
- Nadai, A., 1931. *Plasticity: a mechanics of the plastic state of matter*. McGraw-Hill Book Company, 349 pp.
- Nagata, T., 1961. *Rock magnetism*, 2nd edn. Maruzen, Tokio, 350 pp.
- Nye, F.J., 1957. *Physical properties of crystals*. Oxford University Press, New York, 322 pp.
- Oliveira, D.C., 1992. O papel do Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim na evolução tectônica do Nordeste Oriental (Brasil): implicações na formação do rifte Potiguar. Ms.C Thesis, Universidade federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 172 pp.
- Potter, D.K. and Stephenson, A., 1988. Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. *Geophysical Research Letters*, 15: 1097-1100.
- Raposo, M.I.B. and Ernesto, M., 1995. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dike swarm (Brasil) and its relationship with magma flow directions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 87: 183-196.
- Robin, P.-Y.F., 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - theory. *Journal of Structural Geology*, 24: 531-544.

- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9(8): 1015-1020.
- Rochette, P., Jackson, M. and C., A., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30(3): 209-226.
- Rochette, P., Aubourg, C. and Perrin, M., 1999. Is this magnetic fabric normal ? a review and case studies in volcanic formations. *Tectonophysics*, 307: 219-234.
- Shimamoto, T. and Ikeda, Y., 1976. A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. 1. basic theory. *Tectonophysics*, 36: 315-337.
- Tarling, D.H. and Hrouda, F., 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, london, 217 pp.