UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DE CRISTAIS (DTC) E
TRAMA DE PLAGIOCLÁSIO EM DIQUES MÁFICOS
MESOZÓICOS DAS PRAIAS DAS CONCHAS E DE
LAGOINHA**

(MUNICÍPIOS DE CABO FRIO E ARMAÇÃO DOS BÚZIOS, RJ)

EMMANUEL DONALD NGONGE

Orientador: Prof. Dr. Carlos José Archanjo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

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

**SÃO PAULO
2011**

**Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**

Ngonge, Emmanuel Donald

Distribuição do tamanho de cristais (DTC) e trama de plagioclásio em diques máficos Mesozóicos das praias das Conchas e de Lagoinha (municípios de Cabo Frio e Armação dos Búzios, RJ) / Emmanuel Donald Ngonge. - São Paulo, 2011.

111 p.: il. + anexos

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Archanjo, Carlos José

1. Enxame de diques 2. Química mineral 3. DTC
4. OPF 5. Reologia I. Título

Versão corrigida

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EMMANUEL DONALD NGONGE

Orientador: Prof. Dr. Carlos José Archanjo

Dissertação de Mestrado

Comissão examinadora

Carlos José Archanjo	IGc – USP	Presidente
Silvio Roberto Farias Vlach	IGc – USP	Membro
Julio Cesar Horta de Almeida	UERJ-	Membro

São Paulo
Abril de 2011

AGRADECIMENTOS

Eu agradeço o Professor Colombo C. G. Tassinari que é meu primeiro contato no IGc e por ele meu percurso na pós-graduação foi iniciado.

Minha gratidão é imensa para o Professor Carlos José Archanjo, um orientador excelente.

Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa que me deu condições financeiras para fazer esse curso de pós-graduação.

Agradeço muitos professores de quem aprendi muitas coisas e que são amigáveis comigo: Professora Maria Helena B. M. Hollanda, Professor Oswaldo Junior, Professora Marly Babinski, Professor Ginaldo Campanha, Professor Rômulo Machado, Professora Lucilene Martins, Professor Rogério Azzone, Professor Marcos Egydio da Silva, Professor Jorge Bittencourt e o Professor Valdecir Janasi.

Agradeço meus colegas do Bloco D e especialmente Geanne Carolina Calvacante que ajudou na correção do manuscrito.

Agradeço Márcia Pacheco que também ajudou na correção do manuscrito.

Agradeço minha querida esposa Elizabeth e meus filhos e amigos.

RESUMO

DONALD NGONGE, E. *Distribuição do tamanho de cristais (DTC) e trama de plagioclásio em diques máficos Mesozoicos das Praias das Conchas e de Lagoinha (Municípios de Cabo Frio e Armação dos Búzios, Rio de Janeiro)*. 2011. 111 f. Dissertação de mestrado, Geoquímica – Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

A técnica da Distribuição do Tamanho de Cristais – DTC (*Crystal Size Distribution – CSD*), que relaciona a densidade de cristais com a distribuição do tamanho, foi aplicada à população de plagioclásio de diques máficos do Enxame de Cabo Frio - Búzios (RJ). Os diques possuem larguras variáveis, de alguns centímetros a 20 metros, e orientação em torno de N45E. A textura dos diques é geralmente fina, localmente microporfirítica e intergranular no centro dos diques mais largos. Bordas resfriadas de alguns centímetros de largura são frequentes nos contatos com as rochas metamórficas encaixantes. Foram estudados dois diques na Praia das Conchas com espessura de 0,8m e 8,2m e, um outro na Praia da Lagoinha, com 2m de largura. As amostras foram coletadas junto às margens (~10 cm do contato) e no centro dos diques. O tamanho médio dos cristais de plagioclásio varia de 0,07 a 0,13 mm na borda dos diques mais finos (≤ 2 m de largura) e de 0,09 a 0,20 mm na borda do dique mais largo. No centro do dique de Lagoinha e no dique largo de Praia das Conchas o tamanho de plagioclásio é da ordem de $0,19 \pm 0,02$ mm e $0,60 \pm 0,07$ mm, respectivamente. As DTCs nas bordas dos diques, independentemente de sua largura, mostraram um padrão tipicamente encurvado, e que tem sido atribuído na literatura como evidência para misturas de magmas com populações de cristais de tamanhos distintos. No entanto, no centro do dique largo (8,2m) de Praia das Conchas, a DTC é log-linear consistente com uma cristalização magmática simples. A química mineral mostrou que os cristais maiores (precoces) de plagioclásio apresentam um teor mais elevado em An (bytownita-labradorita) que os cristais menores (tardios) da matriz (labradorita-andesina). Além disso, a olivina é mais rica em Fo na borda que no centro do dique e, respectivamente, o piroxênio mais enriquecido em Ca. Esses resultados indicam que as margens resfriadas são mais máficas que o centro sugerindo uma evolução química normal com o resfriamento do magma. Portanto, as DTCs encurvadas provavelmente refletem taxas de cristalização heterogêneas possivelmente induzidas pela despressurização durante a ascensão do magma basáltico seguida de rápido resfriamento. O padrão da DTC log-linear no centro do dique de 8,2m de largura é atribuído ao maior tempo de residência do magma que favoreceria os processos de difusão química e re-equilíbrio textural. Os cálculos da taxa de resfriamento utilizando a inclinação da DTC permitiram estimar que o centro do dique largo da Praia das Conchas estaria completamente cristalizado (~ 900 °C) em torno de 73 dias. O

estudo da Orientação Preferencial de Forma (OPF) de plagioclásio mostrou que a petrotrama tende a isotrópica nas margens dos diques com largura menor que 2 metros, o que poderia refletir uma rápida cristalização de plagioclásio por despressurização. Quando a trama é localmente definida, como no dique largo da Praia das Conchas, a lineação de plagioclásio é subhorizontal sugerindo que o fluxo magmático moveu-se predominantemente na lateral do dique.

Palavras chaves: Diques máficos toleíticos, plagioclásio, Distribuição de tamanho de cristais, cristalização, taxas de resfriamento, petrotrama e fluxo magmático.

ABSTRACT

DONALD NGONGE, E. *Crystal size distribution (CSD) and fabrics in plagioclase in Mesozoic mafic dykes of the Beaches of Conchas and Lagoinha (Municipalities of Cabo Frio and Armação dos Búzios, Rio de Janeiro)*. 2011. 111 f. Dissertação de mestrado, Geoquímica-Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

The method of Crystal Size Distribution (CSD), which relates crystal density with size distribution, has been applied on the plagioclase population of the Mafic Dyke Swarm of Cabo Frio-Búzios (RJ). The dykes are NE-trending with widths from a few centimetres to 20m. The texture is generally fine grained and locally microporphyritic and intergranular at the center of the larger dykes. Chilled margins of a few centimetres in width are common at contacts with the metamorphic basement. Two dykes of 0.8m and 8.2m in width of the Conchas Beach and another of 2m in width at the Lagoinha Beach have been studied. Samples were collected at the margins (~10cm from the contact) and at the center of the dykes. The average size of the plagioclase crystals varies from 0.07 to 0.13mm at the margins of the narrow dykes (≤ 2 m of width) and from 0.09 to 0.20mm at the margins of the large dyke. At the center of the Lagoinha and Conchas dykes the plagioclase size varies from 0.19 ± 0.02 mm and 0.60 ± 0.07 mm respectively. The CSDs at the dyke margins, irrespective of the dyke width, are typically concave-up, and in literature such patterns have been attributed as evidence of magma mixing with distinct crystal populations. However, at the center of the largest dyke (8.2m) of Conchas Beach, the CSD is log-linear, consistent with simple steady-state crystallization pattern. The mineral chemistry shows that the plagioclase phenocrysts have a high An content (bytownite-labradorite) than the groundmass grains (labradorite-andesine). At the margins olivine is richer in Fo than at the center, and respectively, pyroxene is richer in Ca. These results indicate that the chilled margin is more mafic than the center suggesting a normal chemical evolution in a cooling magma. Nevertheless, the concave-up CSDs probably depict heterogeneous crystallization rates possibly induced by depressurization during the ascent of the basaltic magma followed by rapid cooling. The log-linear CSD pattern at the center of the Conchas dyke (8.2m width) is attributed to a higher residence time of the magma which favors the processes of chemical diffusion and textural re-equilibration. The calculated cooling rates using the CSD slope enables us to estimate that the larger dyke of Conchas would be completely crystallized (at $\sim 900^\circ\text{C}$) in 73 days. The study of the Shape Preferred Orientation (SPO) in plagioclase shows an isotropic petrofabric at the margins of the dykes ≤ 2 m, which could reflect a rapid crystallization of plagioclase by depressurization. When the

fabric is defined, as in the larger Conchas Beach dyke, the plagioclase lineation is subhorizontal, suggesting that the magma flow was predominantly lateral to the dyke plane.

Keywords: Tholeiitic mafic dikes, plagioclase, Crystal size distribution, cooling rates, crystallization, petrofabric and magma flow.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTO.....	4
RESUMO.....	5
ABSTRACT.....	7
SUMÁRIO.....	9
LISTA DE FIGURAS.....	11
LISTA DE TABELAS.....	13

1. INTRODUÇÃO

1.1. Generalidades.....	14
1.2. Objetivos.....	14
1.3. Área de estudo.....	15
1.4. Materiais e métodos.....	15
1.4.1. O levantamento bibliográfico.....	15
1.4.2. Trabalho de campo.....	15
1.4.3. Trabalho de laboratório.....	16
1.4.4. Integração de dados para realização da dissertação.....	16

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 – Introdução.....	18
2.2. Encaixante de diques de Cabo Frio-Búzios: o Terreno Cabo Frio.....	19
2.2.1 - Unidade Região dos Lagos.....	19
2.2.2.- Sucessão Búzios.....	19
2.3. O Magmatismo Mesozóico e Cenozóico no Sudeste do Brasil.....	20
2.4. O enxame de diques toleíticos de Cabo Frio- Búzios (CF-B).....	20
2.4.1. – Introdução.....	20
2.4.2 – Aspectos dos diques no campo e o alojamento de diques lineares.....	21
2.4.3. Aspectos dos diques de CF-B no campo.....	23
2.4.4. Geração e alojamento de diques lineares.....	24

3. PETROGRAFIA DOS DIQUES ESTUDADOS

3.1. Generalidades.....	26
3.2. Petrografia das bordas dos diques.....	28
3.2.1. Dique da Praia das Conchas (Bz1, espessura 8.2m).....	28
3.2.2. Bordas do dique 2 de Conchas (Bz2, espessura 0.80m).....	30
3.2.3. Petrografia nas bordas do dique de Lagoinha (Bz8, espessura 2m).....	31
3.3. Petrografia no centro dos diques.....	31
3.3.1. Centro do dique 1 de Conchas (Bz1, espessura 8.2m).....	31
3.3.2. Centro do dique de Lagoinha (Bz8, espessura 2m).....	32
3.4. Algumas assinaturas geoquímicas.....	34

4. QUÍMICA MINERAL DOS DIQUES MÁFICOS DE CF-B

4.1. Tendências composicionais mineralógicas nos diques de CF-B.....	36
4.2. Conclusão sobre a mineralogia dos diques.....	41

5 DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DE CRISTAIS

5.1. Textura de rochas ígneas	43
5.2. Modelo de cristalização contínua simples	45
5.3. Modelos de DTCs para texturas mecanicamente modificadas	47
5.4. Representação gráfica da DTC	49
5.5. Obtenção de dados e análise da DTC	50
5.5.1. Amostragem	50
5.5.2 Aquisição de imagem.....	51
5.6. Resultados.....	54
5.6.1. DTC total.....	54
5.6.2. DTC parcial (log-linear, $y = -mx+c$).....	58
5.7. Cálculo de G e J com os dados das DTC dos diques (=CSD-calculated).....	61
5.8. Conclusão sobre as DTCs de três diques de CF-B.....	65

6. ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA DE PLAGIOCLÁSIO

6.1. Caracterização de fluxo magmático em diques.....	68
6.2. Determinação da trama mineral - o método do Tensor de Inércia.....	70
6.3. Resultados.....	71
6.3.1 Praia das Conchas.....	71
6.3.2. Praia da Lagoinha.....	73
6.4. Conclusão sobre a OPF dos diques de CF-B.....	75
6.4.1. Evidência de fluxo magmático lateral nos diques de NE para SW.....	75
6.4.2. Evidências de deformação magmática nos diques.....	75

7. CONCLUSÕES..... 81

REFERÊNCIAS.....84

ANEXO..... 92

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da área do estudo no estado de Rio de Janeiro (a) e em CF-B (b)	15
Figura 2. Exemplo de cilindro de amostra (A) e os métodos usados neste estudo (B).	16
Figura 3. Reconstrução do Gondwana Ocidental segundo Tohver et al. (2006).	17
Figura 4. Compartimentação tectônica da borda sul do Cráton do São Francisco (Heilbron et al., 1999)	18
Figura 5. Enxame de diques na Bacia de Campos	21
Figura 6. Localização dos diques estudados: Conchas (2) e Lagoinha (6).	21
Figura 7. Classificação de diques (Hoek, 1991): irregular, entrelaçado (braided), en-echelon e em ziguezague.	22
Figura 8. a. Dique na Praia de Geribá com contato vertical e xenólitos do encaixante; b: dique inclinado na Praia Brava; c: dois diques compostos em contato com borda de resfriamento entre eles, Praia de Geribá; d: dique bifurcado na Praia João Fernandes com margens de resfriamento	23
Figura 9. Mecanismo de propagação de diques	24
Figura 10. Borda do dique 1 de Conchas : (a) e (b) texturas subofíticas e (c) opacos.	27
Figura 11. Evidências de desequilíbrio no magma	28
Figura 12. Opacos dendríticos na borda do dique 1 de Conchas.	28
Figura 13. Bordas do dique 2 de Conchas. Textura microlítica glomeroporfirítica essencialmente de plagioclásio (a), de olivina, piroxênio e opacos (b) e opacos subédricos (c).	29
Figura 14. Bordas do dique 2 de Conchas: associação de olivina e piroxênio.	27
Figura 14. Margens de reação em piroxênio	27
Figura 15. Bordas do dique de Lagoinha. Textura microlítica seriada (a), porfirítica (b), opacos (c) e glômeros de olivina (d).	28
Figura 16. Centro do dique 1 de Conchas, textura microgranular porfirítica e subofítica (a), opacos dendríticos (b), olivina alterada (c).	29
Figura 17. Centro do dique de Lagoinha. Textura microlítica seriada e subofítica (a), opacos (b), associação de olivina, piroxênio, opacos e plagioclásio (c).	29
Figura 18. Ordem de cristalização dos minerais essenciais nos diques de CF-B.	30
Figura 19. Curvas de Gd/Yb vs La/Yb para mostrar a fonte dos diques de diabásio de CFB (quadrados) a partir de 4% de fusão parcial (PM) de espinélio lherzolito no manto.	31
Figura 20. Composição de olivina nos diques de CF-B (a), olivina em CF-B não se formou no manto, mas, durante o acento do magma (b).	33
Figura 21. Classificação e evolução de piroxênio dos diques de CF-B (a), evolução de piroxênio de Conchas (b) e de Lagoinha (c).	34
Figura 22. Classificação de plagioclásio dos diques de CF-B	35
Figura 23. Processos de formação e modificação de texturas em rochas ígneas (in Higgins 2010)	38
Figura 24. Relação entre nucleação, crescimento e a superfusão	39
Figura 25. Frequência típica da variação da densidade da população (n) com o tamanho (L) do cristal.	40
Figura 26. Modelo de cristalização contínua simples. Marsh (1988) propôs que um vulcão em erupção contínua aproxima-se do modelo de cristalização simples constante.	41
Figura 27. Dispersão teórica da DTC no modelo de cristalização contínua simples.	42
Figura 28. DTC log-linear (a) modificada por resfriamento rápido (b), acumulação de cristais (c) ou remoção de cristais (d) do magma (in Marsh, 1988).	43
Figura 29. Evolução textural de fenocristais de clinopiroxênio durante sua ascensão à superfície e respectiva DTC (in Berger et al. 2008).	44
Figura 30. Representação da DTC na forma de histograma (a), ou como uma linha contínua conectando o topo de cada coluna do histograma (b).	45
Figura 31. Cilindro de 2,5 cm de diâmetro e respectivas seções (xy, xz, yz) mutuamente ortogonais utilizadas no estudo da DTC e da petrografia.	46
Figura 32. Classificação de plagioclásio da margem SE de um dique da Praia das Conchas (Bz1-12) em três seções mutuamente ortogonais (xz, xz e yz) e respectivo volume modal (em parênteses).	47
Figura 33. DTC de plagioclásio da borda (NW, SE) e centro do dique máfico da Praia das Conchas (Bz-1) com 8,2 m de largura. Em parênteses o número de grãos.	51
Figura 34. DTC de plagioclásio da borda (NW, SE) do dique máfico da Praia das Conchas (Bz-2) com 2 m de largura. Em parênteses o número de grãos.	52
Figura 35. DTC de plagioclásio da borda (NW, SE) e centro do dique máfico da Praia de Lagoinha (Bz-8) com 2 m de largura.	53
Figura 36. (A) DTC correspondendo ao intervalo entre 0.09 mm e 0.82 mm da borda SE do dique Bz-1. (B) Intervalo onde a DTC possui uma relação log-linear nas bordas e centro do dique. r^2 , índice de ajuste dos pontos à reta de regressão.	54

Figura 37. τ_1 é o tempo de residência calculado usando estimações de G na literatura ($G = 10^{-7} \text{ cm s}^{-1}$ nas bordas e $10^{-8} \text{ cm s}^{-1}$ no centro dos diques) e τ_2 é calculado usando o k , o constante da difusividade termal, uma modificação do método de Jaeger, (1968).	61
Figura 38. Perfil de velocidade de um magma (A, B) movendo-se através de um conduto que conecta o reservatório ao centro vulcânico	64
Figura 39. Empilhamento de plagioclásio pelo centro de inércia correspondendo as seções xy, xz e yz da amostra Bz-1 SE	66
Figura 40. Trama de plagioclásio determinada pelo método do Tensor de Inércia das bordas NW e SE e centro do dique Bz-1 (Praia das Conchas).	67
Figura 41. Trama de plagioclásio determinada pelo método do Tensor de Inércia das bordas NW e SE do dique Bz-2	68
Figura 42. Trama de plagioclásio determinada pelo método do Tensor de Inércia das bordas NW e SE e centro do dique Bz-8 (Praia de Lagoinha).	69
Figura 43. O fluxo magmático lateral do NE, cisalhamento vigente e a turbulência na remoção magmática	71
Figura 44. Plagioclásio quebrado na borda SE (a) e no centro (b); plagioclásio quebrado e os pedaços separados na borda NW (c) e outro encurvado (d) no centro do dique 1 de Conchas.	71
Figura 45. (a) diagrama de rosa de direções dos diques e (b) diagrama de rosa de fraturas.	72
Figura 46. Sucessivamente dique 1 de Conchas, de Lagoinha e de João Fernandes mostrando fraturas oblíquas de resfriamento	72
Figura 47. As forças transcorrentes sinistrais fracas eram coetânea durante o “diking” em uma regime transtensional no encaixante	73
Figura 48. Forças vigentes durante a colocação dos diques e a formação das fraturas oblíquas	74
Figura 49. Dique em ziguezague na Praia das Conchas e Geribá e dique escalonado na Praia de João Fernandes (em baixo)	75
Figura 50. Forças vigentes na formação de diques escalonados	75

FIGURAS NO ANEXO

Figura A1. Zoneamento oscilatório normal em piroxênio do núcleo (1) à borda (4) , zoneamento começa em primeiro normal (em cima) e caso onde começa como inverso (em baixo) (dique 1 de Conchas borda NW)	87
Figura A2. Zoneamento normal (em cima) e inverso depois normal contínua (em baixo) em plagioclásio do núcleo (1) à borda (4) (dique 1 de Conchas-borda SE)	87
Figura A3. Zoneamento normal (em cima) e oscilatório (no meio) e normal descontínuo (em baixo) em piroxênio nas bordas do dique 2 de Conchas.	88
Figura A4. Zoneamento oscilatório em plagioclásio do núcleo(1) à borda (4-6).	88
Figura A5. Zoneamento em primeiro inverso depois normal em piroxênio do núcleo(1) à borda(4) (borda NW do dique de Lagoinha)	89
Figura A6. plagioclásio zonado do núcleo (1) à borda (4) (borda NW do dique de Lagoinha)	89
Figura A7. Olivina modal alterada no centro do dique 1 de Conchas (Bz1)	89
Figura A8. Zoneamento normal em piroxênio no centro do dique 1 de Conchas (Bz1)	89
Figura A9. Zoneamento normal em plagioclásio no centro do dique 1 de Conchas (Bz1)	90
Figura A10. Zoneamento oscilatório em piroxênio do núcleo (1) à borda(6) (centro do dique de Lagoinha, Bz8)	90
Figura A11. Zoneamento normal descontínua em Plagioclásio zonado do núcleo (1) à borda (4) (centro do dique de Lagoinha)	90
Figura A12. Hábitos de plagioclásio nos diques de Cochass (bordas)	102
Figura A13. Hábitos de plagioclásio nos dique fino de Conchas	103
Figura A14. Hábito de plagioclásio no dique Bz8 de Lagoinha	103
Figura A15. Curvas log-linear das duas bordas do dique 2 de Conchas	104
Figura A16. Curvas log-linear das bordas e do centro do dique de Lagoinha	104
Figura A17. A: Conjunto de pixels adjacentes que definem um objeto (grão) em sua coordenadas no referencial xy. B: Tensor de inércia do grão representado por uma elipse, α ângulo de orientação de seu eixo maior.	105
Figura A18. Caso simples de elipses com populações de cristais distintas e orientação N-S ($R = a/b = 2$) e W-E ($R = 1.5$). centro de massa do objeto. (Launeau & Robin; 2005).	105
Figura A19. Método de interceptos. A: Contagem e projeção de 9 interceptos a 90° . B: contagem de 7 interceptos a 145° e comprimento médio. (Launeau & Robin, 2005).	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Diques do enxame Cabo Frio – Búzios amostrada para análises	16
Tabela 2. Dados de hábito de plagioclásio nos diques de CF-B	48
Tabela 3. Parâmetros da Distribuição do Tamanho de Cristais em diques do enxame CF-B	50
Tabela 4. Dados das DTCs log-linear dos diques de CF-B. $L(\text{max})$ = comprimento máximo.	54
Tabela 5. Estimações do tempo de residência e J (taxa de nucleação) a partir de G na literatura	55
Tabela 6 Valores de τ e a taxa de resfriamento	56
Tabela 7. Dados sobre a taxa de nucleação e de crescimento dos diques de CF-B	57
Tabela 8. Dados de G e J nos diques de CF-B comparados com dados de uns diques na literatura	58
Tabela 9. Tempo de residência em CF-B comparado com outros diques na literatura	59
Tabela 10. Dados de τ_1 e τ_2 nos diques de CF-B	60

TABELAS NO ANEXO

Tabela A1. Dados da química mineral de olivina nos diques de CF-B	91
Tabela A2. Dados da química mineral de piroxênio nos diques de CF-B	92-95
Tabela A3. Dados da química mineral de plagioclásio nos diques de CF-B	96-99
Tabela A4. Variações da química mineral nos diques de CF-B: Conchas 1	100
Tabela A5. Variações da química mineral nos diques de CF-B : Conchas 2	100
Tabela A6. Variações da química mineral nos diques de CF-B : Lagoinha	100
Tabela A7. Dados de zoneamento inverso em fenocristais de piroxênio dos diques de CF-B	101
Tabela A8. Mg# em piroxênio na matriz nos diques de CF-B	101
Tabela A9. Evolução de um plagioclásio zonado no dique 2 de Conchas – borda NE	101
Tabela A10. Composição de grãos de plagioclásio em %An na matriz nos diques de CF-B	102

1. INTRODUÇÃO

1.1. Generalidades

A abertura do Atlântico Sul foi marcada pelo início dos processos extensionais e rifteamento que conduziram à separação dos continentes da América do Sul e da África no Jurássico Inferior e atingiu o seu pico no Cretáceo e no Paleogeno. O rifteamento ocorreu com muitos eventos magmáticos nas bacias da margem continental, por exemplo, a Bacia de Campos onde se encontram os municípios de Cabo Frio e Armação dos Búzios (Rio de Janeiro).

Efusões vulcânicas no Cretáceo Inferior intercalam-se aos sedimentos desta bacia (Mizusaki et al., 1988), indicando que o magmatismo básico esteve intimamente relacionado à evolução das bacias costeiras do sudeste brasileiro. Outros exemplos estão no Uruguai, nordeste do Brasil, na Bacia do Paraná e, no sudoeste da África, no Etendeka e Karoo. No sudeste do Brasil são conhecidos enxames de diques do Arco da Ponta Grossa, com direção NW, da Serra do Mar, de direção NE e do Vale do Paraíba, de direções NE e NW.

Os enxames de diques constituem uma consequência de rifteamento crustal, comprovada pelo grande volume de derrames basálticos que foram periodicamente adicionados à crosta continental (Corrêa Gomes et al., 1996). As pesquisas sobre diques máficos fornecem informações sobre:

- a deformação crustal no processo de rifteamento e o preenchimento de fraturas;
- o dinamismo mantélico e a reologia magmática desde a câmara até a colocação;
- as forças vigentes ligada à tectônica regional: campos de tensão e/ou deformação;
- depósitos minerais

1.2 – Objetivos

Vários autores já estudaram os diques de Cabo Frio – Búzios, entre eles, **Tetzner**, (2002) que concluiu que o preenchimento das fraturas nesta bacia ocorreu em um contexto de transtensão sinistral. Os objetivos de nosso trabalho são:

- a) entender os processos de alojamento, cristalização e desenvolvimento da trama usando métodos de análise textural quantitativa como a Distribuição do Tamanho de Cristais (DTC) e a Orientação Preferencial da Forma (OPF);
- b) fornecer elementos para caracterizar os processos magmáticos e suas eventuais relações com a colocação dos diques.

1.3. Área de estudo

A área alvo da presente pesquisa está situada nas imediações das cidades de Armação de Búzios e Cabo Frio na Região dos Lagos, Estado do Rio de Janeiro (figura 1).

Figura 1. Localização da área do estudo no estado de Rio de Janeiro (a) e em CF-B (b)

O relevo regional apresenta duas classes de intervalos de altitudes: 0-100m e 100-200m. Na região, alternam-se planícies e bacias preenchidas por sedimentos Quaternários. A Serra das Emerenças, que separa Búzios de Cabo Frio tem altitudes de 137m e 200m. Na litoral ocorrem várias ilhas e algumas são maciços alcalinos do Terciário.

1.4 – Materiais e métodos

Este estudo incluiu a aquisição de dados de campo, onde foram realizadas as amostragens e a análise estrutural, compreendendo:

1.4.1 – O levantamento bibliográfico sobre a petrologia estrutural aplicada a rochas máficas, a reologia e dinâmica magmática, os métodos e aplicação da OPF em diques máficos, a DTC (= *Crystal Size Distribution, CSD*) e a caracterização da química mineral.

1.4.2 - Trabalho de campo

-análise estrutural dos diques com o uso de GPS, bússola (direção e mergulho); estudo de fraturas relacionadas com os diques; aspectos dos diques no campo; relação entre diques e a rocha encaixante. Tiramos fotos estratégicas relacionadas a esses fatores. As medidas obtidas foram selecionadas e tratadas em aplicativos para a análise estrutural.

-amostragem de cilindros nas bordas e no centro dos diques estudados

Foram amostrados cilindros orientados de aproximadamente 8 cm de comprimento e 2,5cm de diâmetro tanto da borda (< 10cm do contato com a encaixante) como do centro do dique. Para

isso usamos uma perfuratriz portátil movida à gasolina. Neste trabalho apresentaremos os resultados de três diques – dois da Praia das Conchas e um da Praia de Lagoinha (Tabela I).

Tabela 1. Diques do enxame Cabo Frio – Búzios amostrada para análises

	Coordenadas UTM	N	Rocha	Observação
Conchas	193.802/7467.497			
Bz1		13	diabásio f	Esp. 8,2m, direção 055Az
Bz1c		8	diabásio f.	centro do dique
Bz2		14	diabásio f	Esp. 0,8m, direção 060Az
Lagoinha	204.561/7479.137			
Bz8		15	diabásio f.	Esp. 2m, direção 032 Az
Bz8c		6	diabásio f.	centro do dique

N, numero de cilindros; m., f., granulométrica média e fina, respectivamente; Az, azimute.

1.4.3. – Trabalho de laboratório

Os cilindros orientados no campo em dois diques na Praia das Conchas em Cabo Frio, e um dique na praia de Lagoinha em Arraial de Búzios são caracterizados de eixo x correspondendo a declinação (azimute) do cilindro e o eixo z paralelo ao eixo do cilindro correspondendo a inclinação (Fig. 2A).

Figura 2. Exemplo de cilindro de amostra (A) e os métodos usados neste estudo (B).

No laboratório preparamos espécimes de 2,2 cm de altura. Desses espécimes são obtidas três seções orientadas mutuamente ortogonais entre si. A seção xy, geralmente horizontal, contém

a declinação (x) e sua perpendicular (y; positivo no sentido horário). A seção xz contém a declinação e a inclinação (z; positivo para baixo). A seção yz é perpendicular às seções xy e xz. Lâminas delgadas orientadas dessas três seções formam, portanto a base para o estudo da petrografia, mineralogia, a DTC e da petrotrama (fig. 2B).

1.1.4. Aquisição de imagem

A captura de imagens TIFF em escala é realizada pelo programa GEOVISION, e o tratamento da imagem feito pelo programa PHOTOSHOP ELEMENTS (Adobe Inc). O plagioclásio é isolado da matriz utilizando a imagem obtida com nicóis paralelos.

A imagem binária resultante é subsequentemente tratada com o programa SPO.EXE (*freeware*) (Launeau, 2). Com este software eliminamos os grãos menores que 16 pixels e os objetos cortados na borda da imagem. Foi possível separar em amostras do contato dos diques, entre 1000 e 2000 grãos de plagioclásio por seções delgadas, representando as seções xy, xz e yz dos cilindros orientados (Fig. 2A). Por outro lado, a textura mais grossa encontrada no centro do dique permitiu classificar apenas entre 400 e 900 grãos de plagioclásio por lâmina. Esse número de objetos, contudo, é suficiente para o estudo da DTC cujo limite mínimo é em torno de 200 grãos (Mock and Jerram, 2005).

A imagem binária de plagioclásio é aberta no programa IMAGE-J (rsbweb.nih.gov/ij) e gerado um arquivo de dados que é interpretado pelo programa CSDCORRECTIONS v.1.3 desenvolvido por Higgins (2000). No programa, cada grão é descrito por uma elipse cujos eixos principais correspondem ao comprimento maior e menor do grão. O cálculo da DTC foi feito utilizando a medida do eixo maior da elipse.

A caracterização da forma 3-D de cada grão, que no programa CSDCORRECTIONS é feita estimando o comprimento relativo dos eixos curto (=1), intermediário e longo da população de grãos utilizando o programa CSDSLICE (Morgan e Jerram, 2006). O programa consiste de uma macro do EXCEL (Microsoft Inc) que compara as razões axiais da população de objetos em 2-D e propõe uma melhor estimativa da dimensão dos eixos da população. O grau de ajuste das razões axiais 2-D com uma forma média 3-D é dado pelo parâmetro R^2 , que considera o ajuste satisfatório quando $R^2 > 0.8$ (= 1 quando o ajuste é perfeito) tendo cada análise pelo menos 200 grãos.

1.1.5. Integração de dados para realização da dissertação

Os dados foram compilados, tratados e integrados para a realização desta dissertação.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 – Introdução

Quatro unidades tectônicas principais formam a plataforma da América do Sul: os escudos *Pré-cambrianos*, compostos de crátons e faixas da orogênese Pan-africana ou Brasileira; as *bacias intracratônicas* do Paraná, Amazonas e Parnaíba, que constituem a cobertura Paleozóica a Mesozóica da plataforma; *os riftes Mesozóicos* que geraram as bacias marginais passivas do tipo atlântico, associados à quebra do Gondwana e à formação do Atlântico Sul; e as *bacias de rifte pós-quebra e plutônicos alcalinos* da reativação no Cretáceo-Terciário (Heilbron et al., 2000).

Figura 3. Reconstrução do Gondwana Ocidental segundo Tohver et al. (2006). Am, Amazonia; ANS, Arabian_Plateforma Nubiano; C, Congo; GM, Maciço de Goiás; K-G, Kalahari-Gruehogna; LA, Luis Alves; P, Paraná; RA, Rio Apa; SF, São Francisco; SL, São Luis; WA, África Ocidental. AC, Araçuaí; Ag, Araguaia; Bo, Borborema; BR, Brasília; Da, Damara; DF, Dom Feliciano; Dh/O, Dahomeides/Oubangides; G, Gariep; H, Hoggar; kA, Kaoko; K/Z, Katangan/Zambezi; LA, Lufilian Arc; M, Mozambique; P, Paraguay; R/M, Ribeira/Mantequeira; RO, Rorckelides; Ta, Tanzânia; Tu, Tuzcatanga; WC, West Congo. Vaughan, A.P.M. e Pankhurst R.J. (2008)

Oeste Africano, Amazônico e Rio de la Plata; a Placa Congo/São Francisco; a Placa Kalahari; e a Placa Nordeste do Brasil e Centro-Oeste Africana (fig. 3).

2.2. Encaixante de diques de Cabo Frio-Búzios: o Terreno Cabo Frio

O Terreno Cabo Frio (fig. 4) é composto de duas unidades: Região dos Lagos e a Sucessão Búzios.

2.2.1 - Unidade Região dos Lagos

Constituído de granitóides cortados por metabásicos, gnaisses e migmatitos (Machado Filho et al. (1983) que foram agrupadas por Reis & Licht (1982) como gnaisses graníticas e granodioríticas. Os ortognaisses paleoproterozóicos (2,0 Ga) de composição granítica a granodiorítica e lentes básicas constituem o embasamento do Terreno Cabo Frio.

Figura 4. Compartimentação tectônica da borda sul do Cráton do São Francisco (Heilbron et al., 1999)
O retângulo em destaque no mapa corresponde a área de estudo

2.2.2.- Sucessão Búzios

Essa unidade é constituída de paragneisses com camadas de calciossilicáticas e anfibolíticas que representam a associação supracrustal deste terreno (Schmitt, 2001). Estruturas migmatíticas e paragêneses metamórficas com cianita e sillimanita são características

(Heilbron et al., 2000). Idades de 580 e 520Ma (Rb/Sr) e dados mais recentes, de 520Ma (U/Pb) (Schmitt et al., 2000) indicam um retrabalhamento brasileiro tardio. Este terreno foi intensamente afetado pelo rifte de abertura do Oceano Atlântico (Mesozóico) e pelo rifte continental do SE do Brasil. A tectônica Mesozóica-Cenozóica foi responsável pela geração e deformação da bacia petrolífera de Campos.

2.3. O Magmatismo Mesozóico e Cenozóico no Sudeste do Brasil

O Rifte Continental do Sudeste Brasileiro, de idade Eocênica (Lima & Amador 1985; Lima et al. 1996) foi precedido por um magmatismo toleítico, representado pelo embasamento das bacias da Margem Continental Brasileira (bacias de Campos e Santos) e correlacionado por vários autores aos derrames da Formação Serra Geral (Bacia do Paraná), com idades entre 127 e 137 Ma (Turner et al; 1994). As atividades tectono-magmáticas desse magmatismo toleítico são denominadas Evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus et al.1984), que é caracterizado de diques de basalto e diabásio. Esses diques possuem direção preferencial NE-SW e pertencem ao enxame de diques Santos-Rio de Janeiro (Renne et al. 1996), de idades entre 134 e 129 Ma (Regelous 1990, Deckart et al. 1998). O vulcanismo basáltico da fase rifte é representado na Bacia de Campos pela Formação Cabiúna, de idade Neocomiana, constituída por basaltos toleíticos intercalados com rochas vulcanoclásticas e sedimentares (Mizusaki et al., 1988; Almeida et al., 1996), formados por vulcanismo fissural com fases subaéreas e subaquosas, interagindo com processos vulcanoclásticos e sedimentares. O magmatismo de composição alcalina aconteceu do Neocretáceo ao Eoceno Inferior/Médio (Almeida et al., 1996), durante a fase drifte do processo de ativação plataformar, em ambiente intraplaca. Ele apresenta poucas estruturas, mas parece se adaptar às zonas de fraqueza Pré-cambrianas, adquirindo formas alongadas NE ou ENE (Almeida, 1991). A origem deste magmatismo foi em parte, acompanhada pela tafrogênese que gerou o Gráben da Guanabara e as bacias Terciárias, sob um regime tectônico de transcorrência sinistral E-W (Ferrari et al., 1997).

Esse segundo episódio magmático é representado no sudeste do Brasil pelo Enxame de Diques do Rio de Janeiro e maciços (stocks e plugs) de rochas alcalinas principalmente félsicas, como traquitos e sienitos, mas também máficas, como shoshonitos e ankaramitos. Grande parte dessas intrusões está distribuída ao longo do Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Almeida, 1991), que abrange rochas alcalinas localizadas entre Jaboticabal e o banco submarino Almirante Saldanha. O lineamento seria uma extensão continental de uma falha transformante

ou zona de fratura oceânica, resultante de um deslocamento da posição do pólo de rotação da placa há cerca de 80 Ma, em um segundo estágio de abertura do Atlântico Sul (Almeida, 1991). Outros autores consideraram a hipótese de um hot spot, no qual a placa teria se deslocado sobre um ponto quente fixo no manto (Herz 1977; Sadowski & Dias Neto 1981, Almeida, 1991).

O Alinhamento Magmático de Cabo Frio é uma faixa de aproximadamente 60 km de largura e 1150 km de extensão, que contém 26 corpos intrusivos, 5 extrusivos, e numerosos diques, de rochas predominantemente félsicas, e subordinadamente máficas, posicionadas entre 87 e 43 Ma. Almeida (1991) defende a hipótese de que o alinhamento indicaria a existência de falhas subcrustais, surgidas com a rotação da placa há cerca de 80 Ma. Essas falhas representariam zonas de fraqueza litosférica, em que as condições de pressão e temperatura seriam capazes de fundir parcialmente o manto, gerando magma alcalino. Esse último episódio magmático, de composição alcalina, teve fim na região sul-sudeste durante o Oligoceno, enquanto que no nordeste ela prosseguiu até o Mioceno (Almeida et al., 1996).

2.4. O enxame de diques toleíticos de Cabo Frio- Búzios (CF-B)

2.4.1. - Introdução

O magmatismo toleítico Mesozóico no sudeste do Brasil é representado em CF-B na forma de diques. Há cerca de 70 diques de rochas máficas toleíticas, alguns atingindo espessuras de até 22 metros, expostos nas praias de CF-B (fig. 5). O Enxame de Diques do CF-B pode ser considerado como parte do enxame de diques da Serra do Mar (Valente et al., 1999; Valente, 2001; Ferrari & Riccomini, 2001, Guedes, 2001). Esses diques orientam-se segundo a direção NE-SW. Na adjacências de Arraial do Cabo, ocorrem muitos diques alcalinos, além do stock da Ilha de Cabo Frio. Esses têm idades mais novas que os toleítos (Sichel et al., 1997).

O estudo de traço de fissão em apatita da encaixante metamórfica (Hackspachel et al; 2004; Motoki et al; 2007) indica que a região marítima do Rio de Janeiro sofreu um soerguimento e erosão regional de uma profundidade quilométrica no Cenozóico Inferior. São diques rasos de profundidade de alojamento entre 4 e 5 km (Motoki e Sichel, 2008). São considerados diques de alimentação de derrame de lavas no Cretáceo Inferior (Motoki, 1994). Os três diques estudados estão nas Praias das Conchas e de Lagoinha (fig. 6).

Figura 5. Enxame de diques na Bacia de Campos

Figura 6. Localização dos diques estudados: Conchas (2) e Lagoinha (6).

2.4.2. – Aspectos dos diques no campo e o alojamento de diques lineares

Os enxames de diques máficos são uma assinatura de tectonismo de distensão crustal (Oliveira & Montes, 1984) ou transtensional e são indicadores dinâmicos para campos de tensões locais e regionais. Quando os diques estão bem orientados, a fonte que os originou é profunda ou a orientação foi resultante de esforços regionais. Enxames desorientados, provavelmente foram derivados de fontes rasas (Halls, 1982).

Para estudar diques máficos devemos levar em consideração alguns aspectos: a distribuição e geometria do sistema de fraturas, as suas características, o tempo de sua intrusão e a relação geométrica com a encaixante, incluindo suas orientações, as marcas do fluxo magmático e as estruturas ligadas ao resfriamento do magma (Twiss & Moores, 1992).

Os fenômenos sincrônicos à colocação e ao resfriamento do magma estão relacionados ao confronto entre: o campo de tensão interna, que é o resultado da combinação entre a pressão de fluidos, a diferença de densidade entre o magma e a encaixante, além da viscosidade do magma e o campo de tensão externa, representado pela pressão litosférica, tensão cisalhante local, tensão mínima local e pela resistência à tensão da rocha encaixante.

2.4.3. Aspectos dos diques de CF-B no campo

Os aspectos geométricos de um dique podem ser utilizados para correlacioná-lo à tectônica regional. Hoek, (1991) classificou os diques segundo o tipo da fraturação (fig. 7). Eles são denominados **irregulares** quando mostram uma ausência de bifurcação e os segmentos são subparalelos com um pouco de sobreposição. Diques **entrelaçados (braided)** são aqueles em que os segmentos ocorrem lado a lado com presença frequente de ramificações e bifurcações; os segmentos são paralelos à superfície envoltória. Tanto nos irregulares como nos entrelaçados a dilatação é normal aos segmentos e à superfície envoltória.

Diques **en-échelon** (ou **escalonados**) apresentam segmentos que são paralelos um ao outro, porém oblíquos à superfície envoltória.

Figura 7. Classificação de diques: irregular, entrelaçado (braided), en-echelon e em zigzague (Hoek 1991).

A dilatação é oblíqua à superfície envoltória e normal aos segmentos segundo o modelo de Anderson, (1942) e Pollard et al., (1982). Neste modelo a segmentação resulta de uma rotação do campo de tensão regional ao redor de um eixo paralelo à direção de propagação da fenda. Diques em **ziguezague** são caracterizados por dilatações ortogonais à superfície envoltória e oblíquas aos segmentos. A direção de dilatação bissecta segmentos adjacentes dando assim, componentes dextrais e sinistrais alternadas (Fig. 7). Os diques do enxame CB-F normalmente mostram contatos bruscos e verticais (figura 8a) e raramente inclinados (figura 8b), com as rochas encaixantes, muitas vezes com bordas de resfriamento com texturas mais finas e alteradas. A direção preferencial é NE-SW.

Eles têm um sistema interno de fraturas de resfriamento que variam de subparalelas aos contatos, a transversais e oblíquas. Com relação às formas das fraturas-conduto, a forma comum na qual os diques do CF-B afloram é retilínea. No entanto, ocorrem também diques compostos, (fig. 8c) e outras com bifurcações (figura 8d), uns com formas laterais, formas sigmóides, diques em ziguezague, degraus, pontes e tocos.

Figura 8. **a.** Dique na Praia de Geribá com contato vertical e xenólitos da encaixante; **b:** dique inclinado na Praia Brava; **c:** diques compostos com borda de resfriamento no contato, Praia de Boi; **d:** dique bifurcado na Praia João Fernandes com margens de resfriamento (ver localização na figura 5)

2.4.4. Geração e alojamento de diques lineares

Os diques de CF-B intrudiram de forma ortogonal à foliação principal das rochas encaixantes, do Terreno Cabo Frio. A estruturação desse terreno foi gerada por empurrões e dobramentos

de baixo ângulo, fazendo com que os contatos, a foliação principal S_n , os planos axiais de dobras e falhas de empurrão e zonas de cisalhamento assumissem uma posição subhorizontal (Schmitt, 2001). Como os diques são verticais e subverticais, eles cortam ortogonalmente as estruturas principais do encaixante.

Na geração de um dique, a abertura (dilatação) é normal ao plano do dique e é considerada como normal à direção do menor tensão compressional regional σ_3 (Spark, R.G., 1991). Muitas vezes, os diques ocorrem em enxames lineares, os quais são caracterizados pela pequena variação em espessura, orientação e espaçamento (Speight et al., 1982; Gudmundsson, 1983; Halls & Fahrig, 1987), implicando uma carga regional homogênea da crosta (Lachenbruch, 1961; Segall, 1984).

Diques podem ser colocados em fraturas pré-existentes ou em fraturas próprias (Delaney et al. 1986). A alta pressão interna dos gases e fluidos do magma ascendente pode forçar a geração de uma fratura extensional normal a σ_3 (fig. 9). Segundo a mecânica de fraturas de Atkinson, (1987) a concentração de tensão no redor da extremidade superior do dique é o bastante para acelerar a propagação de novas fraturas e ascensão pela autopropagação de diques.

Figura 9. Mecanismo de propagação de diques

Para que acontecer a intrusão dos diques, é necessário que a fratura-conduto atinja a fonte mantélica (litosférica e/ou astenosférica). O magma deve subir rapidamente para que não seja criado um bloqueio no conduto, produzido pela solidificação magmática. A linha de propagação das fraturas é paralela ao fluxo do magma.

Há três ambientes tectônicos mais propícios à penetração do magma basáltico: transcorrente, distensivo linear e radial (Corrêa Gomes et al., 1996). Em nosso estudo concentramos com diques de origem distensivo linear.

3. PETROGRAFIA DOS DIQUES ESTUDADOS

3.1. Generalidades

O estudo petrográfico permitiu caracterizar as texturas e a mineralogia dos três diques de nosso interesse. Consideramos a textura fina definida para o tamanho de cristal <1 mm, média de 1-5 mm, e grossa >5 mm (Deer et al. (1992), Le Maitre (1989), e MacKenzie et al. (1982)). Os diques são geralmente de diabásio apresentando textura fina a média. O grau de cristalinidade observado em lâmina varia de 93% ($\leq 7\%$ de vidro) a 100%. O estudo petrográfico foi feito em amostras das bordas e do centro dos diques. A olivina ocupa geralmente $\leq 5\%$ do volume da rocha mas, podendo atingir 10% no centro do dique largo de Conchas. Pode ser alterada para indigita ou serpentina. Os fenocristais de piroxênio (augita) mostram germinação simples e zoneamento as vezes com a estrutura de *hourglass*.

Os fenocristais de plagioclásio são geralmente zonados e agrupados em uma matriz intergranular. As texturas são ofítica, subofítica ou intergranular. Outra textura comum é a seriada: uma com matriz mais grossa e outra mais fina, manifestando um granulação variável. Os grãos geralmente subédricos ou euédricos estão aparentemente sem direção preferencial. Podemos encontrar plagioclásio e augita agrupados juntos e às vezes com a olivina e opacos. Magnetita e ilmenita esqueléticos ocorrem no centro e bordas dos diques. Apatita e calcopirita são outros acessórios. Segundo Kretz, (2003) esqueletos ocorrem devido à taxa de resfriamento com maior ΔT mas, em outros casos é o resultado do papel do calor de cristalização. Um maior calor de cristalização na vizinhança do núcleo do opaco em crescimento acelera o seu crescimento que ficará rápido nas vértices. Neste caso o calor de cristalização é maior em magnetita e ilmenita que em silicatos que não formam dendritos.

3.2. Petrografia das bordas dos diques

3.2.1. Dique da Praia das Conchas (Bz1, espessura 8.2m)

A textura é fina, subofítica a ofítica (fig. 10a e b), com ripas de plagioclásio parcialmente ou completamente incluídas pelos grãos de piroxênio. O vidro ocupa aproximadamente 4% da lâmina. Os tamanhos variam de 2mm – 4.5mm em fenocristais (30%) e ≤ 2 mm na maioria dos grãos. Na borda desse dique a **olivina** ocorre como acessório ($\leq 5\%$) e serpentinizada. O **piroxênio** modal fica entre 35%-40%. Ele consiste de augita apresentando frequente zoneamento só em fenocristais.

(a)

(b)

(c)

Figura 10. Borda do dique largo de Conchas: (a) e (b) texturas subofíticas (nicois cruzados) e (c) opacos (nicois paralelos) (Px:piroxênio, Plag: plagioclásio)

O **plagioclásio** (47%-53% modal) é zonado. Os grãos de plagioclásio na matriz não são zonados. As vezes podem encontrar evidências de desequilíbrio magmático como antigos ripas de plagioclásio englobadas pelas ripas poiquiliticas de plagioclásio de cristalização tardia e pela reabsorção na borda de plagioclásio (fig. 11).

Os **opacos** ocupam 3.5 a 4% do volume da rocha (figura 10c) tendo a forma esquelética (fig. 12) a euédrica. É comum ver apatita incluída em plagioclásio e piroxênio.

Figura 11. (Todos em nicois cruzados). Evidências de desequilíbrio no magma: plagioclásio incluindo antigos grãos de plagioclásio na borda NW do dique 1 de Conchas (esquerda e no meio) e na direita, plagioclásio que sofreu uma reabsorção parcial na borda SE do dique 1 de Conchas. O zoneamento segue os contornos da reabsorção. (Plag: plagioclásio)

Figura 12. Opacos esqueléticos na borda do dique 1 de Conchas (nicois paralelos)

3.2.2. Bordas do dique 2 de Conchas (Bz2, espessura 0.80m)

Neste dique, o vidro representa cerca de 5% da rocha. As texturas são seriadas, microlítica glomeroporfírica. O tamanho varia de 1-2mm nos fenocristais e $\leq 0.8\text{mm}$ na maioria dos grãos. Os glômeros são feitos essencialmente de plagioclásio ou de olivina, piroxênio e opacos (figura 13).

Figura 13. Bordas do dique 2 de Conchas. Textura microlítica glomeroporfírica essencialmente de plagioclásio (a-nicois cruzados), de olivina, piroxênio e opacos (b-nicois cruzados) e opacos subédricos (c-nicois paralelos). (Ol:olivina; Px:piroxênio; Plag: plagioclásio; Op: opacos)

(fig.13) glomeroporfírica. O tamanho varia de 1-2mm nos fenocristais e $\leq 0.8\text{mm}$ na maioria dos grãos. Os minerais agrupados são feitos essencialmente de plagioclásio ou de olivina, piroxênio e opacos).

Figura 14-Bordas do dique 2 de Conchas: associação de olivina e piroxênio.
(Ol: olivina; Px: piroxênio; Plag: plagioclásio)

Nas duas bordas os opacos ocupam 9-10% da moda. São frequentes as texturas esqueléticas. Os grãos variam de euédricos a subédricos (fig. 13c). A olivina (<5% na moda) ocorre como grãos euédricos a subédricos (fig. 14) associadas ao piroxênio e opacos.

Fig. 15. Margens de reação em piroxênio (um azul e outro obscuro – em extinção) na borda do dique 2 de Conchas, uma evidência de desestabilidade no magma. (Px: piroxênio)

O piroxênio ocorre como fenocristais zonados perfazendo entre 30%-35% na rocha. Ele inclui o plagioclásio caracterizando a textura ofítica ou subofítica. Podemos encontrar, mas raramente, piroxênio com margens de reação, outra evidência de desequilíbrio magmático (fig. 15). Plagioclásio (50%) apresenta geminação polissintética bem como ocorra na forma de grãos zonados.

3.2.3. Petrografia nas bordas do dique de Lagoinha (Bz8, espessura 2m)

O vidro ocupa cerca de 6-7% da moda. A textura varia de microlítica seriada (figura 16a, borda NW) e porfirítica a dolerítica (figura 16b; borda SE). O tamanho varia de 1-2.5mm em fenocristais e ≤ 1 mm na maioria dos grãos. Os opacos ocupam 7% em volume (fig. 16c). A olivina, menos de 5% na moda, ocorre como glômeros subédricos frequentemente associados aos minerais opacos (fig. 16d). O piroxênio ocupa 35%. O plagioclásio ocupa 50% da moda e os fenocristais são poiquilíticos, incluído piroxênio.

Figura 16. Bordas do dique de Lagoinha. Textura microlítica seriada (a – nicois cruzados), porfirítica (b- nicois cruzados), opacos (c- nicois paralelos) e glômeros de olivina (d - nicois cruzados). (Ol: olivina; px: piroxênio; Plag: plagioclásio)

3.3. Petrografia no centro dos diques

3.3.1. Centro do dique 1 de Conchas (Bz1, espessura 8.2m)

A textura é microgranular porfirítica e ofítica a subofítica (fig. 17a). O tamanho de cristais varia de 2-5mm na maioria de grãos e ≤ 2 mm em poucos.

Figura 17-Centro do dique 1 de Conchas, textura microgranular porfirítica e subofítica (a), opacos dendríticos (b), olivina alterada (c) (Ol: olivina; Px: piroxênio; Plag: plagioclásio; Op: opacos)

Opacos aparecem como dendritos ou grãos subédricos e ocupam 7% em volume (fig.17b). A olivina está serpentizada ou alterada em indigstita exibindo cores esverdeadas ou castanho avermelhadas. (fig. 17c). A olivina pode atingir 7% da moda.

Piroxênio modal ocupa 35% da lâmina, os fenocristais são zonados.

O volume de plagioclásio no centro é 55% da moda.

3.3.2. Centro do dique de Lagoinha (Bz8, espessura 2m)

A textura é microlítica seriada e intergranular, com os grãos de piroxênio situados entre as ripas de plagioclásio (fig.18a). Os opacos ocupam 4% do volume da rocha (fig. 18b). Os tamanhos variam de 1-3mm em fenocristais e ≤ 1 mm na maioria dos grãos. A olivina modal é acessória (fig.18c), $\leq 5\%$ de volume em associação com piroxênio.

Piroxênio tem um volume modal de 35%. Os fenocristais são zonados e os cristais na matriz muitas vezes agrupadas.

Figura 18. Centro do dique de Lagoinha. Textura microlítica seriada e subofítica (a – nicois cruzados), opacos (b – nicois paralelos), associação de olivina, piroxênio, opacos e plagioclásio (c-nicois cruzados) (Ol: olivina; Px: piroxênio; Plag: plagioclásio; Op: opacos)

Plagioclásio ocupa 53% de volume, os fenocristais são zonados e englobem piroxênio.

A presença de fenocristais ou grãos agrupados na matriz equigranular e a textura seriada indicam cristalizações heterogêneas no magma ascendente até o resfriamento.

O estudo petrográfico permitiu estabelecer uma ordem de cristalização começando com a olivina (cristais mais antigos) e terminando com o plagioclásio e minerais opacos (fig. 19).

Figura 19. Ordem de cristalização dos minerais essenciais nos diques de CF-B.

A cristalização começou com a nucleação e crescimento de olivina em profundidade mas, não duraram, pois aparece como acessório. Em seguida veio o piroxênio seguido do plagioclásio cálcico. O crescimento do piroxênio engloba parcialmente a totalmente o plagioclásio resultando em texturas subofíticas e ofíticas. Entretanto, segundo Walker, (1957) a nucleação e crescimento de ambos o piroxênio e plagioclásio começam muito cedo em profundidade e cristalizam em relação ofítica e em proporções quase igual durante a história de resfriamento. Os opacos cristalizam por último, pois possuem forma esquelética. Em esqueletos o crescimento ocorre nas pontas e o resfriamento rápido faz com que o calor seja dissipado reduzindo a difusão de *Fe*, *Ti* e *O* do líquido para o cristal (Kretz, 2003). Assim com o avanço de resfriamento, a lenta difusão e perda desses elementos são responsáveis pela forma esquelética no meio da cristalização de piroxênio e plagioclásio em competição.

Um dique de uma espessura menor, abaixo da espessura mínima crítica, terá bordas de resfriamento e uma taxa de superfusão e solidificação (incluindo a cristalização) mais rápida com pouca diferença ao longo da espessura, lado a lado do dique. Um dique de uma espessura maior, acima da espessura mínima crítica, terá bordas de resfriamento, mas também taxas de resfriamento variadas: mais rápido perto das bordas e mais lento e progressivo ao centro do mesmo. Devido ao resfriamento lento no centro do dique, o magma continuará a evoluir, enquanto nas bordas ficará mais máfico.

3.4. Algumas assinaturas geoquímicas

Faltando dados geocronológicos, os diques de CF-B são provavelmente do Cretáceo Inferior se considerarmos que pertencem a mesma geração com os diques e vulcanismo de São Paulo e Rio de Janeiro (~134-129 Ma) são colocados sob regime transcorrente sinistral (Riccomini, 2001). Alguns autores consideram que a idade intrusiva destes diques é cerca de 135Ma (Stewart et al; 1996). As direções dos diques de CF-B e os da Serra do Mar são concordantes (NE-SW), no entanto, as rochas da Serra do Mar têm alto teor em TiO_2 .

Figura 20. Curvas de Gd/Yb vs La/Yb para mostrar a fonte dos diques de diabásio de Cabo Frio e Búzios (quadrados) a partir de 4% de fusão parcial (PM) de espinélio lherzolito no manto, enxames de diques máficos de Ceará-Mirim (triângulos) a partir de 4% de fusão parcial de granada lherzolito (4%Grt) (Hollanda et al., 2006) e de ankaramitos de Guefalabo da Linha Vulcânica de Camarões (Donald Ngonge, E., 1988).

Segundo os dados normativos, são quartzos toleíticos (hiperstênio e quartzos normativos) e segundo os elementos maiores são subalcalinos de baixo teor em TiO_2 ($<2\%$) e $\text{Ti/Y} < 410$ e $\text{Zr/Y} < 6$. A razão $(\text{La/Yb})_N > 1$ indica uma fonte mantélica enriquecida do tipo E-MORB (Zou et al., 2002). Usando os dados de Tetzner, (2002) de elementos traços de dez diques de CF-B, obtemos um gráfico (segundo Yokoyama, et al., 2007) que mostra que esse magma toleítico foi gerado por 4% de fusão parcial de espinélio lherzolito (fig. 20) de um manto de tipo E-MORB em uma profundidade de 30-45km (10-15kb de P) e temperatura de $\sim 950^\circ\text{C}$.

4. QUÍMICA MINERAL DOS DIQUES MÁFICOS DE CF-B

O estudo da química mineral dos diques das Praias das Conchas e Lagoinha foi realizado no Laboratório de Microsonda Eletrônica, no aparelho de marca JEOL modelo JXA 8600 enquanto os opacos foram analisados no MEV acoplado a um *Energy Dispersive Spectroscopy (EDS)*, ambos situados do IGc-USP.

As condições gerais de análise na microsonda foram as seguintes:

-voltagem de aceleração: 15kV, ângulo de emergência de RX:40°, números de iterações 4 por plagioclásio e piroxênio e 5 por olivina.

E a base de cálculo:

Por olivina foi usado 4 átomos de oxigênio.

Por piroxênio foi usado 6 átomos de oxigênio.

Por plagioclásio foi usado 32 átomos de oxigênio.

As tabelas da análise da química mineral de olivina, piroxênio e de plagioclásio estão no anexo deste trabalho (Tabelas A1, A2 e A3 no anexo) e também as medidas da microsonda em piroxênio e plagioclásio zonados (figuras A1-A11 no anexo).

4.1. Tendências composicionais mineralógicas nos diques de CF-B

A composição da olivina varia de 63-83% Fo, com variação em %CaO na química mineral de 0.31%-0.39% (fig. 21a). Esses valores altos em CaO são característicos de olivinas cristalizadas nos níveis crustais mais rasos, longe do manto (Simkin & Smith, 1970, Thompson & Gibson 2000, e Kamenetsky et al. 2006). O teor de NiO, que é <0.23%, confirma o fato de que a olivina se cristalizou em um magma evoluído. NiO em magmas primários é $\geq 0.4\%$ (Sato et al. 1991). A figura 21b mostra que as olivinas dos diques de CF-B se cristalizaram nos níveis mais rasos em pressão mais baixa durante a ascensão do magma, fora do domínio da olivina mantélica ($Fo \geq 84\%$ e $\%CaO \leq 0.15\%$).

Nos diques de Conchas (Bz2), a olivina tem $Fo = 80-83\%$ mas, no dique mais largo (Bz1), a olivina modal é rara nas bordas, enquanto são poucas e alteradas no centro.

Na Lagoinha o teor de Fo varia de 77 a 79% nas bordas e no centro de 63 a 77%.

O centro do dique Bz8 registrou o teor mais baixo de Fo (63%).

A composição do piroxênio (fig. 22) varia do pólo de Mg-Ca (augita cálcica) acerca do pólo de Fs (augita ferrífera) e essa evolução é mais acentuada no piroxênio do dique largo de Conchas (Bz1B e Bz1C) que em Lagoinha (Bz8B e Bz8C).

Figura 21. Composição de olivina nos diques de CF-B (a) e campo composicional da olivina formada no manto (b) (Thompson & Gibson 2000)

Nas bordas do dique mais espesso de Conchas, os fenocristais zonados são mais cálcicos (41%-44% Wo) que os menores da matriz (34%-42% Wo). Nas bordas do dique, a composição dos grãos zonados varia de 41%-44% Wo e 10%-16% Fs. Nos grãos da matriz, a composição varia de 34%-41% Wo e 15%-21% Fs. No centro do dique largo de Conchas, a composição varia de 37%-42% Wo e 13%-21% Fs em zonados e 29%-37% Wo e 20%-33% Fs em grãos na matriz. Nas bordas do dique fino de Conchas a composição nos zonados é Wo = 39-44% e Fs = 10-12% enquanto nos grãos menores da matriz Wo = 36-42% e Fs = 10-17%. Esses resultados mostram que tanto no centro como na borda dos diques de Praia da Conchas os fenocristais zonados são um pouco mais cálcicos que os cristais da matriz. O piroxênio é mais evoluído, ficando mais ferrífero, no centro do dique largo de Conchas.

No dique de Lagoinha, a composição do piroxênio zonado nas bordas do dique é 34-34% Wo e 12-20% Fs e, nos grãos da matriz, 41-36% Wo e 14-21% Fs. No centro do dique de Lagoinha a composição dos piroxênio zonados é 42%-37% Wo e 13%-22% Fs, enquanto na matriz 30%-39% Wo e 20%-40% Fs. Esses resultados indicam que em Lagoinha o piroxênio é mais evoluído no centro (mais rica em ferro) do dique do que nas suas bordas.

O teor de Cr_2O_3 em piroxênio é maior no dique mais estreito de Conchas (0.1-1.072%), intermediário em Lagoinha (0.0 – 0.17%) e muito baixo no dique mais largo de Conchas (0.0-0.022%).

O elevado teor Cr_2O_3 no dique estreito de Conchas indica uma origem profunda do magma toleítico ($>0.2\%$ Cr_2O_3) (Duda e Schminke, 1985).

Figura 22. Classificação e evolução de piroxênio dos diques de CF-B (Bz1B : borda do dique largo de Conchas, Bz1C: centro do dique largo de Conchas, Bz2B: borda do dique fino de Conchas, Bz8B: borda do dique de Lagoinha, Bz8C: centro do dique de Lagoinha). (Es: enstatita; Fs: ferrosilita)

As análises feitas no piroxênio mostram o zoneamento normal contínuo e descontínuo, oscilatório normal e inverso. Segundo Lindsley, (1983), o Ca em piroxênio de alto-Ca (augita) diminui quando a temperatura aumenta e vice-versa. Portanto, a diminuição ou aumento de Ca nos grãos zonados reflete a variação de temperatura do magma. Considerando a evolução de Cr, Mg, Mn e Ti em piroxênio zonado na linha de decida de líquido na cristalização fracionada em um magma, constatamos dois grupos de grãos de piroxênio neste diques. Em

um grupo, Cr_2O_3 e MgO aumentam e TiO_2 e MnO diminuíam em grãos zonados do núcleo à borda e um segundo grupo que mostra o contrário. Segundo Streck, M.J. (2008), piroxênios zonados que demonstram a característica do primeiro grupo mencionado são típicos de zoneamento inverso, e aqueles que demonstram o contrário mostram o zoneamento normal.

Usamos a termometria de Kretz, (1982) com a química mineral para estimar a temperatura de cristalização nos núcleos de augita zonados nestes diques que varia de 1090° a 1150°C e nas bordas e em grãos na matriz de 1020° - 1050°C .

A *composição do plagioclásio* dos diques está mostrado na figura 23. Os fenocristais de plagioclásio geralmente são zonados. Nas bordas do dique largo da Praia das Conchas a %An nos fenocristais varia de 88-66% enquanto o teor de An do plagioclásio da matriz varia de 68-60%. Um grão de plagioclásio foi analisado na borda do dique largo de Conchas dando 91%An (anortita). No centro do dique a %An dos fenocristais varia de 86-64% enquanto nos grãos da matriz a variação é de 72% a 40%.

Os fenocristais de plagioclásio zonados da Praia de Lagoinha apresentam %An de 81% no núcleo a 67% nas bordas. Na matriz (bordas) a %An varia de 61-64%. No centro do dique os grãos zonados de plagioclásio apresentam %An de 59% no núcleo a 50% nas bordas, ou seja no domínio de labradorita. No plagioclásio da matriz a variação de An é similar, ou seja, de 56% a 65%. Esse comportamento é atribuído ao resfriamento mais lento no centro do dique em que constituintes no líquido continuam evoluindo enquanto as bordas estão solidificadas com o resfriamento rápido. Portanto, a composição tende a mais máfica nas bordas. Assim, a evolução de cristalização de plagioclásio vai de bytownita, desde o início da nucleação e crescimento na câmara magmática, a labradorita com a solidificação no sítio de alojamento. A mesma explicação é atribuída ao dique largo de Praia das Conchas (Bz1) em que o plagioclásio modal é maior no centro (29%) do que as bordas (19-22%). Situação similar é encontrada no dique de Lagoinha, onde o plagioclásio modal é de 27% no centro e entre 13% e 17% nas bordas.

O zoneamento do plagioclásio varia de normal, inverso ou normal com descontinuidades e oscilatório. Segundo Ruprecht & Wörner (2007), um zoneamento inverso no plagioclásio associado com um aumento no teor de Fe do núcleo para a borda é uma evidência de mistura de magmas. Há tais casos de zoneamento inverso nos diques de CF-B que pode ser o resultado de aumento da temperatura talvez devido à saturação de água do magma ascendente favorecendo a liberação do calor latente de cristalização

Figura 23. Classificação de plagioclásio dos diques de CF-B. (Bz1B : borda do dique largo de Conchas, Bz1C: centro do dique largo de Conchas, Bz2B: borda do dique fino de Conchas, Bz8B: borda do dique de Lagoinha, Bz8C: centro do dique de Lagoinha).

. Pode haver uma mistura com um magma mais quente (de composição similar) ou o magma poderia experimentar uma auto- mistura (Couch et al; 2001) que acreditamos que não é nosso

caso. Tal zoneamento pode ser também devido à heterogeneidade na composição em componentes no magma.

4.2. Conclusão sobre a mineralogia dos diques

As tabelas A4-A9 no anexo mostram um sumário da mineralogia dos diques estudados.

No dique largo de Conchas notamos que a química mineral nas duas bordas é similar. No centro o piroxênio é mais ferrífero (ferro-augita) $Fe = 0,30 - 0,78$ c.p.f.u. que nas bordas: $Fe = 0,02 - 0,34$ e $0,02 - 0,40$. Normalmente augita evolui de pólo Mg-Ca para o pólo Fs (mais ferrífero) na cristalização fracionada. O maior teor em ferro no centro é evidenciado pela cristalização de opacos em ultimo lugar considerando a sua forma dendrítica, certamente a partir de um liquido mais rico em ferro. Também, o $Mg\#$ é muito baixo em piroxênios não zonados no centro do dique largo de Conchas ($Mg\# = 0,66-0,67$) que no centro de Lagoinha ($Mg\# = 0,80-0,85$) devido o mais tempo levado para resfriar em Conchas.

Podemos também considerar no centro do dique largo de Conchas, o teor de opacos modal (7%) e olivina (3.5-4%) que nas bordas do mesmo, e no dique de Lagoinha o teor de opacos é menor no centro (4%) que nas bordas (9-10%). Os dois diques têm centros de cristalinidade total e microgranulares porfiríticas e bordas finas.

Se levamos em conta o teor de Mg, Fe, Cr_2O_3 em piroxênio no matriz, a presença da olivina modal e o teor de Fo em olivina nos diques, podemos concluir de maneira geral que:

-as bordas do dique 2 de Conchas (0,80m de espessura) são as mais básicas dos três:

Teor de $Cr_2O_3 = 0,1-1,07\%$, $Mg\# = 0,77-0,86$; $Fe = 0,17-0,26$ c.p.f.u., olivina modal presente e $Fo = 80-83\%$.

-as bordas do dique de Lagoinha (2m de espessura) vêm em seguida em basicidade: teor de $Cr_2O_3 = 0,025-0,05\%$, $Mg\# = 0,76-0,83$, $Fe = 0,25-0,40$ c.p.f.u., Fo em olivina = 77-79%.

-as bordas do dique 1 de Conchas (8.2m de espessura) é o mais evoluído e menos básico entre as bordas: teor de $Cr_2O_3 = 0,0-0,022\%$, $Mg\# = 0,75-0,88$, $Fe = 0,02-0,40$, olivina modal raro.

O centro do dique largo de Conchas é o mais evoluído que o do dique de Lagoinha:

teor de $Cr_2O_3 = 0,0-0,01\%$, $Mg\# = 0,66-0,79$, $Fe = 0,30-0,78$, olivina modal presente mais alterada no centro de Conchas, contra o teor de $Cr_2O_3 = 0,0-0,13\%$, $Mg\# = 0,80-0,83$, $Fe = 0,24-0,42$ c.p.f.u. e Fo em olivina = 0,63-0,77, no centro de Lagoinha.

A variação composicional em plagioclásio entre as bordas e o centro no dique largo de Conchas (Bz1B e Bz1C, fig. 23) é muito pouco que no caso de Lagoinha (Bz8B e Bz8C). Essas observações provavelmente possuem relação com a espessura desses diques. O mais

fino torna-se mais básico, enquanto o mais largo mais evoluído. A espessura também tem um impacto no resfriamento, tempo de residência e na cristalização dos minerais essenciais dos diques. Quanto menor é a espessura do dique, maior será a superfusão, menor será o tempo de residência para a cristalização de minerais e mais fina será a textura.

Alguns registro de texturas de zoneamento inverso em algumas lâminas são as vezes atribuídas à mistura de magmas ou simplesmente feições de desequilíbrio entre cristais e o magma. Desde que essas texturas não são frequentes nas lâminas estudadas, provavelmente essas feições refletem desequilíbrio ou heterogeneidade magmática no líquido ascendente ou em resfriamento.

Sugerimos que o fluxo do magma ascendente era Newtoniano a pseudoplástico desde que os diques estudados demonstram centros menos básicos e mais evoluídos que as bordas que são mais máficos. Se os centros estivessem mais básicos seria uma evidência de um fluxo de Bingham que provoca uma segregação mecânica de cristais para o centro do conduto.

5. DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DE CRISTAIS

5.1. Textura de rochas ígneas

A textura pode ser descrita como o arranjo geométrico de cristais que formam uma rocha. Esse arranjo pode ser quantificado em tamanho, forma, distribuição, orientação e relações de contato entre cristais. Alguns petrólogos preferem o termo *microestrutura* (Kretz et al. 2008) e, de acordo com a nomenclatura utilizada na metalurgia, reservam *textura* para descrever a orientação dos cristais. Nesse trabalho o termo *textura* será utilizado nos estudos sobre a distribuição de tamanho de cristais (DTC) em rochas ígneas, ou seja, para descrever a orientação e o arranjo geométrico dos minerais.

A textura de uma rocha é a resultante de todos os processos petrológicos que determinaram o seu desenvolvimento, embora nem todos os processos possam ser identificados no produto (rocha) final.

De maneira geral, a textura de uma rocha depende da taxa de:

- resfriamento (dT/dt),
- difusão, a taxa de mobilidade de componentes atômicos ou moleculares no líquido,
- nucleação,
- crescimento de cristais que depende da taxa de difusão.

Um diagrama simplificado dos principais processos responsáveis pelo desenvolvimento da textura é mostrado na figura 24. A nucleação e o crescimento de cristais controlam os estágios iniciais da cristalização magmática e as texturas resultantes são denominadas por Higgins (2006) como "texturas controladas por processos cinéticos".

Figura 24. Processos de formação e modificação de texturas em rochas ígneas (in Higgins 2010)

Elas podem ser encontradas em rochas resfriadas bruscamente, tais como lavas, bordas de diques e soleiras, e rochas piroclásticas. Nas rochas plutônicas os cristais crescem até alcançar os limites uns dos outros, desenvolvendo o que se denomina textura de *impingement* (Holness et al. 2005), e que na seqüência pode evoluir até o equilíbrio e engrossamento da textura.

O magma estacionado em profundidade pode sofrer modificações através dos mecanismos de seleção de cristais, mistura e compactação, o que resulta em uma "textura controlada mecanicamente". Se o magma é mantido em elevada temperatura por longo período de tempo, a textura evolui progressivamente em direção ao equilíbrio devido à minimização da energia total da população de cristais durante o (lento) resfriamento (Hunter 1996; McBirney and Nicolas, 1997).

Os parâmetros que controlam a evolução de texturas são a **nucleação (J)**, o **crescimento (G)** e a **taxa de resfriamento** do sistema (fig. 25). A taxa de nucleação é a taxa no qual se formam os núcleos embrionários de um mineral por volume por segundo no líquido ígneo.

Figura 25. Relação entre nucleação, crescimento e a superfusão: No baixo grão de superfusão **A**, a taxa de nucleação será baixa e o crescimento médio (caso de rochas plutônicas). No **B** a superfusão é alta, a taxa de nucleação é alta e o crescimento alto (caso de rochas vulcânicas). No **C**, a superfusão é muito alta e a nucleação ≥ 0 e o crescimento muito baixo, ≥ 0 (caso de vidro ou holoialina). (Grão de superfusão $\Delta T = T_m - T$, T_m = temperatura de solidificação ou de fusão do magma, T = temperatura de superfusão). Quanto maior fica o ΔT , tanto será G e J , exceto o caso de vidro vulcânico. (Swanson, 1977)

Quando o núcleo embrionário atinge um tamanho crítico, o crescimento é iniciado. A taxa de crescimento é a taxa na qual camadas de moléculas individuais são acrescentadas em seguida na superfície de um cristal em crescimento. A taxa de crescimento depende da difusão dos componentes molecular que alimentam o crescimento do cristal. Essa taxa é independente do tamanho do cristal (Zieg e Lofgren, 2006). Se esses parâmetros são conhecidos, a DTC durante a cristalização de um magma pode teoricamente ser calculada. No entanto, o cálculo das taxas de nucleação e crescimento em corpos ígneos não é trivial, notadamente pela

complexidade físico-química dos sistemas magmáticos (Brandeis e Jaupart, 1987; Marsh, 1988; Lasaga, 1998). Em rochas subvulcânicas como diques máficos o ΔT está na faixa de $\sim 100^\circ\text{C}$ (entre A e B na fig. 25).

5.2. Modelo de cristalização contínua simples

Uma maneira de calcular as taxas de nucleação e de crescimento é determinar a *densidade de uma população de grãos* através do estudo da distribuição do tamanho dos grãos. Amostras de basalto extraídas de um lago de lava no Havai (Kilauea) foram utilizadas por Marsh (1988) e Cashman e Marsh (1988) para exemplificar os procedimentos do método (as amostras cristalizaram de forma contínua e constante em um período de tempo conhecido). A forma mais simples para descrever a distribuição do tamanho do cristal (L) é através do histograma de frequência (Fig. 26). O histograma mostra que a densidade da população (n) de cristais pequenos é bem maior que a de cristais grandes. Como a função $n(L)$ descreve o número de cristais de um dado tamanho por volume, a densidade da população é expressa em unidades de volume/comprimento que no sistema SI é medido em m^{-4} (tipicamente em cm^{-4} ou mm^{-4} nas rochas ígneas).

Figura 26. Frequência típica da variação da densidade da população (n) com o tamanho (L) do cristal. Na DTC os intervalos que definem as classes de tamanho podem ser constantes (esquerda) ou variáveis (direita). No estudo da DTC, no entanto, é preferível que as classes sejam contínuas (direita) e não truncadas (esquerda).

Apoiando-se na larga experiência da engenharia química na produção industrial de cristais com tamanho característico (Randolph e Larson, 1971), Marsh (1988) aplicou o modelo da DTC aos sistemas vulcânicos (Fig. 27a). O autor verificou que nas rochas vulcânicas a relação entre $\ln(n)$ e L pode ser descrita por uma linha reta (Fig. 27b), e que essa distribuição log-linear é típica de uma cristalização contínua simples caracterizada por taxas de crescimento (G) relativamente constantes. Os aspectos relevantes da DTC podem ser assim sumarizados:

- i) a relação inversa entre o tamanho do grão e a frequência (Fig. 27b) indica que a taxa de nucleação aumenta exponencialmente com o tempo (Marsh, 1988);
- ii) A inclinação (m) da reta no diagrama $\ln(n) - L$ é proporcional a $-1/G\tau$, onde G é a taxa média de crescimento e τ o tempo de residência, (então, $m = -1/G\tau$);
- iii) a interseção no eixo vertical ($L = 0$) é a densidade de nucleação (n_0) quando a cristalização é nula.

O tempo de residência, τ é a duração que um líquido ou *crystal mush* ígneo leva para tornar sólido. Por exemplo, se consideramos que magmas máficos subvulcânicos são colocados na temperatura de 1200°C e que na 900°C vira sólido, então o tempo de residência é o tempo que esse magma com $T = 1200^\circ\text{C}$ leva para tornar sólido na 900°C. De maneira geral, τ é maior em rochas máficas que em félsicas (Resmini e Marsh, 1995).

Figura 27. Modelo de cristalização contínua simples. Marsh (1988) propôs que um vulcão em erupção contínua aproxima-se do modelo de cristalização simples constante. O magma com ou sem cristais penetra a câmara magmática, enquanto uma quantidade equivalente de magma residente é evacuada pelo conduto que leva à chaminé vulcânica. A DTC de uma fase cristalina é do tipo log-linear no diagrama $\ln(n)$ versus o tamanho (L) do cristal (in Higgins, 2006).

Vamos considerar um sistema aberto em que um magma afírico (densidade inicial de cristais, $n_0 = 0$) penetra uma câmara magmática antes de ser evacuado através da chaminé vulcânica. Podemos definir um tempo de residência, τ do magma na câmara e com o andamento de cristalização, assumir que a taxa de crescimento G é estável independentemente do tamanho do grão. Nessas condições, é possível deduzir uma equação relacionando a densidade da população, n e os parâmetros G e τ de tal forma que (ver desenvolvimento matemático em Philpotts e Ague, 2009):

$$\ln(n) = \ln(n_0) - (1/G\tau)L \quad (\text{lembrando que } y = c - mx \text{ ou } y = -mx + c)$$

que é a equação da reta mostrada na figura 27b. Nessa equação n_0 é a densidade da população quando L tende a zero (ou a densidade da população de núcleos cristalinos), enquanto a inclinação (m) da reta é dada por $-1/G\tau$

A equação acima foi derivada da engenharia química onde os parâmetros físico-químicos que controlam a produção de cristais são adequadamente controlados. A topologia do sistema industrial é similar a um sistema vulcânico, com o magma estacionado em profundidade (reservatório) precedendo a evacuação em superfície por condutos que conectam o reservatório ao edifício vulcânico. Esse sistema é denominado de aberto. Entretanto, vários corpos ígneos cristalizam com a estagnação do magma no interior da crosta, ou mesmo na superfície da Terra, como nos lagos de lava, com a perda de calor. Situação similar é

encontrada no reator industrial quando o fluxo é interrompido e a solução cristaliza completamente no interior do reator. Nesse caso, o volume de líquido não é mais constante e diminui progressivamente com a cristalização. Os engenheiros químicos denominam esse processo de "*batch crystallization*", ou cristalização em "sistema fechado". Marsh (1988) mostrou que se a taxa de crescimento (G) dos cristais é constante, as equações que governam os sistemas aberto e fechado são equivalentes. Essas conclusões impulsionaram definitivamente o uso da DTC no estudo de rochas vulcânicas e plutônicas a partir de publicações dos resultados em 1988 (vcf. Higgins, 2006).

A DTC no modelo de cristalização contínua simples pode apresentar mudanças com a variação da taxa de nucleação e tempo de residência. O aumento da densidade de núcleos (n_0) pode teoricamente ser obtida com o aumento de *undercooling* (superfusão) do magma (Fig. 28a), o que desloca as retas para cima, porém com mesma inclinação. Se o tempo de residência aumenta e a taxa de crescimento é constante, as inclinações das DTCs variam em torno de um ponto (Fig. 28b). Combinações entre esses dois modelos são teoricamente possíveis. Zieg e Marsh (2002) e Resmini (2007) mostraram ainda que as diferentes inclinações das DTCs podem ser relacionadas às taxas de resfriamento. Nesse caso, DTCs com maior inclinação indicariam taxas de resfriamento mais rápidas, enquanto DTCs menos inclinadas indicariam um tamanho médio de grão maior refletindo taxas de resfriamento mais lentas.

Figura 28. Dispersão teórica da DTC no modelo de cristalização contínua simples. (a) Variação da densidade de núcleos com o aumento de superfusão e, (b) tempo de residência do magma aumenta e a taxa de crescimento constante.

5.3. Modelos de DTCs para texturas mecanicamente modificadas

O desenvolvimento de texturas em rochas ígneas frequentemente envolve processos bem mais complexos que a cristalização contínua simples. Conseqüentemente, as DTCs podem afastar-se do comportamento log-linear (Fig. 29a). Por exemplo, um acentuado aumento no *undercooling* pode aumentar a inclinação da reta no espaço $\ln(n) - L$ na região dos cristais menores (29b). O afundamento de cristais, por densidade, por exemplo, deve remover preferencialmente os cristais maiores (eles afundam mais rapidamente que os menores). Portanto, os cumulados ígneos devem produzir DTCs que tendem a se horizontalizar com o

aumento de L (29c). Por outro lado, se o magma residual concentra os cristais menores, a inclinação da DTC deve crescer com o aumento de L (28d). DTCs côncavas ou convexas podem ainda se formar se o crescimento dos cristais é não-linear.

Figura 29. DTC log-linear (a) modificada por resfriamento rápido (b), acumulação de cristais (c) ou remoção de cristais (d) do magma (in Marsh, 1988)

DTCs "quebradas" ou "irregulares" podem ser produzidas por um magma no qual são formados fenocristais e micrólitos, demonstrando dois estágios de resfriamento e de cristalização ou por mistura de magmas com densidade de populações de cristais diferentes.

Higgins (1996) mostrou que a adição de duas DTCs lineares com interceptos e inclinações diferentes fornece uma DTC com inclinação maior na região dos grãos menores (taxa de superusão maior) e uma inclinação menor (taxa de superusão lento) quando o tamanho de grão aumenta. Esse padrão de DTC é chamado do tipo *kink*.

O agrupamento de cristais em glomerocristais ocorre por *synneusis*. Esse agrupamento faz com que a curva da DTC torne-se menos inclinada acerca de tamanhos maiores e mais inclinada em tamanhos menores, assim dando o aspecto em *kink* (Burkhart et al, 1980; Marsh, 1998). O agrupamento de plagioclásio por *synneusis* e seu tamanho depende da sua taxa de crescimento, mas, a olivina não tem tal comportamento devido a sua forma cristalina diferente (Zieg e Lofgren, 2006). Plagioclásio cresce sob a forma acicular a tabular.

Exemplos das DTCs atribuídas a mistura de magmas estão descritos em andesitos na Nova Zelândia e basaltos na Islândia (Higgins 1996; Higgins e Roberge 2007), em lavas do vulcão Stromboli na Itália (Morgan et al., 2007) e em derrames nefeliníticos no Marrocos (Berger et al. 2008).

Um modelo esquemático (fig. 30) da evolução textural de lavas alcalinas contendo augita foi proposto por Berger et al. (2008). Um magma com clinopiroxênio (augita aluminosa) estacionado na base da crosta continental desenvolve uma DTC linear de baixa inclinação (Fig. 30a). O magma ascende e estaciona na crosta intermediária onde a Al-augita transportada no magma torna-se instável pelas novas condições de pressão e temperatura. Uma segunda população de clinopiroxênio (Mg-augita) começa a cristalizar fornecendo uma DTC com maior inclinação e situada a esquerda do diagrama $\ln(n)/L$. Os fenocristais de Al-augita mais antigos são manteados pela nova geração de clinopiroxênio preservando a DTC

formada em maior profundidade (fig. 30b). O magma finalmente é conduzido à superfície e resfria desenvolvendo uma DTC de clinopiroxênio do tipo *kink*, sendo o ponto de encontro das duas DTCs em torno de 0,1 cm (fig.30c).

Figura 30. Evolução textural de fenocristais de clinopiroxênio durante sua ascensão à superfície e respectiva DTC (in Berger et al. 2008).

5.4. Representação gráfica da DTC

A aplicação da DTC em rochas ígneas requer a resolução de uma série de problemas práticos. Geralmente as medidas do tamanho de cristais são feitas em seções bi-dimensionais (lâmina delgada, corte de rocha), sendo, portanto necessário converter a densidade da população por *área* em densidade de população por *volume*. Esse é um problema complexo que diz respeito a um ramo da matemática denominado estereologia. Para grãos com formas simples, como a esfera, a conversão de área para volume pode ser encontrada de forma satisfatória. Para formas geométricas mais complexas do que a esfera, nota-se que pode não haver uma solução única para dados reais. Cashman e Marsh (1988) concluíram que não há um meio satisfatório para converter precisamente a medida de área para volume, e que as DTCs onde a conversão é mais problemática podem apresentar erros de 10% na inclinação da reta e no valor do intercepto vertical. Outro problema importante é o efeito de corte nos cristais de tamanho diferente, ou seja, numa seção qualquer há uma maior probabilidade do corte atingir um cristal grande do que um pequeno. Esse efeito pode induzir uma deficiência artificial na população

dos grãos menores, o que tem levado vários estudos a interpretar com cautela eventuais DTCs com súbita deficiência de grãos quando L tende a zero.

A representação gráfica de uma DTC é feita em um histograma semi-logaritmo (Fig. 31a). A DTC é denominada contínua se os dados preenchem todas as classes no histograma. Se lacunas (intervalos sem dados) são encontradas em uma DTC, então é preciso coletar mais dados ou então aumentar o intervalo de classes de modo que os pontos que conectam a frequência máxima de cada classe sejam contínuos (Fig. 31b).

Figura 31. Representação da DTC na forma de histograma (a), ou como uma linha contínua conectando o topo de cada coluna do histograma (b)

Se a DTC é linear no gráfico $\ln(n) - L$ então podemos determinar uma reta de regressão para definir o intercepto vertical (n_0) e a inclinação da reta (m). A inclinação pode ser transformada no tamanho característico (C) da população onde,

$$C = -1/m$$

em que C corresponde ao comprimento médio aritmético da população de grãos.

5.5. Obtenção de dados e análise da DTC

5.5.1. Amostragem

Foram coletadas amostras orientadas de dois diques na Praia das Conchas em Cabo Frio, e um dique na praia de Lagoinha em Arraial de Búzios. Na Praia das Conchas dois diques foram amostrados. No primeiro, com 8.2m de largura, foram coletadas amostras nas bordas NW e SE e no centro. No segundo, com 0.80m, coletaram-se amostras nas bordas NW e SE. Em Lagoinha foram coletadas amostras das bordas NW e SE e do centro de um dique de 2m de largura.

As amostras de 2,5 cm de diâmetro e aproximadamente 8 cm de comprimento foram obtidas com uma perfuratriz portátil movida à gasolina. Com esse equipamento é possível extrair cilindros nas duas margens do dique a uma distância em geral menor que 5cm do contato dos diques com a encaixante. Os cilindros são orientados diretamente no campo, com o eixo x correspondendo a declinação (azimute) do cilindro e o eixo z paralelo ao eixo do cilindro correspondendo a inclinação (Fig. 32).

Figura 32. Cilindro de 2,5 cm de diâmetro e respectivas seções (xy, xz, yz) mutuamente ortogonais utilizadas no estudo da DTC e da petrotrama

Os cilindros orientados de diabásio são levados ao laboratório para confecção de espécimes de 2,2 cm de altura. Desses espécimes são obtidas três seções orientadas mutuamente ortogonais entre si. A seção xy, geralmente horizontal, contém a declinação (x) e sua perpendicular (y; positivo no sentido horário). A seção xz contém a declinação e a inclinação (z; positivo para baixo). A seção yz é perpendicular às seções xy e xz. Lâminas delgadas orientadas dessas três seções formam, portanto a base para o estudo da DTC e da petrotrama. Um total de 24 lâminas orientadas foi, portanto, estudado na Praia das Conchas e em Lagoinha.

5.5.2 Aquisição de imagem

As imagens das seções delgadas foram tomadas em luz polarizada com nicois paralelos e cruzados através de uma lupa conectada a um computador. A captura de imagens TIFF em escala é realizada pelo programa GEOVISION, e o tratamento da imagem feito pelo programa PHOTOSHOP ELEMENTS (Adobe Inc). O tratamento consiste basicamente no ajuste dos tons claros e escuros e realce do contorno dos grãos. O plagioclásio é isolado da matriz utilizando a imagem obtida com nicois paralelos.

Figura 33. Classificação de plagioclásio da margem SE de um dique da Praia das Conchas (Bz1-12) em três seções mutuamente ortogonais (xz, xz e yz) e respectivo volume modal (em parênteses)

O plagioclásio se destaca do piroxênio e minerais opacos por tons de cinza claro, o que permite classificá-los com técnicas de limiarização (*thresholding*). A identificação final dos cristais de plagioclásio é feita manualmente comparando a imagem obtida em nicóis paralelos com a de nicóis cruzados, nessa última destacando a geminação polissintética que caracteriza o feldspato.

A imagem binária resultante é subsequentemente tratada com o programa SPO.EXE (*freeware*) desenvolvido por Patrick Launeau da Universidade de Nantes, França. Com este software eliminamos os grãos menores que 16 pixels e os objetos cortados na borda da imagem. Com os métodos descritos, foi possível separar em amostras do contato dos diques, entre 1000 e 2000 grãos de plagioclásio por seções delgadas, representando as seções xy, xz e yz dos cilindros orientados (Fig. 33). Por outro lado, a textura mais grossa encontrada no centro do dique permitiu classificar apenas entre 400 e 900 grãos de plagioclásio por lâmina. Esse número de objetos, contudo, é suficiente para o estudo da DTC cujo limite mínimo para análise situa-se em torno de 200 grãos (Mock e Jerram, 2005).

Os procedimentos para obter a DTC de uma população mineral estão detalhados em Higgins (2000). A imagem binária de plagioclásio é aberta no programa IMAGE-J (rsbweb.nih.gov/ij/) e

gerado um arquivo de dados que é interpretado pelo programa CSDCORRECTIONS v.1.3 desenvolvido por Higgins (depcom.uqac.ca/~mhiggins). Nesse programa definimos a textura do dique máfico como maciça e os cristais de plagioclásio como tabulares (arredondamento = 0). No programa, cada grão é descrito por uma elipse cujos eixos principais correspondem ao comprimento maior e menor do grão. O cálculo da DTC foi feito utilizando a medida do eixo maior da elipse.

Tabela 2. Dados de hábito de plagioclásio nos diques de CF-B

Local	Amostra	Hábito de grãos de plagioclásio	R ²	Num. de grãos de plagioclásio analisados	L(max) de plagioclásio (mm)
Conchas 1 Esp 8.2m	Bz1-5	1:1.9:5 prisma ret	0.8096	1499	2.1
	Bz1c-5	1:2.1:5 prisma ret	0.8818	441	5.72
	Bz1-12	1:1.9:5 prisma ret	0.8239	1904	2.53
Conchas 2 Esp 0.8m	Bz2-4	1:2.5:5.5 prisma ret	0.8014	2195	2
	Bz2-16	1:2.5:5 prisma ret	0.8720	1576	1.2
Lagoinha Esp 2m	Bz8-7	1:2.1:3.8 prisma ret	0.7800	1598	1.52
	Bz8c-5	1:1.7:4 prisma ret	0.8230	8496	1.88
	Bz8-11	1:1.5:3.8 acicular	0.8398	2161	1.28

Um aspecto importante na determinação da DTC é a caracterização da forma 3-D de cada grão, que no programa CSDCORRECTIONS é feita estimando o comprimento relativo dos eixos curto (=1), intermediário e longo da população de grãos. Em nosso estudo, a estimativa do comprimento relativo dos eixos principais do plagioclásio foi feita utilizando o programa

CSDSLICE desenvolvido por Morgan e Jerram (2006). O programa consiste de uma macro do EXCEL (Microsoft Inc) que compara as razões axiais da população de objetos em 2-D e propõe uma melhor estimativa da dimensão dos eixos da população. O grau de ajuste das razões axiais 2-D com uma forma média 3-D é dado pelo parâmetro R^2 , que considera o ajuste satisfatório quando $R^2 > 0.8$ (= 1 quando o ajuste é perfeito) tendo cada análise pelo menos 200 grãos.

As dimensões dos eixos curtos, intermediários e longos de plagioclásio calculadas por CSDslice estão indicadas na Tabela 2. Os gráficos estão no anexo.

5.6. Resultados

5.6.1. DTC total

Nessa seção apresentamos os resultados da DTC total de plagioclásio nas seções xy, xz e yz de diques da Praia das Conchas (Bz1 e Bz2) e Lagoinha (Bz8), estando os dados resumidos na Tabela 3. A abundância volumétrica de plagioclásio varia entre 12% e 30% próximo ao contato com a encaixante, enquanto no centro do dique ela situa-se entre 25% e 35%.

a) Praia das Conchas (dique Bz-1)

As DTCs de amostras das bordas NW e SE e do centro do dique Bz1 estão indicados na figura 33. A DTC do plagioclásio das bordas apresenta um padrão tipicamente encurvado, que se expressa nos valores de $Q \ll 0.1$. Por outro lado, as seções de amostras coletadas no centro do dique apresentam uma distribuição aproximadamente log-linear para tamanhos característicos de grãos (C) maiores que 0.6 mm. Quando $C < 0.6$ mm, a distribuição exibe uma "quebra" com significativa deficiência de cristais pequenos na população. Esse *kink* na curva da DTC afetando os grãos mais finos tem sido frequentemente encontrado em diferentes rochas vulcânicas e em estudos experimentais. A deficiência das frações mais finas de cristais tem sido atribuída tanto a processos magmáticos, como a um artefato relacionado à resolução espacial na classificação de cristais. Os processos magmáticos que poderiam produzir uma deficiência de cristais nas frações mais finas são:

- (i) a diminuição de "núcleos cristalinos" nos estágios finais da cristalização magmática (Marsh, 1988), e
- (ii) o mecanismo de "Ostwald ripening", onde pequenos cristais tornam-se instáveis, são consumidos e, na sequência, "incorporados" aos grãos maiores. Esse último mecanismo, também conhecido como "engrossamento textural", seria favorecido em

intrusões mais profundas com consequente desenvolvimento de texturas de equilíbrio (e.g. Higgins, 2010).

Tabela 3. Parâmetros da Distribuição do Tamanho de Cristais em diques do enxame CF-B
(A abundância volumétrica corresponde à composição modal da rocha)

Amostra	Área (mm ²)	Abund. vol. (%)	Intercepto	Erro	Inclinação (mm ⁻¹)	Erro	C (mm)	R ² ou Q
Praia das Conchas								
Bz 1 NW (1.0:1.9:5.0)								
xy	35.8	50	7.60	0.05	-6.26	0.12	0.16	6x10 ⁻¹⁸
xz	28.3	53	8.50	0.05	-8.22	0.17	0.12	0.00244
yz	38.6	52	7.69	0.05	-6.26	0.12	0.16	7x10 ⁻⁹
Bz 1 Centro (1.0:2.1:5.0)								
xy	139.8	55	2.55	0.10	-1.84	0.07	0.54	0.0186
xz	191.7	57	2.19	0.10	-1.63	0.06	0.61	0.1036
yz	148.5	58	1.94	0.10	-1.44	0.06	0.69	0.6711
Bz 1 SE (1.0:1.9:6.0)								
xy	48.4	47	8.10	0.05	-7.35	0.14	0.14	5x10 ⁻¹⁴
xz	57.7	50	7.47	0.05	-5.68	0.10	0.18	3x10 ⁻⁷
yz	54.3	53	6.96	0.05	-4.91	0.09	0.20	6x10 ⁻¹⁰
Praia das Conchas								
Bz 2 NW (1.0:2.5:5.0)								
xy	35.5	51	8.36	0.05	-8.01	0.14	0.12	3.3x10 ⁻¹³
xz	35.0	50	8.38	0.05	-8.29	0.24	0.12	2.2x10 ⁻¹⁹
yz	34.6	50	8.22	0.05	-8.04	0.25	0.13	5.8x10 ⁻¹¹
Bz 2 SE (1.0:2.5:5.5)								
xy	25.6	50	8.96	0.06	-11.1	0.20	0.09	0.00627
xz	28.6	47	9.66	0.05	-13.0	0.20	0.08	2.3x10 ⁻⁶
yz	29.7	53	9.35	0.05	-11.9	0.20	0.08	3.4x10 ⁻⁷
Lagoinha								
Bz 8 NW (1.0:2.1:3.8)								
xy	37.2	50	9.05	0.05	-12.4	0.2	0.08	9.4x10 ⁻¹³
xz	38.6	50	9.24	0.05	-14.2	0.3	0.07	2.5x10 ⁻¹³
yz	32.0	45	8.98	0.06	-11.8	0.3	0.08	5.8x10 ⁻⁹
Bz 8 Centro (1.0:1.7:4.0)								
xy	33.9	53	7.03	0.07	-5.79	0.15	0.17	0.01806
xz	36.0	54	6.31	0.07	-4.51	0.11	0.22	5.2x10 ⁻⁶
yz	28.0	57	7.21	0.07	-6.02	0.16	0.17	1.8x10 ⁻⁵
Bz 8 SE (1.0:1.5:3.8)								
xy	38.5	47	9.48	0.05	-12.4	0.2	0.08	2.3x10 ⁻²¹
xz	36.4	48	9.56	0.04	-11.9	0.2	0.08	3.1x10 ⁻³⁸
yz	35.6	50	9.65	0.04	-12.6	0.2	0.08	2.5x10 ⁻³⁷

Alguns autores atribuem esta deficiência dos cristais menores a um problema de resolução espacial, uma vez que, no corte da amostra há uma maior probabilidade da seção cortar um cristal grande do que um pequeno (Cashman e Marsh, 1988). DTCs com deficiência de grãos finos também são observadas em experimentos de fusão seguidos de cristalização por resfriamento brusco, tendo sido atribuído a um artefato de medida e não a um processo magmático (Brugger e Hammer, 2010). Os resultados obtidos em nosso estudo mostram

efetivamente algumas seções com deficiência de cristais menores (e.g. Bz1-centro, Fig. 34). Como os diques são intrusões rasas e resfriados rapidamente, notadamente nas amostras coletadas junto ao contato com as encaixantes, o *kink* na curva da DTC quando $L \rightarrow 0$ foi relacionado a um artefato de medida. A análise dos dados será, portanto, feita na parte contínua da DTC no sentido dos grãos maiores.

Figura 34. DTC de plagioclásio da borda (NW, SE) e centro do dique máfico da Praia das Conchas (Bz-1) com 8,2 m de largura. Em parênteses o número de grãos.

A borda NW apresenta intercepto entre 7,6 e 8,6 enquanto na borda SE os interceptos situam-se entre 7,0 e 8,1 (valores em mm^{-4}). O tamanho característico (C) varia de 0,12 a 0,16 mm na borda NW e, na borda SE, entre 0,14 e 0,20 mm. Esses valores relativamente constantes refletem as inclinações médias das DTCs entre -4,9 e -8,2, com a inclinação mais acentuada (seção xz da borda NW) apresentando o menor tamanho característico (0,12 mm) entre as seções estudadas.

O setor central do dique exibe uma DTC log-linear ($0,02 < Q < 0,68$) com valores de intercepto menores (1,9 a 2,5) que nas bordas do dique, inclinações médias mais suaves (-1,4 e -1,8) e tamanho característico (C) maior, entre 0,5 e 0,7 mm. A forte variação entre a inclinação na DTC do centro com respeito a DTC das bordas do dique pode ser atribuída ao resfriamento mais lento no centro que nas proximidades do contato do dique Bz1.

b) Praia das Conchas (dique Bz-2)

As DTCs (fig. 35) apresentam um padrão encurvado, como nas bordas do dique Bz-1, que se reflete no parâmetro $Q \ll 0,1$ (Tabela 3). Os valores de intercepto variam de 8,2 a 8,4 na borda NW e 9,0 a 9,7 na borda SE, enquanto a inclinação média das DTCs situa-se, respectivamente, entre -8,0 e -8,3 e -11,1 e -13,0. Os tamanhos característicos (C) situam-se em torno de 0,12mm na borda NW e 0,08mm na borda SE. Esses valores são comparáveis aos obtidos no dique Bz-1, embora se observe uma inclinação da DTC mais acentuada em Bz-2 que se reflete no tamanho médio menor dos grãos, notadamente na borda SE que possui um tamanho característico menor que 0,1 mm.

Figura 35. DTC de plagioclásio da borda (NW, SE) do dique máfico da Praia das Conchas (Bz-2) com 2 m de largura. Em parênteses o número de grãos.

c) Lagoinha (dique Bz-8)

O padrão das DTCs (fig. 36) das bordas é tipicamente encurvado, como mostram os valores de Q entre 10^{-9} e 10^{-38} . As DTCs do centro dos diques também estão encurvadas, porém em menor grau que as bordas ($Q < 10^{-6}$), sendo que a seção xy do centro do dique possui $Q = 0,02$ (Tabela 3). Os interceptos variam entre 9,0 e 9,2 na borda NW e 9,5 e 9,6 na SE, enquanto no centro os interceptos são um pouco mais baixos, entre 6,3 e 7,2 (valores em mm^{-4}). A inclinação média das DTCs varia entre -11,8 e -14,2 (NW) e -11,9 e -12,4 (SE), o que fornece um tamanho característico bastante uniforme para amostras coletadas na borda, em torno de 0,08 mm. No centro do dique o tamanho característico é um pouco maior que nas bordas, entre 0,17 e 0,22 mm, em coerência com a inclinação média menor (entre -4,5 e -6,0).

Figura 36. DTC de plagioclásio da borda (NW, SE) e centro do dique máfico da Praia de Lagoinha (Bz-8) com 2 m de largura. Em parênteses o número de grãos.

5.6.2. DTC parcial (log-linear, $y = -mx+c$)

As DTCs que se afastam do padrão log-linear, exemplificado pelas DTCs obtidas nas bordas dos diques e no centro do dique de Lagoinha, tem sido interpretadas em termos de acumulação e/ou remoção de cristais do sistema (eg. Fig. 29c, 29d), ou por mistura de magmas contendo populações de fenocristais com tamanhos diferentes (eg. Fig. 30). As DTCs encurvadas observadas em sistema aberto (vulcânico), como verificadas nesse estudo, têm sido atribuídas ao mecanismo de mistura de magmas no reservatório em sub-superfície (eg. Mock et al., 2003; Mock e Jerram, 2005; Berger et al. 2008), o que frequentemente precede uma erupção com o magma movendo-se para cima através de condutos (diques). Estudos experimentais têm mostrado, contudo, que DTCs encurvadas podem se formar com a despressurização do experimento (Brugger e Hammer, 2010). Aqui se considera que as DTCs encurvadas dos diques máficos de CF-B resultam da presença de duas a três populações de fenocristais e micrólitos de plagioclásio de duas a três etapas de cristalização com G variável. Apesar de algumas evidências de desequilíbrio magmático, não podemos falar de mistura de magmas, faltando evidências penetrativas na rocha.

As DTCs foram separadas para caracterizar a inclinação e intercepto do segmento da curva que melhor se ajusta a uma reta. No exemplo da figura 33 correspondendo a DTC da borda SE do dique Bz-1 (Fig. 37), foram isolados segmentos das DTCs entre $0,09 < L \text{ (mm)} < 0,82$ correspondendo às seções xy, xz e yz (Fig. 36A). Nesse intervalo, onde $Q > 0,1$ em cada segmento, as respectivas DTCs foram combinados para produzir uma reta de regressão (r^2 (coeficiente de correlação) = 1 para um ajuste ideal dos pontos à reta) onde são definidas a

inclinação e o intercepto-y naquele intervalo. O ajuste das seções a uma reta no centro e na borda NW do dique Bz-1 é mostrado na figura 37B. A distribuição log-linear deve, teoricamente, corresponder a uma das populações formadas por cristalização simples e cujos parâmetros (Tabela 4) podem ser utilizados para estimar as taxas de residência e resfriamento magmático dos diques estudados.

Figura 37. (A) DTC correspondendo ao intervalo entre 0.09 mm e 0.82 mm da borda SE do dique Bz-1. (B) Intervalo onde a DTC possui uma relação log-linear nas bordas e centro do dique. r^2 , índice de ajuste dos pontos à reta de regressão.

Tabela 4. Dados das DTCs log-linear dos diques de CF-B. L(max) = comprimento máximo.

Amostra	intercepto-y	Inclinação (m)	r^2	L(max)
Praia das Conchas				
Bz-1 NW	7.97	-7.14	0.98	0.8mm
Bz-1 centro	2.16	-1.58	0.99	4.8mm
Bz-1 SE	7.28	-6.22	0.96	0.8mm
Praia das Conchas				
Bz-2 NW	9.14	-10.99	0.98	1mm
Bz-2 SE	8.32	-8.25	0.99	0.9mm
Praia de Lagoinha				
Bz-8 NW	8.96	-12.21	0.98	0.8mm
Bz-8 centro	6.76	-5.19	0.98	2mm
Bz-8 SE	9.50	-12.30	0.97	0.8mm

Assumindo uma taxa de cristalização, G constante no intervalo onde a DTC apresenta uma relação log-linear, podemos calcular a taxa de residência conhecendo a inclinação, m da reta, onde

$$m = -1 / G\tau$$

Em sistemas cujo resfriamento é relativamente lento, G possui grandezas da ordem de 10^{-8} mm s⁻¹, enquanto em magmas resfriados bruscamente sob condições laboratoriais o G calculado é da ordem de 10^{-6} mm s⁻¹. Assumindo que magmas basálticos possuem temperaturas de alojamento da ordem de 1200°C e que a 900°C eles já estão completamente cristalizados, e tomando o valor de $G = 10^{-6}$ mm s⁻¹, o parâmetro τ nas bordas do dique máfico de 8,2m de largura seria de ordem de 1.4 a 1.6×10^5 s (~2 dias), o que nos leva a inferir que em cerca de 7 dias a temperatura na borda do dique será similar à temperatura da rocha encaixante, ou seja, em torno de 100°C, se consideramos uma taxa de resfriamento de ~160°C/dia. No centro do dique a dissipação de calor é mais lenta, como refletido na inclinação menor da DTC (Fig. 37B). Nesse caso, e mantendo os mesmos parâmetros físicos, a temperatura no centro do dique atingiria 100°C em aproximadamente ~275 dias. Essas escalas de tempo são obviamente estimadas, porém dentro de ordem de grandezas aceitáveis para o resfriamento de diques máficos na crosta superior. Estimativas de J (taxa de nucleação) foram calculadas a partir de G da literatura (Tabela 5). Nas bordas usamos 10^{-6} mm s⁻¹ e no centro 10^{-7} mm s⁻¹. A taxa de nucleação, J foi calculada usando a equação:

$$\text{Intercepto } (n) = J/G$$

Tabela 5. Estimações do tempo de residência e J (taxa de nucleação) a partir de G na literatura

Local	G da literatura (mm s ⁻¹)	Tempo de residência	J calculada de G da literatura (no./mm ³ s)
Dique largo de Conchas			
Bz1 – borda NW	10^{-6}	1.4×10^5 s	8×10^{-6}
Bz1 - centro	10^{-7}	6.3×10^6 s	2.2×10^{-7}
Bz1 – borda SE	10^{-6}	1.6×10^5 s	7.3×10^{-6}
Dique fino de Conchas			
Bz2 – borda NW	10^{-6}	9×10^4 s	9×10^{-6}
Bz2 – borda SE	10^{-6}	1.2×10^5 s	8.3×10^{-6}
Dique de Lagoinha			
Bz8 – borda NW	10^{-6}	8×10^4 s	9×10^{-6}
Bz8 - centro	10^{-7}	2×10^5 s	7×10^{-7}
Bz8 – borda SE	10^{-6}	8×10^4 s	9.5×10^{-6}

Calculo de τ no método modificado de Jaeger (1968)

Podemos calcular o tempo de residência com a expressão:

$$\tau = x^2/k$$

onde x é a distância em **cm** da borda para o centro do dique, e $k = 5 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ que é a

Tabela 6. Valores de τ e a taxa de resfriamento (considerando a temperatura de colocação = 1200°C e da encaixante 100°C e o resfriamento de 1200°C a 900°C) calculados segundo o método de Marsh, B.D. Nas bordas usamos uma distância de 10cm do contato com o encaixante segunda a amostragem.

Dique	τ na Borda NW	τ no Centro	τ na Borda SE
Bz1 (8.2m de largura)	$4 \times 10^4 \text{ s}$ (11 horas) (27°C/hora durante 1 dia)	$3.2 \times 10^7 \text{ s}$ (370 dias) (1°C/dia durante 1 ano)	$4 \times 10^4 \text{ s}$ (11 horas) (27°C/hora durante 1 dia)
Bz2 (0.80m de largura)	$2 \times 10^4 \text{ s}$ (6 horas) (50°C/hora em 5 horas)	$3 \times 10^5 \text{ s}$ (4 dias) (75°C/dia em 4 dias)	$2 \times 10^4 \text{ s}$ (6 horas) (50°C/hora em 5 horas)
Bz8 (2m de largura)	$3 \times 10^4 \text{ s}$ (8 horas) (37°C/hora durante 8 horas)	$2 \times 10^6 \text{ s}$ (23 dias) (13°C/dia durante 13 dias)	$3 \times 10^4 \text{ s}$ (8 horas) (37°C/hora durante 8 horas)

difusividade termal corrigida pelo calor latente de cristalização usado por Jaeger, 1968.

Segundo este método os valores do τ estão na tabela 6.

5.7. Calculo de G e J em plagioclásio dos dados das DTCs dos diques

Podemos calcular G e J usando os dados das DTC (Marsh, 1998).

Usamos os dados da DTC log-linear de cada amostra para calcular G e J . O tempo de residência, τ é calculado usando a expressão:

$$\tau = x^2/k$$

Sabendo que:

$$m = -1/G\tau$$

onde m é a inclinação, G é a taxa de crescimento e τ , o tempo de residência, então:

$$G = -1/m\tau$$

Depois do calculo de G , a taxa de crescimento, calculamos a taxa de nucleação (J) usando a expressão:

$$\text{Intercepto}(n) = J/G$$

$$J = nG$$

As taxas de crescimento e de nucleação de plagioclásio e outros dados nos respectivos diques estão representados na Tabela 7.

De maneira geral, G nos três diques estudados de CF-B são mais altas nas bordas ($2.7 \times 10^{-6} - 9.5 \times 10^{-6} \text{ mm s}^{-1}$) e mais baixas nos centros ($2 \times 10^{-8} - 9.6 \times 10^{-7} \text{ mm s}^{-1}$). J fica também mais alta nas bordas ($2.4 \times 10^{-5} - 4 \times 10^{-5} / \text{mm}^3 \text{ s}$) que nos centro do dique de Lagoinha ($4.3 \times 10^{-8} - 6.5 \times 10^{-6} / \text{mm}^3 \text{ s}$). G no centro do dique largo de Conchas é mais baixo ($2 \times 10^{-8} \text{ mm s}^{-1}$) que no centro de Lagoinha ($9.6 \times 10^{-7} \text{ mm s}^{-1}$). Esses resultados são compatíveis e comparáveis com os valores da taxa de crescimento em micrólitos (mais rápido) que varia de 10^{-7} a $10^{-6} \text{ mm s}^{-1}$ (Couch et al, 2003) e nas condições mais lentas de 10^{-8} a $10^{-10} \text{ mm s}^{-1}$ (Resmini e Marsh, 1995) e com os valores obtidos por Kneedler, (1989) em seu estudo de dois diques de diabásio em Salvador, Bahia: em um dos diques de 27m de espessura, $G = 2.2 \times 10^{-6} \text{ mm s}^{-1}$ e $J = 1 / \text{mm}^3 \text{ s}$ na borda e $G = 1.3 \times 10^{-9} \text{ mm s}^{-1}$ e $J = 10^{-6} / \text{mm}^3 \text{ s}$ no centro.

Tabela 7. Dados sobre a taxa de nucleação e de crescimento em plagioclásio dos diques de CF-B

Amostra	intercepto-y	Inclinação	r^2	G (mm s^{-1})	J (no. $\text{mm}^{-3} \text{ s}$)	Cristalinidade
Praia das Conchas						
Bz-1 NW	7.97	-7.14	0.98	3.5×10^{-6}	2.8×10^{-5}	96%
Bz-1 centro	2.16	-1.58	0.99	2×10^{-8}	4.3×10^{-8}	100%
Bz-1 SE	7.28	-6.22	0.96	4×10^{-6}	3×10^{-5}	96%
Praia das Conchas						
Bz-2 NW	9.14	-10.99	0.98	4.5×10^{-6}	4×10^{-5}	95%
Bz-2 SE	8.32	-8.25	0.99	4×10^{-6}	3.3×10^{-5}	95%
Praia de Lagoinha						
Bz-8 NW	8.96	-12.21	0.98	2.7×10^{-6}	2.4×10^{-5}	94%
Bz-8 centro	6.76	-5.19	0.98	9.6×10^{-7}	6.5×10^{-6}	100%
Bz-8 SE	9.50	-12.30	0.97	2.7×10^{-6}	2.6×10^{-5}	93%

Ikeda et al; (2002) obterem $G = 1.7 \times 10^{-5} \text{ mm s}^{-1}$ na borda e $7 \times 10^{-9} \text{ mm s}^{-1}$ no centro do dique basalto-andesítico de Iritono (0.90m de espessura). No Makaopuhi Lava Lake J está na faixa de $2 \times 10^{-6} - 3.4 \times 10^{-5} / \text{mm}^3 \text{ s}$ em plagioclásio (Cashman e Marsh, 1988).

A tabela 8 mostra uma comparação entre alguns diques estudados por outros autores e os diques deste trabalho. Foram classificados desde os de menor espessura a aqueles de maior espessura para uma melhor apreciação de G e J neles.

Tabela 8. Dados de G e J nos diques de CF-B comparados com dados de uns diques na literatura

Amostra	Trabalho	Localização no dique	Rocha	Espessura do dique	G (mm s⁻¹)	J (no./mm³s)
Bz2-4 Conchas 2	Esse trabalho	Borda	Diabásio	0.80m	4.5×10^{-6}	4×10^{-5}
Bz2-16 Conchas 2	Esse trabalho	Borda	Diabásio	0.80m	4×10^{-6}	3.3×10^{-5}
Iritono	Ikeda et al (2002)	Borda	Basáltico- andesito	0.90m	1.7×10^{-6}	-
Iritono	Ikeda et al (2002)	Centro	Basáltico- andesito	0.90m	7×10^{-10}	-
Bz8-7 Lagoinha	Esse trabalho	Borda NW	Diabásio	2m	2.7×10^{-6}	2.4×10^{-5}
Bz8-11 Lagoinha	Esse trabalho	Borda SE	Diabásio	2m	2.7×10^{-6}	2.6×10^{-5}
Bz8c-5 Lagoinha	Esse trabalho	Centro	Diabásio	2m	9.6×10^{-7}	6.5×10^{-6}
Bz1-5 Conchas 1	Esse trabalho	Borda NW	Diabásio	8.2m	3.5×10^{-6}	2.8×10^{-5}
Bz1-12 Conchas 1	Esse trabalho	Borda SE	Diabásio	8.2m	4×10^{-6}	3×10^{-5}
Bz1c-8 Conchas 1	Esse trabalho	Centro	Diabásio	8.2m	2×10^{-8}	4.3×10^{-8}
Diques de Diabásio de Salvador	Kneedler, A.E. (1989)	Borda	Diabásio	27m	2.2×10^{-6}	1
Diques de Diabásio de Salvador	Kneedler, A.E. (1989)	Centro	Diabásio	27m	1.3×10^{-9}	10^{-6}

A tabela 9 compara o tempo de cristalização de plagioclásio em diques de varias espessuras incluindo os diques deste trabalho. Os valores do tempo de residência são compatíveis. Existe uma correlação entre a taxa de crescimento e a taxa de nucleação: nas bordas ficam mais altas devido à alta superfusão do magma na margem de resfriamento.

A taxa de nucleação é proporcional à taxa de superfusão. Então os valores são mais baixos no centro dos diques, pois diminuem com a cristalinidade. Geralmente os diques de menor espessura mostram os maiores valores de G e J devido à maior taxa de resfriamento. Por exemplo, no dique de Salvador (Kneedler, 1989), J na borda fica 10^6 vezes maior que no centro do mesmo (27m de largura). A diferença na borda e no centro nos diques de CF-B é mais baixa.

Tabela 9. Tempo de residência em CF-B comparado com outros diques na literatura

Amostra	Trabalho	Espessura	Localização no dique	Tempo τ, de residência
Bz2 Conchas 2	Esse trabalho	0.80m	borda	2×10^4 s
	Esse trabalho	0.80m	centro	3×10^5 s
Dique de diabásio de Itirono	Ikeda et al; (1977)	0.90m	borda	8.1×10^3 s
Dique de diabásio de Itirono	Ikeda et al; (1977)	1.5m	borda	4×10^4 s
Bz8 Lagoinha	Esse trabalho	2m	borda	3×10^4 s
Bz8 Lagoinha	Esse trabalho	2m	centro	2×10^6 s
Dique de diabásio de Itirono	Ikeda et al; (1977)	5m	centro	3×10^6 s
Bz1 Conchas 1	Esse trabalho	8.2m	centro	3.4×10^7 s
Bz1 Conchas 1	Esse trabalho	8.2m	borda	4×10^4 s
Dique de diabásio de Salvador	Kneedler, A.E., (1989)	27m	borda	2×10^6 s
Dique de diabásio de Salvador	Kneedler, A.E., (1989)	27m	centro	3.6×10^8 s

Em muitos diques máficos, a nucleação, a cristalização e o tamanho de cristais aumentam somente ligeiramente das margens de grãos finos aos centros com grãos mais grossos, ressaltando o fato que a variação das taxas de nucleação e de crescimento é pequena com o tempo (Cashman e Marsh, 1988; Marsh, 1988).

5.8. Conclusão sobre as DTCs dos três diques de CF-B

Conseguimos estudar a variação da composição modal de minerais em cada dique da borda ao centro. A abundância volumétrica de plagioclásio varia entre 47% e 53% próximo ao contato com a encaixante, enquanto no centro dos diques ela situa-se entre 53% e 58%.

A partir de análise da DTC em plagioclásio inferimos que a história termal de um magma controla a distribuição do tamanho de cristais em rochas basálticas em resfriamento. A presença de fenocristais heterogêneos em glômeros indica a contribuição de glomerocristais como esqueleto no crescimento de cristais indicando que a nucleação foi heterogênea, envolvendo muitos minerais típicos de grandes profundidades até a colocação dos diques.

Geralmente o tempo de residência (Tabela 10) calculado com G da literatura é mais alto nas bordas que aquele calculado com os dados da DTC. Na figura 38, a reta liga os pontos das bordas dos diques e passa onde os valores do centro de Lagoinha são similares (200×10^4 s) e o centro do dique largo de Conchas fica fora. Porém, os valores no centro do dique de Lagoinha são similares. A razão desta diferencia pode ser do cálculo de τ_2 usando o parâmetro físico k , que é o constante de difusividade termal da encaixante. Não temos informações sobre o impacto do uso de k neste cálculo.

A taxa de resfriamento (Tabela 6) varia de 27°C/hora nas bordas e ~1°C/dia no centro do dique largo de Conchas (8.2m de espessura), e de 37° - 50°C/hora nas bordas e 13° - 75°C/dia no centro dos diques mais finos (Lagoinha e Conchas 2).

Tabela 10. Dados de τ_1 e τ_2 nos diques de CF-B

	τ_1 ($\times 10^4$ s)	τ_2 ($\times 10^4$ s)
Bz1 – borda NW	14	4
Bz1 – borda SE	16	4
Bz1 – centro	630	3200
Bz2 – borda NW	9	2
Bz2 – borda SE	12	2
Bz8 – borda NW	8	3
Bz8 – centro	200	200
Bz8 – borda SE	8	3

Os diques mais largos têm valores de G mais baixos que os diques de menores espessuras. J no dique largo de Conchas está na faixa de 3×10^{-5} /mm⁻³s nas bordas e 4.3×10^{-8} /mm³s no

centro e G é 3.5 a $4 \times 10^{-6} \text{ mm s}^{-1}$ nas bordas e $2 \times 10^{-8} \text{ mm s}^{-1}$ no centro. No dique de Lagoinha J é $\sim 2.5 \times 10^{-5} / \text{mm}^{-3} \text{ s}$ nas bordas e $6.5 \times 10^{-6} / \text{mm}^{-3} \text{ s}$ no centro e G é $2.7 \times 10^{-6} \text{ mm s}^{-1}$ nas bordas e $9.6 \times 10^{-7} \text{ mm s}^{-1}$ no centro.

Fig. 38. τ_1 é o tempo de residência calculado usando estimações de G na literatura ($G = 10^{-6} \text{ mm s}^{-1}$ nas bordas e $10^{-7} \text{ mm s}^{-1}$ no centro dos diques) e τ_2 é calculado usando o k , o constante da difusividade termal (Jaeger, 1968). Bordas dos diques (1) e o centro do dique de Lagoinha (2)

Entretanto, nossos valores de G calculados das DTCs $2.7\text{-}3.5 \times 10^{-6} \text{ mm s}^{-1}$ nas bordas e no centro 6.3×10^{-8} a $9.6 \times 10^{-7} \text{ mm s}^{-1}$ dos diques caibam na faixa de valores na literatura: $10^{-7}\text{-}10^{-6} \text{ mm s}^{-1}$ em cristalizações mais rápida e $10^{-10}\text{-}10^{-8} \text{ mm s}^{-1}$ em cristalizações mais lentas. O centro do dique largo de Conchas está no início do domínio de cristalização mais lenta ($G = 2 \times 10^{-8} \text{ mm s}^{-1}$).

Os valores de J calculada (Tabela 7) das DTCs são um pouco mais altas que J calculada em sistema fechado (Tabela 5). Brugger e Hammer, (2010) constataram em seu estudo experimental que os valores de J calculadas das DTCs são mais altos que os calculadas quando G é considerada constante.

Rochas vulcânicas têm maiores taxas de nucleação e crescimento (superfusão mais alta) que rochas subvulcânicas (diques, soleiras, etc) e plutônicas (Cashman, 1990; Marsh, 1996).

O estudo da DTC nos leva a relacionar a textura com a história de resfriamento de um corpo ígneo. Há duas possibilidades para explicar essas texturas e as curvas de DTCs do tipo *kink* e encurvadas:

-a primeira possibilidade é a de um sistema onde taxas de crescimento e nucleação são heterogêneas – maiores grãos com G constante e mais lento e menores grãos com G e J maior e retas mais inclinadas ou gráficos encurvados.

-a segunda possibilidade é o resultado de mistura de magmas que pode ser de auto-mistura ou a mistura de dois magmas de composição e fonte similar ou uma mistura de fenocristais e micrólitos na rocha. Nos diques de CF-B há evidências de sistema aberto e os processos associados: minerais que sofreram reabsorção, as margens de reação, zoneamentos inversos e o englobamento de cristais precoces com aqueles que cristalizam mais tardiamente. Mas, no caso dos diques de CF-B, não podemos falar com segurança de mistura de magmas porque essas estruturas não são penetrativas nas lâminas estudadas.

A terceira variedade da DTC é do tipo de cristalização simples e contínua que habitualmente ocorre no centro de diques, em nosso exemplo, no centro do dique largo de Conchas.

Os diques estudados de CF-B de maneira geral demonstram bordas mais máficas e centros mais evoluídos descartando a idéia de fluxo ascendente de tipo Bingham como no caso do enxame de Motru, (Nkono, C. et al; 2006) . No Motru o estudo da DTC, a química mineral e a geoquímica elementar de dois diques andesíticos do enxame de Motru, mostrou que o centro é andesito basáltico e as bordas andesíticas, resultando de um fluido de Bingham na ascensão e na colocação dos diques.

È possível que o fluxo ascendente foi Newtoniano ao pseudo-plástico, assim a resfriamento nas bordas sendo mais rápido preservou a basicidade do magma e no centro o resfriamento sendo mais lento deixou o resultado de uma evolução mais avançada.

6. ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA DE PLAGIOCLÁSIO

6.1. Caracterização de fluxo magmático em diques

Diques são estruturas fundamentais para o transporte de magma através da crosta. Em geral os diques são corpos tabulares simples com contatos planos e paralelos. Por sua forma simples, a propagação do dique e a movimentação do magma deveriam ser facilmente caracterizados, notadamente se fenocristais e/ou enclaves são transportados no magma. No entanto, marcadores de escoamento magmático são feições relativamente raras nesses corpos, mas conseguimos ver xenólitos da encaixante.

Além disso, e especialmente em diques máficos, a textura é frequentemente equigranular fina dificultando a identificação de estruturas de fluxo ígneo. Na ausência de critérios mesoscópicos, os minerais imbricados têm se constituído como um dos indicadores cinemáticos mais utilizados em diques vulcânicos (Den Tex 1969; Blanchard et al. 1979; Shelley 1985; Knight e Walker 1988; Philpotts e Ascher 1994).

A formação de minerais imbricados está relacionada à deformação que o magma sofre por cisalhamento simples em um conduto confinado. O comportamento reológico (newtoniano – não-newtoniano) de fluidos no interior do dique depende da viscosidade (parâmetro de Reynolds; Turcotte et al. 1987), que pode variar consideravelmente com a distância da área fonte. Se o escoamento for laminar, fluidos newtonianos desenvolvem um perfil de velocidade cuja característica é a progressiva diminuição da deformação cisalhante (γ) das bordas para o centro do dique (Fig. 39A). Tramas imbricadas se formam pela cristalização e orientação preferencial do eixo maior de cristais tabulares e/ou alongados no plano de achatamento máximo da deformação finita que, em cisalhamento simples, forma um ângulo $< 45^\circ$ com a parede do dique (= plano de cisalhamento). Se a trama mineral for simetricamente oblíqua nos dois lados da borda do dique, a imbricação/entalhamento de cristais é utilizada como um critério confiável de movimento do magma.

Figura 39. Perfil de velocidade de um magma (A, B) movendo-se através de um conduto que conecta o reservatório ao centro vulcânico (γ , deformação cisalhante; d , distância entre as paredes do conduto). Tramas imbricadas formadas na parede do conduto (C), formadas por cristais tabulares e/ou prismáticos alongados, podem ser utilizadas para definir o fluxo magmático (para cima nesse exemplo).

Um fluido não-newtoniano (visco-plásticos), por outro lado, desenvolve um fluxo com perfil de velocidade um pouco diferente de fluidos newtonianos. A velocidade relativa entre as partículas é nula no centro do conduto (Fig. 39B). Consequentemente, no centro, os minerais são transportados “em massa” pela deformação cisalhante que se concentra nas duas margens do dique. Enquanto no centro, a textura mineral é francamente isotrópica, nas laterais os minerais tendem a desenvolver uma orientação preferencial com características semelhantes ao escoamento newtoniano. A utilização de microestruturas de imbricamento (Fig. 39C), que consequentemente devem ser sempre procuradas junto ao contato com a rocha encaixante, se aplica quando o fluxo que orienta os minerais for laminar. Se o fluxo for turbulento os efeitos de borda (margens resfriadas, cristais imbricados, etc.) tendem a ser afetados ou mesmo destruídos pela “erosão térmica” que poderia, inclusive, fundir parcialmente as paredes da rocha encaixante (Bruce e Huppert 1989). A transição do regime laminar ao turbulento em magmas basálticos depende da viscosidade e da distância entre as paredes confinantes. Para viscosidades típicas em basalto ($\sim 10^2$ Pa s) o fluxo tenderia a turbulento em diques com largura > 10 m (Fialko e Rubin 1999).

6.2. Determinação da trama mineral - o método do Tensor de Inércia

O método do Tensor de Inércia é utilizado para caracterizar a orientação preferencial de forma (OPF) de uma população de minerais. Nesse método um mineral (objeto) é definido por um conjunto de pixels adjacentes constituindo um único código numérico. Se o objeto não se afasta muito da forma convexa, o que é o caso dos minerais magmáticos, essa forma pode ser simplificada por uma elipse determinada pelo cálculo dos momentos de segunda-ordem do tensor de inércia bidimensional. O tensor de inércia é geralmente utilizado para simular a rotação de um objeto qualquer em torno do seu centro de massa (Jahne, 1981). Na determinação da OPF, os objetos que constituem a população são empilhados pelos respectivos centros de massa. Os contornos de densidade dos objetos empilhados permitem definir uma elipse que melhor representa a distribuição da população. Essa elipse é caracterizada por sua razão axial ou anisotropia (sr) e pela orientação dos eixos principais com respeito as coordenadas que definem a orientação da amostra.

A formulação matemática do método Tensor de Inércia e suas aplicações a OPF estão detalhadas em Launeau e Cruden (1998) e sua aplicação a diques máficos em Archanjo e Araújo, (2002) e Archanjo et al., (2004). O método se aplica a uma população cujos minerais individuais estão adequadamente separados e identificados, como no caso da população de plagioclásio dos diques das Praias das Conchas e Lagoinha (fig. 33). As elipses, representando a distribuição da população, empilhando cada grão pelo centro de inércia de três seções ortogonais (xy , xz e yz), são mostradas na figura 40. Essas elipses, mutuamente ortogonais, são combinadas para encontrar um elipsóide (3D) que descreve espacialmente a trama de plagioclásio. Os métodos para determinação do elipsóide de forma a partir de seções bidimensionais podem ser encontrados em Robin (2002). Utilizamos o programa ELLIPSOID.EXE desenvolvido por Launeau, (2004) (www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/index.html) para integrar as seções xy , xz e yz , que corresponde aos três planos mutuamente ortogonais da amostra (cf. Fig. 32). O programa fornece as direções principais ($A > B > C$) da trama de forma, a anisotropia (SR) e forma do elipsóide ($T > 0$, oblato; $T < 0$, prolato). O ajuste das seções bidimensionais ao elipsóide é fornecido pelo parâmetro $\sqrt{F}$; o ajuste é considerado ideal quando $\sqrt{F} = 0\%$, e pobremente definido se $\sqrt{F} > 10\%$.

Figura 40. Empilhamento de plagioclásio pelo centro de inércia correspondendo às seções xy, xz e yz da amostra Bz-1 SE (trama de grãos na figura 9). O contorno de densidade dos grãos empilhados define uma elipse caracterizada por sua anisotropia (sr) e orientação (phi) dos eixos longo e curto.

6.3. Resultados

6.3.1 Praia das Conchas

O estudo da trama de plagioclásio das margens do dique Bz1 foi feito dividindo as imagens de cada seção (xy, xz e yz) da amostra em seis setores com áreas equivalentes. Em seguida cada sub-imagem é combinada nas três seções mutuamente ortogonais de modo a produzir 216 elipsóides (combinação 6^3). Como a textura no centro do dique é mais grossa, portanto com menor número de grãos comparado às bordas, o estudo foi feito por combinação 4^3 (= 64 elipsóides). Os elipsóides que definem a trama de plagioclásio são relativamente bem definidos ($\sqrt{F} \sim 5.0$) em que pese a dispersão do eixo curto (C, círculo azul) e intermediário (B, triângulo verde) da margem NW e centro do dique (fig. 41). Essa dispersão é refletida nos cones de confiança (2σ) em torno da média dos eixos B e C que se interceptam no estereograma. Na margem SE a dispersão é encontrada entre o eixo longo (A, quadrado vermelho) e o eixo intermediário (B).

O elemento da trama melhor definido na margem NW é a lineação (A). O elipsóide é predominantemente prolato ($T < 0$), em coerência com a dispersão dos eixos B e C. A trama também é linear no centro do dique, porém a lineação de plagioclásio é oblíqua com respeito à lineação da margem NW. As tramas da borda NW e centro possuem uma anisotropia (SR) moderada, em torno de 1.2 (ou 20%). Em contraste, na margem SE o elipsóide tende a oblato ($T > 0$), como indicado pela concentração dos eixos C (perpendicular à foliação) e dispersão dos eixos A e B no plano da foliação. A anisotropia média, em torno de 30%, é maior que no centro e borda NW do dique.

Os resultados mostram que não há uma simetria da trama de plagioclásio nas margens NW e SE do dique como predito no modelo de imbricação de cristais (fig. 39C). Contudo, a lineação de plagioclásio da borda NW e a foliação subvertical da borda SE oblíqua ao traço do dique indicariam um fluxo magmático aproximadamente paralelo ao plano do dique com fluxo de NE para SW.

Figura 41. Trama de plagioclásio determinada pelo método do Tensor de Inércia das bordas NW e SE e centro do dique Bz-1 (Praia da Conchas). $\sqrt{F}$, fator de ajuste (%), T, parâmetro de forma, SR, anisotropia. Traço do dique (vertical) representando por linha contínua passando pelo centro do estereograma (hemisfério inferior).

A trama linear no centro do dique, nesse regime de fluxo, poderia ter se formado por rotação induzida pelo escoamento magmático. No entanto, a ausência de simetria nas margens do dique, tanto das direções principais como na forma dos elipsóides (prolato vs oblato), sugerem que as tramas encontradas podem não ter relação com o fluxo geral de magma. Elas possivelmente registram histórias diferentes de deformação e cristalização magmática durante o processo de fraturamento e abertura do conduto.

Os elipsóides das margens do dique Bz-2 (combinação 6³) exibem uma dispersão bem maior que os do dique Bz-1, com a forma variando indistintamente de oblato a prolato. Os cones de dispersão angular das direções principais A, B e C se superpõem na borda SE do dique ou então, na borda NW, definem uma lineação, porém, com forte espalhamento dos eixos A (Fig. 42). Além disso, nota-se que o ajuste das elipses ao elipsóide ($\sqrt{F}$) é moderado no SE e baixo no NW. Essas feições de trama consideradas em conjunto sugerem que não há uma orientação preferencial definida de plagioclásio nas margens do dique Bz-2. Na borda NW, contudo, a lineação de plagioclásio tende a se concentrar na direção SE em ângulo elevado com o plano do dique. Tramas onde a lineação mineral situa-se próximo à normal ao plano do dique são denominadas inversas, cuja origem não está adequadamente entendida. É importante frisar, contudo, que a definição do elipsóide da trama de plagioclásio na borda NW é pobre ($\sqrt{F} = 9,1\%$) e, possivelmente, sem significado.

Figura 42. Trama de plagioclásio determinada pelo método do Tensor de Inércia das bordas NW e SE do dique Bz-2 (Praia das Conchas). $\sqrt{F}$, fator de ajuste (%), T, parâmetro de forma, SR, anisotropia. Traço do dique (vertical) representando por linha contínua passando pelo centro do estereograma (hemisfério inferior).

6.3.2. Praia da Lagoinha

A trama de plagioclásio (combinação 6³) pode ser considerada isotrópica no centro e borda SE do dique da Praia de Lagoinha. O elipsóide de forma varia indistintamente de oblato a prolato enquanto os cones de dispersão angular dos eixos A, B e C se sobrepõem no estereograma (Fig. 43). O ajuste das elipses seccionais ao elipsóide é moderado ($\sqrt{F} = 6.2\%$) e a anisotropia média no centro do dique um pouco menor (15%) que na borda SE (23%).

A trama na borda NW é mais bem desenvolvida, com o elipsóide dominantemente prolato. As direções principais B e C tendem a se dispersar no plano normal à lineação, com o eixo C situado preferencialmente na borda do estereograma definindo uma foliação paralela ao plano do dique. A lineação é o elemento da trama com melhor definição, agrupando-se no quadrante NE paralelamente à direção do dique. Apesar da trama linear na margem NW, não há uma simetria com a margem SE para definir o fluxo magmático. Como no dique Bz-1 da Praia das Conchas, as tramas de contato devem ter sido formadas por processos independentes, ou então, no centro e borda SE, registram um fluxo turbulento.

A lineação de plagioclásio paralela ao plano do dique sugere que o movimento do magma, pelo menos localmente, foi lateral. Outra possibilidade seria a de um fluxo vertical, com direção B marcando a direção de fluxo. O plagioclásio, nesse caso, se comportaria como um prisma alongado cujo eixo de rotação está situado na perpendicular ao fluxo ígneo. Contudo, a ausência de uma OPF no centro e borda SE do dique sugere um significado local para a trama da borda NW, portanto, sem relação com a cinemática geral de magma no conduto.

Os resultados da OPF de plagioclásio dos diques das Praias das Conchas e Lagoinha não permitem definir com segurança a cinemática do magma utilizando cristais imbricados. A trama nos três diques estudados não apresentou a simetria requerida para fixar o fluxo no interior do conduto. Por outro lado, em dois diques (Bz-2 e Bz-8) foram encontradas fortes dispersões da orientação mineral, o que poderia indicar que no geral a trama tende a isotrópica, ou então o fluxo de magma envolveu uma componente de turbulência que desorganizou a OPF de plagioclásio

Figura 43. Trama de plagioclásio determinada pelo método do Tensor de Inércia das bordas NW e SE e centro do dique Bz-8 (Praia de Lagoinha). $\sqrt{F}$, fator de ajuste (%), T, parâmetro de forma, SR, anisotropia. Traço do dique (vertical) representando por linha contínua passando pelo centro do estereograma (hemisfério inferior).

No dique Bz-1, todavia, as tramas na borda e no centro estão mais bem definidas e, se interpretadas isoladamente, sugerem uma movimentação predominantemente lateral do magma com um possível componente de rotação no centro do dique. Infelizmente, porém, o dique Bz-2, de mesma orientação e situado no mesmo afloramento, não confirma as interpretações extraídas da trama do dique Bz-1.

6.4. Conclusão sobre a OPF dos diques de CF-B

6.4.1. Evidência de fluxo magmático lateral nos diques de NE para SW

A trama isotrópica nas bordas do dique fino de Conchas (0.80m de espessura) pode ser o resultado de depressurização do magma ascendente com a superfusão em seguida.

O efeito térmico em diques segundo Blanchard, (1979) resulta em um:

- fenômeno de congelamento das margens que pode impedir o desenvolvimento de uma foliação de fluxo, impedindo assim o efeito de pinçamento dos fenocristais,
- aumento abrupto da viscosidade na margem resfriada que diminui muito a possibilidade de deformação do magma (na ausência de tensão externa).

O fluxo horizontal parece linear na borda NW, como mostra a trama prolato da OPF nos diques Bz-1 e Bz-8 de Conchas e Lagoinha respectivamente. Supondo que o fluxo lateral é de NE para SW, pode haver um possível fluxo com turbulência da borda NW acerca da borda SE nos dois diques como indicam os elipsóides e a anisotropia oblato (fig. 44). Esse fluxo pode ser devido à força do corpo magmático que pode causar o magma em fluxo girar com turbulência e produzir tal efeito e uma trama dispersa na margem SE.

Sugerimos que o fluxo linear na borda NW com turbulência acerca da borda SE pode ser provavelmente controlados pelas forças transcorrentes sinistrais de muito baixo grau, quando o magma ainda estava no estado líquido ou visco-plástico, em temperatura ainda alta. A forte obliquidade da lineação no centro do dique Bz-1 pode ser devido à rotação durante o escoamento do magma talvez controlado pelas forças externas transcorrentes. A foliação com forte mergulho subvertical pode ser o resultado do mesmo impacto. No centro e na borda SE do dique de Lagoinha (Bz-8) tem uma trama mais acentuada de evidencia de turbulência.

Figura 44. O fluxo magmático lateral do NE, cisalhamento vigente e a turbulência na remoção magmática

Entretanto, não existem evidências de estruturas formadas na encaixante devido às forças transcorrentes sinistrais, mas, é possível sugerir que essas forças eram tão fracas que não chegaram a deixar assinaturas como evidência.

6.4.2. Evidências de deformação magmática nos diques

a) Plagioclásio deformado

Se os esforços vigentes postulado ocorreram durante a colocação dos diques, então eles podem ser responsáveis pela deformações em minerais como o plagioclásio. Nas figuras nas bordas NW, SE e no centro do dique largo de Conchas, ripas de plagioclásio são quebrados (fig. 45), alguns pedaços separados tensionalmente (c), que são evidências de deformação no estado solido. No centro do mesmo dique mostramos o exemplo de uma ripa de plagioclásio encurvada, certamente ocorreu no estado plástico (d).

Figura 45. Plagioclásio quebrado na borda SE (a) e no centro (b); plagioclásio quebrado e os pedaços separados na borda NW (c) e outro encurvado (d) no centro do dique 1 de Conchas.

b) Feições que evidenciam um provável campo de deformação durante a colocação

-Fraturas oblíquas

Algumas feições que indicam o campo de tensão externo foram observadas e analisadas nos diques com direção NE (fig. 46). A análise geométrica (Tetzner, 2002) dos planos de fraturas nos diques de CF-B demonstram uma direção predominante NW-SE de fraturas (46b).

Tetzner (2002) constatou que as fraturas são dispostas com relativa dispersão, porém são reconhecíveis duas direções mais representativas, a NW-SE e a NNW-SSE. Existe, no entanto, certa quantidade de medidas na direção que é coincidente com aquela dos diques, estando provavelmente relacionada a eles. As fraturas oblíquas aos diques são muito comuns, mas também existem fraturas paralelas.

N = 40, pétala maior 20%

N = 327, pétala maior 5%

Figura 46. (a) diagrama de rosa de direções dos diques e (b) diagrama de rosa de fraturas.

Figura 47. Sucessivamente dique 1 de Conchas, de Lagoinha e de João Fernandes mostrando fraturas oblíquas de resfriamento

Muitos diques demonstram um maior registro de fraturas oblíquas (fig. 47) que, pensamos, são também fraturas ligadas ao resfriamento induzidos pelo campo de deformação, possivelmente transtensivo sinistral (fig. 48) agindo na encaixante durante a colocação e resfriamento dos diques.

Segundo Corrêa-Gomes et al; a formação de tais fraturas pode ser explicada como segue:

Figura 48. As forças transcorrentes sinistrais fracas eram coetânea durante o “diking” em uma regime transtensional no encaixante. Fluxo magmático (1), componente sinistral (2)

Caso 1 na figura 48. Nesta primeira etapa, a trama magmática sendo simétrica nos dois lados do centro do dique resulta em um plano de simetria do dique (Dyke Symmetry Plane, DSP) paralelo ao plano da simetria da trama (FSP=Fabric Symmetry Plane).

Caso 2: Com o progresso de stress cisalhantes sinistrais, uma rotação ocorre no corpo ígneo visco-plástico durante o seu resfriamento. Diferentes elipses de trama são geradas ao longo do dique. Um lado do dique tem uma maior pressão que outro. A diferença resultante entre os dois lados que é positiva, o que implica uma formação de trama com ângulo agudo na mesma direção do fluxo magmático. O lado com uma pressão maior de cisalhamento forma uma trama mais perto da parede. O plano de simetria de trama (FSP) tem uma rotação anti-horária em relação ao plano de simetria do dique (DSP).

Na formação de fraturas oblíquas em regime transtensionais sinistrais (Corrêa Gomes et al; 1996), um tensor σ_1 ou σ_2 é horizontal e se posiciona a 30° da Zona Principal de Cisalhamento (ZPC). O tensor mínimo σ_3 , também é horizontal e orientado a 60° da ZPC, enquanto que o tensor intermediário σ_2 ou σ_1 é vertical. Nas partes centrais da ZPC, as fraturas abertas se propagam de modo paralelo aos planos σ_1/σ_2 , porém, com a evolução do cisalhamento, as zonas mais internas podem sofrer rotações, o que explicaria o formato sigmoidal de várias destas fraturas (figura 49).

Figura 49. Forças vigentes durante a colocação dos diques e a formação das fraturas oblíquas

Esse resultado é também demonstrado no exame de diques de Motru, Romênia, estudados por Féménias et al., (2004). Nesse trabalho, a trama oblíqua em um dos dois diques de basalto andesítico mostra um caráter assimétrico, implicando um deslocamento horizontal devido a um fraco campo de deformação regional de cisalhamento sinistral transcorrente.

Outro fato é que amostramos nas bordas ($\leq 10\text{cm}$ do contato com o encaixante) e no centro dos diques considerando a simetria dos mesmos ao longo da largura. Então, esse centro é o centro geométrico (meia distância entre as duas bordas e o centro). Pode haver um verdadeiro centro, que chamamos o centro petrográfico, que talvez sofresse um basculamento para esquerda ou para direita devido ao fluxo lateral que pode ser não homogêneo ao longo do dique. Então o centro geométrico pode não corresponde ao centro petrográfico. Assim, um dique pode ser assimétrico em relação ao seu centro petrográfico.

-Diques em ziguezague e escalonados

Os diques de Búzios são verticais ou subverticais com contatos bruscos, cortando a encaixante sem desviar os marcadores pré-existentes. Há formas de fratura-conduto em ziguezague, escalonadas e entrelaçadas. Contudo a forma em ziguezague é a mais comum.

Figura 50. Dique em ziguezague na Praia das Conchas e Geribá e dique escalonado na Praia de João Fernandes (em baixo)

Diques em ziguezague (fig. 50) demonstram o campo de tensão externa vigente. Esta situação mostra que essas fraturas não estão posicionadas apenas em função das paredes do dique, mas também com relação ao campo de tensão externo.

Os diques escalonados (fig. 50, em baixo) também demonstram um componente direcional na abertura do conduto do magma (fig. 51)

Figura 51. Forças vigentes na formação de diques escalonados

7. CONCLUSÕES

Foram estudados diques nas Praias de Conchas e de Lagoinha pertencentes ao Enxame de Diques Cabo Frio - Búzios (CF-B), e que são associados ao evento magmático toleítico do Cretáceo na Bacia de Campos. Durante o *diking*, as fraturas foram preenchidos por magma máfico. As direções dos diques de CF-B e as da Serra do Mar são concordantes (NE-SW). Essa direção preferencial regular dos diques máficos os caracterizam com um enxame distensivo linear. A deformação associada à intrusão dos diques máficos é rúptil, demonstrado pelos contatos bruscos e retos, comuns aos diques estudados.

Podemos inferir a partir de nossos resultados das DTCs e a química mineral que o fluxo, de maneira geral, comportou-se como um *mush* Newtoniano a pseudoplástico que se esfriou rapidamente nas bordas (ficando mais máfica) e mais lento nos centros (mais grossa e menos máfico). A maior basicidade nas margens dos diques se reflete na olivina do dique de Lagoinha, mais rico em Fo que no centro, e na composição de An no plagioclásio, mais rico em Ca na margem que no centro. Plagioclásio com maior teor de An na margem que no centro também foi observado dos diques da Praia das Conchas. Além disso, o estudo da composição química dos fenocristais de plagioclásio e aqueles da matriz mostrou que, em geral, os cristais maiores (precoces) possuem um teor de An médio superior aos cristais menores (tardios) da matriz. Esses resultados indicam uma evolução química normal do magma ou seja, dos termos mais ricos em Fe-Mg-Ca para termos mais empobrecidos nesses elementos com o maior tempo de residência do magma. Usamos a termometria de Kretz, (1982) com a química mineral para estimar a temperatura de cristalização nos núcleos de augita zonados nestes diques que varia de 1090° a 1120°C e nas bordas e em grãos na matriz de 1020° -1050°C.

A DTC de plagioclásio nas bordas dos diques mostraram um padrão tipicamente encurvado independentemente da largura dos corpos. Como a química mineral do plagioclásio sugere uma cristalização magmática simples ou seja, empobrecimento progressivo de Ca com o tempo de residência do magma, o padrão encurvado das DTCs deve refletir uma taxa de crescimento (*G*) heterogênea provavelmente resultante da despressurização do magma durante o seu processo de ascensão e cristalização (Brugger e Hammer, 2010). Um único dique apresentou uma DTC log-linear de plagioclásio, justamente o centro do dique mais largo (8,2m de largura) de Praia das Conchas, consistente com modelo de cristalização simples do magma máfico. Utilizando a inclinação da DTC log-linear foi possível estimar um tempo de residência do magma no centro desse dique da ordem de 73 dias, e que ele atingiria a

temperatura das rochas encaixantes, ou seja em torno de 100 °C, em aproximadamente 275 dias. Por outro lado, DTCs encurvadas no centro do dique de Lagoinha sugerem que a cristalização de plagioclásio por despressurização devem ocorrer em todo o corpo com largura equivalente ao de Lagoinha, ou seja 2 m. Por outro lado, nos diques mais largos, com pelo menos 8 m de largura, o tempo de residência do magma seria suficiente longo para produzir uma DTC log-linear contínua indicando que a taxa de cristalização foi homogênea.

Finalmente, o estudo da OPF mostrou que a trama de plagioclásio é incipiente, ou mesmo inexistente (trama isotrópica), nas amostras coletadas próximo ao contato do dique com a encaixante. Quando uma fraca OPF de plagioclásio é detectada, como no dique mais largo da Praia das Conchas ou na borda NW do dique de Lagoinha, a lineação subhorizontal de plagioclásio é consistente com o fluxo lateral do magma. Propomos, tentativamente, que as tramas incipientes ou mesmo isotrópicas nas margens dos diques deve refletir a cristalização acelerada de plagioclásio por despressurização do magma. Nessas condições é possível que a rápida cristalização ocorra com o magma praticamente imobilizado, o que favoreceria o desenvolvimentos de cristais com orientação aleatória. O cálculo de taxas de resfriamento da margem do dique de Lagoinha (2 m de largura) utilizando a inclinação da DTC que junto ao contato com a encaixante o dique estaria completamente cristalizado em menos que 24 horas.

Os resultados dessa dissertação, que combinou a química mineral com a Distribuição do Tamanho de Cristais e Orientação Preferencial de Forma, mostraram que várias informações petro-estruturais podem ser recuperadas de rochas máficas de aspecto isotrópico, como os diques do Enxame de Cabo Frio - Búzios. Dentre os resultados mais importantes, porém sujeitos a estudos complementares, mostramos que os diques mais estreitos e com menor taxa de residência magmática aparentemente sofrem processos de cristalização por descompressão que tende a desorganizar suas eventuais tramas relacionadas à colocação dos corpos. Em diques mais largos e com maior tempo de residência magmática, a DTC é aparentemente controlada por taxas de cristalização homogêneas. Nesse caso, a OPF seria capaz de registrar a deformação finita do magma no seu sítio de alojamento. Na Praia das Conchas, onde a trama de plagioclásio possui uma organização incipiente, os resultados mostram que o movimento do magma foi predominantemente lateral.

Então, a OPF em plagioclásio ajudou-nos a inferir campos de deformação e um caráter assimétrico nesses diques macroscopicamente isotrópicos em aparência. Novamente é confirmado o fato que um corpo ígneo é nunca isotrópico (Bouchez, 1997).

Xenólitos tabulares da encaixante formados pelo mecanismo de delaminação térmica nos deram uma prova da presença de paleo-stress e tensões vigentes durante a colocação do enxame de diques de CF-B. Outras evidências são: fraturas oblíquas nos diques, diques escalonados, ripas de plagioclásio deformado no estado plástico e sólido.

Amostramos os diques considerando as bordas e os centros geométricos segundo a simetria ao longo da largura dos diques. É possível que o centro petrográfico de um dique seja basculado para um lado de forma que esse centro não corresponde ao centro petrográfico. A DTC bem estudada pode dar uma idéia da natureza do fluxo ascendente ou lateral se o dique é simétrico ou assimétrico em relação ao centro petrográfico.

Quando usamos os melhores métodos de análise quantitativo textural de rochas, podemos conseguir resultados interessantes sobre o dinamismo magmático, a reologia, o alojamento, a história de cristalização, a petrotrama e a possível presença de forças externas ou internas vigentes, especialmente quando integramos e correlacionamos diferentes ferramentas. Assim, podemos reconstruir a história tectônica de corpos ígneos e metamórficos.

Então, a partir dos métodos aplicados, concluímos que os diques de Conchas e de Lagoinha não são isotrópicos, mas tem uma anisotropia e trama que comprova uma atividade de campo de paleo-stress externo em regime transtensivas, com componente de cisalhamento sinistrais vigente durante esse evento maior de *emplacement* de diques máficos de natureza toleíticos na Bacia de Campos no Cretáceo contemporâneo com a abertura do Atlântico Sul.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.** O alinhamento magmático de Cabo Frio. *In: II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, SBG, 1991, São Paulo. Anais, p. 423-428.
- ALMEIDA, F.F.M., AMARAL, G., CORDANI, U. & KAWASHITA, K.** The Precambrian Evolution of South American Cratonic Margin South of Amazon River. *In: NAIRN & STELLI (Eds.) The Oceans Basins and Margins*. Plenum, New York, 1:411-446. 1973.
- ALMEIDA, F.F.M., CANEIRO, C.R. & MIZUSAKI, A.M.P.** Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 26 (3):125-138. 1996.
- ANDERSON, E.M.** The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. Oliver & Boyd, Edinburgh. 1942.
- ANGELIER, J.** From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11: 37-50. 1989.
- ARCHANJO, C.J. & ARAÚJO, M. G. S. & LAUNEAU, P.** Fabric of the Rio Ceara´ –Mirim mafic dike swarm (northeastern Brazil) determined by anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 107, Nb B3, 2046. 2002.
- ARCHANJO, C.J. AND LAUNEAU, P.** Magma flow inferred from preferred orientations of plagioclase of the Rio Ceara-Mirim dyke swarm (NE Brazil) and its AMS significance. *In: Martin-Hernandez, F., Lunenburg, C.M., Aubourg, C., and Jackson, M. (eds) Magnetic Fabric: Methods and Applications*. Geological Society, London, Special Publications, 238: 285-298. 2004.
- BAGNOLD, R.A.** Experiments on a gravity free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear (Revised Edition), *Proceedings of the Royal Society of London, Series A* **225** (1954), pp. 49–63. 1954.
- BERGER, J., ENNIH, N., LIÉGOIS, J-P., NKONO. C. MERCIER, J-C. C. & DEMAIFFE.** A complex multi-chamber magmatic system beneath a late Cenozoic volcanic field: evidence from CSDs and thermobarometry of clinopyroxene from a single nephelinite flow (Djbel Saghro, Morocco). *Geological Society of London, Special Publication*, 297, 509-524. 2008.
- BINGHAM, E.C.** An Investigation of the Laws of Plastic Flow U.S. Bureau of Standards Bulletin, 13, 309-353. 1916.
- BLANCHARD, J.P., BOYER, P., GAGNY, C.** Un nouveau critère de sens de mise en place dans une caisse filonienne: le “pincement” des minéraux aux épontes. *Tectonophysics*, 53: 1-25. 1979.
- BOUCHEZ, J.L.** Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. *In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Petrology and Structural Geology. Kluwer, Dordrecht, pp. 95–112. 1997.
- BRANDEIS G. AND JAUPART, C.** The kinetics of nucleation and crystal growth and scaling laws for magmatic crystallization. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 96, pp.24-34. 1987.
- BRUCE P.M. & HUPPERT, H. E.** Thermal control of basaltic fissure eruptions. *Nature* **342**: pp. 665-667. 1989.
- BRUGGER, C.R. & HAMMER, J. E.** Crystal size distribution analysis of plagioclase in experimentally decompressed hydrous rhyodacite magma. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.300, 3-4. pp246-254. 2010.
- BURKHART, L.E., HOYT, R.C. AND OOLMAN, T.** Control of particle size distribution and agglomeration in continuous precipitations. *In Kuczynski, G.C. (ed). Sintering processes*. Plenum, NY. Pp23-38. 1980.

- CAINELLI, C. & MOHRIAK, W.U.** Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes* 22 (3):206-216. 1999.
- CASHMAN, K.V., & MARSH, B.D.** Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II. Makaopuhi lava lake. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 99, 292-305. 1988.
- CLEMENS, J.D. AND MAWER, C.K.** Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics* **204**, pp. 339–360. 1992.
- CONCEIÇÃO, J.C.J., ZALAN, P.V. & WOLFF, S.** Mecanismo, evolução e cronologia do rift sul-atlântico. *B. Geoci. PETROBRAS*, 2 (2/4):255-265. 1988.
- COOK, J. AND GORDON, J.E.** A mechanism for the control of crack propagation in all-brittle systems. *Proceedings of the Royal Society of London*, 282, 508 - 520. 1964.
- CORREA-GOMES, L.C., TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F., MOTTA, A.C. & MOREIRA CRUZ, M.J.** Província de diques máficos do Estado da Bahia: Mapa, estágio atual do conhecimento e evolução temporal. *SGM, Salvador*, 144 pp. 1996.
- COUCH, S., SPARKS, R.S.J. AND CARROL, M.R.** Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature* 411: pp1037-1039. 2001.
- COUCH, S., SPARKS, R.S.J. AND CARROL, M.R.** The kinetics of degassing-induced crystallization at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Journal of Petrology*, 44, 1477-1502. 2003.
- DECKART, K., FÉRAUD, G., MARQUES, L.S. & BERTRAND, H.** New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 80: 67-83. 1998.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J.** *An Introduction to the Rock-Forming Minerals* – 2nd ed.; Longman, Essex, 696 pp. 1992.
- DIAS, J.L., SCARTON, J.L., ESTEVES, F.R., CARMINATTI, M. & GUARDADO, L.R.** Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. *In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. (coords.). Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, p. 333- 360. 1990.
- DONALD NGONGE, E.** A geological study of the Guefalabo anorogenic massif: an example of a complete series along the Cameroon Volcanic Line, Cameroon. *Dissertation of D₃C*.163p. 1988.
- DUDA, A. AND SCHMINKE, H.U.** Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green core clinopyroxenes (Eifel, FRG). *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 91, 340-353. 1985.
- ENGELDER, T.** Joints and shear fractures in rock. *In: ATKINSON, B.K. (ed.): Fracture Mechanics of Rock*. Academic Press, London, p. 27-70. 1987.
- ERNESTO, M.; FÉRAUD, G. & PICCIRILLO, E. M.** Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 144: 199-211. 1996.
- FÉMÉNIAS, O., DIOT, H., BERZA, T., GAUFFRIAUX, A. & DEMAÏFFE, D.** Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dikes: Paleo-flow orientations and Paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru Dike Swarm (România). *Journal of Structural Geology*, 26, 1401-1418. 2004.
- FERRARI, A. L. & SILVA, M.A.M.** Bacia do Macacu (RJ): Proposta de uma nova bacia do Rift Continental do Sudeste do Brasil. *In: V SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, SBG, 1997, Rio de Janeiro, Anais*, p.32- 34.

FERRARI, A.L. & RICCOMINI, C. Controle Tectônico dos Eventos de Magmatismo Mesozóico e Cenozóico da Área Emersa Adjacente às Bacias de Campos e Santos. 7o Simpósio de Geologia do Sudeste, Boletim de Resumos, 2001, Rio de Janeiro, p.67.

FIALKO, Y. A. AND RUBIN, A.M. Thermal and mechanical aspects of magma emplacement in giant dike swarm. *Journal of Geophysical Research*, Vol.104, B10; pp23033-23049. 1999.

FOWLER, A.D., STANLEY, H.E. & DACCORD, G. Disequilibrium silicate mineral textures: fractal and non-fractal features. *Nature* 341, 134-138. 1989.

GLICKSMAN, M.E. & MARSH, S.P. The dendrite. In *Handbook of crystal growth 1* (D.T.J. Hurle, ed.) Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. 1993.

GUEDES, E. (2001). Magmatismo Mesozóico-Cenozóico no embasamento das Bacias de Resende e Volta Redonda: Petrologia, geocronologia e caracterização tectônica. Dissertação de Mestrado, FGEL/UERJ, Rio de Janeiro, 116 pp. 2001. (inédito)

GEOFFROY L., CALLOT J.P., AUBOURG C. AND MOREIRA M. Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova* 14: 183-190. 2002.

GREGOIRE, V., DARROZES, J., GAILLOT, P. AND NEDELEC, A. Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional case study. *Journal of Structural Geology*, 20(7): 937-944. 1998.

HACKSPACHER, P.C., RIBEIRO, L.F.B., RIBEIRO, M.C.S., FETTER, A.H., HADLER, J.C.N., TELLO, C.A.S., DANTAS, E.L.S. Consolidation and break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and denudation histories. *Gondwana Research*, v.7, n.1, pp.91-101. 2004.

HALLS, H.C. The Importance and Potential of Mafic Dyke Swarms in the Studies of Geodynamics Processes. *Geoscience, Canada*, 9:145-154. 1982.

HALLS, H.C. & FAHRIG, W.F. (eds.). Mafic Dyke Swarms. Geological Association of Canada, Special Paper 34, 503 pp. 1987.

HEILBRON, M.; CHRISPIM, S.J.; ALVES, R.P. & SIMÕES, L.S.A. Geologia do Cabo dos Búzios, RJ, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 54 (3):553-562. 1982.

HEILBRON, M., MOHRIAK, W., VALERIANO, C.M., MILANI, E., ALMEIDA, J.C.H. AND TUPINAMBÁ, M. From Collisional to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brasil. In: *Geology & Geophysics of Continental Margin*. AGU Geophysical Monograph. Eds: W U Mohriak and M. Talwani. 1999.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.U.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.J.; ALMEIDA, J. & TUPINAMBA, M. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: *Atlantic Rifts and Continental Margins*, Geophysical Monograph 115, p.1-32. 2000.

HENRY, S.G. & BRUMBAUGH, W. Pre-Salt Rock Development on Brazil's Conjugate Margin: West African Examples. 4th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 1995, Rio de Janeiro, Expanded Abstracts, vol.I:68-70.

HERZ, N. Timing of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks, *Geological Society of America Bulletin*, **88** (1977), pp. 101-112. 1977.

HIGGINS, M. D. "Magma dynamics beneath Kameni volcano, Greece, as revealed by crystal size and shape measurements." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **70**: 37-48. 1996.

HIGGINS, M.D. Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist* 85 (9), 1105-1116. 2000.

HIGGINS, M.D. Use of appropriate diagrams to determine if crystal size distributions (CSD) are dominantly semi-logarithmic, lognormal or fractal (scale invariant): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 154, p. 8–16. 2006.

HIGGINS, M.D. Textural coarsening in igneous rocks. *International Geological Review*, pp1-23. 2010.

HIGGINS, M.D., AND ROBERGE, J. Three magmatic components in the 1973 eruption of Eldfell volcano, Iceland: Evidence from plagioclase crystal size distribution (CSD) and geochemistry: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 161, p. 247–260. 2007.

HOEK, J.D. A classification of dyke-fracture geometry with examples from Precambrian dyke swarms in the Vestfold Hills, Antarctica. *Geol. Rundschau*, 80/2:233-248. 1991.

HOLLANDA, M. H. B. M. ; PIMENTEL, M. M. ; OLIVEIRA, D. C. ; JARDIM DE SÁ, E. F. Lithosphere-asthenosphere interaction and the origin of Cretaceous tholeiitic magmatism in Northeastern Brazil: Sr-Nd-Pb isotopic evidence. *Lithos*, v. 86, p. 34-49. 2006.

HOLNESS, M.B., CHEADLE, M.C., AND MCKENZIE, D. On the use of changes in dihedral angle to decode late-stage textural evolution in cumulates: *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1565–1583. 2005.

HUNTER, R.H. Textural development in cumulate rocks, *in* Cawthorn, R.G., ed, *Layered intrusions: Developments in petrology*: Amsterdam, Elsevier, p. 77–101. 1996.

JAEGER, J. C. Cooling and solidification of igneous rocks. In: Hess H. H. & Poldervaart, A. (eds) *Basalts, The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*, 2. New York: John Wiley, pp. 503–537. 1968.

JAHNE, B. Digital image processing, concepts, algorithms and scientific applications. New York, Springer. 1991.

JERRAM, D.A., CHEADLE, M.J. & PHILPOTTS, A.R. Quantifying the building blocks of igneous rocks: are clustered crystal frameworks the foundation? *Journal of Petrology*, 44, 2033-2051. 2003.

KAMENETSKY, V.S., ELBURG, M., ARCULUS R. & THOMAS, R. Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: Co-existence of contrasting magmas. *Chemical Geology* vol. 233 pp. 346–357. 2006.

KNIGHT, M.D. AND WALKER, G.P.L. Magma flow directions in dykes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *Journal of Geophysical Research*, 93: 4301-4319. 1988.

KRETZ, R. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochimica Cosmochimica Acta*, vol. 46, pp411-421. 1982.

KRETZ, R. (2003). Dendritic magnetite and ilmenite in 590 Ma Grenville dikes near Otter Lake, Quebec, Canada. *Canadian Mineralogist*, vol.41, pp. 1049-1059.

KRETZ, R., JERRAM, D.A., DAVIDSON, J.P., MARSH, B., AND HIGGINS, M.D. On texture and microstructure: Letter to the editor and response: *Elements*, v. 4, p. 79. 2008.

LACHENBRUCH, A.H. Depth and spacing of tension cracks. *Journal of Geophysical Research*. B, 66:4273-4292. 1961.

LASAGA, A. C. Kinetic Theory in Earth Sciences. Princeton, NJ: Princeton University Press. 1998.

LAUNEAU, P. Mise en évidence d'écoulements magmatiques par analyse d'images 2-D de distributions 3-D d'orientations préférentielles de formes. *Bulletin of the Geological Society of France*, 175, pp.331-350. 2004.

LAUNEAU, P. AND CRUDEN, A.R. Magmatic fabric acquisition mechanisms in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *Journal Geophysical Research*, 103, pp.5067-5089. 1998.

- LAURIEAU, P. AND ROBIN, P.Y. F.** Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, 267. pp. 91-119. 1996.
- LAURIEAU P. AND ROBIN, P.-Y. F.** Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – Implementation and applications. *Journal of Structural Geology*, 27, 2223-2233. 2005.
- LE MAITRE, R.W.** A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, 193 pp. 1989.
- LIMA, M.R. & AMADOR, E.S.** Análise palinológica dos sedimentos da Formação Resende, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Série Geologia*, Seção de Paleontologia e Estratigrafia, DNPM, 27(2): 371-378. 1985.
- LIMA, M. R., CABRAL JUNIOR, M. & STEFANI, F. L.** Palinologia de Sedimentos da Formação Macacu - Rifte da Guanabara, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 68 (4): 531- 543. 1996.
- LINDSLEY, D.** Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, Vol. 68, PP.477-493. 1983.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M. et al.** Folhas SF 23/24, Rio de Janeiro e Vitória, escala 1:1.000.000, Radambrasil – MME: Rio de Janeiro, vol.32, 780pp., 5 mapas. 1983.
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H. & GUILFORD, C.** Atlas of igneous rocks and their textures. Longman, Essex; 148 pp. 1982.
- MARSH, B.D.** Crystal size spectra and kinetics of crystal growth in magma: I. Theory. *Geological Society America*, Abstracts with programs 16:585. 1984.
- MARSH, B.D.** Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 99, 277-291. 1988.
- MARSH, B.D.** On the interpretation of crystal size distribution in magmatic systems. *Journal of Petrology*, vol.39, no. 4, pp. 553-599. 1998.
- McBIRNEY, A.R., and NICOLAS, A.** The Skaergaard layered series: Part II. Dynamic layering: *Journal of Petrology*, v. 38, p. 569–580. 1997.
- MIZUSAKI, A.M.P., THOMAZ FILHO, A. & VALENÇA, J.** Volcanosedimentary sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 18 (3):247-251. 1988.
- MOCK, A., JERRAM, D. A. & BREITKREUZ, C.** Using quantitative textural analysis to understand the emplacement of shallow level rhyolitic laccoliths: A case study from the Halle volcanic complex, Germany. *Journal of Petrology* 44, 833–849. 2003.
- MORGAN, D.J. & JERRAM, D.A.** On estimating crystal shape for crystal size distribution analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154, 1-7. 2006.
- MORGAN, D. J., JERRAM, D. A., CHERTKOFF, D. G., DAVIDSON, J.P., PEARSON, D. G., KRONZ, A. AND NOWELL, G. M.** Combining CSD and isotopic microanalysis: Magma supply and mixing processes at Stromboli Volcano, Aeolian Islands, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 260; pp.419-431. 2007.
- MOTOKI, A.** A possible fossil earthquake swarm? – Relationship between Mesozoic basaltic dykes and their linkage faults. *Journal of Geography*, v.103, n.3 pp.548-557. 1994.
- MOTOKI, A. AND SICHEL, S.E.** Hydraulic fracturing as possible mechanism of dyke-sill transition and horizontal discordant intrusion: an example of Arraial do Cabo area, State of Rio de Janeiro, Brazil. *Geofísica Internacional*, Mex. V. 47, v.1, pp.13-25. 2008.

MOTOKI, A., SOARES, R.S., NETTO, A.M., SICHEL, E.S., AIRES, J.R., LOBATO, M.C. Geological occurrence and shape of pyroclastic dykes in the Dona Eugênia River Valley, Municipal Park of Nova Iguaçu, RJ. *Geociências*, v.26, n.1, pp.67-82. 2007.

NKONO, C., FEMENIAS, O., DIOT, H., BERZA, T. & DEMAIFFE, D. Flowage differentiation in na andesitic dyke of the Motru Dyke Swarm (Southern Carpathians, România) inferred from MAS, CSD and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154, 201-221. 2006.

OLIVEIRA, E.P.D. & MONTES, M.L. Os enxames de diques máficos do Brasil. Congresso Brasileiro de Geologia, 33, 1984, Anais...Rio de Janeiro, SBG, p.4137-4154.

PHILPOTTS, A. R. AND AGUE, J. J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. 667p. 2009.

PHILPOTTS, A. R. & ASHER, P.M. Magmatic flow-direction indicators in a giant diabase feeder dike, Connecticut. *Geology*, v. 22, p. 363-366. 1994.

POLLARD, D.D., SEGALL, P. & DELANEY, P.T. Formation and interpretation of en echelon dilatant cracks. *Geological Society of America Bulletin*, 93:1291-1303. 1982.

RANDOLPH, A.D. & LARSON, M.A. Theory of particulate processes. NY. Academic Press, 251p. 1971.

RANGEL, H.D.; MARTINS, F.A.L.; ESTEVES, F.R. & FEIJÒ, F.J. Bacia de Campos. B. Geoci. PETROBRAS, Rio de Janeiro, 8 (1):203-217. 1994.

REGELOUS, M. Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, Southern Brazil. England, 200 p. PhD thesis, Open University. 1990

RENNE, P. R.; DECKART, K.; REIS, A.P. & LICHT, O.A.B. Folhas Barra de São João, Morro de São João, Farol do Cabo (inédito), Araruama (inédito), e Cabo Frio (inédito). Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Niterói: DRM. 1982.

RESMINI, R. G. Modeling of crystal size distributions in sills. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161:118–130. 2007.

RESMINI, R.G. & MARSH, B.D. Steady state volcanism, paleoeffusion rates and magma system volume inferred from plagioclase crystal size distribution in mafic lavas, Dome Mountain, Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 68 (4), 273-296. 1995.

RICCOMINI, C. Tectônica e Sedimentação Mesozóico-Cenozóica na Área Emersa Adjacente às Bacias de Campos e Santos. 7o Simpósio de Geologia do Sudeste, Boletim de Resumos, 2001, Rio de Janeiro, p.90.

RICHARDS, M.A.; DUNCAN, R.A. & COURTILLOT, V.E. Flood basalts and hotspot tracks: plume heads and tails. *Science*, 246:103-107. 1989.

ROBIN, P.Y. F. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses theory. *Journal of Structural Geology*, 24. 531-544. 2002.

RUPRECHT, P. AND WÖRNER, G. Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 165. pp142-162. 2007.

SADOWSKI, G.R., DIAS NETTO, C. M. de, O Lineamento Tectônico de Cabo Frio, *Revista Brasileira de Geociências*, 11 (4), pp. 209–212. 1981.

SATO, H., F. TCHOUA AND M. KUSAKABE. Olivine phenocrysts in some cameroonian basalts: implications for primary magmas composition. *Mineralogy and Petrology*, 44: 253-269. 1991.

SEGALL, P. Formation and growth of extensional fracture sets. *Geological Society of America Bull.*, 95:454-462. 1984.

SCHMITT, R.S. A orogenia Búzios – um evento tectono-metamórfico cambroordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira – sudeste do Brasil. Tese de doutoramento, IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro, 273 pp. 2001. (inédito)

SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A.J. & VAN SCHMUS, W.R. Characterization of a Late Transamazonian/Eburian magmatism in the Ribeira Belt, Brazil – U/Pb and Sm/Nd data. 31. International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro, Brazil.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H. E. *Geologia do Brasil - texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais - escala 1:2500000*. DNPM, MME, Brasília. 1984.

SHELLEY, D. Determining paleo-flow directions from groundmass fabrics in the Lyttelton radial dykes, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol.25. 1-2; pp.69-79. 1985.

SICHEL, S.E.; ALVES, E.C.; SPERLE, M.D.; ARAÚJO, A.N.; CARLSON, R.W.; ESPERANÇA, S. & CHIANELLO, E.L. Geocronologia dos maciços alcalinos de Itatiaia, Tanguá, Rio Bonito, Morro de São João e Ilha de Cabo Frio (RJ) e a natureza do lineamento alcalino de Cabo Frio. *In: V SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, SBG, 1997, Rio de Janeiro, Atas..., p. 62-63.

SIMKIN T. & SMITH J.V. Minor-element distribution in olivine. *Journal of Geology*, 78: 304-325. 1970.

SPEIGHT, J.M.; SKELHORN, R.R.; SLOAN, T. & KNAAP, R.J. The dyke swarms of Scotland. In: SUTHERLAND, D.S. (ed.): *Igneous Rocks of the British Isles*; Wiley, p. 449-459. 1982.

SPENCE, D.A. & TURCOTTE, D.L. Magma-driven propagation of cracks. *Journal of Geophysical Research*, B, 90:575-580. 1985.

STEWART, S; TURNER, S; KELLEY, S; HAWKESWORTH, C; KRISTEIN, L; MANTOVANI, M. 3D-Ar/Ar geochronology in the Paraná Continental Flood Basalt Province. *Earth and Planetary Science. Letters*. v. 143, pp95-109. 1996.

SWANSON, S.E. Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *American Mineralogist*, vol. 62, 966-978. 1977.

TETZNER, W. Tectônica, petrografia e geoquímica dos diques toleíticos do cabo de búzios (RJ); dissertação de mestrado, UERJ, 103p. 2002.

TEX, D. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P.J. Wyllie. *Tectonophysics* 7 5-6 (1969), pp. 457-488. 1969.

THOMPSON, R.N. & GIBSON, S.A. Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites. *Nature* 407, 502-505. 2000.

TRÖGER, W.E. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale – Teil 2 Textband. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 822 pp. 1969.

TURCOTTE, D.L., EMERMAN, S.H. AND SPENCE, D.A. Mechanics of dyke injection. In: Halls, H.C., Fabrig, W.H. (Eds.). *Mafic Dyke Swarms*. Geological Society of Canada, Special Paper 34, pp. 20-25. 1987.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. & MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40Ar-39Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121:333-348. 1994.

VALENTE, S.C. Magmatismo Toleítico e Alcalino do Enxame de Diques da Serra do Mar: Modelos Mantélicos para o Cretáceo e Implicações Geotectônicas. 7o Simpósio de Geologia do Sudeste, 2001, Boletim de Resumos, Rio de Janeiro, p.79.

VALENTE, S.; ELLAM, R.E.; MEIGHAN, I.G. & FALLICK, A.E. The Serra do Mar and Ponta Grossa Dyke Swarms: Dynamic Melting and Geodynamic Models for the Early Cretaceous in Southeast Brazil. VII SNET, p.12-15. 1999.

VAUGHAN, A.P.M. AND PANKHURST, R.J. Tectonic over view of the West Gondwana margin Gondwana Research Volume 13, Issue 2, March 2008, Pages 150-162. 2008.

WALKER, F. Ophitic texture and basaltic crystallization. Journal of Petrology, Vol. 65, No.1, 1-14. 1957.

WHITE, R.S. & MCKENZIE, D.P. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. Journal of Geophysical Research, 94. pp7685-7729. 1989.

WILSON, M. Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics? Journal of the Geological Society of London, vol.150, pp977-990. 1993.

YOKOYAMA, T., AKA F.T., KUSAKABE, M. AND NAKAMURA, E. Plume-lithosphere interaction beneath Mt. Cameroon volcano, West Africa: Constraints from ^{238}U - ^{230}Th - ^{226}Ra and Sr-Nd-Pb isotope systematics. Geochimica Cosmochimica. Acta 71, 1835-1854. 2007.

ZALÁN, P.V. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. Revista Brasileira de Geociências, 16 (3):245-257. 1986.

ZIEG, M.J. AND LOFGREN, G.E. An experimental investigation of texture evolution during continuous cooling. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 154(1-2). 74-88. 2006.

ZEIG, M.J. AND MARSH, B.D. Crystal size distribution and scaling laws in the quantification of igneous textures. Journal of Petrology Vol. 43 No.1, 85-101. 2002.

ZOU, H., ZINDLER, A. AND NIU, Y. Constraints on melt movement beneath the East Pacific Rise from ^{230}Th - ^{238}U disequilibrium, *Science*, V. 295, p. 107-110. 2002.

ANEXO

1. A química mineral nas bordas dos diques

Figura A1. Zoneamento oscilatório normal em piroxênio do núcleo (1) à borda (4), zoneamento começa em primeiro normal (em cima) e caso onde começa como inverso (em baixo) (dique 1 de Conchas borda-NW)

Figura A2. Zoneamento normal (em cima) e inverso depois normal contínua (em baixo) em plagioclásio do núcleo (1) à borda (4) (dique 1 de Conchas-borda SE)

2. Dique 2 de Conchas (0.80m de espessura)

Figura A3. Zoneamento normal (em cima) e oscilatório (no meio) e normal descontínuo (em baixo) em piroxênio nas bordas do dique 2 de Conchas.

De núcleo (1) à borda (4). Indica um aumento em temperatura durante a ascensão do magma na crosta. (A escala na terceira aplica nas três figuras)

Figura A4. Zoneamento oscilatório em plagioclásio do núcleo(1) à borda (4-6). O zoneamento é inverso depois normal (em cima), normal em oscilatório (no meio) e normal (em baixo). (Borda NW do dique 2 de Conchas).

(A escala na terceira é a mesma por todas)

3. Dique de Lagoinha (2m de espessura)

Figura A5. Zoneamento em primeiro inverso depois normal em piroxênio do núcleo(1) à borda(4) (borda NW do dique de Lagoinha)

Figura A6. plagioclásio zonado do núcleo (1) à borda (4) (borda NW do dique de Lagoinha)

4. Química mineral no centro dos diques

4.1. Conchas

Figura A7. Olivina modal alterada no centro do dique 1 de Conchas (Bz1)

Figura A8. Zoneamento normal em piroxênio no centro do dique 1 de Conchas (Bz1)

Figura A9. Zoneamento normal em plagioclásio no centro do dique 1 de Conchas (Bz1)

4.2. Dique de Lagoinha

Figura A10. Zoneamento oscilatório em piroxênio do núcleo (1) à borda(6) (centro do dique de Lagoinha, Bz8)

Figura A11. Zoneamento normal descontínua em Plagioclásio zonado do núcleo (1) à borda (4) (centro do dique de Lagoinha)

Tabela A1. Dados da química mineral de olivina nos diques de CF-B

Química mineral de olivina dos diques de CF-B

	Bz2-NW			Bz2-SE			Bz8-NW				Bz8-Centro						
	1	2	3	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3
SiO2	39,487	39,16	39,375	38,991	38,917	38,283	39,158	38,709	39,006	38,649	38,127	38,476	38,23	37,891	37,204	39,177	36,932
TiO2	0,025	0	0	0	0,037	0	0,049	0	0	0	0	0	0	0,062	0,012	0	0,096
Al2O3	0,043	0,037	0,052	0,046	0,041	0,036	0,071	0,062	0,043	0,068	0,071	0,034	0,082	0,076	0,156	0,056	0,174
FeO	16,473	17,007	17,626	17,862	17,988	17,084	19,078	19,853	20,899	19,8	19,072	19,554	20,033	21,364	32,161	20,912	31,361
MnO	0,261	0,296	0,247	0,271	0,258	0,286	0,27	0,274	0,289	0,307	0,309	0,291	0,267	0,279	0,501	0,312	0,54
MgO	44,701	42,846	43,233	42,795	42,743	42,561	41,518	38,987	40,764	41,1	40,244	40,588	39,612	39,953	31,405	40,379	30,492
CaO	0,378	0,397	0,34	0,367	0,319	0,375	0,316	0,33	0,341	0,388	0,362	0,372	0,333	0,319	0,33	0,358	0,361
Na2O	0	0,005	0	0,04	0,02	0	0,051	0,038	0,037	0	0,003	0	0,029	0,045	0,039	0,02	0,043
K2O	0,004	0,008	0,009	0	0	0	0	0	0,017	0	0	0,002	0,016	0	0	0,018	0
Cr2O3	0,052	0,031	0	0,027	0	0,048	0	0	0,007	0	0,018	0,01	0,022	0,009	0,013	0	0,014
NiO	0,193	0,216	0,236	0,218	0,197	0,205	0,14	0,131	0,167	0,161	0,164	0,144	0,165	0,163	0,075	0,141	0,038
Total	101,616	100,004	101,117	100,616	100,521	98,879	100,651	98,384	101,571	100,473	98,37	99,472	98,789	100,161	101,896	101,372	100,052
Si	0,985	0,9953	0,9918	0,9892	0,9886	0,9865	0,9971	1,0121	0,9929	0,9907	0,9959	0,9952	0,9982	0,9829	0,9967	0,9986	1,0054
Ti	0,0005	0	0	0	0,0007	0	0,0009	0	0	0	0	0	0	0,0012	0,0002	0	0,002
Al	0,0013	0,0011	0,0015	0,0014	0,0012	0,0011	0,0021	0,0019	0,0013	0,0021	0,0022	0,001	0,0025	0,0023	0,0049	0,0017	0,0056
Fe	0,3437	0,3615	0,3713	0,379	0,3821	0,3682	0,4062	0,4341	0,4449	0,4244	0,4166	0,423	0,4375	0,4635	0,7206	0,4458	0,714
Mn	0,0055	0,0064	0,0053	0,0058	0,0056	0,0063	0,0058	0,0061	0,0062	0,0067	0,0068	0,0064	0,0059	0,0061	0,0114	0,0067	0,0125
Mg	1,6624	1,6234	1,6234	1,6186	1,6187	1,6349	1,576	1,5197	1,5469	1,5705	1,5672	1,5651	1,5419	1,545	1,2543	1,5343	1,2375
Ca	0,0101	0,0108	0,0092	0,01	0,0087	0,0104	0,0086	0,0092	0,0093	0,0106	0,0101	0,0103	0,0093	0,0089	0,0095	0,0098	0,0105
Na	0	0,0002	0	0,002	0,001	0	0,0025	0,0019	0,0018	0	0,0002	0	0,0015	0,0023	0,002	0,001	0,0023
K	0,0001	0,0002	0,0003	0	0	0	0	0	0,0006	0	0	0,0001	0,0005	0	0	0,0006	0
Cr	0,001	0,0006	0	0,0005	0	0,001	0	0	0,0002	0	0,0004	0,0002	0,0005	0,0002	0,0003	0	0,0003
Ni	0,0039	0,0044	0,0048	0,0044	0,004	0,0043	0,0029	0,0027	0,0034	0,0033	0,0035	0,003	0,0035	0,0034	0,0016	0,0029	0,0008
Total	3,0134	3,0041	3,0076	3,0108	3,0106	3,0125	3,0022	2,9879	3,0075	3,0083	3,0029	3,0042	3,0013	3,0158	3,0015	3,0014	2,9908
Fo	83	82	81	81	81	82	80	78	78	79	79	79	78	77	63	77	63
Fa	17	18	19	19	19	18	20	22	22	21	21	21	22	23	37	23	37

Tabela A2. Dados da química mineral de piroxênio nos diques de CF-B

Química mineral de piroxênio dos diques de CF-B. B1 por exemplo representa o 1º ponto a partir da borda, N1 o 1º ponto a partir do núcleo, Ind = grãos individuais na matriz

	←			Bz1-NW			↔			↔			Bz1-SE			→		
	B1	B2	B3	B4	B5	B6	Ind	Ind	Ind	B1	B2	B3	B4	Ind	Ind	Ind		
SiO2	48,13	48,96	49,41	49,15	49,02	48,67	48,60	51,07	50,92	49,83	50,24	49,58	49,66	50	48,66	48,55		
TiO2	0,76	0,65	0,93	0,81	0,63	0,72	0,89	0,47	0,61	0,74	0,49	0,58	0,72	1,03	1,12	1,15		
Al2O3	4,25	4,76	5,22	4,90	4,84	5,64	4,52	2,48	2,19	5,12	4,81	5,82	5,33	5,49	4,45	4,69		
FeO	7,9	6,54	6,12	5,51	5,43	5,14	8,29	10,14	10,26	5,50	4,90	5,38	5,06	7,27	8,47	9,82		
Fe2O3	1,97	1,63	1,53	1,38	1,38	1,28	2,07	2,53	2,57	1,40	1,22	1,35	1,27	1,82	2,12	2,20		
MnO	0,165	0,15	0,14	0,15	0,12	0,10	0,23	0,32	0,31	0,13	0,12	0,12	0,08	0,19	0,18	0,19		
MgO	14,76	15,36	15,54	15,78	16,06	15,90	14,60	16,09	15,86	16,33	16,40	16,27	15,99	15,22	14,42	14,81		
CaO	20,03	20,83	20,85	21,38	20,69	20,54	19,79	17,40	16,85	20,89	21,60	20,50	21,58	20,59	19,85	19,86		
Na2O	0,37	0,32	0,23	0,27	0,28	0,24	0,32	0,32	0,27	0,27	0,30	0,25	0,27	0,33	0,37	0,45		
Total	98,36	99,26	100,05	99,44	98,64	98,71	99,33	100,83	99,83	100,37	100,51	100,21	100,28	100,59	99,65	100,71		
Si	1,84	1,84	1,83	1,83	1,84	1,82	1,84	1,90	1,91	1,84	1,85	1,83	1,83	1,81	1,84	1,82		
Ti	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03		
Al	0,19	0,21	0,23	0,22	0,21	0,25	0,20	0,11	0,10	0,22	0,21	0,25	0,23	0,24	0,20	0,21		
Fe2+	0,26	0,21	0,19	0,17	0,17	0,16	0,26	0,31	0,32	0,17	0,15	0,17	0,16	0,22	0,26	0,27		
Fe3+	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,07	0,08	0,08	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,07	0,07		
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01		
Mg	0,84	0,86	0,86	0,88	0,90	0,89	0,82	0,89	0,89	0,90	0,90	0,89	0,88	0,84	0,81	0,83		
Ca	0,82	0,84	0,83	0,85	0,83	0,82	0,80	0,69	0,68	0,82	0,85	0,81	0,85	0,82	0,80	0,80		
Na	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03		
Total	4,06	4,05	4,03	4,05	4,04	4,04	4,05	4,04	4,03	4,04	4,04	4,04	4,04	4,05	4,05	4,06		
%Wo	41,4	43	43	44	43	44	41	35	34	43	43,8	42,3	44,2	42	41	40		
%En	42,4	44	44,5	45	46	46	42	45	45	46	46,3	46,7	45,6	43	41	42		
%Fs	16,2	13	12,5	11	11	10	17	20	21	11	9,9	11	10,2	15	18	18		

Tabela A2. Dados da química mineral de piroxênio nos diques de CF-B

Química mineral de piroxênio dos diques de CF-B. B1 por exemplo representa o 1º ponto a partir da borda. N1 o 1º ponto a partir do núcleo, Ind = grãos individuais na matriz

	B1	B2	B3	B4	Bz1-Centro				N3	N4	Ind	Ind
SiO2	50	50,47	50,02	50,71	50,43	49,86	48,34	50,23	48,36	49,13		
TiO2	0,79	0,56	0,61	0,89	0,36	0,74	1,04	0,84	0,69	0,34		
Al2O3	2	2,12	2,07	2,33	2,78	3,53	3,74	1,95	3,62	1,45		
FeO	13	10,26	9,73	8,58	6,49	7,54	9,39	10,56	9,83	16,31		
Fe2O3	3	2,57	2,46	2,15	1,62	1,89	2,35	2,64	2,46	3,83		
MnO	0,41	0,33	0,27	0,28	0,18	0,16	0,23	0,31	0,24	0,59		
MgO	13	14,80	15,27	15,45	15,81	15,27	14,24	14,56	15,01	13,28		
CaO	16,74	17,79	17,88	18,68	20,65	20,08	19,12	17,92	17,79	14,15		
Na2O	0,26	0,27	0,29	0,35	0,29	0,29	0,321	0,31	0,37	0,31		
Total	99,47	99,19	98,60	99,48	98,61	99,36	98,79	99,31	98,37	98,39		
Si	1,92	1,92	1,91	1,91	1,90	1,87	1,85	1,91	1,85	1,93		
Ti	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01		
Al	0,07	0,10	0,09	0,10	0,12	0,16	0,17	0,09	0,16	0,07		
Fe2+	0,47	0,33	0,31	0,27	0,21	0,24	0,30	0,34	0,31	0,50		
Fe3+	0,05	0,08	0,08	0,07	0,05	0,06	0,08	0,08	0,08	0,13		
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02		
Mg	0,76	0,84	0,87	0,87	0,89	0,86	0,81	0,83	0,86	0,78		
Ca	0,69	0,72	0,73	0,75	0,83	0,81	0,78	0,73	0,73	0,59		
Na	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02		
Total	4,03	4,03	4,04	4,03	4,04	4,04	4,05	4,03	4,06	4,04		
%Wvo	35	37	37	38	42	41	39	37	37	29		
%En	38	42	43	44	45	43	41	41	43	38		
%Fs	27	21	20	18	13	16	20	22	20	33		

Química mineral de piroxênio dos diques de CF-B. B1 por exemplo representa o 1º ponto a partir da borda, N1 o 1º ponto a partir do núcleo, Ind = grãos individuais na matriz

	←			Bz2-NW			✕			Bz2-SE			→				
	B1	B2	B3	Ind	Ind	Ind	Ind	B1	B2	B3	B4	B1	B2	B3	B4	Ind	Ind
SiO2	51,91	51,81	48,83	48,80	50,71	48,88	50,46	48,98	49,07	51,69	48,14	51,51	51,18	51,46	50	48,75	49
TiO2	0,59	0,64	1,02	0,82	0,64	0,79	0,66	0,75	0,84	0,51	0,86	0,39	0,45	0,39	0,72	0,59	0,72
Al2O3	2,82	2,68	5,26	5,52	2,96	5,37	4,45	5,89	5,60	2,47	5,62	3,03	2,77	2,86	4	5	5
FeO	8,78	6,40	6,71	8,05	10,55	8,91	8,43	8,89	7,61	7,13	8,19	8,48	7,88	6,71	6	7,37	7
Fe2O3	1,76	1,28	1,34	1,61	2,11	1,78	1,68	1,78	1,52	1,43	1,64	1,70	1,58	1,34	1	1,47	1
MnO	0,18	0,16	0,11	0,16	0,24	0,19	0,21	0,22	0,08	0,14	0,11	0,18	0,18	0,15	0,17	0,13	0,16
MgO	17,34	17,55	15,18	15,75	16,35	15,83	16,25	16,23	15,42	18,16	15,45	17,68	17,89	17,50	16	16	15
CaO	19,11	20,29	21,45	20,24	17,90	20,22	20,24	19,59	21,13	19,58	20,69	19,79	20,57	21,91	22	21	21
Na2O	0,32	0,31	0,28	0,34	0,26	0,41	0,35	0,32	0,29	0,27	0,34	0,34	0,25	0,31	0,36	0,35	0,32
Total	101,12	100,26	99,68	100,09	99,68	100,67	101,24	101,05	100,81	100,50	99,90	101,48	101,51	102,04	100,75	99,43	100,02
Si	1,90	1,90	1,82	1,81	1,90	1,81	1,85	1,80	1,81	1,90	1,80	1,88	1,87	1,87	1,84	1,82	1,83
Ti	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03
Al	0,12	0,12	0,23	0,24	0,13	0,23	0,19	0,25	0,24	0,11	0,25	0,13	0,12	0,12	0,16	0,22	0,23
Fe2+	0,22	0,16	0,17	0,20	0,26	0,22	0,21	0,22	0,18	0,18	0,21	0,21	0,19	0,16	0,16	0,17	0,18
Fe3+	0,05	0,04	0,04	0,05	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,95	0,96	0,84	0,87	0,91	0,88	0,89	0,89	0,85	0,99	0,86	0,96	0,98	0,95	0,89	0,88	0,86
Ca	0,75	0,80	0,86	0,81	0,72	0,80	0,80	0,77	0,84	0,77	0,83	0,77	0,81	0,85	0,86	0,84	0,85
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Total	4,03	4,03	4,03	4,05	4,03	4,06	4,04	4,06	4,04	4,04	4,06	4,05	4,06	4,06	4,04	4,06	4,05
%Wo	38	41	45	41	36	41	41	40	43,5	39	42	39	40	42	44	44	43
%En	48	49	44	45	46	45	46	46	44	50	44	48	48	47	46	45	44
%Fs	14	10	11	14	18	14	13	14	12,5	11	14	13	12	11	10	11	12

Tabela A3. Dados da química mineral de plagioclásio nos diques de CF-B

Química mineral de plagioclásio dos diques de CF-B. B1 por exemplo representa o 1º ponto a partir da borda, Ind = grãos individuais na matriz

	←			Bz1-NW			↔			Bz1-SE			→		
	B1	B2	B3	B4	Ind	Ind	Ind	B1	B2	B3	B4	Ind	Ind	Ind	Ind
SiO2	50,27	49,5	48,64	45,82	52,26	50,75	52,89	51,16	48,6	45,59	46,60	50,84	50,25	50,84	
Al2O3	28,85	29,5	30,41	32,33	27,88	28,79	27,66	29,77	31,6	33,41	33,02	29,43	29,31	29,46	
TiO2	0,03	0,1	0,06	0,00	0,06	0,03	0,17	0,08	0,1	0,00	0,13	0,01	0,06	0,16	
Fe2O3	1,11	1,1	0,65	0,85	1,28	0,85	0,91	1,12	0,8	0,75	0,81	0,99	1,11	0,99	
MnO	0,01	0,0	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,0	0,03	0,01	0,00	0,00	0,04	
MgO	0,17	0,2	0,22	0,21	0,15	0,18	0,12	0,22	0,2	0,19	0,21	0,16	0,24	0,20	
CaO	13,44	14,3	15,21	17,19	11,80	13,16	11,74	14,58	16,1	18,55	17,66	13,67	13,95	13,87	
Na2O	3,64	3,4	2,80	1,62	4,57	3,96	4,63	3,77	2,5	1,31	1,59	3,73	3,64	3,53	
K2O	0,13	0,1	0,06	0,04	0,18	0,13	0,18	0,10	0,0	0,04	0,05	0,13	0,14	0,13	
Total	97,74	98,3	98,12	98,07	98,33	97,83	98,36	100,89	100,1	99,92	100,06	98,95	98,69	99,27	
Si	9,40	9,23	9,09	8,62	9,68	9,46	9,76	9,30	8,93	8,45	8,60	9,38	9,32	9,36	
Al	6,36	6,48	6,70	7,17	6,08	6,32	6,02	6,38	6,85	7,30	7,18	6,40	6,40	6,39	
Ti	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	
Fe	0,16	0,16	0,09	0,12	0,18	0,12	0,13	0,15	0,11	0,10	0,11	0,14	0,15	0,14	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Mg	0,05	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05	0,03	0,06	0,06	0,05	0,06	0,04	0,07	0,05	
Ca	2,69	2,85	3,04	3,46	2,34	2,63	2,32	2,84	3,16	3,68	3,49	2,70	2,77	2,74	
Na	1,32	1,23	1,02	0,59	1,64	1,43	1,66	1,33	0,88	0,47	0,57	1,33	1,31	1,26	
K	0,03	0,02	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	
Total	20,02	20,06	20,03	20,03	20,03	20,05	19,99	20,10	20,02	20,09	20,03	20,03	20,07	20,00	
%An	66,6	69,6	74,7	85,2	58,2	64,3	60,2	68	78	88,4	85,8	66,4	91,2	67,9	
%Ab	32,7	29,9	24,9	14,6	40,8	35	32,8	31,5	21,7	11,4	13,9	32,9	8,8	31,3	
%Or	0,7	0,5	0,4	0,2	1	0,7	7	0,5	0,3	0,2	0,3	0,7	0,2	0,8	

Química mineral de plagioclásio dos diques de CF-B. B1 por exemplo representa o 1º ponto a partir da borda, Ind = grãos individuais na matriz

	Bz1-Centro														
	B1	B2	B3	B4	B5	Ind	Ind	Ind	Ind	B1	B2	B3	B4	B5	
SiO2	50,87	49,99	48,17	46,06	45,28	56,96	51,39	55,44	49,02	54,9	49,98	47,67	49,87	55,38	
Al2O3	29,38	30,58	31,22	33,37	33,12	25,80	29,19	26,82	31,03	27,3	30,34	31,80	30,41	26,78	
TiO2	0,01	0,00	0,09	0,10	0,06	0,00	0,22	0,00	0,00	0,0	0,00	0,09	0,00	0,04	
Fe2O3	0,99	0,89	0,84	0,78	0,63	0,54	1,06	0,85	1,10	0,8	0,70	0,84	1,01	0,57	
MnO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,0	0,00	0,02	0,00	0,00	
MgO	0,15	0,17	0,19	0,18	0,15	0,06	0,14	0,06	0,13	0,1	0,15	0,11	0,32	0,08	
CaO	13,26	14,25	15,14	17,62	17,17	8,26	12,87	9,64	14,81	10,0	14,13	15,60	14,28	9,71	
Na2O	4,04	3,40	2,80	1,67	1,51	6,62	4,05	6,09	3,11	5,7	3,54	2,79	3,39	6,20	
K2O	0,09	0,10	0,07	0,03	0,01	0,36	0,14	0,24	0,08	0,2	0,08	0,08	0,12	0,27	
Total	98,89	99,45	98,54	99,89	97,93	98,70	99,06	99,27	99,29	99,1	98,92	99,05	99,41	99,16	
Si	9,39	9,20	8,97	8,52	8,52	10,37	9,46	10,09	9,05	10,0	9,23	8,85	9,18	10,09	
Al	6,39	6,63	6,85	7,28	7,35	5,54	6,33	5,75	6,75	5,9	6,61	6,96	6,60	5,75	
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,0	0,00	0,01	0,00	0,01	
Fe	0,14	0,12	0,12	0,11	0,09	0,07	0,15	0,12	0,15	0,1	0,10	0,12	0,14	0,08	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04	0,0	0,04	0,03	0,09	0,02	
Ca	2,62	2,81	3,02	3,49	3,46	1,61	2,54	1,88	2,93	2,0	2,80	3,10	2,82	1,90	
Na	1,45	1,21	1,01	0,60	0,55	2,34	1,44	2,15	1,11	2,0	1,27	1,00	1,21	2,19	
K	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,08	0,03	0,06	0,02	0,1	0,02	0,02	0,03	0,06	
Total	20,07	20,05	20,05	20,07	20,03	20,04	20,02	20,07	20,06	20,0	20,06	20,11	20,07	20,11	
%An	64,1	65,6	74,6	85,3	86	40	63,2	46	72	48,6	68,5	75,2	65,3	45,7	
%Ab	35,4	33,8	25	14,5	13,7	58	36	52,6	27,4	50	31	24,3	28,1	52,8	
%Or	0,5	0,6	0,4	0,2	0,3	2	0,8	1,4	0,6	1,4	0,5	0,5	6,6	1,5	

Química mineral de plagoclásio dos diques de CF-B. B1 por exemplo representa o 1º ponto a partir da borda, Ind = grãos individuais na matriz

	←				Bz2-NW				↔				Bz2-SE				→					
	B1	B2	B3	B4	Ind	Ind	Ind	Ind	Ind	B1	B2	B3	B4	B1	B2	Ind	Ind	B1	B2	B3	B4	
SiO2	46.38	46.66	46.56	46.29	50.44	51.08	50.42	51.60	45.86	45.87	45.86	46.64	49.47	46.84	46.39	51.08	46.44	46.63	53.0	50.84	54.63	47.06
Al2O3	32.73	33.01	33.30	33.30	29.54	30.34	30.31	29.85	33.5	33.76	33.87	33.06	30.82	33.11	32.71	30.09	32.32	32.94	28.6	30.00	27.38	31.79
TiO2	0.07	0	0.09	0.00	0.05	0.10	0.10	0.17	0.1	0.07	0.03	0.10	0.05	0.04	0.01	0.08	0.05	0.00	0.1	0.12	0.15	0.03
Fe2O3	0.96	0.80	0.81	0.94	0.85	1.07	1.20	1.14	1.0	0.85	0.94	0.77	0.87	0.92	1.04	1.04	1.46	0.99	1.7	1.19	1.22	0.87
MnO	0	0	0	0	0.00	0	0.01	0.03	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.0	0.00	0.00	1.00
MgO	0.19	0.22	0.23	0.2	0.18	0.25	0.23	0.20	0.2	0.19	0.18	0.18	0.24	0.19	0.19	0.20	0.44	0.17	0.3	0.22	0.13	0.21
CaO	17.33	17.75	17.48	17.72	12.94	14.34	14.43	14.21	17.6	17.87	17.89	17.28	15.27	17.43	17.68	13.86	16.95	16.93	12.3	14.12	11.03	16.14
Na2O	1.70	1.66	1.65	1.48	3.89	3.37	3.31	3.55	1.5	1.30	1.28	1.71	2.67	1.59	1.67	3.68	1.62	1.69	4.3	3.31	4.93	2.40
K2O	0.02	0.06	0.04	0.03	0.11	0.14	0.11	0.16	0.1	0.04	0.04	0.06	0.07	0.03	0.04	0.19	0.04	0.02	0.2	0.10	0.25	0.05
SiO	0.30	0.10	0.30	0.13	0.04	0.24	0.20	0.13	0.3	0.20	0.13	0.28	0.14	0.24	0.15	0.14	0.15	0.17	0.1	0.07	0.16	0.11
Total	99.68	100.309	100.476	100.084	98.042	100.952	100.364	101.043	99.638	100.193	100.218	100.079	99.626	100.393	99.903	100.363	99.477	99.569	100.77	99.988	99.882	100.378
Si	8.60	8.60	8.57	8.55	9.38	9.27	9.21	9.35	8.46	8.47	8.46	8.61	9.10	8.62	8.59	9.31	8.63	8.64	9.59	9.30	9.92	8.65
Al	7.16	7.17	7.22	7.25	6.47	6.49	6.53	6.37	7.33	7.35	7.36	7.19	6.68	7.18	7.14	6.46	7.08	7.19	6.11	6.47	5.86	6.72
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
Fe	0.13	0.11	0.11	0.13	0.12	0.15	0.16	0.15	0.14	0.12	0.13	0.11	0.12	0.13	0.15	0.14	0.20	0.14	0.23	0.16	0.17	0.14
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05	0.12	0.05	0.08	0.06	0.04	0.05
Ca	3.45	3.50	3.45	3.51	2.58	2.79	2.82	2.76	3.50	3.54	3.54	3.42	3.01	3.44	3.51	2.71	3.37	3.36	2.39	2.77	2.15	3.35
Na	0.61	0.59	0.59	0.53	1.40	1.19	1.17	1.25	0.54	0.46	0.46	0.61	0.95	0.57	0.60	1.30	0.58	0.61	1.51	1.17	1.73	1.01
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.05	0.02	0.06	0.02
Sr	0.03	0.01	0.03	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Total	20.05	20.07	20.05	20.03	20.03	20.01	20.03	20.01	20.08	20.03	20.02	20.04	19.97	20.01	20.07	20.05	20.02	20.01	20.00	19.97	19.95	20.03
%An	84.8	85.2	85.2	86.7	60.3	69.6	70.2	68.2	86.3	88.2	88.4	84.5	75.6	85.7	85.2	66.8	85.1	84.6	60.4	63.8	54.5	78.4
%Ab	15	14.4	14.5	13.1	32.7	29.6	29.2	30.8	13.3	11.6	11.4	15.1	23.9	14.1	14.5	32	14.7	15.3	38.2	29.6	44	82.7
%Or	0.2	0.4	0.3	0.2	7	0.8	0.6	1.0	0.4	0.2	0.2	0.4	0.5	0.2	0.3	1.2	0.2	0.1	1.4	0.6	1.5	0.3

Química mineral de plagioclásio dos diques de CF-B. B1 por exemplo representa o 1º ponto a partir da borda, Ind = grãos individuais na matriz

	←			Bz8-NW			→			Bz8-Centro				→	
	B1	B2	B3	B4	Ind	Ind	Ind	B1	B2	B3	B4	Ind	Ind	Ind	Ind
SiO ₂	50,90	48,35	48,28	46,82	51,86	52,66	56,25	54,64	53,52	52,66	52,83	51,35	51,59		
Al ₂ O ₃	30,27	32,49	32,32	32,61	29,44	28,88	26,87	27,95	27,59	28,13	28,07	30,05	29,42		
TiO ₂	0,03	0,03	0,00	0,00	0,16	0,00	0,12	0,14	0,07	0,04	0,00	0,05	0,07		
Fe ₂ O ₃	1,02	0,72	1,26	1,11	1,35	1,13	1,39	1,46	1,36	1,13	1,20	1,21	1,15		
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03		
MgO	0,22	0,19	0,22	0,20	0,20	0,17	0,11	0,12	0,15	0,15	0,11	0,19	0,17		
CaO	13,73	16,47	16,32	16,04	12,87	12,38	10,48	11,64	11,66	11,90	11,62	13,57	13,23		
Na ₂ O	3,58	2,09	2,24	2,13	3,89	4,16	5,49	4,87	4,68	4,45	4,75	3,71	3,89		
K ₂ O	0,11	0,06	0,07	0,05	0,13	0,16	0,28	0,25	0,18	0,17	0,22	0,14	0,16		
SrO	0,25	0,29	0,24	0,19	0,12	0,05	0,22	0,18	0,18	0,05	0,10	0,26	0,09		
Total	100,11	100,91	101,09	99,24	100,01	99,59	101,26	101,28	99,39	98,68	98,91	100,53	99,77		
Si	9,30	8,83	8,81	8,70	9,45	9,61	10,07	9,81	9,79	9,70	9,71	9,3	9,44		
Al	6,51	6,99	6,95	7,14	6,33	6,21	5,67	5,91	5,95	6,10	6,08	6,4	6,34		
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,0	0,01		
Fe	0,14	0,10	0,17	0,16	0,19	0,16	0,19	0,20	0,19	0,16	0,17	0,2	0,16		
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,0	0,00		
Mg	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,1	0,05		
Ca	2,69	3,22	3,19	3,19	2,51	2,42	2,01	2,24	2,29	2,35	2,29	2,6	2,59		
Na	1,27	0,74	0,79	0,77	1,37	1,47	1,91	1,69	1,66	1,59	1,69	1,3	1,38		
K	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,04	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05	0,0	0,04		
Sr	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,0	0,01		
Total	20,02	20,00	20,03	20,04	19,97	19,96	19,97	19,99	19,98	19,98	20,04	20,0	20,01		
%An	67,6	81,1	79,8	80,4	64,2	61,6	50,5	56,1	57,3	59	56,7	66,4	64,7		
%Ab	31,8	18,6	19,8	19,3	35,1	37,5	47,9	42,4	41,6	40	42	32,9	34,4		
%Or	0,6	0,3	0,4	0,3	0,7	0,9	1,6	1,5	1,1	1	1,3	0,7	0,9		

Tabela A4. Variações da química mineral nos diques de CF-B: Conchas 1.

Bz1 (Praia das Conchas) (8.2m de espessura)	Borda (Bz1-5)	Centro (Bz1c-8)	Borda (Bz1-12)
Opacos	4% modal	7% modal	3,5% modal
Olivina	Raro	Modal presente, alterado	raro
Piroxênio (Mg-Ca-Fe)	Mg c.p.f.u.* = 0.82-0.90 Ca c.p.f.u. = 0.68-0.85 Fe c.p.f.u. = 0.02 – 0.34	Mg c.p.f.u. = 0.43-0.90 Ca c.p.f.u. = 0.60 – 0.83 Fe c.p.f.u. = 0.30 – 0.78	Mg c.p.f.u. = 0.83-0.90 Ca c.p.f.u. = 0.50 – 0.85 Fe c.p.f.u. = 0.20 – 0.40
Plagioclásio	% An=85-67% em zonados % An=67-60% na matriz	% An=86-64 em zonados % An=72-40% na matriz	% An=88-68% em zonados % An=68-66% na matriz
Textura	Microlítica porfírica	Microgranular porfírica	Microlítica porfírica
Taxa de resfriamento	3.7°C/dia por 81 dias	0.87°C/dia por 344 dias	3.7°C/dia por 81 dias

(c.p.f.u.* – número de cátions por unidade da formula)

Tabela A5. Variações da química mineral nos diques de CF-B : Conchas 2.

Bz2 (Praia das Conchas) (0.8m de espessura)	Bz2-4 (borda)	Bz2-16 (borda)
Opacos	9-10% modal	9-10% modal
Olivina	Fo=81-83%	Fo=80-82%
Piroxênio	Mg c.p.f.u. = 0.86 – 0.94 Ca c.p.f.u. = 0.71 – 0.86 Fe c.p.f.u. = 0.17 – 0.26	Mg c.p.f.u. = 0.85- 1.0 Ca c.p.f.u. = 0.77 – 0.86 Fe c.p.f.u. = 0.19 – 0.26
Plagioclásio	87-75% An em zonados 69% An na matriz	82-72% An 70-54% An na matriz
Textura	Fina	fina
Taxa de resfriamento	300°C/dia por 1 dia	300°C/dia por 1 dia

Tabela A6. Variações da química mineral nos diques de CF-B : Lagoinha

Bz8 (Praia de Lagoinha) (2m de espessura)	Borda (Bz8-7)	Centro (Bz8c-5)	Borda (Bz8-11)
Opacos	9-10% modal	4% modal	9% modal
Olivina	Fo=77-79%.	Fo=77-63%	
Piroxênio	Mg c.p.f.u. = 0.82-0.95 Ca c.p.f.u. = 0.68 – 0.86 Fe c.p.f.u. = 0.25 – 0.40	Mg c.p.f.u. = 0.83-1.0 Ca c.p.f.u. = 0.70 – 0.83 Fe c.p.f.u. = 0.24 – 0.42	
Plagioclásio	% An de 81-67% % An=61-64%	% An=59-50 em zonados % An=56-65% na matriz	
Textura	Fina	Em pouco grosso	Fina
Taxa de resfriamento	23°C/dia por 13 dias	14°C/dia por 21 dias	23°C/dia por 13 dias

Tabela A7. Dados de zoneamento inverso em fenocristais de piroxênio dos diques de CF-B

Dique
Bz1	Cr ₂ O ₃	0.313	0.356	0.429	0.165	
Conchas	MgO	15.99	16.3	16.4	16.33	
Borda SE	MnO	0.079	0.121	0.122	0.127	
	TiO ₂	0.717	0.578	0.491	0.741	
	Mg/Fe	6.5	5	6.7	5.6	
Bz2	Cr ₂ O ₃	0.489	0.532	0.753	0.182	
Conchas	MgO	15.45	18.16	15.42	16.23	
Borda SE	MnO	0.108	0.137	0.083	0.217	
	TiO ₂	0.857	0.513	0.844	0.752	
	Mg/Fe	4.2	5.6	4.5	5.5	
Bz8	Cr ₂ O ₃	0.068	0.115	0.108	0.13	0.055
Lagoinha	MgO	16.98	18.13	15.63	15.7	18.2
Centro	MnO	0.157	0.212	0.194	0.12	0.22
	TiO ₂	0.375	0.434	0.551	0.464	0.45
	Mg/Fe	4	5.4	5	3.3	4.75

Tabela A8. Mg# em piroxênio na matriz nos diques de CF-B

Dique	Mg#	Comentário
Bz1-borda NW	0.82, 0.75, 0.75	Dois grupos de grãos
Bz1-borda SE	0.83, 0.82, 0.81	Pouca variação
Bz1-centro	0.77, 0.66, 0.67	Dois grupos (0.77 e 0.66-0.67)
Bz2-borda NW	0.83, 0.83, 0.77, 0.83	Dois grupos de grãos
Bz2-borda SE	0.86, 0.85, 0.86	Pouca variação
Bz8-borda NW	0.83, 0.76	Dois grãos diferentes
Bz8-centro	0.76, 0.84, 0.85	Dois grupos de grãos

Tabela A9. Evolução de um plagioclásio zonado no dique 2 de Conchas – borda NW

Dique								Comentário
	%An	84.5	88.4	88.2	86.3	84.8		
	Fe	0.767	0.935	0.849	0.972	0.957		Fe aumenta e a %An fica alta do núcleo à borda

Tabela A10. Composição de grãos de plagioclásio em %An na matriz nos diques de CF-B

Dique	%An	Comentário
Bz1-borda NW	60, 64, 65	Variação pouca
Bz1-borda SE	66, 68, 91	Uma %An = 91% que é anortita, com certeza vindo de um magma mais cálcico e máfico
Bz1-centro	40, 46, 63, 72	Dois grupos de grãos com diferenças distintas (40-46 e 63-72)
Bz2-borda NW	67, 68, 70	Mesmo grupo
Bz2-borda SE	54, 60, 70, 70	Dois grupos de grãos (54%-60% e de 70% An)
Bz8-borda NW	62, 64	Sem diferença distinta
Bz8-centro	57, 65, 66	Dois grupos (57% e 65-66% An)

Figura A12. Hábitos de plagioclásio nos diques de Cochas (bordas

Figura A13. Hábitos de plagioclásio nos dique fino de Conchas

Figura A14. Hábito de plagioclásio no dique Bz8 de Lagoinha

Figura A15. Curvas log-linear das duas bordas do dique 2 de Conchas

Figura A16. Curvas log-linear das bordas e o centro do dique de Lagoinha

ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA (OPF)

As bases matemáticas e os procedimentos metodológicos para a descrição da OPF dos minerais com base no Tensor de Inércia e o Método dos Interceptos encontram-se em Launeau e Robin (1996), Robin (2002) e Arcanjo e Launeau (2004). O elipsoide da trama mineral se obtêm a partir de elipses determinadas em três seções mutuamente ortogonais, obtidas em cortes orientados de blocos de rochas ou de lâminas orientadas segundo os planos xy, xz, e yz. O estudo da OPF compreende a aquisição e tratamento de imagens para separação digital das subpopulações de minerais de interesse, o cálculo das elipses, das elipsóides, e a comparação da OPF das subpopulações com a respectiva anisotropia de suscetibilidade magnética.

O tensor de inércia (2D) – Um objeto pode ser

Figura A17. A: Conjunto de pixels adjacentes que definem um objeto (grão) em sua coordenadas no referencial xy. B: Tensor de inércia do grão representado por uma elipse, x ângulo de orientação de seu eixo maior. G é o centro de massa do objeto. (Launeau & Robin; 2005).

representado graficamente pelo conjunto de pixels adjacentes (mesmo código numérico) que determinam sua forma (fig. A17). A forma de cada grão atribui-se a uma elipse, se ela não se afasta da figura convexa ideal. Essa elipse é calculada pelos momentos de segunda ordem do tensor de inércia 2D (Rink, 1976). Na imagem formada por vários pixels, um objeto individual é definido por um conjunto de pixels com o mesmo código numérico. Do conjunto de formas cristais que constituem cada uma das três seções mutuamente ortogonais (xy, xz, yz), é possível determinar uma elipse média representativa da orientação preferencial de uma dada população mineral. O cálculo da elipse média tem em conta quatro tensores diferentes (fig. A18).

Figura A18. Caso simples de elipses com populações de cristais distintas e orientação N-S ($R = a/b = 2$) e W-E ($R = 1.5$). A: tensor com peso nos grãos de maior tamanho. B: tensor normalizado N. C: tensor E com peso nos cristais pequenos. D: representa a dispersão do eixo maior de cada medida pelos cosenos diretores. O parâmetro R é a anisotropia da elipse média, x é o ângulo entre o eixo maior da elipse e o eixo referencial. (Launeau & Robin, 2005).

O tensor G depende da área e orientação dos maiores cristais que constituem a população. O tensor normalizado N pondera a área dos grãos de modo que a contribuição de cada grão, independentemente de sua área e forma, seja idêntica. O tensor E representa o cálculo inverso

da elipse G, o que fornece um peso maior para os cristais de menor tamanho. O tensor D calcula a elipse média com base na dispersão do eixo maior de cada tensor.

O método de interceptos – Quando os grãos de uma população não podem ser separados através do tratamento digital de imagens, este método permite calcular a anisotropia do agregado (Launeau e Robin, 1996). Os princípios da técnica estão resumidos na (fig. A19). O método é baseado na contagem de interceptos que uma linha qualquer faz ao percorrer a imagem e a cruzar a fase de interesse. Para o ponto x na grade reticulada de coordenadas (i,j) ou um pixel na imagem, o número de interceptos é igual a 1, se o ponto x pertence à fase; ou zero, se não pertence. O procedimento é feito ao longo de várias linhas paralelas entre si que rotacionam sucessivamente em um ângulo previamente estabelecido.

O método do tensor quadrático de forma determina a OPF em 3D e permite a reconstituição do elipsóide a partir das elipses seccionais (Robin, 2002). O índice de incompatibilidade $(F)^{1/2}$ indica a convergência das seções, para valores de $(F)^{1/2} < 10\%$ as elipses convergem adequadamente para um elipsóide ou um hiperbolóide. Quando $(F)^{1/2} > 10\%$ os dados não convergem e são descartados.

Figura A19. Método de interceptos. A: Contagem e projeção de 9 interceptos a 90°. B: contagem de 7 interceptos a 145° e comprimento médio. (Launeau & Robin, 2005).

No programa Ellipsoi.exe (Robin 2002; Launeau e Robin, 2005) são integrados os dados das elipses seccionais para indicar se o resultado converge para um elipsóide (se é um hiperbolóide, o resultado é descartado). Finalmente, os parâmetros OPF são comparados com o elipsóide de ASM.