

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

**ESTRUTURA, GEOCRONOLOGIA E ALOJAMENTO DOS BATÓLITOS DE
QUIXADÁ, QUIXERAMOBIM E SENADOR POMPEU – CEARÁ
CENTRAL**

Johnson Fernandes Nogueira

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

Tese de Doutorado elaborada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências - Área de Concentração em Geologia Regional - para obtenção do Título de Doutor em Geociências.

Rio Claro (SP)

2004

551.8 Nogueira, Johnson Fernandes
N778e Estrutura, geocronologia e alojamento dos
batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador
Pompeu – Ceará Central / Johnson Fernandes
Nogueira. – Rio Claro : [s.n.], 2004
119 f. : il., quadros, tabs., fots., mapas

Tese (doutorado) – Universidade Estadual
Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Norberto Morales

1. Geologia estrutural. 2. Alojamento de rochas
intrusivas. 3. Magmatismo. 4. Deformação. 5. Análise estrutural.
Datação. I. Título

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI – Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Para Rejane, Luisa e Josué,
Esposa, filha e irmão queridos.

Agradecimentos

Este trabalho não teria sido possível sem ajuda e apoio de pessoas e instituições as quais gostaria de agora agradecer.

Ao Prof. Dr. Norberto Morales que, mesmo com a quilométrica distância que foi imposta pelas circunstâncias, guiou este trabalho com competência e boa vontade;

A minha esposa Rejane, minha filha Luisa e meu irmão Josué, pelo grande apoio logístico, sentimental, emocional... Tudo devo a vocês;

Ao Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto, pelo incentivo, sugestões e apoio durante a realização da pesquisa e elaboração da tese;

Aos amigos e amigas em Sobral, Fortaleza e Rio Claro, que sempre me fazem reencontrar o prazer de ajudar e de ser ajudado;

Aos Doutores Elton Dantas (UNB), Allen Fetter (UK) e Cândido Moura (UFPa) pelo auxílio nas análises para geocronologia;

Ao *staff* do Laboratório de microsonda eletrônica IG/USP pelo apoio nas análises química mineral;

A Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico – FUNCAP pelo financiamento parcial da pesquisa;

Ao *staff* da Universidade Estadual Vale do Acaraú pelo apoio em Sobral;

Ao *staff* da Pós-Graduação em Geociências da UNESP - Rio Claro, pelo apoio e compreensão.

Sou a todos, muito grato e de todos devedor.

SUMÁRIO

Resumo	i
Abstract	ii
Índice	iii
Índice de Figuras	vi
Índice de Fotografias	x
Índice de Quadros e Tabelas	xii
I – Introdução	01
II - Bases Conceituais e Metodológicas	07
III - Quadro Geológico Regional	26
IV – Estrutura dos Plútons	38
V – Geocronologia e Geobarometria	91
VI – Síntese e Discussão dos Resultados	109
VII – Conclusões	115
VIII – Referências Bibliográficas	117

RESUMO

O Ceará Central caracteriza-se pela ocorrência de uma rede de zonas de cisalhamento preferencialmente orientada na direção NE-SW e/ou NNE-SSW. Associados espacialmente a estas zonas de cisalhamento ocorrem rochas intrusivas de dimensões variadas. Entre estas ocorrem os Batólitos de Quixeramobim, Quixadá e Senador Pompeu. Estes batólitos apresentam-se com forma alongada na direção NE-SW, subparalela às zonas de cisalhamento principais (Zonas de Cisalhamento de Senador Pompeu e Quixeramobim, por exemplo). O Batólito de Quixeramobim apresenta rochas agrupadas em seis diferentes fácies. As rochas deste batólito constituem uma série cálcio-alcálica granodiorítica, com dioritos predominantes e granitos 3A e quartzo-dioritos subordinados, ocupando a quase totalidade da área de ocorrência. O Batólito de Quixadá é composto por monzonitos e qz-monzonitos e o Batólito de Senador Pompeu por granodioritos e monzogranitos. As características deformacionais, levantadas através de estudos das feições planares e lineares impressas nestas rochas, são sugestivas de um desenvolvimento progressivo em condições de estado magmático passando ao estado sólido, o que caracteriza as zonas de cisalhamento principais como mobilizadoras de magmas e responsáveis pelo alojamento final das rochas. Datações radiométricas U-Pb e Pb-Pb forneceram idades de cristalização (alojamento) de $585 \pm 4,7$ Ma (Quixadá), 587 ± 14 Ma (Quixeramobim) e 561 ± 15 Ma (Senador Pompeu). O mecanismo de alojamento sugerido para o Batólito de Quixadá compreende expulsão de magma de porções mais profundas para o local de alojamento final em regime transpressivo. Para os Batólitos de Senador Pompeu e Quixeramobim, sugere-se geração de espaço por nucleação de fraturas em extensão associada a transcorrência. Este último registrando variação de regime transtrativo para transpressivo.

ABSTRACT

The Central Ceará (NE Brazil) has, as typical characteristic, a shear zone system network with directions in NE-SW and/or NNE-SSW. In association with these shear zones occur intrusive rocks like Quixeramobim, Quixadá and Senador Pompeu Batholiths. They have elongated shape in NE-SW direction, broadly parallel to major dextral ductile shear zones. The Quixeramobim Batholith has rocks grouped in six different facies, characterizing a calc-alkaline series with diorites as major rock types. Subordinated granite and quartz-diorites also occur. The Quixadá Batholith is formed by monzonite e and quartz-monzonite. The Senador Pompeu Batholith includes granodiorites and monzogranites. These rocks have foliation and lineation organization pattern that are suggestive of progressive fabric development in magmatic and solid state. The orientation of these features is broadly parallel to the shear zones that promote emplacement of the plutons. U-Pb and Pb-Pb minimum emplacement ages are 585 ± 4.7 Ma (Quixadá), 587 ± 14 Ma (Quixeramobim) e 561 ± 15 Ma (Senador Pompeu). The emplacement of the Quixadá Batholith mechanism suggested is the squeeze of magma from deeper places into the crust to the final emplacement site in transpression. For the Quixeramobim and Senador Pompeu Batholiths, we suggest an emplacement mechanism with space generation by fracture nucleation in extension, into the transcurrente framework.

ÍNDICE

I – Introdução	1
1.1 Considerações Iniciais	1
1.2 A Área de Estudo	3
II - Bases Conceituais e Metodológicas	7
2.1 Considerações Iniciais	7
2.2 Bases Conceituais	7
2.2.1 Ascensão e Alojamento de Plútons	8
2.2.2 Fluxo, estado de cristalização e desenvolvimento de petrotrama	11
2.2.3 Padrões estruturais em plútons	18
2.2.4 Considerações Finais	24
III - Quadro Geológico Regional	26
3.1 A Província Borborema	26
3.2 Síntese da Estratigrafia do Ceará Central	29
3.3 Arcabouço Estrutural do Ceará Central	35
IV – Estrutura dos Plútons	38
4.1 Batólito de Quixeramobim	38
4.1.1 Descrição geral e tipos rochosos	38
4.1.2 Estruturas, microestruturas e cinemática	43
4.1.2.1 Foliações	43

4.1.2.2	Lineações	45
4.1.2.3	Diques e veios	46
4.1.2.4	Microestruturas	52
4.1.2.5	Cinemática	53
4.1.3	Rochas encaixantes	54
4.1.4	Principais zonas de cisalhamento	57
4.2	Batólito de Quixadá	59
4.2.1	Descrição geral e tipos rochosos	59
4.2.2	Estruturas, microestruturas e cinemática	62
4.2.2.1	Foliações	62
4.2.2.2	Lineações	64
4.2.2.3	Diques e veios	65
4.2.2.4	Bandas de cisalhamento	70
4.2.2.5	Microestruturas	72
4.2.2.6	Cinemática	74
4.2.3	Rochas encaixantes	75
4.3	– Batólito de Senador Pompeu	82
4.3.1	Descrição geral e tipos rochosos	82
4.3.2	Estruturas, microestruturas e cinemática	86
4.3.2.1	Foliações	86
4.3.2.2	Lineações	87
4.3.2.4	Microestruturas	89
4.3.2.5	Cinemática	89
4.2.3	Rochas encaixantes	90

V – Geocronologia e Geobarometria	91
5.1 Geocronologia	91
5.1.1 Considerações Iniciais	91
5.1.2 Procedimentos	94
5.1.3 Resultados	94
5.2 Geobarometria	101
5.2.1 Considerações Iniciais	101
5.2.2 Procedimentos	101
5.2.3 Resultados	105
VI – Síntese e Discussão dos Resultados	109
6.1 Considerações Iniciais	109
6.2 Padrão Estrutural e Modelo de Alojamento dos Batólitos	110
6.2.1 Batólito de Quixeramobim	110
6.2.2 Batólito de Senador Pompeu	111
6.2.3 Batólito de Quixadá	113
6.3 Fonte Magmática e Idade de Alojamento dos Batólitos	114
VII – Conclusões	115
VIII – Referências Bibliográficas	117
Apêndice – Resultado das análises de química mineral	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Localização da área de estudo no Estado do Ceará destacando as principais cidades da região e as vias de acesso principais	05
Figura 1.2 – Esboço geomorfológico do Estado do Ceará segundo Souza (1988)	06
Figura 2.1 – Visão simplificada da relação entre as forças de flutuação do magma e as taxas de deformação responsáveis pela criação de cavidade, separando os tipos de alojamento em duas categorias finais básicas (Hutton 1988)	09
Figura 2.2 – Modelos generalizados de ascensão e alojamento de granitóides (Hutton 1988)	10
Figura 2.3 – Stress cisalhante versus taxa de deformação para reologias teóricas e ideais (Molyneux 1997)	13
Figura 2.4 – Gráfico-síntese (Molyneux 1997), plotando viscosidade aparente contra fração de fundido. Dados de Jund (1977), Arzi (1978), van der Molen & Paterson (1979), Gapais & Barbarin (1986) e Rutter & Neumann (1995)	13
Figura 2.5 – Estruturas desenvolvidas em função da deformação e redução progressiva da fração de fundido (síntese de Molyneux baseada em Hutton 1988, Ingram & Hutton 1992, Blumenfeld & Bouchez 1988 e Paterson et al. 1989)	17
Figura 2.6 – Mapas esquemáticos de vários plútons concordantes. (fonte: Castro 1987)	21
Figura 2.7 – Mapas esquemáticos de plútons discordantes. (fonte: Castro 1987)	22
Figura 2.8 – Mapas e perfis mostrando a morfologia esquemática de plútons graníticos, segundo Vigneresse (1995), para plútons alojados em extensão (a), em transcorrência (b) e em fraturas abertas durante deformação cisalhante (c)	24

- Figura 3.1 – Mapa do Nordeste do Brasil mostrando a Província da Borborema e os domínios estruturais definidos em Caby et al. (1991). Modificações feitas sobre mapa de Santos et al. (1984). LTB = Lineamento Transbrasiliano (Z. C. Sobral-Pedro II), LSP = Lineamento Senador Pompeu, LP = Lineamento Patos, LPE = Lineamento Pernambuco, CMC = Cinturão Médio Coreaú, CS = Cinturão Seridó, CCS = Cinturão Cachoeirinha-Salgueiro, CSE = Cinturão Sergipano, BQ = Batólito de Quixadá 28
- Figura 3.2 – Quadro geológico regional como no Mapa Geológico do Estado do Ceará (escala 1:500.000) de Cavalcante et al. (1983) 33
- Figura 3.3 – Esboço estrutural do Estado do Ceará baseado em Cavalcante et al. (1983), mostrando as principais zonas de cisalhamento: ZCGj = Zona de Cisalhamento de Granja, ZCIt = Zona de Cisalhamento de Itacolomi, ZCSPII = Zona de Cisalhamento Sobral - Pedro II, ZCG = Zona de Cisalhamento de Groairas, ZCT = Zona de Cisalhamento de Tauá, ZCSI = Zona de Cisalhamento Sabonete – Inharé, ZCSP = Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu, ZCO = Zona de Cisalhamento de Orós, ZCJ = Zona de Cisalhamento de Jaguaribe, ZCTj = Zona de Cisalhamento de Tatajuba 36
- Figura 4.1 – Distribuição das fácies do Batólito de Quixeramobim, modificado de Torquato et al. (1989) e Almeida (1995) 40
- Figura 4.2 – Estereogramas para foliação e lineação do Batólito de Quixeramobim. A – total de pólos de foliação (n = 110); B – diagrama de contorno para os planos de foliação (n = 110); C – pólos de foliação para a fácies muxuré novo (n = 76); D – pólos para a fácies serra branca (n = 18); E – lineação para as rochas do batólito (n = 28) 47
- Figura 4.3 – Mapa estrutural simplificado do Batólito de Quixeramobim com destaque para a orientação da foliação e lineação principais o interior dos corpos intrusivos bem como nas principais zonas de cisalhamento 48
- Figura 4.4 – Mapa esquemático com as trajetórias de foliação e lineação para o Batólito de Quixeramobim 49

Figura 4.5 – Estereogramas para a orientação de diques e veios no Batólito de Quixeramobim: A – pólos; B – projeções ciclográficas; C – diagrama de contorno (n = 34)	50
Figura 4.7 – Mapa estrutural simplificado do batólito de Quixadá	66
Figura 4.8 – Diagramas de contorno para as foliações S e C no Batólito de Quixadá. a – foliação S total; b e c – estatística para as metades NW e SE, respectivamente; d – foliação C total	67
Figura 4.9 – Estatística para as lineações no batólito de Quixadá. a e b – lineação mineral; c e d – lineação de estiramento	68
Figura 4.10 – Estatística para diques e veios no Batólito de Quixadá. a – total de medidas; b e c – diques e veios com assimetrias dextrais; d e e – diques e veios com assimetrias sinistras	69
Figura 4.11 – Estatística para as bandas de cisalhamento no Batólito de Quixadá. a – total das medidas; b e c – bandas de cisalhamento dextrais; d e e – bandas de cisalhamento sinistras	71
Figura 4.12 – Diagramas de contorno para a foliação principal das rochas encaixantes do Batólito de Quixadá: a - medidas tomadas na área inteira; b - medidas para a porção SE; c - medidas para a porção NW da área	80
Figura 4.13 – Resultado do tratamento em rede estereográfica para as medidas de lineação mineral/estiramento das rochas encaixantes do Batólito de Quixadá: (a) diagrama de contorno para a totalidade das medidas de lineação; (b) distribuição das medidas de lineação para a porção SE da área; (c) distribuição das medidas de lineação para a porção NW da área. (Pontos vermelhos = lineação de estiramento)	81
Figura 4.15 – Tratamento estatístico para os planos de foliação (a e b; n = 30) e orientação para a lineação mineral (c; n = 6) no Batólito de Senador Pompeu	88

Figura 5.1 – Diagrama concórdia mostrando dados de quatro frações de zircão (pontos pretos). Para os pontos superiores as idades aparentes U-Pb, bem como a idade Pb/Pb, são dadas pela intersecção das linhas tracejadas com a curva concórdia. A idade de cristalização da suíte de zircões é dada pelo intercepto superior da linha discórdia. Em zircões quase concordantes, esta idade do intercepto superior corresponde à idade Pb/Pb. Diferentes padrões de perda de Pb demandam interpretação cautelosa de idades do intercêpto inferior. Estas idades podem corresponder a eventos metamórficos em caso de recristalização de zircões, mas também podem não ter significado geológico (Fonte: DePalo 1988; Fetter 1999)	93
Figura 5.2 – Diagrama concórdia para os zircões dos monzonitos de Quixadá. Amostra coletada no ponto JN 279	96
Figura 5.3 – Diagrama idade (em y) versus etapas de evaporação (em x) dos cristais de zircão dos monzonitos Quixadá.	97
Figura 5.4 – Diagrama concórdia para os zircões da fácies Muxuré Novo do Batólito de Quixeramobim. Amostra coletada no ponto MN 14	98
Figura 5.5 – Diagrama concórdia para os zircões do Batólito de Senador Pompeu. Amostra coletada no ponto SP1 16	99
Figura 5.6 – Diagrama TSi x Mg/(Mg+Fe ²⁺) mostrando a classificação do anfibólio encontrado nos monzonitos Quixadá	106
Figura 5.7 – Diagrama ternário Albita / Ortoclásio / Anortita, mostrando a classificação do feldspato encontrado nos monzonitos Quixadá	106
Figura 6.1 – Modelo de alojamento para o Batólito de Quixeramobim	112

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

- Prancha fotográfica 4.1 – Características principais, em escala de afloramento, dos litotipos do Batólito de Quixeramobim. A – vista geral de afloramento da fácies Muxuré Novo com encraves estirados paralelos à foliação desenvolvida em estado sólido; B – fácies Muxuré Novo menos deformado, sendo possível observar a forma original dos megacristais de feldspatos; C – fácies Serra Branca com deformação em estado magmático; D – aspecto geral de um dique cortando as rochas predominantes no batólito; E – preenchimento de fraturas conjugadas em dique de biotita granito 41
- Prancha fotográfica 4.2 – principais elementos estruturais observados no Batólito de Quixeramobim: A – foliação (fácies Serra Branca) em planos horizontal e vertical (vista para oeste); B – traço da foliação em plano horizontal com encrave máfico estirado em direção oblíqua à foliação; C – alinhamento de megacristais (lineação mineral de estado magmático) em rocha do fácies Muxuré Novo; D – arranjo SC nas rochas da fácies Muxuré Novo com deformação plástica dos megacristais e desenvolvimento de zona de cisalhamento centimétrica; E – dobramento sin-plutônico em rocha da fácies Muxuré Novo 51
- Prancha fotográfica 4.3 – Aspectos litológicos e estruturais das rochas encaixantes próximas ao Batólito de Quixeramobim. A – contato entre gnaisses e sheets granitóides na Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu; B – gnaisses com dobramento de bandas félsicas e aspecto de fusão parcial; C – foliação e boudins em rochas afetadas pela Zona de Cisalhamento de Quixeramobim; D – detalhe da deformação das rochas granitóides com redução do tamanho dos megacristais de feldspato; E – milonitos da Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu 56
- Prancha fotográfica 4.4 – Aspectos de campo das rochas do Batólito de Quixadá: A – aspecto das rochas porfíricas (monzonitos) onde se podem observar os megacristais de feldspato e anfibólio; B – rocha porfírica mostrando encraves máficos estirados e schlieren anfibolíticos paralelos ao traço da foliação em plano

horizontal. Nota-se, ainda, a grande quantidade de megacristais de feldspato; C – material máfico parcialmente consumido na rocha porfírica, definindo schlieren; D – aglomerado de encaves visto em corte vertical, definindo plano inclinado (foliação). Notam-se, ainda, as formas arredondadas devidas à erosão; E – aglomerado de encaves, mostrando a persistência dos mesmos em escala de afloramento 61

Prancha fotográfica 4.5 – aspectos de campo das estruturas do Batólito de Quixadá: A – traço da foliação S definido pelo alinhamento de megacristais de feldspato. Na parte inferior da foto nota-se o truncamento dessa foliação por um veio; B – lineação mineral (Lm) em plano subparalelo à foliação, definida por megacristais de feldspato e, nesse caso, é aproximadamente horizontal; C – detalhe de um plano de cisalhamento (foliação C), onde a lineação de estiramento subhorizontal é definida por anfibólio; D – dique de composição granítica exibindo uma trama interna assimétrica (dique ativo); E – detalhe de um veio quartzo-feldspático no qual é possível notar o comportamento passivo em relação ao desenvolvimento dos planos C 63

Prancha fotográfica 4.6 – Aspecto de campo das principais rochas do Batólito de Senador Pompeu. A – rochas porfíricas (fácies principal); B – rochas equigranulares (subordinadas); C – rochas de granulação fina 85

Prancha fotográfica 5.1 – Aspecto dos minerais hornblenda, plagioclásio e biotita, ao microscópio, (campo 1) 103

Prancha fotográfica 5.2 – Aspecto dos minerais hornblenda, plagioclásio e biotita, ao microscópio, (campo 2) 104

ÍNDICE DE QUADROS E TABELAS

Quadro 3.1 – Evolução dos conhecimentos da região central do Estado do Ceará (Torquato <i>et al.</i> 1989, modificado em Torquato & Santos 1998)	34
Tabela 5.1 – Análise Rb-Sr e K-Ar para os monzonitos de Quixadá segundo Kawashita (1976)	93
Tabela 5.2 – Resultados analíticos Pb-Pb para os zircões dos monzonitos de Quixadá	95
Tabela 5.3 – Resultados Sm-Nd para as amostras dos Batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu	98
Tabela 5.4 – Síntese dos resultados obtidos das análises de química mineral (amostra Qa94xy) (campos para hornblenda e plagioclásio)	105
Tabela 5.5 – Resultados do barômetro Al total em hornblenda para os pontos da amostra Qa94xy. (Pressão em Kbar)	107
Tabela 5.6 – Resultados do termômetro Ti em hornblenda para os pontos da amostra Qa94xy. (temperatura em °C)	108
Tabela 5.7 – Resultados do Termômetro hornblenda - plagioclásio para os pontos da amostra Qa94xy. (Temperatura em °C e Pressão em Kbar)	108

I – Introdução

1.1 Considerações Iniciais

Diversas têm sido as abordagens para o estudo de rochas magmáticas, desde as que envolvem estudos petrográficos e litoquímicos visando entender a petrogênese, até as que utilizam o estabelecimento de padrões deformacionais, buscando entender os processos responsáveis pela ascensão e alojamento das massas magmáticas e sua relação com a deformação regional.

O plutonismo é um fenômeno que envolve uma série de processos – episódicos ou periódicos, e estes compreendem uma série de mecanismos e etapas. Estudos completos de plútons, portanto, devem envolver o entendimento dos mecanismos responsáveis pela geração do magma, pelo seu transporte, pela sua acumulação, ascensão e pelo alojamento final, bem como o estabelecimento dos intervalos de tempo de atuação dos processos e das relações destes com a tectônica de alcance regional. No entanto, por envolver campos de atuação diversos, as contribuições geralmente são concentradas em alguns destes processos, o que dificulta a integração em modelos evolutivos.

Há que se reconhecer, ainda, as limitações inerentes aos métodos e técnicas empregados e a diversidade de interpretações possíveis para os resultados obtidos nas investigações de exemplos naturais e nas modelagens numéricas e analógicas. A integração de métodos pode ser apontada, então, como fator decisivo quando da análise dos dados obtidos.

A contribuição dos estudos deformacionais, aliados aos estudos petrológicos que são mais abundantes, para o entendimento dos mecanismos responsáveis pelo alojamento e, em menor escala, ascensão de massas magmáticas é incontestável. A associação destes com estudos geocronológicos pode auxiliar no preenchimento de algumas lacunas e na proposição de modelos evolutivos mais consistentes.

Este trabalho sintetiza estudos realizados com o objetivo de estabelecer os padrões estruturais de três plútons que ocorrem na porção central do Estado do Ceará, entender as relações destes padrões com a deformação das rochas encaixantes próximas e com a deformação regional, analisar estas relações tentando estabelecer ligações com o *processo de alojamento* (visto aqui como a etapa final de colocação do magma em seu sítio final) seus respectivos mecanismos, e estabelecer o posicionamento temporal dos processos. São, pois, a análise estrutural e a geocronologia ferramentas empregadas neste trabalho, que também resgata estudos anteriores, principalmente petrológicos, que serão oportunamente citados.

O documento divide-se, pois, em seis conjuntos:

- Síntese das principais características da Província Borborema e da área de estudo;
- Bases conceituais relativas ao plutonismo com destaque para os dos padrões estruturais dos plútons, desenvolvimento de petrotrama e a relação destes com os processos de ascensão e alojamento de corpos intrusivos;
- Estrutura dos plútons com base nos levantamentos de feições planares e lineares (desenvolvidas em estado magmático e/ou estado sólido, ou mesmo em estados intermediários) ao longo de perfis que cortam as rochas intrusivas e as encaixantes próximas a estas. São caracterizadas, sucintamente, com relação aos aspectos petrográficos e microestruturais sendo tais características confrontadas com as informações bibliográficas disponíveis. Com relação a cada um dos plútons discute-se: o desenvolvimento da petrotrama de estado magmático e estado sólido (Batólito de Quixadá), os possíveis mecanismos de construção de um plúton com variação faciológica mapeável (Batólito de Quixeramobim) e a mobilização de magmas de composição distinta num mesmo sistema de cisalhamento;
- Dados geocronológicos Sm/Nd (em rocha total), U/Pb e Pb/Pb (em zircão) são apresentados e discutidos com o intuito de estabelecer idades absolutas e

relativas para as rochas intrusivas e marcar o tempo de geração/funcionamento das zonas de cisalhamento.

- Integração das informações, montagem de modelos de alojamento para os plútons e sua inserção no quadro regional finalizam o documento.

1.2 Localização e Fisiografia da Área de Estudo

A área de estudo foi selecionada visando cobrir a ocorrência dos elementos ligados aos objetivos do trabalho, incluindo rochas do embasamento, representantes de faixas metassedimentares e corpos intrusivos de dimensões variadas.

Localiza-se na porção central do Estado do Ceará, nordeste brasileiro, abrange parte das Folhas Topográficas (1:100.000) Quixadá, Itapiúna, Quixeramobim e Senador Pompeu. As principais cidades que se encontram na área são Quixadá – a cerca de 170 quilômetros de Fortaleza – Quixeramobim e Senador Pompeu (Fig. 1.1).

Do ponto de vista da fisiografia, a área caracteriza-se pela ocorrência de feições típicas do semi-árido nordestino, quais sejam: temperaturas médias anuais altas com baixa amplitude mensal e anual e considerável amplitude diária, irregularidade do regime de precipitação, cursos de água intermitentes, sazonais, em rede de drenagem dendrítica aberta, com algum controle estrutural, solos pouco espessos e vegetação de caatinga arbóreo-arbustiva predominante (Torquato *et al.* 1989).

Estas características definem a morfologia típica da Depressão Central do Estado do Ceará (Souza 1988) que, na área de estudo, exhibe áreas aplainadas nas quais destacam-se maciços residuais (Fig. 1.2). Geralmente, as áreas aplainadas correspondem às áreas de ocorrência das rochas gnáissicas do embasamento e os maciços residuais correspondem às áreas de afloramento de rochas intrusivas de composição variada.

As formas residuais são elevações alinhadas preferencialmente na direção NE-SW (Sistema de Cisalhamento Senador Pompeu) e N-S (Sistema de Cisalhamento Orós). Em

tais elevações e nas suas proximidades é notável o afloramento extensivo dos litotipos componentes dos corpos intrusivos.

Outra característica notável na área de estudo, é a ocorrência de coberturas aluvionares e colúvio-aluvionares associadas aos vales rasos das drenagens controladas pelas feições estruturais – zonas de cisalhamento dúctil em graus variados de reativação – determinando áreas extensas com pouca exposição de rocha.

A Área selecionada encerra características que favorecem aos estudos propostos do ponto de vista da fisiografia e, principalmente, do ponto de vista geológico que será caracterizado no quadro geológico regional (capítulo 3).

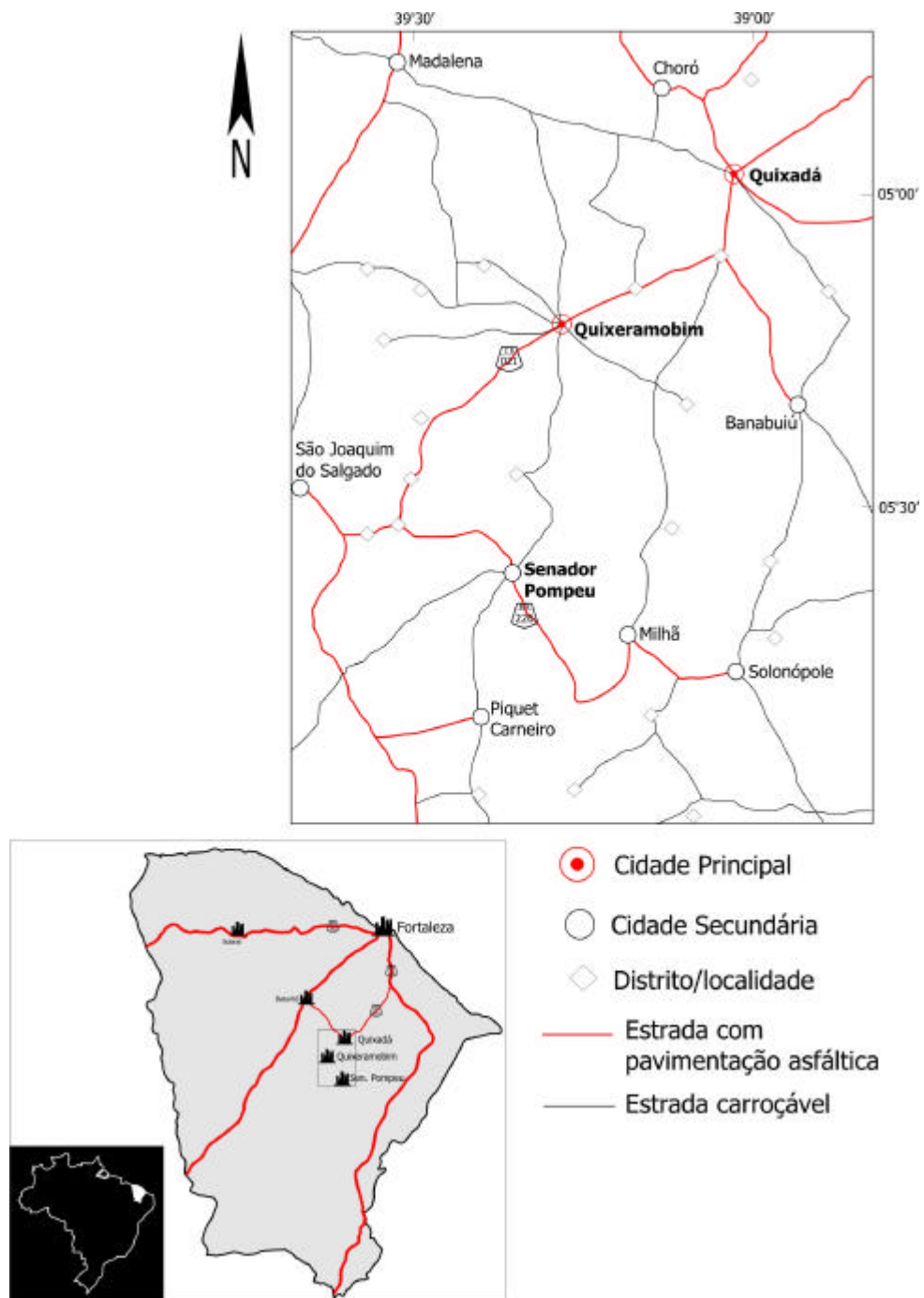


Figura 1.1 – Localização da área de estudo no Estado do Ceará destacando as principais cidades da região e as vias de acesso principais.

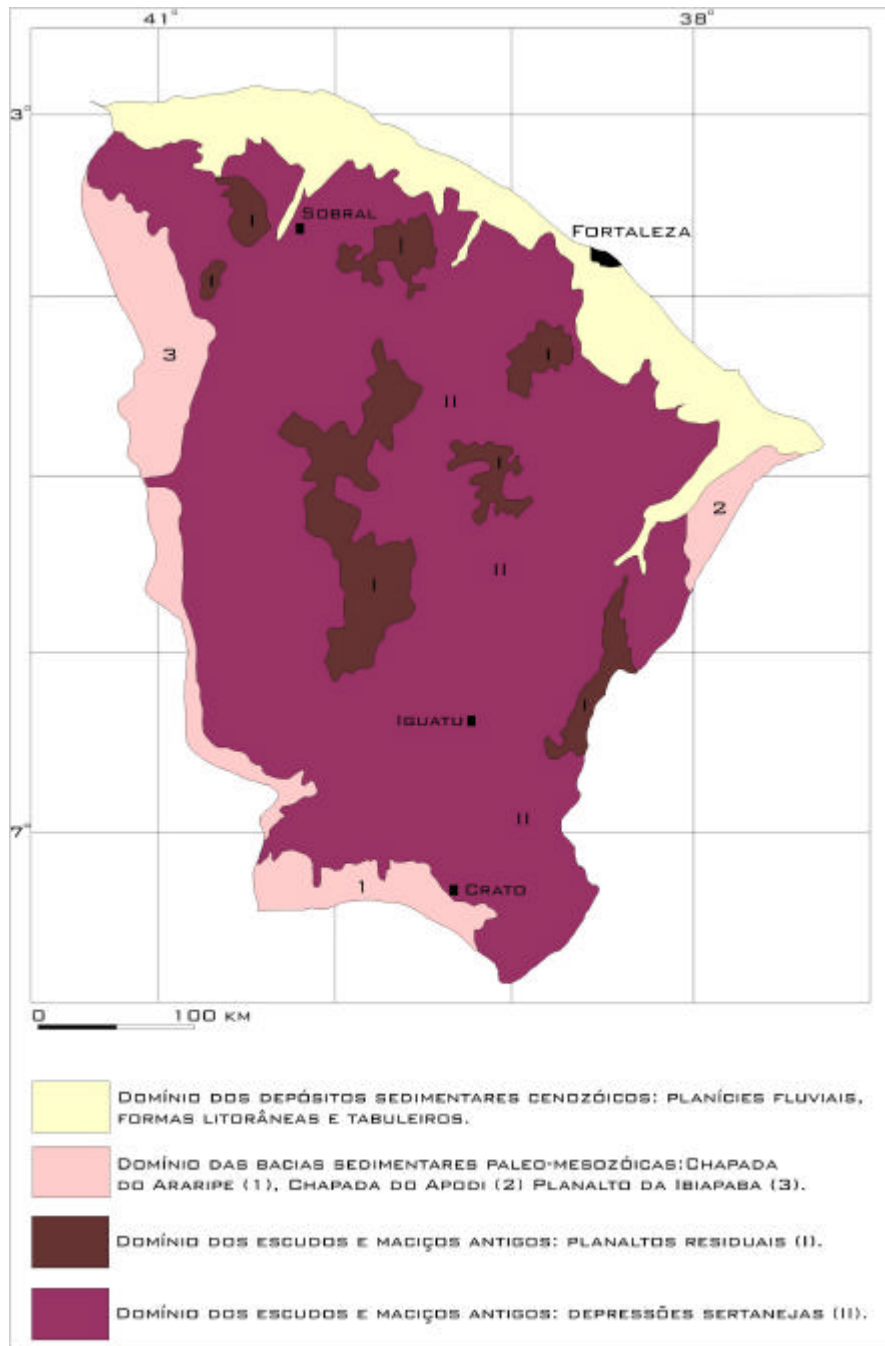


Figura 1.2 – Esboço Geomorfológico do Estado do Ceará, modificado de Souza (1988).

II - Bases Conceituais e Metodológicas

2.1 Considerações Iniciais

A síntese apresentada neste capítulo tem por objetivo estabelecer o recorte conceitual norteador da pesquisa na seleção dos métodos e técnicas utilizados e, principalmente, na interpretação dos resultados obtidos. É apresentada, ao longo do texto, a terminologia adotada com referência aos fenômenos, processos, mecanismos, feições, etc. Por fim, são sucintamente descritos os procedimentos adotados durante a realização dos levantamentos, análises e interpretações.

2.2 Bases Conceituais

O magmatismo pode ser composto por fases com durações variadas e diferentes processos envolvidos. Podemos dividi-lo em pelo menos quatro fases: fusão, concentração, intrusão e resfriamento. É de se esperar que pelo menos algumas destas etapas envolvam processos controlados pela tectônica de alcance regional.

Se nem todos os processos envolvidos na evolução das rochas plutônicas são tectonicamente controlados, pelo menos alguns deles têm estreita associação com os processos tectônicos. Alguns processos podem ser citados como possivelmente controlados pela tectônica: iniciação da fusão, seleção dos sítios de intrusão, ascensão e controle do alojamento.

Considerando o processo de alojamento como tardio, e extremamente rápido, em relação ao plutonismo como um todo, há que se esperar que os mecanismos responsáveis estejam, ainda, registrados na forma de feições estruturais diversas desenvolvidas ao longo da evolução final dos corpos intrusivos.

2.2.1 Ascensão e alojamento de plútons

As condições físicas (pressão e temperatura, principalmente) compatíveis com a fusão de massas rochosas e as características metamórficas das rochas que alojam os corpos intrusivos, exibem incompatibilidade quanto aos ambientes de formação. Logo, há que se considerar mecanismos que promovam o deslocamento das massas rochosas fundidas desde o seu ambiente de origem até o sítio de seu alojamento final.

Os mecanismos responsáveis por estas etapas (ascensão e alojamento), consideradas finais do magmatismo, são resultado de interações complexas entre os magmas e as rochas regionais ou ainda devidos ao contraste entre a viscosidade dos magmas e das rochas encaixantes (Ramberg 1981, Pitcher 1993). Estas interações são consideradas muito complexas uma vez que a viscosidade do magma e das rochas encaixantes experimentam mudanças no curso de sua evolução.

A viscosidade de magmas depende, essencialmente, da composição e do volume de cristais; a viscosidade das rochas encaixantes é influenciada pela litologia, pelo estado metamórfico, pelas estruturas prévias, etc. e, apesar de guardar relação com a profundidade (estado de ductilidade), não o faz por meio de uma relação simples.

O contraste de ductilidade está mais relacionado à localização da deformação e à intensidade do fluxo de calor através de uma zona em particular na crosta que à simples profundidade (Pitcher 1993).

De fato, a variedade dos mecanismos de alojamento, e possíveis modos de ascensão, de massas magmáticas relatados em exames de exemplos naturais corroboram a idéia de que os mecanismos são resultantes da interação magma / rochas regionais, ou seja, da interação dinâmica entre as forças centradas no plúton (flutuabilidade) e forças do ambiente tectônico (Fig. 2.1).

Hutton (1988), destaca que se numa cavidade (ou volume de dilatação) tectonicamente criada a taxa de deformação do volume (e_t) excede a taxa de deformação compressiva ($-e_c$) produzida pela flutuação do magma que está sendo alojado, então ocorrerá extensão e ocorrerá alojamento “passivo” ou “permitido”. Por outro lado, se a taxa de extensão tectônica é menor que a taxa de compressão magmática, então o alojamento “forçado” irá ocorrer.

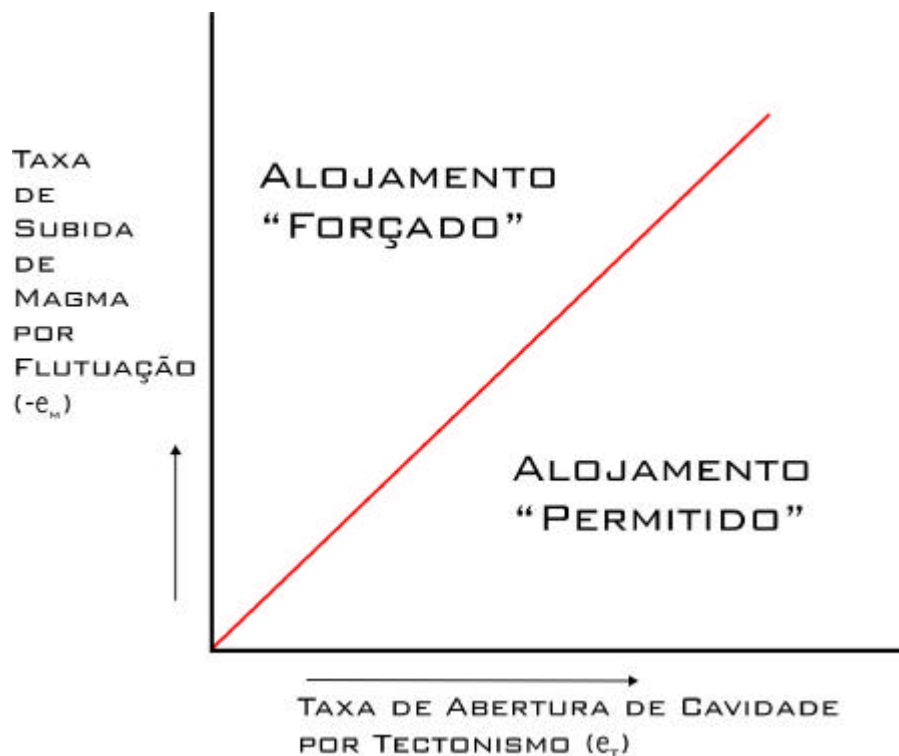


Figura 2.1 – Visão simplificada da relação entre as forças de flutuação do magma e as taxas de deformação responsáveis pela criação de cavidade, separando os tipos de alojamento em duas categorias finais básicas (Hutton 1988).

Os mecanismos de ascensão e alojamento, como sintetizados por Hutton (1988), compreenderiam seis modelos gerais (Fig. 2.2). Estes modelos pressupõem um mesmo modo de iniciação: separação da região-fonte e ascensão do magma por diapirismo. A partir de então, seriam as possibilidades: (1) continuação da ascensão por diapirismo, na ausência de esforços tectônicos, levando ao aprisionamento por equilíbrio de densidade seguido por *ballooning* tardio; (2) ascensão no interior de um sistema de falhas extensionais vertical, o magma ascende para níveis mais rasos, com formação de

reservatório crustal superior e comportamento de caldeira; (3) ascensão por diapirismo e aprisionamento por mudanças de viscosidade / resistência na Moho – isto leva à propagação lateral com possível proliferação de plútons crustais; (4) ascensão por diapirismo em crosta média, interceptando uma zona de falhas direcional intra-crustal, levando à elongação dos plútons com *ballooning* tardio; (5) ascensão por diapirismo interceptando uma zona de falhas / cisalhamento extensional listrica intra-crustal, levando à formação de *sheets* graníticos listricos e possível formação de caldeiras assimétricas; (6) magma ascendente intercepta zona de falha / cisalhamento vertical transcorrente – *jogs*, *pull aparts* e *tension gashes* extensos, etc., criam espaço para o reservatório de magma. O autor destaca que a colocação da região-fonte destes cenários no manto litosférico é arbitrária.

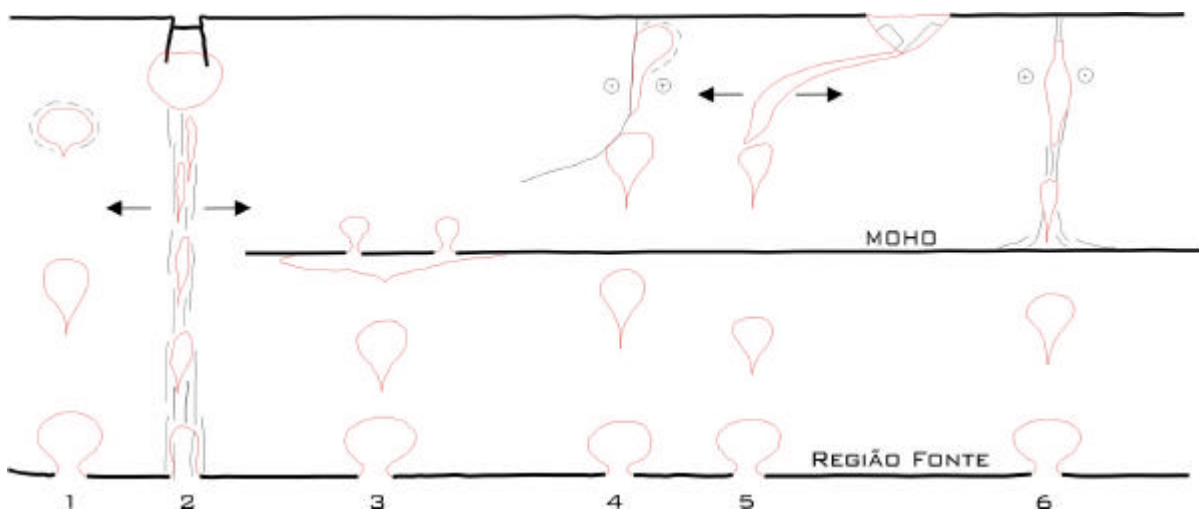


Figura 2.2 – Modelos generalizados de ascensão e alojamento de granitóides (Hutton 1988).

Este modelo é na realidade uma generalização e, portanto, não comporta variações observáveis em escala mais detalhada. De fato, é possível pensar em combinações mais complexas das características apresentadas.

Alguns autores têm discutido a atuação dos processos de ascensão e alojamento (p. ex. Marsh 1982, Castro 1987), baseados em considerações mecânicas, o que os limitaria a determinados níveis crustais, ou limitaria a importância dos mesmos como

promotores da ascensão e alojamento. Marsh (1982), por exemplo, afirma que o diapirismo pode ser um mecanismo efetivo na litosfera inferior ou na astenosfera.

Em níveis mais rasos, a ascensão e o alojamento de magmas seria mais efetivo com a intervenção de processos tectônicos, sobretudo o funcionamento de sistemas de cisalhamento, notadamente aqueles que atingem maiores profundidades. As zonas (ou sistemas) de cisalhamento funcionariam como condutos para o material fundido, promovendo sua movimentação, devido às anisotropias geométricas e termais geradas nas áreas afetadas por tais zonas.

2.2.2 Fluxo, estado de cristalização e desenvolvimento de petrotrama

A dinâmica fundamental de grãos em fluidos, condição na qual se enquadram os sistemas cristais/fundido que caracterizam as rochas magmáticas antes de sua consolidação completa, é sintetizada por Hibbard (1995) estabelecendo que os fluxos podem ser de quatro tipos: laminar, *streamline*, turbulento e oscilatório.

Tais fluxos são dependentes do tipo de fluidos envolvidos, e estes podem ser: *Fluidos Newtonianos* (por exemplo, ar, água e magma sem cristais) não apresentam resistência e a viscosidade não muda com o aumento da taxa de cisalhamento. *Fluidos Não Newtonianos* (por exemplo, *mudflows* e *magma mushes*) caracterizam-se por apresentarem alguma resistência e a viscosidade geralmente aumenta com taxas de cisalhamento maiores. Apresentam comportamento próximo a fluidos de Bingham. *Fluidos de Bingham* caracterizam-se por possuírem resistência significativa e viscosidade variável. O magma, durante a maior parte da sua história, comporta-se como fluido de Bingham (Fig. 2.3).

Van der Molen & Paterson (1979) sugerem que os magmas graníticos apresentam uma certa amplitude de propriedades reológicas durante o processo de cristalização (Figura 2.4). Mudanças drásticas de comportamento ocorreriam quando a quantidade de material fundido atingisse um valor crítico. Esta quantidade recebe a denominação de Fração Crítica de Fundido Remanescente e seu valor estaria entre 10% e 20% (Arzi 1978) ou 30%-35% (Van der Molen & Paterson 1979).

Segundo Rutter & Neumann (1995), no entanto, o comportamento do sistema poderia ser bastante diferente, não havendo mudanças bruscas e sim uma variação aproximadamente linear. Neste caso, o conceito de Fração Crítica de Fundido estaria equivocado. As modelagens que dão suporte a esta afirmação, no entanto, não encontram correspondência nas feições observadas em exemplos naturais, que apontam para a existência de comportamentos distintos dos sistemas com relação ao volume de fundido remanescente.



Figura 2.3 – Stress cisalhante versus taxa de deformação para reologias teóricas e ideais (Molyneux 1997).

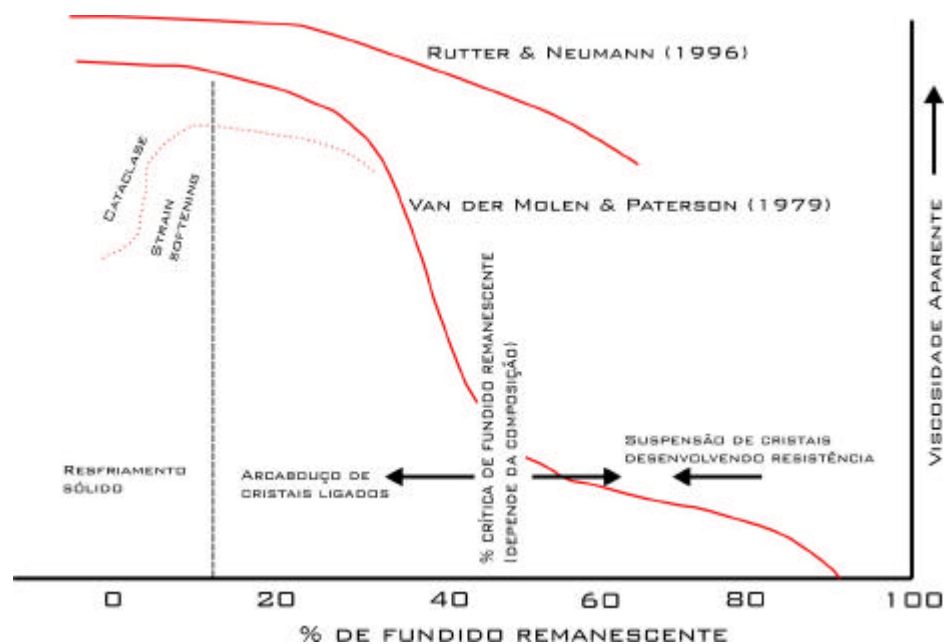


Figura 2.4 – Gráfico-síntese (Molyneux 1997), plotando viscosidade aparente contra fração de fundido. Dados de Jund (1977), Arzi (1978), van der Mölen & Paterson (1979), Gapais & Barbarin (1986) e Rutter & Neumann (1995).

É importante observar que quanto maior a viscosidade, maior a força de cisalhamento (a uma dada velocidade) aplicada ao grão durante o fluxo, e que, uma vez que a maioria dos grãos consiste de minerais silicáticos de densidades semelhantes, esta raramente é um fator importante na movimentação dos grãos. Observa-se, ainda, que neste estado os grãos estão em suspensão, ou seja, não há ligação entre eles.

Sobre o movimento dos cristais e a organização planar em sistemas magmáticos, é interessante observar que a geometria da câmara magmática tem influência considerável nos atributos específicos de rochas magmáticas, mas os fundamentos do processo de formação de rocha são os mesmos em todas elas.

Magmas em cristalização são todos influenciados pela instabilidade gravitacional e comumente também por fatores externos como o fornecimento de fundido e atividade tectônica que ocorre durante a consolidação magmática.

Como efeitos da instabilidade gravitacional podemos ter a subida e descida de cristais que é dependente da proporção cristal / fundido e movimentos de convecção que

são resultantes da diferença de densidade (magma quente é menos denso que magma frio) e da distribuição não uniforme do calor.

Em resposta ao movimento de convecção e à injeção de magma, se estabelece o *fluxo diferencial*. Num magma com volume de cristais superior a 50% o sistema é “fechado” não havendo convecção ou erupção (Marsh 1981).

O *arrasto viscoso* é gerado quando um gradiente de velocidade é estabelecido, no qual a força de cisalhamento, devida ao fluxo, é maior onde o arrasto é máximo. À medida que os cristais são forçados a passar uns pelos outros e colidem numa zona de cisalhamento, se estabelece uma *pressão de dispersão de cristal*. Este efeito é diretamente proporcional à taxa de cisalhamento. Logo, os cristais tendem a ser repelidos das zonas de borda, de alta força de cisalhamento, das câmaras magmáticas para zonas interiores ou medianas (Kommar 1972, Ross 1986).

Devido à dispersão de cristais na zona de cisalhamento, o magma move-se para tomar o lugar ocupado pelos cristais, e a proporção de cristais diminui na zona de arrasto viscoso.

Instabilidades adicionais são criadas pela injeção de magma novo no sistema, contribuindo para que se estabeleçam fluxos ainda mais complexos.

Em resposta aos movimentos originados pela interação do magma com as rochas encaixantes e que se iniciam na câmara magmática, uma série de estruturas são geradas. Em função do estado de cristalização, e dos esforços a que o sistema (cristais + fundido) está submetido, são desenvolvidas feições referidas como diagnósticas de estado magmático ou estado sólido, se geradas na presença ou na ausência de material fundido remanescente, respectivamente.

A terminologia é diversa quando se trata de estabelecer os estados do magma a partir das feições observáveis e as interpretações à cerca da relação dessas feições com os mecanismos de alojamento.

Molyneux (1997) observa que as pesquisas relativas ao desenvolvimento de trama em rochas intrusivas têm dado origem a uma série de termos que, na maioria das

vezes, descrevem feições similares como, por exemplo, fábrica magmática (Paterson *et al.* 1989) e trama pré-cristalização total (Hutton 1988).

Tais feições têm seu desenvolvimento intimamente associado aos estados de cristalização do magma. O desenvolvimento das tramas deformacionais geralmente ocorre em ambiente de deformação não coaxial, levando ao surgimento de assimetrias, sendo possível distinguir marcadores cinemáticos típicos de alguns dos estados de cristalização.

Numa tentativa de uniformização, podemos definir, com base em Blumenfeld & Bouchez (1988), Hutton (1988), Paterson *et al.* (1989), Tribe & D'Lemos (1995):

Estruturas de Estado Mágmatco – estruturas formadas no magma quando a fração de fundido está bem além da porcentagem crítica de cristais. Os grãos podem ser rotacionados e se mover em relação aos outros sem experimentarem deformação interna. Nesta situação, os cristais precocemente formados e os encraves rotacionam, interagem e se alinham aproximadamente perpendiculares ao stress principal local (Fig. 2.5a).

A ausência de deformação interna do quartzo e da biotita é geralmente usada para identificar a fábrica magmática. No entanto, a recristalização completa do quartzo, resultante da deformação em estado sólido a temperaturas superiores a 400°C (Passchier & Trouw 1996), terá aspecto semelhante. Os indicadores cinemáticos mais facilmente encontrados são: (1) sentido de obliquidade de fenocristais na direção de cisalhamento produzida por interferência de muitos fenocristais à medida que eles são rotacionados num campo de deformação não coaxial; (2) sentido de “entelhamento” de megacristais que são rotacionados em contato com outros. A estatística da orientação do “entelhamento” demonstra o sentido de cisalhamento. Estes critérios fazem parte do conjunto descrito por Bouchez (1988).

Estado Intermediário / Trama de Fechamento – forma-se quando o teor de cristais aumenta e a quantidade de fundido está em torno de 30%-35%. Neste estado a matriz já é capaz de transmitir o stress, a deformação pode ser particionada em zonas discretas

de deformação, ao invés de ser homoganeamente transmitida através do magma (Fig. 2.5b). Neste estado, o sentido de cisalhamento é dado pelo sentido de obliquidade, imbricamento ou distorção com relação à trama principal (Molyneux 1997).

Trama Sub-Magmática – desenvolve-se, segundo Bouchez *et al.* (1992), em magmas que contêm fundido remanescente, mas em quantidade insuficiente para suportar fluxo em estado magmático. Portanto, deformação de estado sólido pode ocorrer nos fenocristais (p. ex. recristalização dinâmica, fraturas em feldspatos), mas a matriz (p. ex. quartzo e biotita), ainda exibe trama de estado magmático.

Trama de Estado Sólido – representa a deformação abaixo ou na temperatura de *solidus* da última fase mineral a cristalizar, com fração de fundido bem abaixo da porcentagem crítica, e resulta na deformação não homogênea no interior das fases minerais. Geralmente, quartzo e biotita deformam antes do feldspato e de qualquer cristal máfico. A trama de estado sólido pode ser reconhecida pela diminuição do tamanho do grão, mudanças na forma dos cristais, deformação interna, alinhamento de fragmentos e possível recristalização dinâmica (grãos poligonais, estruturas *core and mantle*) das fases minerais (Passchier & Trouw 1996, Tribe & D'Lemos 1996) (Fig. 2.5c). Em estado sólido, uma coleção abrangente de indicadores cinemáticos encontra-se descrita na literatura (p. ex. Simpson & Schmid 1983, Hanmer & Passchier 1991, Passchier & Trouw 1996).

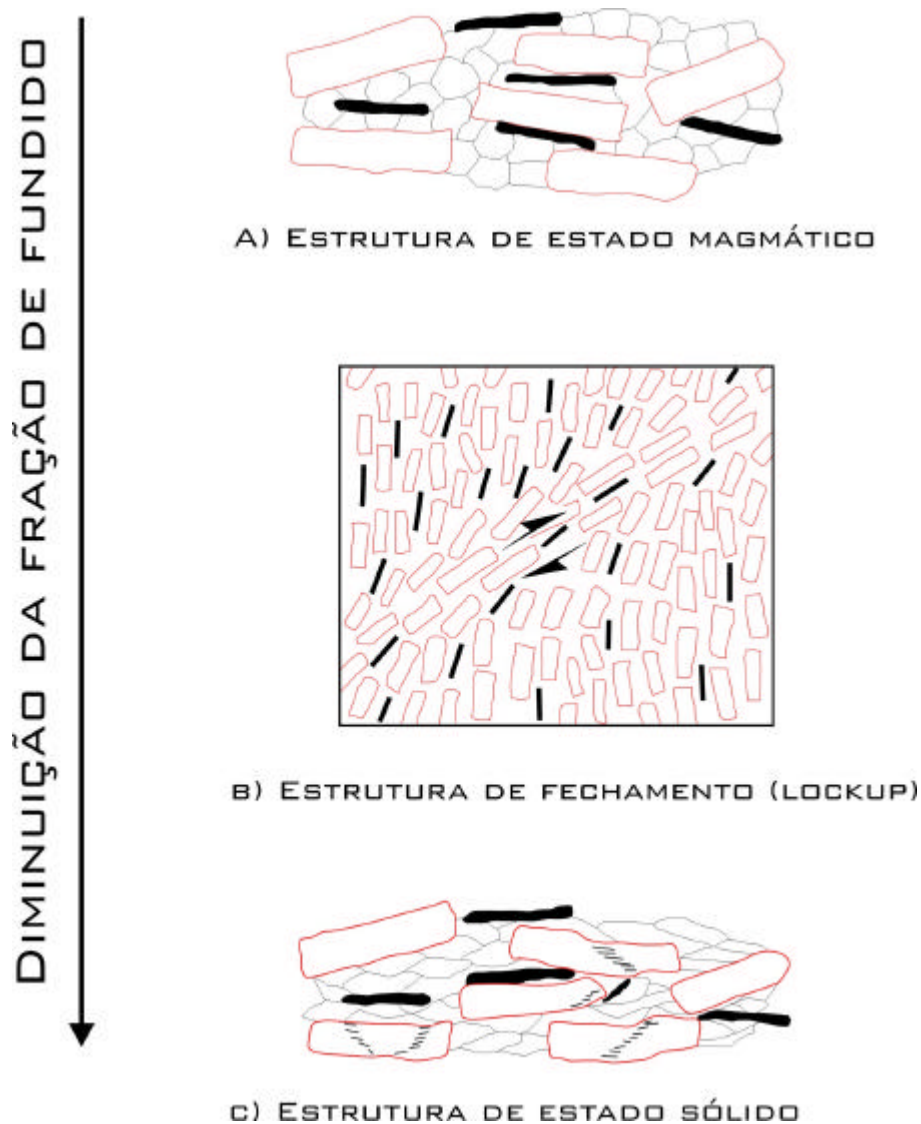


Figura 2.5 – Estruturas desenvolvidas em função da deformação e redução progressiva da fração de fundido (síntese de Molyneux baseada em Hutton 1988, Ingram & Hutton 1994, Blumenfeld & Bouchez 1988 e Paterson *et al.* 1989).

2.2.3 Padrões estruturais em plútons

Rochas plutônicas intrusivas, incluindo domos gnáissicos e plútons, geralmente exibem uma assembléia de elementos estruturais que constituem seu padrão estrutural (Castro 1987). O estabelecimento do padrão estrutural

destes corpos intrusivos é o que orienta a metodologia para estudo de processos de ascensão e/ou alojamento.

Ainda segundo Castro (1987), o padrão estrutural de um plúton pode ser definido como o conjunto das seguintes feições: forma ao longo de seções horizontais e verticais; estrutura interna das rochas plutônicas; e estrutura das encaixantes próxima à intrusão.

O estabelecimento da geometria tridimensional dos corpos intrusivos, só é possível através do mapeamento estrutural detalhado (p. ex. Castro 1986, Ingran & Hutton 1992, Nogueira 1998, Bachl *et al.* 2001, Johnson *et al.* 2003), uma vez que as informações oriundas do mapeamento litológico são insuficientes para o conhecimento da geometria em planos verticais e que as informações obtidas a partir de estudos gravimétricos, apesar de valiosas, não são capazes de recompor a geometria das porções erodidas. Além disso, a modelagem da geometria feita a partir de estudos gravimétricos é, ainda, excessivamente esquemática, como pontua Castro (1987).

A estrutura interna de um plúton constitui-se numa série de elementos geométricos que podem ser investigados em escala de afloramento e/ou em escala microscópica. Segundo Castro (1987), os principais elementos observáveis em escala de afloramento são: arranjo de megacristais; forma e orientação de xenólitos; juntas; e distribuição espacial das fácies plutônicas.

Em termos da petrotrama desenvolvida, é essencial o estabelecimento da relação entre as feições geradas e o estado de cristalização das rochas, conseqüentemente seu enquadramento na classificação *trama deformacional de estado magmático / trama deformacional de estado sólido*. Estas são, respectivamente, PFC (*pre-full crystallization deformation*) e CPS (*crystal plastic strain*) de Hutton (1988). Este enquadramento nem sempre é possível, principalmente se considerarmos que estas classes são membros finais de um processo, sendo possível encontrar feições de estados intermediários de cristalização.

Em plútons nos quais é possível o mapeamento das fácies plutônicas, sua forma e distribuição espacial podem dar informações importantes com relação ao processo de alojamento tanto nos aspectos geométricos quanto temporais.

Outra categoria de elementos cuja geometria deve ser detalhadamente investigada é a de diques e veios. O estabelecimento de padrões de distribuição e relacionamento destes elementos faz parte da caracterização da estrutura interna do plúton. Estas fraturas são desenvolvidas durante a consolidação do magma e podem estar estreitamente relacionadas com a dinâmica de alojamento e têm sido chamadas fraturas de alojamento (Castro 1987).

A estrutura das rochas encaixantes nas proximidades do plúton deve ser investigada, pois é reflexo da interação entre as rochas plutônicas e as rochas encaixantes. Castro (1987) sintetiza o que se deve observar na avaliação das encaixantes próximas ao plúton: distinção entre estruturas anteriores à intrusão e as estruturas induzidas pelo alojamento; relações micro-estruturais entre deformação e metamorfismo na auréola de contato; arranjo dos minerais de contato; e disposição espacial das estruturas encaixantes.

Com base nas características geométricas e deformacionais sintetizadas anteriormente, podem ser distinguidos três padrões principais para os plútons: domos gnáissicos, plútons concordantes e plútons discordantes. Exemplos das duas últimas categorias são dados nas figuras 2.6 e 2.7.

As principais feições dos plútons concordantes podem ser assim sintetizadas, com base em Castro (1987):

(1) geometria ovóide em seção horizontal; (2) contatos regulares e retos; (3) acomodação das estruturas regionais pré-existentes à geometria do plúton; (4) desenvolvimento, em alguns casos, de uma nova xistosidade na encaixante paralela aos contatos (e, f). Em outros casos uma nova xistosidade não aparece, mas a cordierita desenvolvida na auréola de contato define um arranjo linear ou plano-linear paralelo ao contato do plúton (c, d, e, f.); (5) estrutura interna concêntrica definida pela orientação fluidal de minerais e xenólitos. Em

alguns casos a estrutura interna é uma foliação planar, paralela aos contatos, principalmente desenvolvidas nas zonas de borda (c, d, e, f). (6) zoneamento concêntrico das fácies plutônicas. As fácies mais ácidas geralmente aparecem na parte central do plúton, pós-datando as fácies marginais mais básicas (b, e, f). (7) Desenvolvimento de fraturas de alojamento relativas a empurrão lateral.

As principais feições dos plútons discordantes podem ser assim sintetizadas, com base em Castro (1987):

(1) Formas irregulares em seções horizontais (exceto complexos anelares); (2) contatos sinuosos, geralmente interpenetrados com as encaixantes; (3) geralmente ausência de qualquer estrutura interna; (4) comportamento passivo das encaixantes durante o alojamento. Estruturas das encaixantes, anteriores à intrusão, não são perturbadas próximo aos contatos; (5) estruturas secundárias de stopping são comuns nas zonas de borda.

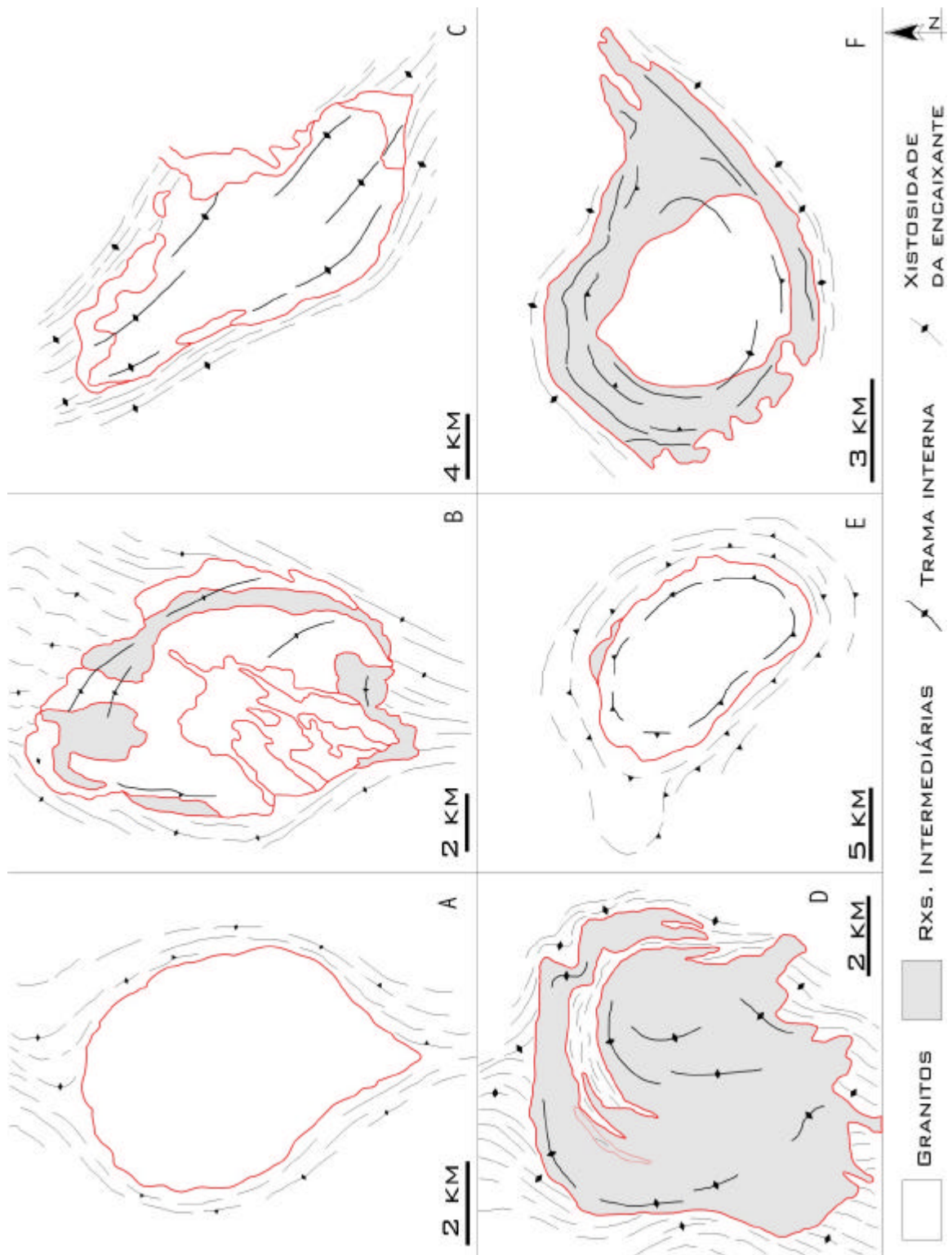


Figura 2.6 – Mapas esquemáticos de vários plútons concordantes. (fonte: Castro (1987)).

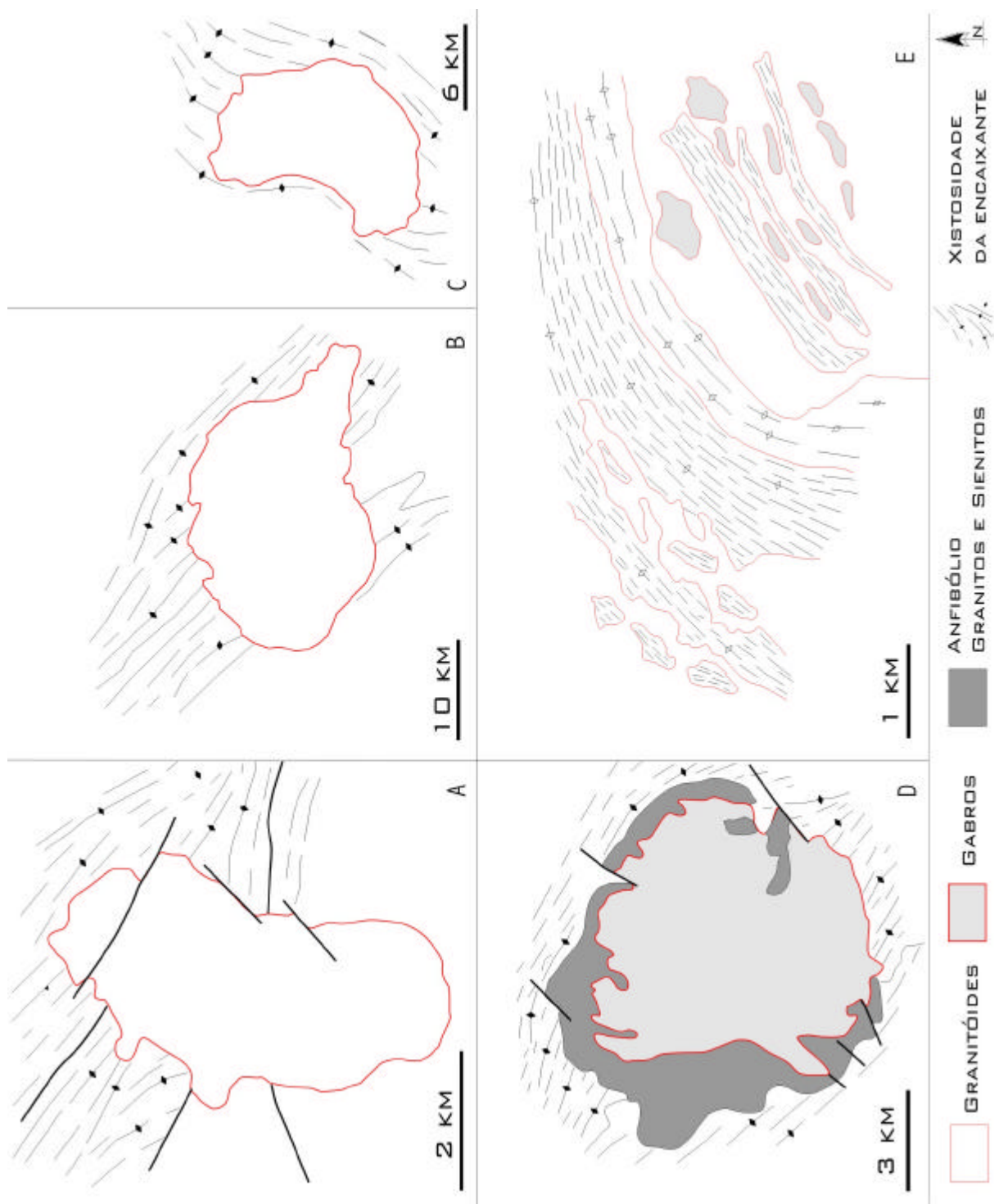


Figura 2.7 – Mapas esquemáticos de plútons discordantes. (fonte: Castro (1987)).

Os estudos geofísicos (gravimetria principalmente), podem fornecer dados importantes quanto à forma dos corpos intrusivos, que são, ao contrário do que a maioria dos livros-texto apresenta, bem menos espessos. Informações acerca das zonas de alimentação ou suprimento de magma também podem ser obtidas com estes estudos.

Vigneresse (1995) sintetiza algumas das principais características de plútons graníticos (Fig. 2.8), relacionando-as com os campos ou regimes de deformação. Plútons alojados em condições de stress cisalhante têm espessuras da ordem de 5 ± 2 km e contêm apenas um conduto (*feeder*), ou dois em plútons maiores. Estes plútons se estenderiam até uma profundidade de 5-14 km. Ao contrário, granitos intrusivos em regime extensional exibem uma unidade principal muito pouco espessa (cerca de 2-3 km) com foliação magmática sub-horizontal e lineações horizontais, intrudido por fácies variavelmente evoluídas. Granitos alojados em regime compressional geralmente têm volumes moderados. Plútons alojados entre falhas conjugadas resultam do aporte de magma que ocorre tão logo a deformação cria espaço aberto. Conseqüentemente, eles têm paredes verticais e assoalho achatado.

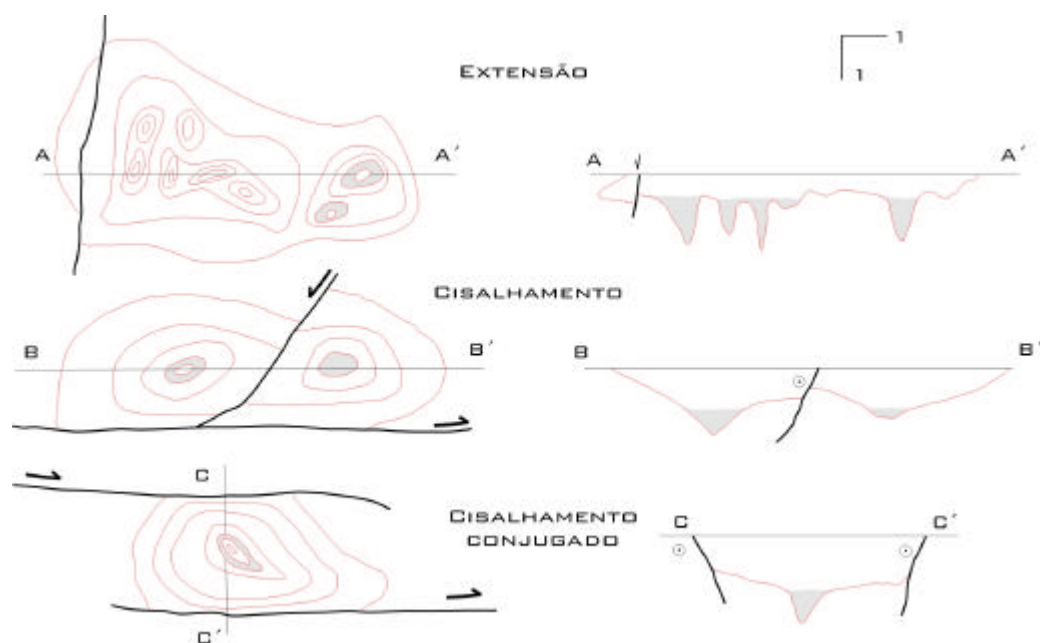


Figura 2.8 – Mapas e perfis mostrando a morfologia esquemática de plútons graníticos, segundo Vigneresse (1995), para plútons alojados em extensão (a), em transcorrência (b) e em fraturas abertas durante deformação cisalhante (c).

2.2.4 Considerações Finais

Com base no recorte conceitual apresentado, pode-se fazer a seleção dos procedimentos para estudos de plútons com vistas ao entendimento dos processos de ascensão e alojamento. No entanto, a realização dos estudos pode enfrentar limitações, sobretudo do ponto de vista das exposições. No nordeste brasileiro há extensa exposição de rochas plutônicas. Infelizmente, as condições de aplainamento do relevo não favorecem a que estas exposições tenham expressão vertical, o que dificulta sobremaneira a investigação da variação das características dos plútons em profundidade. Resta-nos fazer a associação dos levantamentos estruturais e estudos microtexturais, levados a cabo através de perfis que seccionam os corpos intrusivos, a estudos termo-barométricos, que podem trazer importantes informações a respeito da profundidade de cristalização das rochas componentes dos batólitos, e estudos geocronológicos que permitem relacionar as intrusões e os eventos deformacionais regionais.

III – Quadro Geológico Regional

3.1 A Província Borborema

A Província Borborema, como definida por Almeida *et al.* (1981), engloba a quase totalidade da Região Nordeste do Brasil, com exceção da porção extremo-oeste que pertence à Província Estrutural Parnaíba.

Essa província estrutural tem como característica marcante o predomínio de rochas pré-cambrianas que afloram extensivamente, registrando uma história evolutiva longa e complexa, fruto da atuação de três eventos tectonotermiais principais que operaram no Arqueano, Paleo- e Neo-Proterozóico. A caracterização de tais eventos, feita basicamente por estudos geocronológicos Rb/Sr e K/Ar, tem sido refinada nos últimos anos com métodos geocronológicos Sm/Nd, U/Pb e Pb/Pb por evaporação de zircão, e estudos petrológicos e estruturais visando à separação de conjuntos com evolução petro-estrutural distinta. O quadro pré-cambriano dessa província caracteriza-se, ainda, pela existência de sistemas de zonas de cisalhamento de caráter dúctil de expressão espacial muito significativa.

A separação e caracterização de conjuntos, por vezes limitados por zonas de cisalhamento, têm levado à divisão da Província Borborema em domínios que refletem, de forma global, modelos geotectônicos diversos. Alguns autores têm apresentado trabalhos nos quais sintetizam a organização e evolução de tais conjuntos (p. ex. Brito Neves 1983, Santos *et al.* 1984, Caby *et al.* 1991, Van Schmus 1995, Brito Neves 2000).

A divisão em domínios estruturais, feita por Caby *et al.* (1991) separa a província em três grandes conjuntos: Domínio Médio Coreaú, Domínio Ceará Central e Domínio Sergipano. O domínio de maior expressão espacial é o Domínio Central, que está em contato com o Domínio Médio Coreaú através do Sistema de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) no NW

da província, e em contato com o Domínio Sergipano a S e SE da província. (Figura 3.1).

O Domínio Central engloba a quase totalidade do Estado do Ceará, com exceção da porção NW que compõe o já citado Domínio Médio Coreaú, e são reconhecidas, dentro do Pré-Cambriano, unidades arqueanas retrabalhadas e seqüências proterozóicas.

Na Província Borborema como um todo, o Arqueano retrabalhado é representado por ortognaisses que no Ceará ocorrem como domos ou meiodomos geralmente limitados por zonas de cisalhamento (Caby & Arthaud 1986). São gnaisses cinza derivados de associação plutônica do tipo TTG (Caby 1989), que por sua vez dão origem aos gnaisses migmatíticos que afloram largamente na província como atestado por Almeida *et al.* (1981). Gnaisses miloníticos ocorrem como produto de um retrabalhamento mais recente dessas rochas. Apresentam bandamento milonítico, incluem lentes e *boudins* de rochas máficas e ocorrem tanto ao longo de zonas de cisalhamento de alto ângulo, como associados aos cavalgamentos principais (Caby *et al.* 1991). Seqüências do tipo *greenstone*, e metassedimentos associados, também são descritos localmente.

As seqüências proterozóicas ocorrem na Província Borborema na forma de cinturões de xistos em meio ao embasamento arqueano. Seqüências típicas do Proterozóico ocorrem, por exemplo, na Região do Seridó (RN) e na Região Centro-Sul do Estado do Ceará.

A Província Borborema caracteriza-se, ainda, pela ocorrência de um grande volume de rochas granitóides brasileiras. 'A distribuição dos corpos ígneos é parcialmente controlada por zonas de cisalhamento e são, na maioria, de idade Proterozóica, embora alguns sejam do Cambriano Médio. Os plútons granitóides são, na maioria, alongados na direção NE-SW.' (Caby *et al.* 1991).

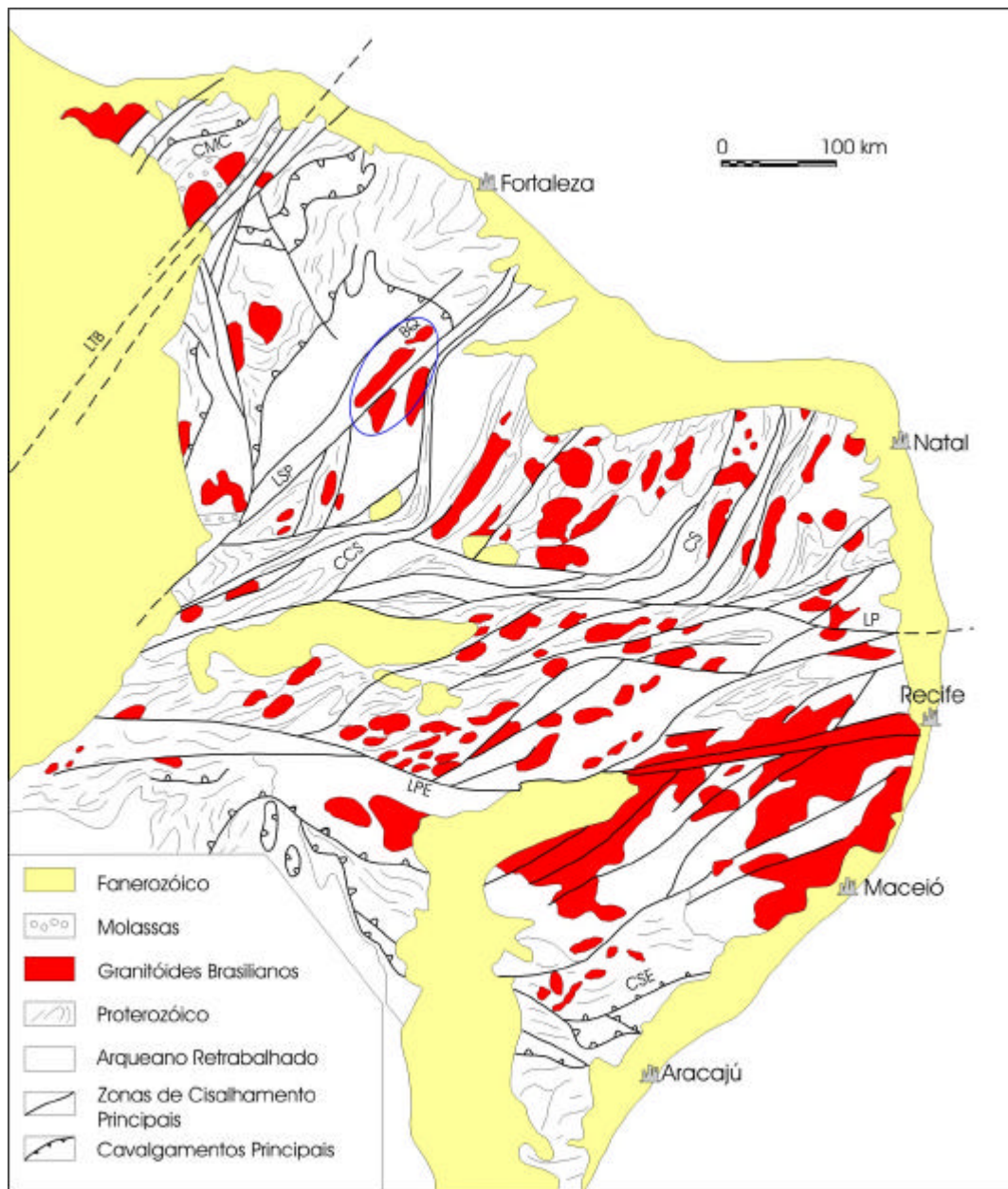


Figura 3.1 - Mapa do Nordeste do Brasil mostrando a Província da Borborema e os domínios estruturais definidos em Caby *et al.* (1991). Modificações feitas sobre mapa de Santos *et al.* (1984). LTB = Lineamento Transbrasiliano (Z. C. Sobral-Pedro II), LSP = Lineamento Senador Pompeu, LP = Lineamento Patos, LPE = Lineamento Pernambuco, CMC = Cinturão Médio Coreaú, CS = Cinturão Seridó, CCS = Cinturão Cachoeirinha-Salgueiro, CSE = Cinturão Sergipano, BO = Batólito de Quixadá. (fonte: Caby *et al.* 1991).

Complementando o quadro da província Borborema, ocorrem sistemas de zonas de cisalhamento predominantemente transcorrentes e de caráter dúctil, marcadas por alinhamentos de grande expressão geográfica e com orientações NE-SW, NNE-SSW e E-W. Estes sistemas de zonas de cisalhamento são caracterizados por Vauchez *et al.* (1995) como uma rede de falhas transcorrentes desenvolvidas durante a atuação da orogênese brasileira. São zonas de cisalhamento com centenas de quilômetros de comprimento e até dezenas de quilômetros de espessura, formando um arranjo mecanicamente coerente de mais de 200.000 km². A origem destes sistemas poderia estar associada a uma colisão continental que, como destacam Tapponier & Molnar (1976), seria uma maneira de minimizar o volume de rochas necessário para acomodar a deformação.

3.2 Síntese da Estratigrafia do Ceará Central

Dentro do quadro da Província Borborema apresentado no item anterior, a área de estudo situa-se no Domínio Central, mais precisamente na porção central do Estado do Ceará, no quadro do Sistema de Zonas de Cisalhamento de Senador Pompeu.

Caracteriza geologicamente essa porção do Estado do Ceará, a ocorrência de rochas agrupadas sob denominações diversas em diferentes trabalhos, mas que, basicamente, podem ser sintetizadas da maneira a seguir, com referência ao Mapa Geológico do Ceará na escala 1:500.000 de Cavalcante *et al.* (1983) (figura 3.2):

Complexo Gnáissico-Migmatítico - sob essa denominação estão agrupadas as rochas que ocorrem a leste da Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu e a oeste da Zona de Cisalhamento de Orós. São principalmente para- e ortognaisses de composição tonalítica, granodiorítica e granítica e migmatitos cujos paleossomas são biotita gnaiesses e biotita-hornblenda gnaiesses com

composições variando entre granítica e diorítica. Ocorrem com frequência lentes de anfibolitos e meta-ultrabasitas.

Complexo Pedra Branca – este complexo caracteriza-se por uma associação vulcano-sedimentar, que está posto em contato com o Complexo Gnáissico-Migmatítico, através da Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu (de alto ângulo) e em contato com o Grupo Ceará através de cisalhamentos de baixo ângulo, respectivamente nas porções leste e oeste.

Em termos litológicos, essa unidade caracteriza-se pela ocorrência de rochas ortoderivadas (gnaisse do tipo TTG) e metassedimentos nelas intercalados, sequência de rochas metabásicas e metaultrabásicas, sequência metassedimentar com xistos grafitosos, mármore, formações ferríferas bandadas, quartzitos e gnaisse quartzo-feldspáticos, sequência de biotita gnaisse paraderivados e migmatitos heterogêneos. Uma caracterização detalhada das unidades do Complexo Pedra Branca, bem como das demais unidades estratigráficas reconhecidas na porção central do Ceará, pode ser encontrada em Almeida (1995).

Grupo Ceará - na porção central do Estado do Ceará ocorrem vários conjuntos de rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares que se encaixam, de forma alongada e geralmente balizada por zonas de cisalhamento, no Complexo Gnáissico-Migmatítico e que foram agrupadas sob a denominação de Grupo Ceará. Essa unidade, na área considerada, ocorre numa faixa de aproximadamente 50 km na direção N-S, e possui largura que chega a 7 km. É composta por gnaisse, quartzitos, mármore e rochas cálcio-silicáticas (Torquato *et al.* 1989).

Os litotipos predominantes são os gnaisse compostos essencialmente por quartzo, plagioclásio, biotita, moscovita e feldspato alcalino. As seqüências de xistos granatíferos, quartzitos, mármore e rochas cálcio-silicáticas ocorrem

de maneira subordinada. Os quartzitos ocorrem sustentando pequenas elevações que se sobressaem nas rochas metapelíticas alteradas e que geram solos avermelhados. Além do quartzo, compõem-se por moscovita e microclínio. Os mármoreos ocorrem com expressão espacial variável e, em alguns locais, apresentam-se bastante impuros. As rochas cálcio-silicáticas ocorrem em íntima associação com rochas metabásicas (principalmente anfibólitos) se originando desses com a transformação dos anfibólios em epidoto.

Rochas Intrusivas - essa unidade inclui o Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, no qual o Batólito de Quixadá está incluído, os batólitos de Senador Pompeu e Banabuiú e os *stocks* Serra Azul, Milhã, Solonópole e São José do Solonópole. Esses granitóides podem ser divididos, segundo Almeida (1995) em dois grupos: os granitos tipo S e os granitos cálcio-alcálicos de baixo K. Os granitos do tipo S são biotita-moscovita granitos e granada-biotita-moscovita-granitos leucocráticos. Os granitóides cálcio-alcálicos, que afloram a leste da Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu, ocorrem com duas fácies dominantes: granitos róseos ou cinza, leucocráticos, de granulação média, e granitóides porfíricos, de cor cinza, leucocráticos e com matriz de granulação média.

A oeste da Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu ocorre rochas componentes do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, que, no estudo de Torquato *et al.* (1989), possui sete fácies petrográficas individualizadas com base na composição e grau de homogeneidade: Fácies Quixadá, Fácies Muxurê Velho, Fácies Muxurê Novo, Fácies Água Doce, Fácies Serra Branca, Fácies Uruquê e mobilizados tardios. Esses autores destacam ainda o controle das zonas de cisalhamento de Senador Pompeu e Quixeramobim que colocam o complexo intrusivo parcialmente em contato com as rochas do embasamento.

Diversos autores têm sintetizado a organização das unidades estratigráficas da porção central do Estado do Ceará. O quadro 3.1 mostra a evolução dos conhecimentos no que diz respeito ao Pré-Cambriano da região.

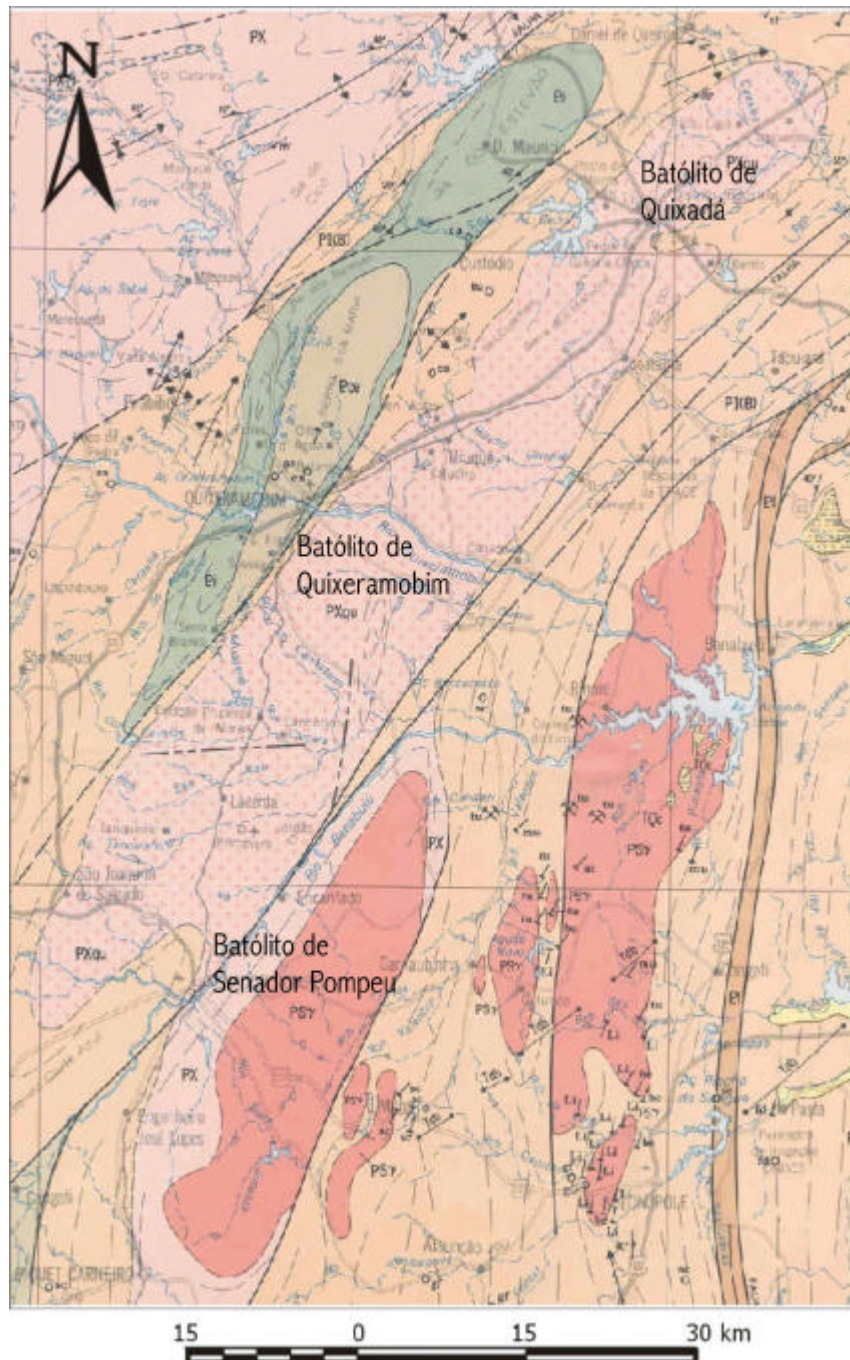


Figura 3.2 – Quadro geológico regional como no Mapa Geológico do Estado do Ceará (escala 1:500.000) de Cavalcante *et al.* (1983).

PXqu: Granitóides Quixeramobim (granodioritos, monzonitos, granitos e dioritos); **PI(B)**: Unidade sem denominação (gnaisses e migmatitos diversos); **PI**: Complexo Independência (gnaisses bandados, gnaisses leucocráticos, biotita gnaisses e biotita-hornblenda gnaisses); **Pce**: Grupo Ceará (micaxistos, quartzitos e gnaisses granatíferos); **Psy**: Granitóides a biotita e/ou hornblenda graníticos a granodioríticos.

Quadro 3.1 – Evolução dos conhecimentos da região central do Estado do Ceará (Torquato *et al.* 1989, modificado em Torquato & Santos 1998)

IDADE	DANTAS (1974)	CAMPOS (1979)	GOMES et al. (1981)	CAVALCANTE et al. (1983)	SILVA (1987)	SIDRIM et al. (1988)	TORQUATO et al. (1989)	GÓIS & FERNANDES (1991)	ARTHAUD & LANDIM (1995)
Proterozóico Superior	Grupo Ceará Filitos, sericita xistos, xistos com duas micas, biotita gnaisses, quartzitos e mármore.		Suite Magmática Granitos finos e grosseiros, e granitos anatóticos.		Batólito de Quixadá Fácies porfirítica de composição monzonítica e quartzo - monzonítica, e enclaves de diorito. Diques equigranulares félsicos de granitos.	Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim Fácies Uruquê Fácies Serra Branca Fácies Muxurê Novo Fácies Quixadá Fácies Muxurê Velho	Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim Mobilizados tardios Fácies Muxurê Velho 2 Fácies Uruquê Fácies Água Branca Fácies Muxurê Velho 1 Fácies Serra Branca Fácies Muxurê Novo Fácies Quixadá	Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim Similar a Torquato et al. (1989)	Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim Similar a Torquato et al. (1989)
Proterozóico Médio				Grupo Ceará Micaxistos geralmente granatíferos (com e sem cianita, sillimanita, estauroлита), quartzitos, metacalcários e gnaisses granatíferos.			Grupo Ceará Rochas metassedimentares formadas por xistos pelíticos com intercalações de quartzitos micáceos, mármore e cálcio-silicáticas.	Seqüência Metassedimentar de Quixeramobim Leuco-gnaisses, cálcio-silicáticas, gnaisses granatíferos, xistos, quartzitos, lentes de mármore e diques de composição tonalítica.	Seqüência Metassedimentar de Quixeramobim Similar a GÓIS & FERNANDES (1991).
Proterozóico Inferior			Complexo Nordestino Migmatitos homogêneos e heterogêneos, gnaisses variados com intercalações de quartzitos, xistos, calcários, anfibolitos, metabasitos e cálcio-silicáticas.	Complexo Independência Gnaisses bandados, gnaisses leucocráticos, biotita-gnaisses, biotita-hornblenda-gnaisses e, como intercalações, metarcóseos, metagrauvasas biotíticas, anfibolitos, metabasitos, metaultrabasitos, xistos e metacalcários. Unidade sem denominação Migmatitos e gnaisses diversos encerrando corpos de metacalcários, anfibolitos, metabasitos, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos e metaultrabasitos.		Rochas do Embasamento Biotita-gnaisses, bitotita-hornblenda-gnaisses e xistos com intercalações de anfibolito, quartzito e cálcio-silicáticas.	Complexo Gnáissico-Migmatítico Indiferenciado Rochas superacrustais e infracrustais compostas por muscovita-biotita-hornblenda-gnaisses, migmatitos com intercalações de anfibolitos e cálcio-silicáticas.		Embasamento Complexo Granítico-Gnáissico típico, representado por gnaisses bandados ortoderivados, de composição extremamente diversificados. Presença frequente de anfibolitos intrafoliados e rochas meta-ultramáficas.
Pré-Cambriano não Diferenciado	Rochas Plutônicas Granitos Quixeramobim, Dioritos Quixadá. Complexo Gnáissico-Migmatítico Indiviso Gnaisses e migmatitos dominantes com quartzitos, xistos e calcários subordinados.	Rochas Plutônicas Granulares Granitóides, granitos, granodioritos e monzonitos. Grupo Ceará Quartzito basal seguido de micaxisto, gnaisse e calcário cristalino. Complexo Independência Paragnaisses com intercalações de quartzitos, metarcóseos, metagrauvasas, anfibolitos, xistos, calcários cristalinos e tremolita xistos. Complexo Caicó Gnaisses e migmatitos com intercalações de anfibolitos, quartzitos, metarcóseos, tactitos e mármore.	Dioritos Grosseiros com variações para quartzo-diorito, quartzo-monzodiorito e tonalito, contendo xenólitos das encaixantes.	Unidade sem denominação Gnaisses e migmatitos diversos, encerrando jazimentos subordinados de metacalcários, quartzitos, rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos, metabasitos e metaultrabasitos, além de rochas gabrodioríticas.	Complexo Caicó Gnaisse a sillimanita, biotita, cianita, muscovita, com lentes de quartzitos, cálcio-silicáticas e granitos associados.				Seqüência de Algodões Seqüência básica-ultrabásica constituída por anfibolitos, metaplutônicas básicas, metaultrabásicas, corpos metagabroídes e metadioríticos.

3.3 Arcabouço Estrutural do Ceará Central

Como já destacado na caracterização da Província Borborema, conjuntos de lineamentos de expressão regional podem ser verificados em toda área de exposição das rochas do Pré-Cambriano. Estes conjuntos têm extensões e orientações variadas, com predomínio dos conjuntos de orientação NE - SW. Com menor freqüência ocorrem conjuntos com orientação N - S, NW - SE e E-W (Fig. 3.3).

Segundo Vauchez *et al.* (1995), o sistema de zonas de cisalhamento da Província Borborema pode ser dividido em dois domínios: oeste e leste. O Estado do Ceará estaria então enquadrado no domínio oeste, que é caracterizado por zonas de cisalhamento de direção NE-SW que pós-datam as *nappes* das porções central e norte do Ceará (Caby & Arthaud 1986). Este domínio comporta as mega-zonas de cisalhamento de Granja, Sobral, Senador Pompeu, Tatajuba e Potengi.

As principais características destas mega-zonas de cisalhamento da Província Borborema também são sintetizadas por Vauchez *et al.* (1995), que seriam marcadas em campo por cinturões miloníticos bem desenvolvidos nos quais protomilonitos e milonitos de alta temperatura a baixa temperatura coexistem. Os protólitos destes milonitos seriam gnaisses e granitóides do embasamento Arqueano a Paleoproterozóico, metassedimentos e metavulcânicas das seqüências sedimentares proterozóicas e rochas intrusivas pré- a sin-cinemáticas.

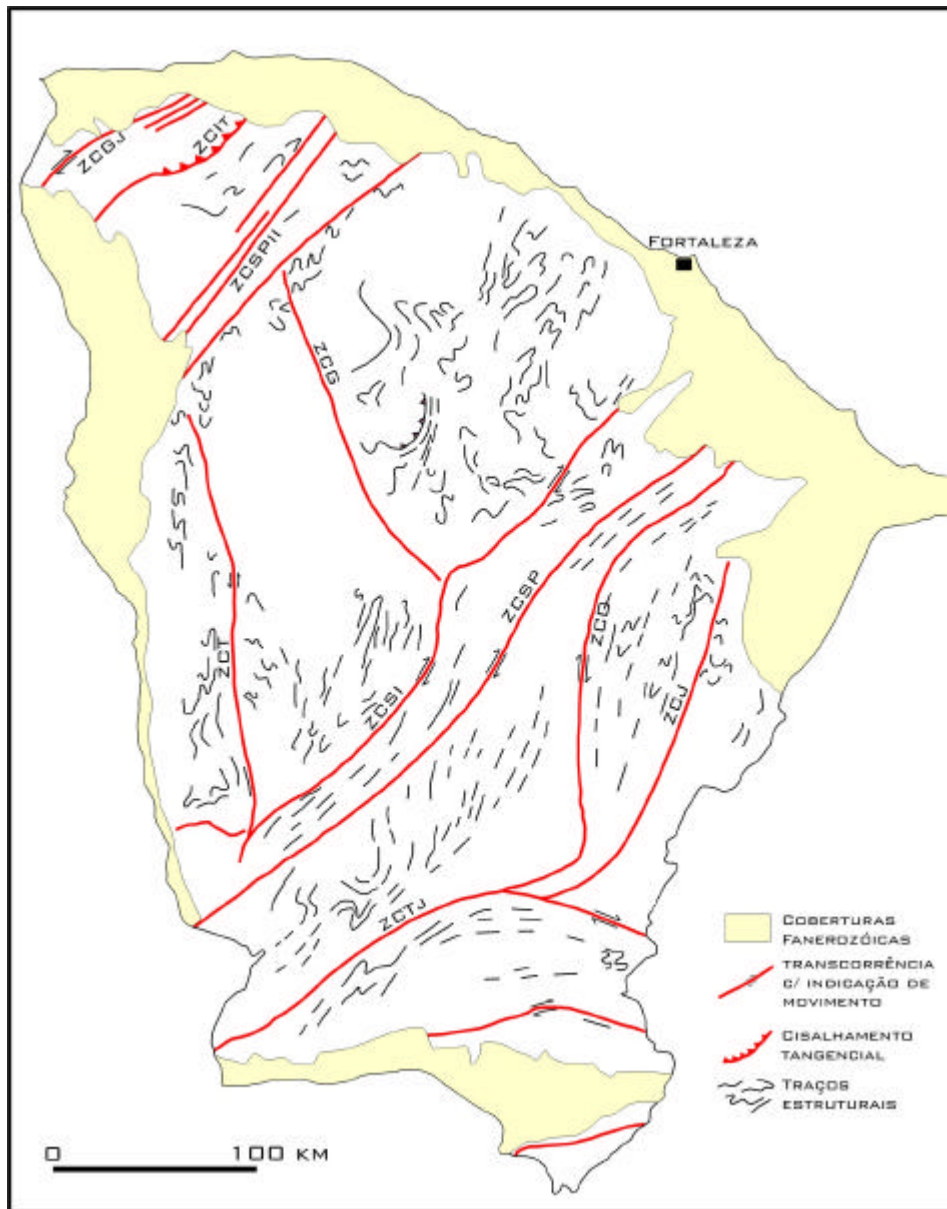


Figura 3.3 – Esboço estrutural do Estado do Ceará baseado em Cavalcante *et al.* (1983), mostrando as principais zonas de cisalhamento: ZCGj = Zona de Cisalhamento de Granja, ZCIIt = Zona de Cisalhamento de Itacolomi, ZCSPII = Zona de Cisalhamento Sobral - Pedro II, ZCG = Zona de Cisalhamento de Groairas, ZCT = Zona de Cisalhamento de Tauá, ZCSI = Zona de Cisalhamento Sabonete – Inharé, ZCSP = Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu, ZCO = Zona de Cisalhamento de Orós, ZCJ = Zona de Cisalhamento de Jaguaribe, ZCTj = Zona de Cisalhamento de Tatajuba. (fonte: Mapa Geológico do Estado do Ceará (1:500.000) de Cavalcante *et al.* (1983)).

A Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu (ZCSP) – tem *trend* NE e marca, segundo Caby & Arthaud (1986), o limite SE das *nappes* do Ceará Central.

A ZCSP possui um comprimento, calculado em imagens de satélite por Vauchez *et al.* (1995), da ordem de 350 km e largura variando de 10 a 15 km. Na parte NE, a ZCSP torna-se subparalela ao cinturão Orós, que muda do *trend* N-S pra NE-SW.

A ZCSP é sublinhada por uma variedade de tipos rochosos, tais como milonitos de alta temperatura, migmatitos e rochas metamórficas de alta temperatura, que mostram evidências consistentes de cisalhamento transcorrente dextral. Apresenta ainda em seu contexto geológico a ocorrência de rochas granulíticas em cinturão descontínuo alongado paralelamente ao sistema.

Ainda que a relação geométrica entre a ZCSP, e zonas de cisalhamento subsidiárias, e as rochas intrusivas componentes dos Batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu não estejam, ainda, perfeitamente estabelecidas, a associação espacial entre estes é sugestiva de alojamento síncrono ao funcionamento da ZCSP.

O mapeamento estrutural detalhado do Batólito de Quixadá (Nogueira *et al.* 1997, Nogueira 1998, Nogueira & Morales 1999) demonstra que a evolução do referido batólito, apesar de não estar diretamente limitado por zonas de cisalhamento, é fortemente controlada pela tectônica responsável pelo desenvolvimento dos megacisalhamentos transcorrentes dextrais, desde o desenvolvimento das estruturas de estado magmático até a deformação não coaxial tardia responsável pelo alojamento de diques e veios.

IV – Estrutura dos Plútons

4.1 Batólito de Quixeramobim

4.1.1 Descrição geral e tipos rochosos

O Batólito de Quixeramobim compreende uma área com mais de 800 km², com seu eixo maior atingindo comprimento de 65 km e sua largura média chegando a 15 km. Forma um corpo alongado na direção NE-SW, sendo limitado pela Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu (SE) e pela Zona de Cisalhamento de Quixeramobim (NW) (Fig. 4.1).

As rochas componentes do referido batólito ocorrem desde a cidade de Senador Pompeu até a localidade de Juatama. Alguns tipos rochosos sustentam elevações e outros afloram em grandes exposições horizontais de pouca expressão vertical.

Este batólito foi anteriormente estudado (Sidrim *et al.* 1988, Torquato *et al.* 1989 e Almeida 1995), tendo sido destacada a variedade faciológica do mesmo, cuja distribuição, petrologia e aspectos tectônicos gerais foram abordados.

Sidrim *et al.* (1988), reconhecem para o Batólito de Quixeramobim quatro fácies: Muxuré Novo, Muxuré Velho, Serra Branca e Uruquê.

Torquato *et al.* (1989) reordena e amplia a divisão faciológica de Sidrim *et al.* (1988) para o referido complexo. O Batólito de Quixeramobim, entendido como parte do então denominado Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, comporta, segundo estes autores, seis diferentes fácies que foram separadas em função de aspectos texturais, composicionais e grau de homogeneidade. Estas fácies foram denominadas informalmente de: Muxuré Novo, Serra Branca, Muxuré Velho, Água Doce, Uruquê e Mobilizados Tardios.

Síntese das características destas fácies é apresentada a seguir, e suas principais características em afloramento constam da prancha fotográfica 4.1. As características petrográficas e nomenclatura das rochas têm por base os trabalhos anteriores, uma vez que os estudos de caracterização petrográfica realizados neste trabalho têm caráter de

checagem, e os resultados obtidos, ainda que para um número reduzido de amostras, não destoam daqueles obtidos anteriormente.

Fácies Muxuré Novo - esta fácies forma a quase totalidade do Batólito de Quixeramobim (Fig. 4.1) e caracteristicamente compõe-se de rochas porfíricas de composição granítica, com fenocristais que variam de 2 a 5 cm. Comporta biotita granitos e anfibólio-biotita granitos. Os biotita-granitos ocorrem como rochas porfíricas (com variação no tamanho dos fenocristais) ou como rochas equigranulares.

Estes litotipos apresentam coloração cinza clara, destacando-se os fenocristais (microclínio e plagioclásio) numa matriz de granulação média a grossa constituindo uma série cálcio-alcalina granodiorítica, com dioritos predominantes e granitos 3A e quartzo-dioritos como termos subordinados.

Fácies Água Doce - ocorre na porção mais central do batólito (Fig. 4.1) em contato gradacional com as rochas da Fácies Muxuré Novo. Compõe-se de rochas de coloração cinza-clara cuja variação nos teores dos minerais essenciais caracteriza uma associação quartzo diorito - tonalito - granodiorito, com o predomínio de quartzo dioritos (Torquato *et al.* 1989, Almeida 1995).

As variedades porfíricas não são comuns, mas, quando ocorrem, caracterizam-se pela distribuição irregular dos fenocristais, euédricos a subédricos, que atingem até 3 cm, numa matriz de granulação média.

Fácies Serra Branca - as rochas desta fácies são granodioritos a biotita, ocorrendo também, de maneira subordinada, granitos 3B e quartzo monzodioritos. Estas rochas caracteristicamente exibem megacristais de feldspato que podem atingir até 20 cm no maior comprimento (Torquato *et al.* 1989).

Estas rochas ocorrem na forma de corpos estreitos (*sheets*), estirados ao longo da Zona de Cisalhamento de Quixeramobim (ZCQ), ou ainda na forma de diques que cortam as fácies de maior expressão espacial. Quando associadas espacialmente a ZCQ,

estas rochas formam elevações de até 50 m. Quando na forma de diques, as exposições são horizontais. A espessura destes diques varia de 1 a 20 m (Torquato *et al.* 1989).

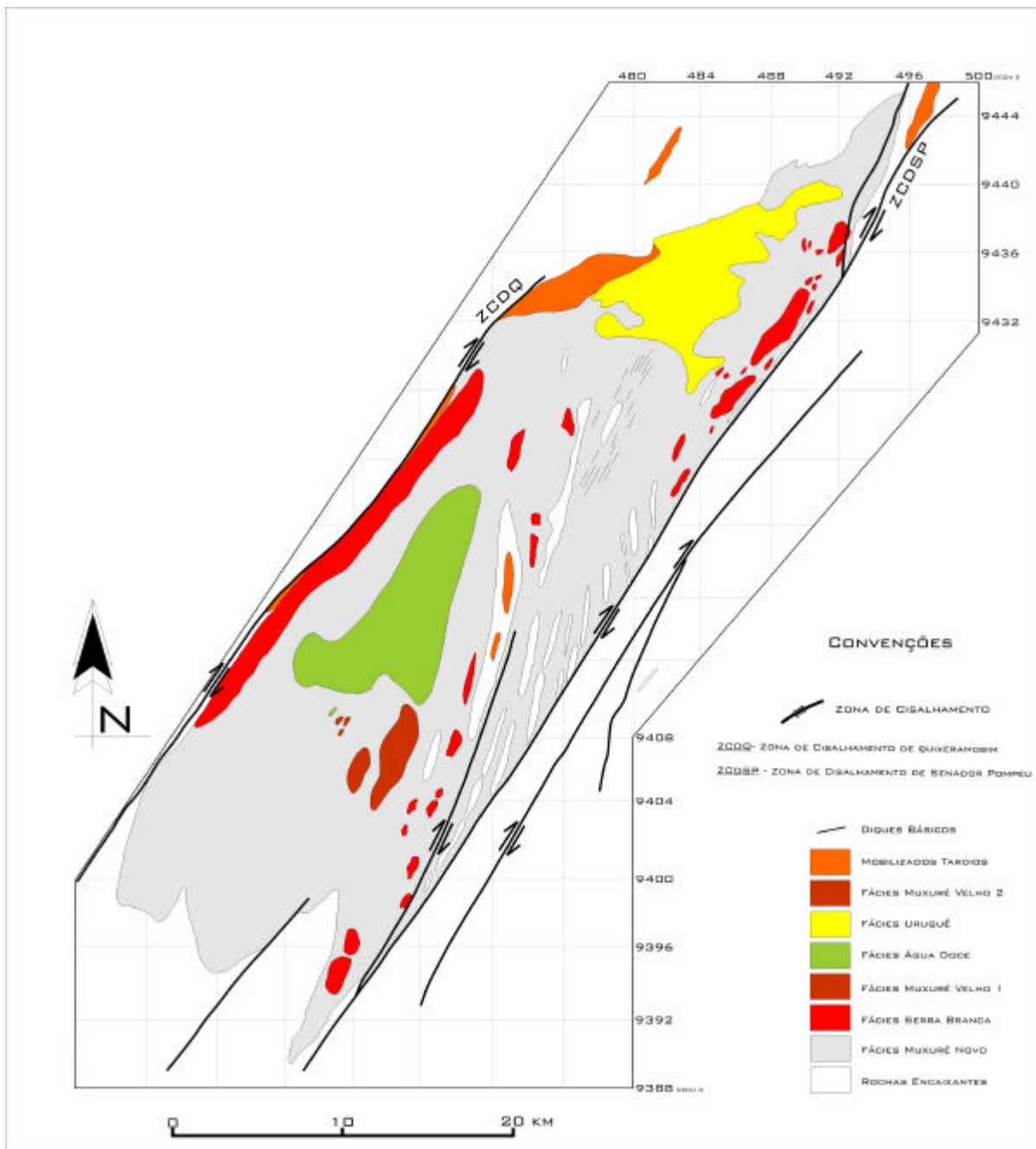
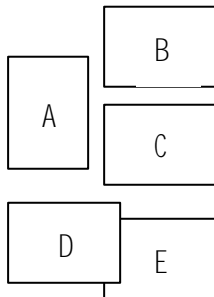


Figura 4.1 – Distribuição das fácies do Batólito de Quixeramobim, modificado de Torquato *et al.* (1989) e Almeida (1995).



Prancha fotográfica 4.1 – Características principais, em escala de afloramento, dos litotipos do Batólito de quixeramobim. A – vista geral de afloramento da fácies Muxuré Novo com encraves estirados paralelos à foliação desenvolvida em estado sólido; B – fácies Muxuré Novo menos deformado, sendo possível observar a forma original dos megacristais de feldspatos; C – fácies Serra Branca com deformação em estado magmático; D – aspecto geral de um dique cortando as rochas predominantes no batólito; E – preenchimento de fraturas conjugadas em dique de biotita granito.

Fácies Muxuré Velho - as rochas agrupadas nesta fácies têm coloração cinza-escura, granulação fina a média, textura porfirítica ou inequigranular. Ocorrem como encraves, diques sin-plutônicos, ou ainda como *sheets* e estão divididas em duas sub-fácies (Muxuré Velho I e II) com base no predomínio do anfibólio sobre a biotita (I) ou da biotita sobre o anfibólio (II) (Torquato *et al.* 1989, Almeida 1995).

Ainda segundo estes autores, as variações sistemáticas nos percentuais dos minerais que formam estas rochas caracterizam uma suíte tonalítica composta por dioritos, quartzo-dioritos, tonalitos, quartzo-monozodioritos e granodioritos, sendo os dioritos e quartzo-dioritos as rochas mais abundantes.

Fácies Uruquê - as rochas agrupadas nesta fácies ocorrem em contato (de brusco a gradacional) com a Fácies Muxuré Novo no extremo NE do batólito ou como *sheets* e diques distribuídos nos corpos intrusivos principais. São rochas de coloração cinza clara, granulação média a fina, e geralmente afíricas (Torquato *et al.* 1989). Segundo Almeida (1995), as variações sistemáticas nos teores dos minerais essenciais caracterizam uma suíte granodiorítica cálcio-alcálica de alto K, com o predomínio de granodioritos.

Mobilizados Tardios - são rochas pegmatíticas, aplíticas e micro-graníticas que ocorrem como diques de espessuras centimétricas a decamétricas, geralmente nas porções marginais do batólito (Torquato *et al.* 1989).

Com base em critérios de campo, os três principais trabalhos com relação à distribuição e caracterização faciológica do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim (Sidrim *et al.* 1988), Torquato *et al.* (1989), Almeida (1995), propõem ordens de alojamento para as diversas unidades. Esta ordem está assim proposta: Fácies Muxuré Novo, Fácies Serra Branca, Sub-fácies Muxuré Velho I, Fácies Água Doce, Fácies Uruquê, Sub-fácies Muxuré Velho II e Mobilizados Tardios. O posicionamento do Batólito de Quixadá (considerado como uma das fácies do complexo supramencionado) é divergente nestes trabalhos e será discutido noutra momento do trabalho.

As observações de campo realizadas neste trabalho corroboram os dados da bibliografia anteriormente citada com relação aos tipos rochosos encontrados na área de ocorrência do Batólito de Quixeramobim, bem como na cronologia relativa das fácies individualizadas.

4.1.2 Estruturas, microestruturas e cinemática

Considerando as características geométricas (principalmente a forma das intrusões em plano horizontal) e deformacionais, este trabalho agrupa as rochas do Batólito de Quixeramobim em dois conjuntos: um primeiro conjunto (Unidade 1 – **U1**) com distribuição das rochas em corpos intrusivos de maior expressão espacial e com forma, em seção horizontal, estirada, mas com elipticidade relativamente baixa se comparados com os corpos da Unidade 2 - equivalente às fácies Muxuré Novo, Água Doce e Uruquê, os dois primeiros ocupando a porção mais central do batólito e o terceiro a porção mais nordeste, e outro conjunto (Unidade 2 – **U2**) comportando intrusões menores (*sheets* e diques), estirados em direções preferenciais paralelas a zonas de cisalhamento (demais fácies)(Fig. 4.1).

Nestas duas grandes unidades há a distribuição não homogênea de alguns elementos estruturais planares e lineares, aqui referidos como foliações e lineações. Os aspectos microestruturais descritos permitem enquadrar tais feições com relação ao estado de cristalização das rochas quando do desenvolvimento das mesmas e os indicadores cinemáticos estabelecem os sentidos de movimentação relativa de massa, permitindo ainda inferir arranjos para possíveis vetores de esforços.

4.1.2.1 Foliações

Estruturas planares são encontradas em praticamente todas as rochas do batólito. Exceções são observadas em litotipos que ocorrem como corpos menores e diques tardiamente intrudidos.

Uma foliação principal distribui-se, de forma não homogênea, pelo batólito e guarda características de ter-se originado em estado magmático, como atestado pelas microestruturas descritas a seguir. Esta foliação está mais bem preservada nas porções centrais das intrusões maiores, sendo superposta por uma foliação desenvolvida em estado sólido que se concentra nas proximidades de zonas de cisalhamento de dimensões variadas, e próximo aos contatos entre alguns tipos rochosos do batólito.

A foliação de estado magmático é marcada pelo alinhamento dos feldspatos, anfibólios e/ou biotitas. Em escala de afloramento também se observa o alinhamento de *schillieren* anfibolíticos e de encaves máficos paralelos à foliação, apesar destes, em alguns casos, apresentarem-se com orientação oblíqua. Nas partes mais centrais da Unidade 1, dobras sinplutônicas são observadas afetando a foliação principal (de estado magmático), cujos planos axiais são marcados pela cristalização de minerais máficos (anfibólios e biotita).

A orientação desta foliação (Fig. 4.2) mostra-se com direção consistente NE-SW, com variações para NNE-SSW. Os mergulhos desta foliação apresentam variação de 45 a 90 graus. A orientação preferencial destes planos é 299/80 (azimute e inclinação da reta de mergulho).

Quando tratadas em separado, as orientações da foliação principal para a principal fácies, Muxuré Novo, apresenta planos que mergulham para NW e para SE, enquanto que na fácies Serra Branca os mergulhos dos planos de foliação são majoritariamente para NW. Na fácies Muxuré Novo também é possível observar uma maior variação em com relação à direção dos planos.

Como pode ser observado nas figuras 4.3 e 4.4, a trajetória, ou *trend*, da foliação principal é concordante com a orientação geral das principais zonas de cisalhamento da área, embora seja possível observar variações, de caráter local.

Em termos do estado de cristalização das rochas, a foliação principal tem seu desenvolvimento iniciado com consideráveis quantidades de fundido no sistema – estado magmático. Com a cristalização em curso, o sistema comporta cada vez menos fundido possibilitando o desenvolvimento progressivo de feições de estado sólido (prancha

fotográfica 4.2). Este aspecto está registrado nas rochas do batólito pela evolução da foliação principal que comporta feições de estado sólido, mas preserva a mesma orientação dos estágios precoces de seu desenvolvimento.

No Batólito de Quixeramobim ocorre uma outra foliação com distribuição mais localizada e com características claras de desenvolvimento em estado sólido. Esta foliação, juntamente com a foliação principal, confere à rocha uma trama do tipo S-C que se localiza geralmente nas proximidades das zonas de cisalhamento principais ou no interior dos corpos intrusivos onde há desenvolvimento de zonas de cisalhamento que variam de milimétricas a centimétricas. Esta foliação caracteriza-se pela organização planar de anfíbios e biotita associadas a quartzo e feldspatos. Os minerais máficos apresentam-se achatados em filmes milimétricos e os félsicos apresentam-se como grãos arredondados com dimensão principal variando de milímetros a centímetros.

Em termos de orientação, estes planos variam pouco em relação à foliação principal. Possuem direções entre NE-SW a ENE-WSW, com mergulhos variando de 80 a 90 graus. As características deformacionais destas superfícies constam da prancha fotográfica 4.2.

4.1.2.2 Lineações

Associados aos elementos planares, ocorrem elementos lineares que apresentam as mesmas características em termos da relação com o estado de cristalização da rocha, isto é, têm desenvolvimento precoce em estado magmático e evoluem para condições de estado sólido.

As lineações que ocorrem no batólito de Quixeramobim são de difícil mapeamento devido às condições de exposição das rochas. Poucos são os locais onde se pode observar claramente a lineação desenvolvida em estado magmático. Esta se caracteriza pelo alinhamento de megacristais de feldspatos ou ainda pela orientação de eixos maiores de encaves máficos. Da mesma forma que a foliação principal, esta lineação passa progressivamente a apresentar feições deformacionais de estado sólido tais como

deformação plástica dos grãos de quartzo e feldspatos associados a anfibólios e biotita também deformados plasticamente.

A orientação desta lineação varia, mergulhando para NNE a NE ou para SSE com valores de mergulho entre 02 e 10 graus (Figs. 4.2, 4.3 e 4.4). Na porção mais central do batólito são observados mergulhos mais altos, da ordem de 20 graus.

Um outro elemento linear é observado associado aos planos da foliação C. Esta lineação se caracteriza pelo estiramento de quartzo e/ou feldspatos em grãos milimétricos em planos definidos por anfibólios e biotita. Esta lineação é consistentemente subhorizontal (prancha fotográfica 4.2).

4.1.2.3 Diques e veios

É comum no Batólito de Quixeramobim a ocorrência de diques e veios de dimensões variadas e composições distintas. Os diques ocorrem mais abundantemente na porção central do batólito e têm composições que variam desde termos mais básicos até graníticos e quartzo-feldspáticos. Ocorrem em agrupamentos (Fig. 4.1) ou mesmo isolados. Algumas gerações diferentes de diques podem ser identificadas em função de suas orientações. As características dos contatos entre os diques e veios e suas encaixantes podem utilizadas para inferir o percentual de cristais na rocha e, conseqüentemente, seu estado reológico. Uma modelagem que considera a relação entre as características dos contatos e a quantidade de cristais na rocha encaixante pode ser encontrada em Almeida (1995).

Os veios são abundantes e ocorrem em todo o batólito com composições que variam de granítica a quartzo-feldspática.

A orientação destes elementos (diques e veios) é bastante variada e apresenta (Fig. 4.5) pequenas concentrações de planos na direção ENE-WSW e NE-SW, com mergulhos, na maioria, de 80 a 90 graus.

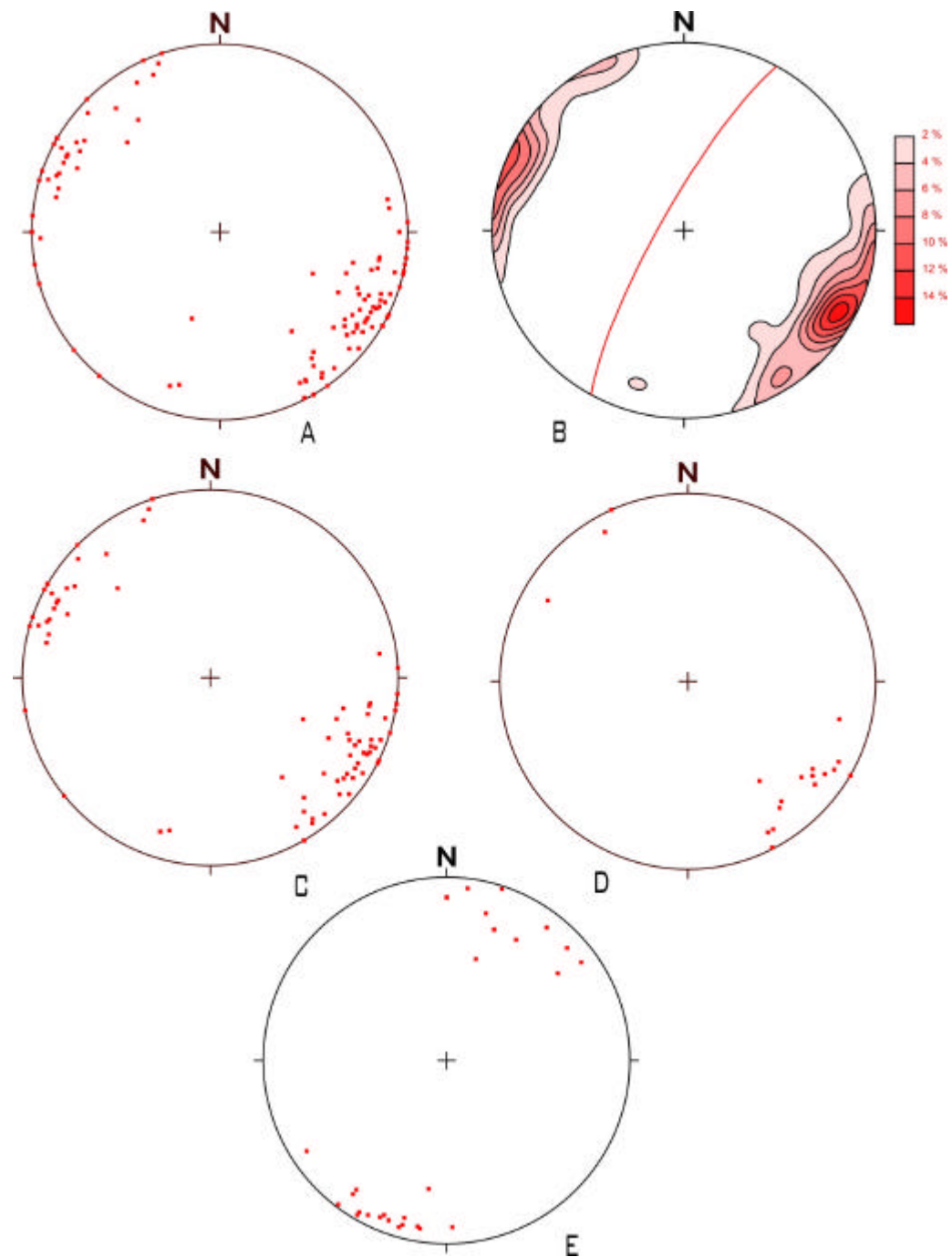


Figura 4.2 – Estereogramas para foliação e lineação do Batólito de Quixeramobim. A – total de pólos de foliação ($n = 110$); B – diagrama de contorno para os planos de foliação ($n = 110$); C – pólos de foliação para a fácies Muxuré Novo ($n = 76$); D – pólos para a fácies Serra Branca ($n = 18$); E – lineação para as rochas do batólito ($n = 28$).

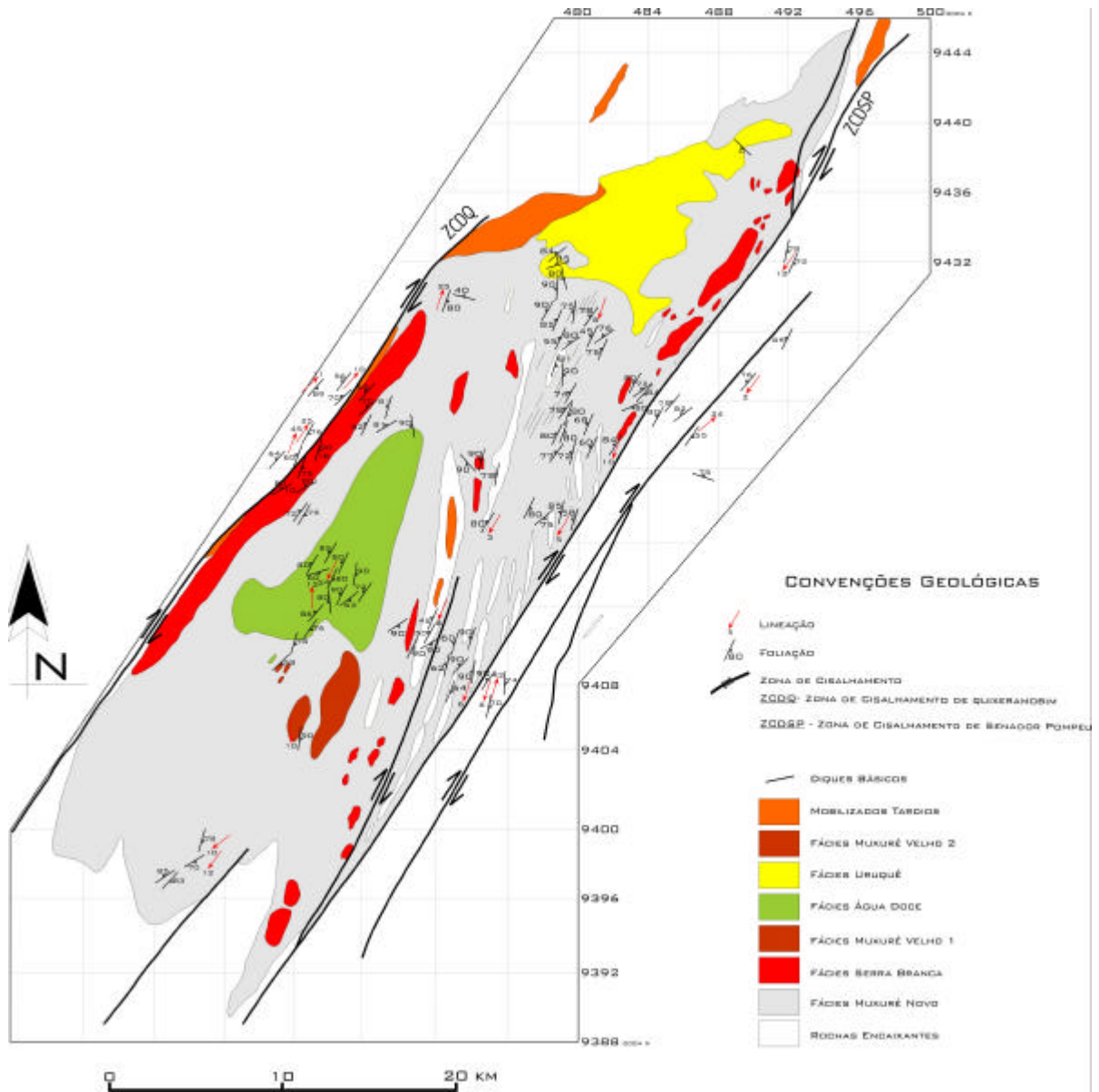


Figura 4.3 – Mapa estrutural simplificado do Batólito de Quixeramobim com destaque para a orientação da foliação e lineação principais o interior dos corpos intrusivos bem como nas principais zonas de cisalhamento.

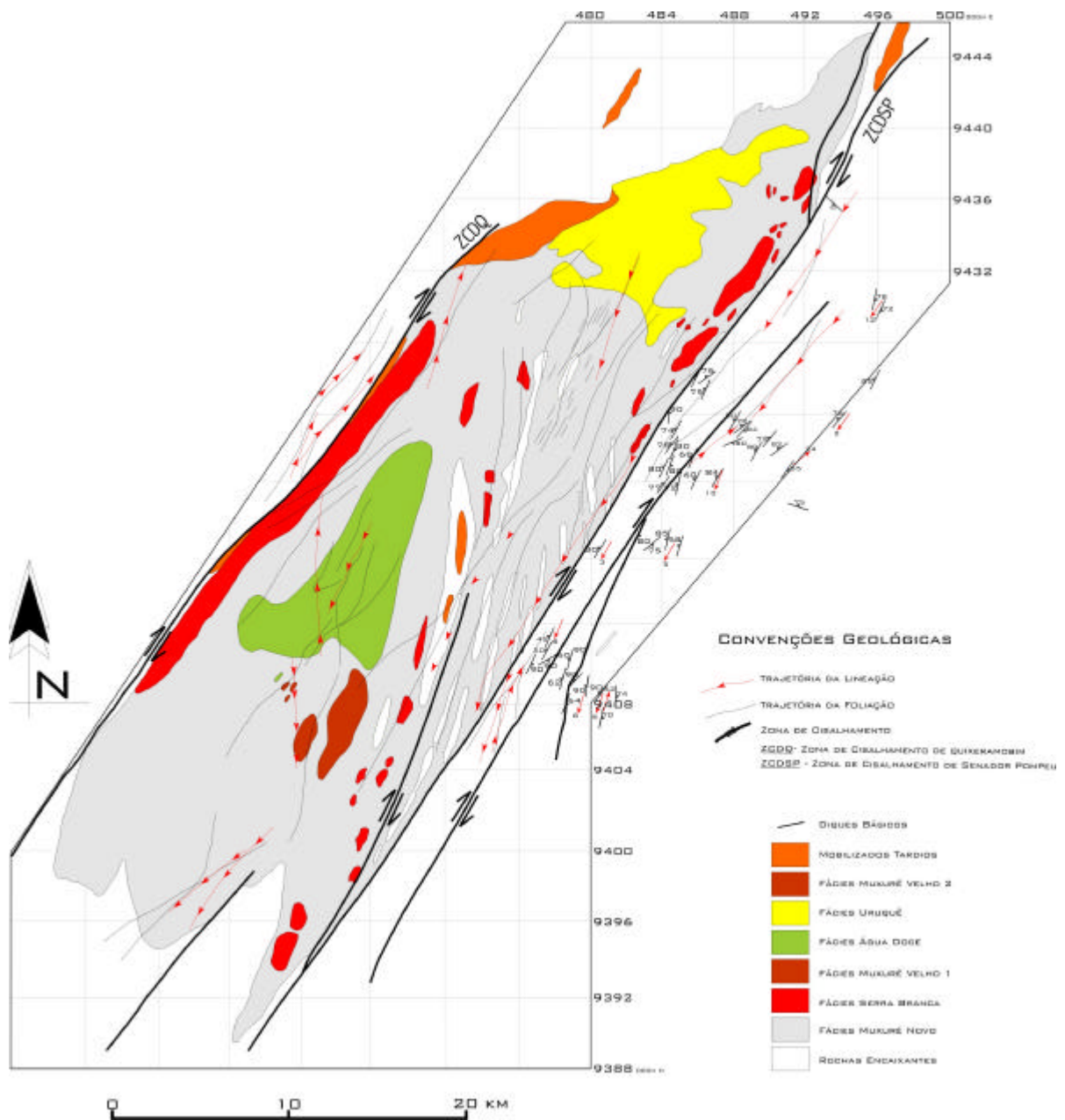


Figura 4.4 – Mapa esquemático com as trajetórias de foliação e lineação para o Batólito de Quixeramobim.

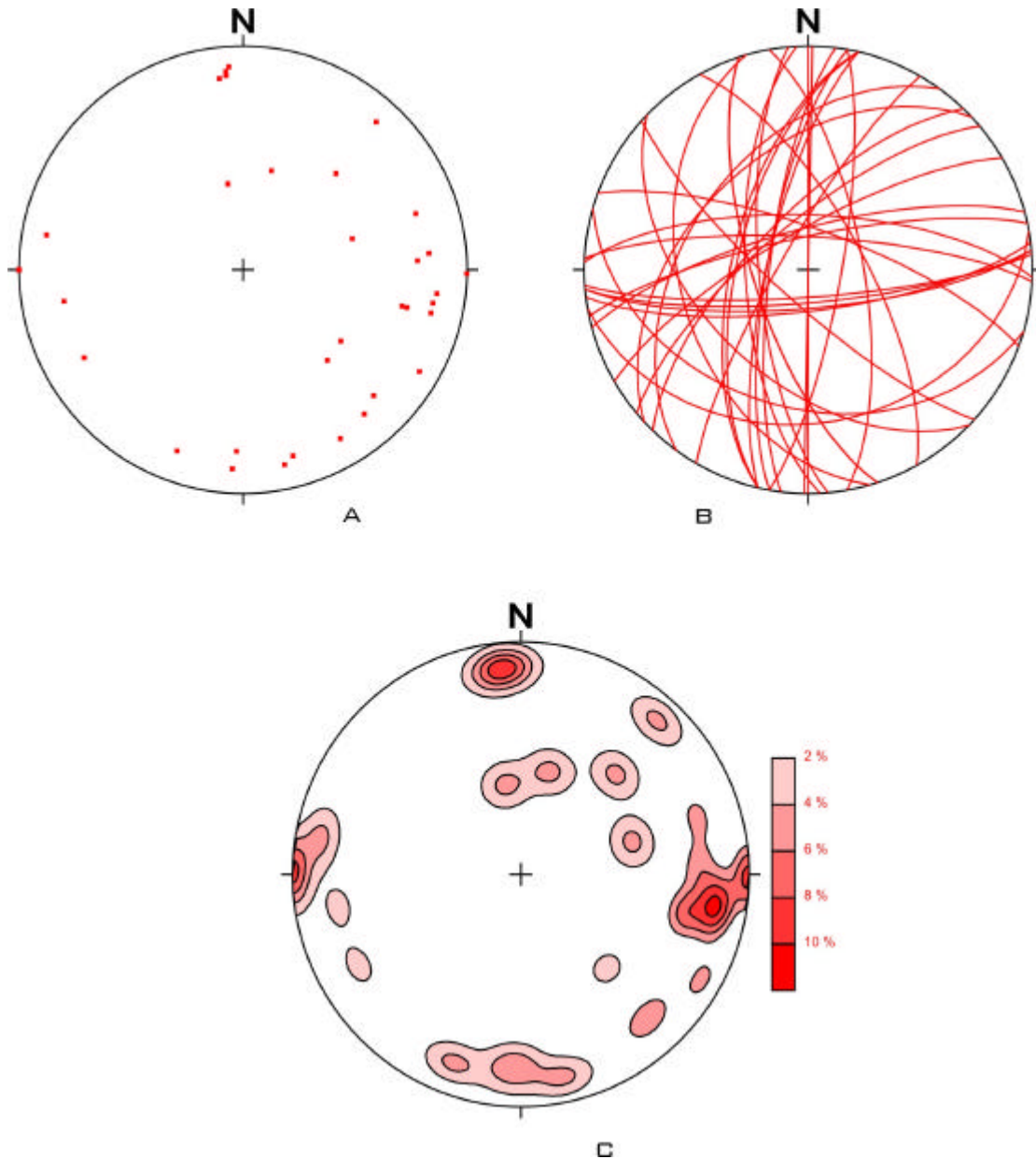
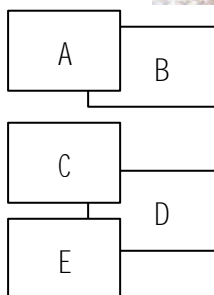


Figura 4.5 – Estereogramas para a orientação de diques e veios no Batólito de Quixeramobim: A – pólos; B – projeções ciclográficas; C – diagrama de contorno (n = 34).



Prancha fotográfica 4.2 – principais elementos estruturais observados no Batólito de Quixeramobim: A – foliação (fácies Serra Branca) em planos horizontal e vertical (vista para oeste); B – traço da foliação em plano horizontal com encrave máfico estirado em direção oblíqua à foliação; C – alinhamento de megacristais (lineação mineral de estado magmático) em rocha do fácies Muxuré Novo; D – arranjo S-C nas rochas da fácies Muxuré Novo com deformação plástica dos megacristais e desenvolvimento de zona de cisalhamento centimétrica; E – dobramento sin-plutônico em rocha da fácies Muxuré Novo.

4.1.2.4 Microestruturas

As microestruturas encontradas nas rochas do Batólito de Quixeramobim marcam, na sua maioria, a deformação de estado sólido. Apesar disto, é possível reconhecer, em diversos locais, microestruturas desenvolvidas na presença de líquidos magmáticos remanescentes, ou seja, em estado magmático.

A foliação principal e a lineação mineral a ela associada são magmáticas em sua origem. Nas porções mais preservadas da deformação de estado sólido é possível reconhecer que estes elementos estruturais são marcados por minerais isentos de deformação plástica ou muito pouco deformados. Feldspatos apresentam grãos com forma original preservada, e isentos de deformação interna ou, no máximo, exibem encurvamento fraco. A biotita e o anfibólio também se apresentam sem modificação da forma original dos cristais e sem distorções internas apreciáveis. O quartzo, mais susceptível à deformação, apresenta fraca extinção ondulante. Tais feições são diagnósticas de que a orientação planar e/ou linear dos minerais deu-se em estágios precoces da cristalização dos magmas. Estas feições podem ser melhor reconhecidas nas porções centrais do batólito, notadamente nas fácies Muxuré Novo e Água Doce.

As feições características do estado sólido desenvolvem-se durante a intensificação e modificação simultâneas da foliação e lineação principais que passam a se caracterizar pela deformação plástica dos marcadores, sobretudo os feldspatos em cristais maiores, que apresentam modificação da forma original com desenvolvimento de franjas, deformação interna caracterizada principalmente por deformação de geminação, desenvolvimento de mirmequitas com características de origem dinâmica e recristalização localizada nos contatos entre os grãos maiores.

Feições de recristalização mais franca são observadas nas superfícies de cisalhamento que se desenvolvem oblíquas à foliação principal, conferindo às rochas, um arranjo do tipo S-C. Nestas superfícies, tanto quartzo quanto biotita encontram-se fortemente recristalizados, o anfibólio apresenta-se fragmentado, havendo ainda recristalização de plagioclásio.

4.1.2.5 Cinemática

Como discutido no capítulo 2, a relação entre a deformação e o estado de cristalização das rochas intrusivas é determinante no tipo de feição estrutural desenvolvida, sendo possível, em alguns casos, separar as feições com relação ao estado de cristalização. No caso dos marcadores de sentido de movimento (critérios cinemáticos), a feição mais característica para o estado magmático seria o “entelamento” dos cristais (geralmente de feldspatos) que, dependendo das taxas e do tipo de deformação, dariam o sentido de movimentação relativa.

Nas rochas do Batólito de Quixeramobim esta feição não ocorre de maneira generalizada e, quando ocorre, apresenta certa dubiedade de interpretação. Apesar disto, para as rochas com megacristais maiores, é possível identificar um “entelamento”, principalmente na Fácies Serra Branca, consistente com o movimento dextral. No entanto, a superposição de feições deformacionais de estado sólido dificulta a separação destas feições como tipicamente de estado magmático.

Com respeito à deformação em estado sólido, os indicadores cinemáticos são mais variados, abundantes e, conseqüentemente, permitem interpretações mais consistentes. São comuns as feições de rotação e desenvolvimento de franja em porfiroblastos, feições que também ocorrem nos cristais de feldspatos da matriz das rochas porfíricas ou inequigranulares e equigranulares. Tais feições, apesar e apresentarem sentidos sinistral e dextral, ocorrem com predomínio significativo deste último que tem distribuição mais generalizada. Os marcadores com assimetrias sinistrais têm distribuição mais localizada, ocorrendo em associação espacial com intrusões tardias (diques e veios) e com xenólitos de rochas encaixantes.

Outras indicações de movimento desenvolvidas em estado sólido bastante comuns são assimetrias de foliações S-C, cujo arranjo indica rotação horária.

Marcadores com características de deformação tardia, como fraturas em megacristais, também ocorrem e suas indicações de movimento podem dar sentido dextral ou sinistral. O estudo estatístico destas feições para o Fácies Serra Branca, em

Arthaud *et al.* (1988), demonstra que existe uma relação entre o ângulo que o plano de fratura do megacristal faz com o plano de foliação e a indicação de movimento sintético ou antitético. Para ângulos altos observa-se sentido contrário ao geral e, para ângulos baixos, observa-se concordância no sentido de movimento. Também são comuns as bandas de cisalhamento que se desenvolvem como feições tardias. Estes arranjos são característicos de deformação principal não coaxial e, quando marcado por fraturas, acomodam-se em esquemas do tipo Riedel.

As assimetrias observadas têm sentidos variados dependendo da orientação com relação ao cisalhamento principal, não sendo um indicador completamente seguro.

4.3.3 Rochas encaixantes

O Batólito de Quixeramobim está intrudido em rochas que têm sido agrupadas em unidades estratigráficas diversas, sendo ainda confuso o enquadramento das mesmas. A descrição das encaixantes a seguir utiliza denominações informais para agrupar as rochas que ocorrem em contato e nas proximidades do batólito, buscando sintetizar as características geométricas das mesmas. Tais características, baseadas em trabalhos anteriores e nas observações de campo realizadas neste trabalho, permitem relacionar a deformação registrada nas rochas intrusivas com a deformação das rochas encaixantes. O batólito está encaixado, em grande parte de sua área de ocorrência, em rochas do embasamento, com exceção da borda oeste na qual a Zona de Cisalhamento de Quixeramobim (ZCQ) o coloca em contato com uma seqüência de metassedimentos.

Os metassedimentos que ocorrem em contato com as rochas do batólito foram denominados, informalmente, de Seqüência Metassedimentar de Quixeramobim (SMQ) (Góis & Fernandes 1991) e constituem-se em rochas paraderivadas que comportam micaxistos pelíticos e semipelíticos, quartzitos, mármore, rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos e leucognaisses com moscovita (Arthaud *et al.* 1993). Observadas em campo, estas rochas são predominantemente biotita xistos e granada-biotita xistos com sillimanita, geralmente associados a material granitóide milonitizado em graus variados.

As condições de metamorfismo a que as rochas da SMQ foram submetidas estão sintetizadas em Arthaud *et al.* (1993), e são características do fácies anfibolito. Ainda segundo estes autores, a evolução é relativamente complexa e comporta início do metamorfismo em fácies anfibolito de baixa temperatura / pressão intermediária, evoluindo para condições de alta temperatura / baixa pressão, não sendo registrados indícios de retrometamorfismo.

A feição linear que ocorre de maneira generalizada nas rochas encaixantes é uma lineação de baixo ângulo (0 a 5 graus) associada a planos de foliação verticais ou sub-verticais, na maioria dos locais estudados, embora variem localmente chegando a ângulos de 50 graus. Esta foliação tem orientação preferencial semelhante àquela das rochas intrusivas (foliação principal).

Segundo Arthaud *et al.* (1993), esta foliação, de ocorrência mais generalizada, seria uma superfície S_3 , num arranjo que comporta S_1 e S_2 desenvolvidas em regime tangencial, e S_3 e S_4 em regime transcorrente.

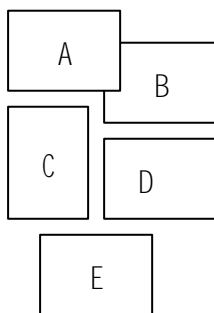
As rochas que compõem o embasamento caracterizam-se como uma associação de gnaisses, gnaisses migmatíticos, anfibolitos, granulitos e rochas cálcio-silicáticas. Estas rochas são referidas como pertencentes ao Complexo Gnáissico-Migmatítico Indiferenciado em Torquato *et al.* (1989).

As rochas do embasamento também apresentam características de metamorfismo de fácies anfibolito. A condição de metamorfismo de grau forte nos gnaisses fica caracterizada pela presença de sillimanita e/ou K-feldspato sem moscovita (Torquato *et al.* 1989).

Estas rochas apresentam-se muito semelhantes, em observações de campo, sendo possível, no entanto, observar que o grau de migmatização é variado e, em alguns casos, apresenta associação espacial com as rochas intrusivas, ou seja, há maior migmatização próximo ao contato com as rochas do batólito.

A deformação das rochas do embasamento apresenta-se com maior complexidade que aquela observada nos metassedimentos, registrando uma evolução mais longa. É

possível, no entanto, observar, como feição de ocorrência generalizada, uma foliação com mergulhos fortes (até sub-verticais e verticais), orientada consistentemente na direção NE-SW. Associada a estes planos ocorre uma lineação mineral (estiramento) com baixos mergulhos. Estas feições têm orientação compatível com a deformação responsável pela geração da S_3 nos metassedimentos e da foliação principal nas rochas intrusivas. As principais características destas rochas podem vistas na prancha fotográfica 4.3.



Prancha fotográfica 4.3 – Aspectos litológicos e estruturais das rochas encaixantes próximas ao Batólito de Quixeramobim. A – contato entre gnaisses e *sheets* granitóides na Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu; B – gnaisses com dobramento de bandas félsicas e aspecto de fusão parcial; C – foliação e *boudins* em rochas afetadas pela Zona de Cisalhamento de Quixeramobim; D – detalhe da deformação das rochas granitóides com redução do tamanho dos megacristais de feldspato; E – milonitos da Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu.

4.3.4 Principais zonas de cisalhamento

Como já citado anteriormente, o Batólito de Quixeramobim é limitado por duas zonas de cisalhamento. A Zona de Cisalhamento de Quixeramobim (ZCQ) e a Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu (ZCSP) a oeste e leste, respectivamente, ambas pertencentes ao sistema de cisalhamento de orientação NE-SW comum na Província Borborema (Fig. 3.1; Fig. 4.1).

A ZCQ, segundo Arthaud *et al.* (1988), possui extensão da ordem de 100 km e largura em torno de 1 km. Em campo, esta zona de cisalhamento caracteriza-se por uma seqüência de protomilonitos, milonitos, ultramilonitos, cataclasitos e ultracataclasitos com foliação vertical e que têm como protólitos rochas metassedimentares (SMQ), rochas intrusivas do Batólito de Quixeramobim (principalmente do Fácies Serra Branca) e ainda rochas granitóides tardiamente mobilizadas. São comuns os veios de composição quartzo-feldspática, geralmente com textura pegmatóide e pegmatítica. Estes veios, paralelos à foliação milonítica nos metassedimentos, por vezes aparecem boudinados, estes com eixos subverticais.

As atitudes de foliação e lineação principais associadas a esta zona de cisalhamento apresentam algumas variações, chamando a atenção o fato de, em alguns locais, apresentarem mergulhos mais baixos (Fig. 4.3.).

A observação de critérios rotacionais (rotação de grãos, assimetrias de foliação, etc.) confirmam o sentido de movimento desta zona de cisalhamento já atestado por Arthaud *et al.* (1988) como dextral. Estes critérios são encontrados tanto nos metassedimentos como nas rochas intrusivas.

A ZCSP tem orientação geral semelhante a ZCQ, mas, tem extensão muito maior (cerca de 400 km, segundo Torquato *et al.* 1989), atingindo até uma dezena de quilômetros de largura. Além do caráter regional, é também característico o aspecto anastomosado que se desenvolve pela existência de uma série de zonas de cisalhamento subordinadas à ZCSP, conferindo-lhe uma maior complexidade dos elementos estruturais.

Esta zona de cisalhamento afeta rochas gnáissicas de composição variada (na maioria ortoderivadas) e também rochas intrusivas pertencentes ao Batólito de Quixeramobim. São comuns os milonitos e ultramilonitos com planos de foliação que apresentam mergulhos fortes e até verticais, com associação de uma lineação de baixo ângulo peculiar nas transcorrências.

Também nesta zona de cisalhamento os critérios diagnósticos de sentido de movimentação, principalmente arranjos S-C, são dextrais.

4.2 Batólito de Quixadá

Este trabalho é, de fato, a continuação de pesquisa iniciada há alguns anos que resultou numa dissertação de mestrado (Nogueira 1998), cujo tema foi o Batólito de Quixadá. As informações levantadas na referida pesquisa são aqui revistas e sintetizadas dentro de um quadro mais amplo e com relação aos outros dois batólitos que também são objeto de estudo deste trabalho.

4.2.1 Descrição geral e tipos rochosos

O Batólito de Quixadá está situado na porção NE da área de estudo (Fig. 1.1). Em mapa (Fig. 4.7), o batólito apresenta-se com forma ligeiramente ovalada, com o eixo maior orientado na direção NE-SW, eixo esse que se estende para SW na forma de 'cauda'. Essa maior extensão chega a 30 km, e a largura máxima chega a 10 km, perfazendo um total de 260 km² de área superficial, aflorante em quase toda sua extensão, com exceção do extremo NE da área onde há a ocorrência de coberturas colúvio-aluvionares.

A forma de ocorrência dessas rochas, como já destacado anteriormente, é bastante peculiar, caracterizando-se por exposições de grande extensão no plano horizontal e pouca expressão vertical, exceção aos monólitos e agrupamentos de *inselbergs* que ocorrem principalmente nos arredores da Cidade de Quixadá e nas proximidades do Açude do Cedro no SW da área.

Os tipos litológicos predominantes nessa unidade são os monzonitos, com variação para quartzo monzonitos. Essa variação ocorre principalmente na porção SW do corpo.

Essas rochas apresentam-se, em avaliação de campo, bastante monótonas textural e composicionalmente apresentando pequenas variações dadas pela coloração e conteúdo mineralógico. Tais variações texturais refletem basicamente diferenças ligadas à diminuição do tamanho dos fenocristais de feldspatos, à ocorrência de anfibólios como

fenocristais, ao menor ou maior conteúdo de anfibólio e quartzo na matriz e à ocorrência de biotita. São rochas porfiríticas, compostas essencialmente por fenocristais de feldspato e anfibólio que chegam até a 10 cm, mergulhados numa matriz cinza-esverdeada de granulação média a grossa composta essencialmente por anfibólio, biotita e feldspato, com quartzo em fração minoritária.

Ocorre ainda de forma bastante generalizada nas rochas do batólito um grande número de encraves máficos distribuídos isoladamente ou compondo aglomerados. Esses encraves têm forma variada e se apresentam desde aproximadamente circulares em seção horizontal até extremamente estirados. Podem ser distinguidos, ainda, pelo fato de apresentarem textura porfirítica ou não, ou por apresentarem-se foliados ou não. Composicionalmente são dioritos e quartzo-dioritos (Almeida 1995).

São também relativamente comuns feições de acumulações de feldspatos e de *schlierens* anfibolíticos.

Outro aspecto bastante significativo no Batólito de Quixadá é que as rochas que o compõem são intensamente recortadas por diques e veios de composições variadas que vão desde dioritos e quartzo-dioritos até granitos (*s. s.*), com granulação variando de fina a média, chegando a desenvolver texturas pegmatóides. Esses diques e veios, apesar de ocorrerem em todo o batólito, apresentam-se em maior quantidade na "cauda" da porção SW.

Nas bordas do corpo, são comuns os xenólitos das rochas encaixantes, parcialmente consumidos, associados a encraves máficos bastante estirados.

Um outro tipo petrográfico que ocorre associado aos monzonitos de Quixadá, é representado por rochas de granulação média, rosadas, inequigranulares e de composição granítica. Essas rochas ocorrem nas porções de contato com o Complexo Gnáissico-Migmatítico, principalmente na porção SW. São comuns os xenólitos de monzonitos típicos do Batólito de Quixadá nessas rochas.

A petrografia realizada neste trabalho confirma a classificação petrográfica das rochas do Batólito de Quixadá realizada por Silva (1989) e Almeida (1995).



Prancha fotográfica 4.4 – Aspectos de campo das rochas do Batólito de Quixadá: A – aspecto das rochas porfíricas (monzonitos) onde se podem observar os megacristais de feldspato e anfibólio; B – rocha porfírica mostrando encaves máficos estirados e *schlieren* anfibolíticos paralelos ao traço da foliação em plano horizontal. Nota-se, ainda, a grande quantidade de megacristais de feldspato; C – material máfico parcialmente consumido na rocha porfírica, definindo *schlieren*; D – aglomerado de encaves visto em corte vertical, definindo plano inclinado (foliação). Notam-se, ainda, as formas arredondadas devidas à erosão; E – aglomerado de encaves, mostrando a penetratividade dos mesmos em escala de afloramento.

Na avaliação de Silva (1989), a composição modal para a fácies predominante plota nos campos dos monzonitos e quartzo monzonitos (rocha total) e monzodioritos e quartzo monzodioritos (matriz). A composição modal para os encraves plota nos campos dos dioritos, quartzo dioritos, monzodioritos e quartzo monzodioritos. A composição modal para a fácies equigranular tardia (correspondente, neste trabalho, aos diques e veios), plota nos campos dos monzogranitos e granodioritos.

O trabalho de Almeida (1995) mostra a variação composicional modal para as rochas do Batólito de Quixadá diferindo das anteriormente citadas por apresentar rochas com composições que chegam aos campos dos quartzo sienitos e sienogranitos, e por não apresentar rochas que plotam nos campos dos monzogranitos e granodioritos (fácies equigranular tardia de Silva 1989).

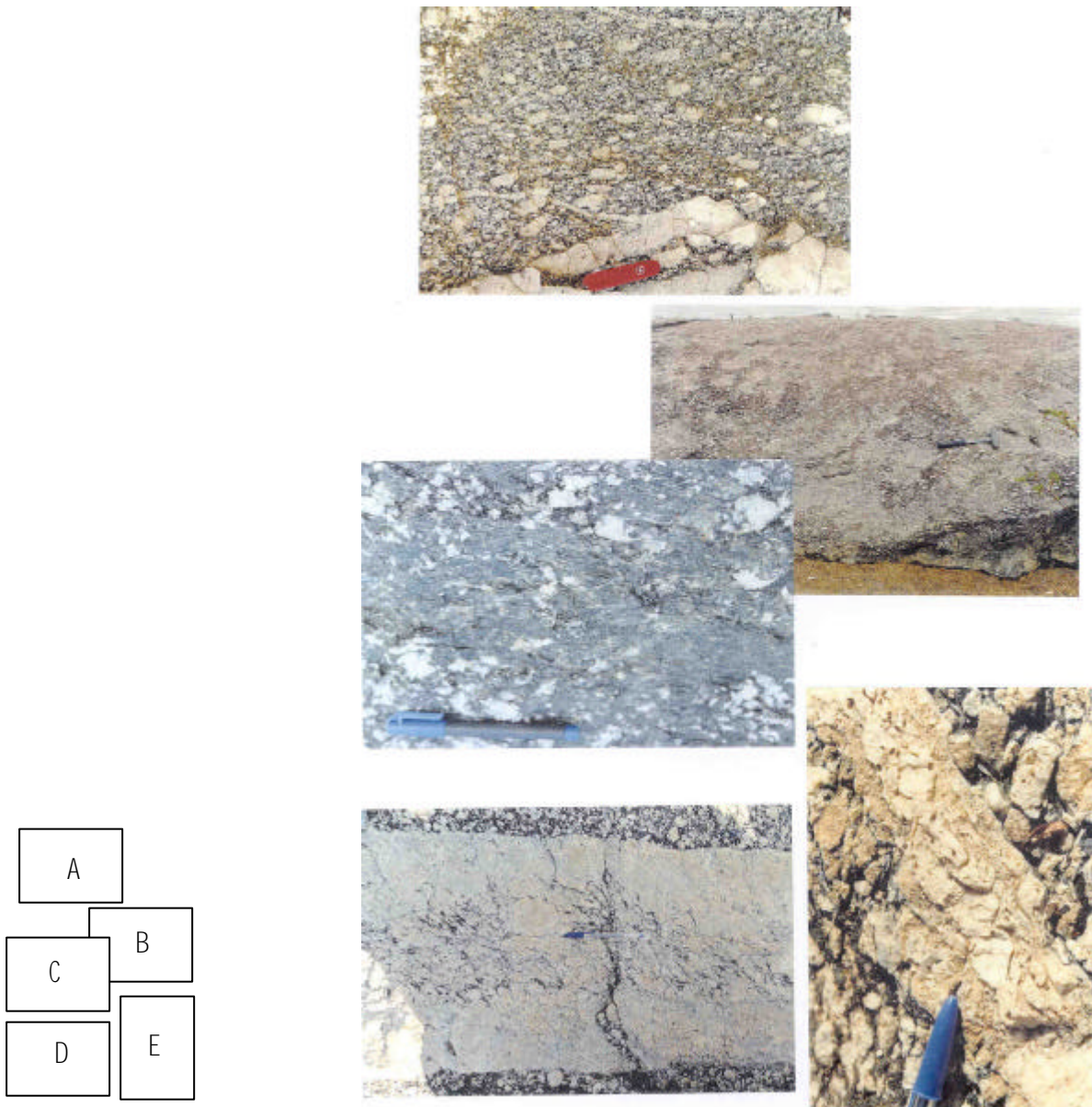
4.2.2 Estruturas, microestruturas e cinemática

4.2.2.1 Foliações

As organizações planares principais que ocorrem nas rochas componentes do Batólito de Quixadá têm distribuição heterogênea e podem ser de dois tipos: uma foliação principal (S) e uma foliação de cisalhamento (C).

A foliação é reconhecida como o principal elemento estrutural nas rochas do batólito, embora não tenha expressão regular e homogênea. É marcada, em escala de afloramento, pela organização planar dos megacristais de feldspatos e anfibólios, pela orientação dos eixos maiores de encraves máficos e orientação de *schlierens* anfibolíticos (Prancha fotográfica 4.5).

É uma foliação desenvolvida inicialmente em estado pré-cristalização total (PFC), o que é atestado pela forma original, euédrica, dos megacristais de feldspato que a sublinham, mostrando uma passagem progressiva para feição gerada em estado sólido com deformação plástica dos feldspatos que chegam a desenvolver franjas assimétricas.



Prancha fotográfica 4.5 – aspectos de campo das estruturas do Batólito de Quixadá: A – traço da foliação S definido pelo alinhamento de megacristais de feldspato. Na parte inferior da foto nota-se o truncamento dessa foliação por um veio; B – lineação mineral (Lm) em plano subparalelo à foliação, definida por megacristais de feldspato e, nesse caso, é aproximadamente horizontal; C – detalhe de um plano de cisalhamento (foliação C), onde a lineação de estiramento subhorizontal é definida por anfibólio; D – dique de composição granítica exibindo uma trama interna assimétrica (dique ativo); E – detalhe de um veio quartzo-feldspático no qual é possível notar o comportamento passivo em relação ao desenvolvimento dos planos C.

De um modo geral, os planos da foliação S têm uma direção constante NE-SW e mergulhos altos chegando a verticais (Figura 4.7). O tratamento estatístico das orientações dos planos dessa foliação (Figura 4.8a) produziu dois máximos que, separados para as duas metades do batólito forneceram planos médios de orientação de N 52° E / 79° SE (para a metade NW) e N 60° E / 82° NW (para a metade SE). (Figuras 4.8b e 4.8c, respectivamente).

A foliação C possui desenvolvimento heterogêneo no batólito, ocorrendo principalmente com a aproximação das bordas do corpo, sobretudo na sua porção mais estreita, SW da área. O reconhecimento desta em campo faz-se pela identificação de minerais orientados em planos onde é possível perceber a deformação dos cristais conferindo-lhes formas assimétricas, diminuição dos grãos minerais e recristalização.

A distribuição desses planos de cisalhamento (Figura 4.7), mostra uma direção marcadamente E-W, com mergulhos altos. A estatística das orientações desses planos mostrou uma concentração máxima representativa do plano médio N 87° E / 85 SE. (Figura 4.8d).

4.2.2.2 Lineações

Dois elementos lineares principais são identificados na área de ocorrência dos monzonitos Quixadá: uma lineação mineral associada à foliação S, e uma lineação de estiramento associada à foliação C.

A lineação mineral é marcada pela orientação dos megacristais de feldspatos (principalmente) e anfibólios. Nem sempre se apresenta bem marcada e possui uma certa variabilidade em termos da magnitude do caimento, alcançando valores de 0° a 65°. A distribuição de Lm está demonstrada na figura 4.7 e sua plotagem em rede estereográfica nas figuras 4.9a e b. Em média, a direção observada para esse elemento é NE-SW na maior parte do corpo, mas apresenta variações na porção

central onde assume orientações diversas. É também nessa porção que são observados caimentos da lineação mineral com valores mais altos.

A lineação de estiramento é marcada pela deformação de minerais máficos, principalmente anfibólios (prancha fotográfica 4.5). A distribuição de suas orientações em rede estereográfica está apresentada nas figuras 4.9c e d, mostrando que, na maioria, o caimento é para WSW e a magnitude do caimento varia entre 0° e 12°. A distribuição desse elemento estrutural em mapa está na figura 4.7.

4.2.2.3 Diques e veios

O Batólito de Quixadá é intensamente recortado por diques e veios de espessuras variadas e de composições granítica a diorítica, distribuídos de forma não homogênea e com considerável aumento de quantidade na 'cauda', que se estende para SW da área. Esses corpos tabulares apresentam-se em conjuntos que podem ser divididos em *ativos* e *passivos* quanto à deformação do corpo como um todo. Os *ativos* exibem uma trama interna assimétrica (dextral e sinistral, dependendo da posição) e ajudaram a acomodar a deformação global do maciço, enquanto que os *passivos* são cortados pela foliação C, tendo experimentado a mesma deformação da rocha encaixante ao longo dos planos C. Destaca-se na porção mais a SW do corpo, a ocorrência de diques de material diorítico equigranular com alinhamento NE-SW.

A estatística para esses elementos está demonstrada na figura 4.10, apresentando um máximo para as orientações correspondendo ao plano médio N 13° W / 22° SW.

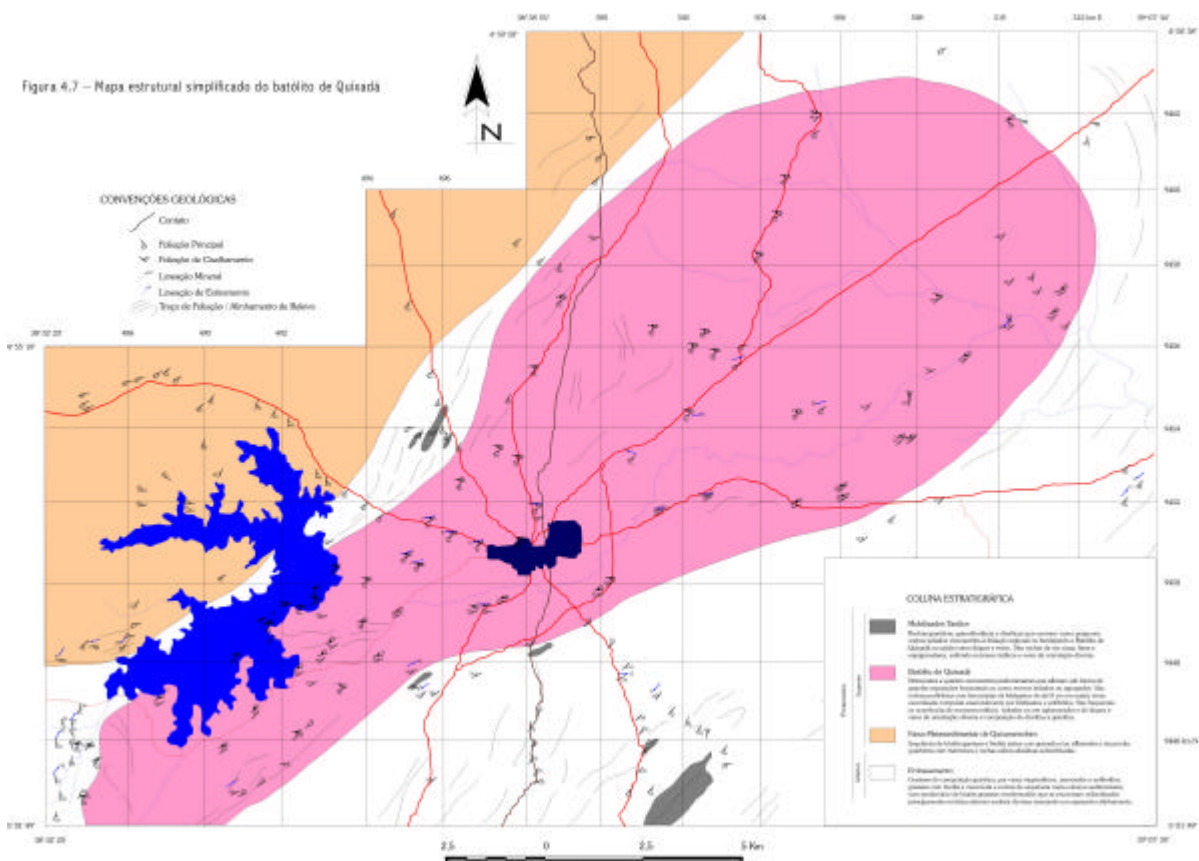


Figura 4.7 – Mapa estrutural simplificado do batólito de Quixadá

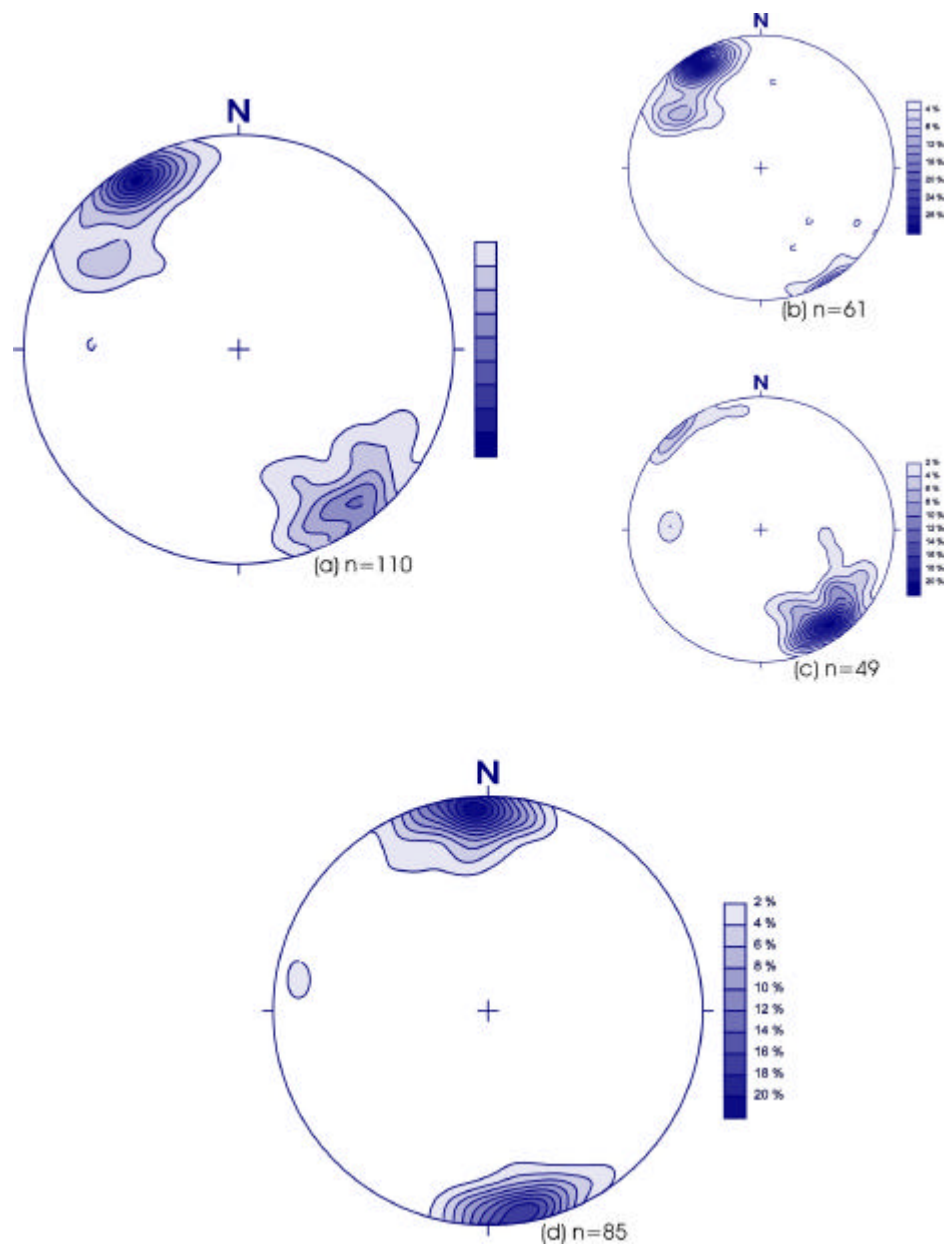


Figura 4.8 – Diagramas de contorno para as foliações S e C no Batólito de Quixadá. a – foliação S total; b e c – estatística para as metades NW e SE, respectivamente; d – foliação C total.

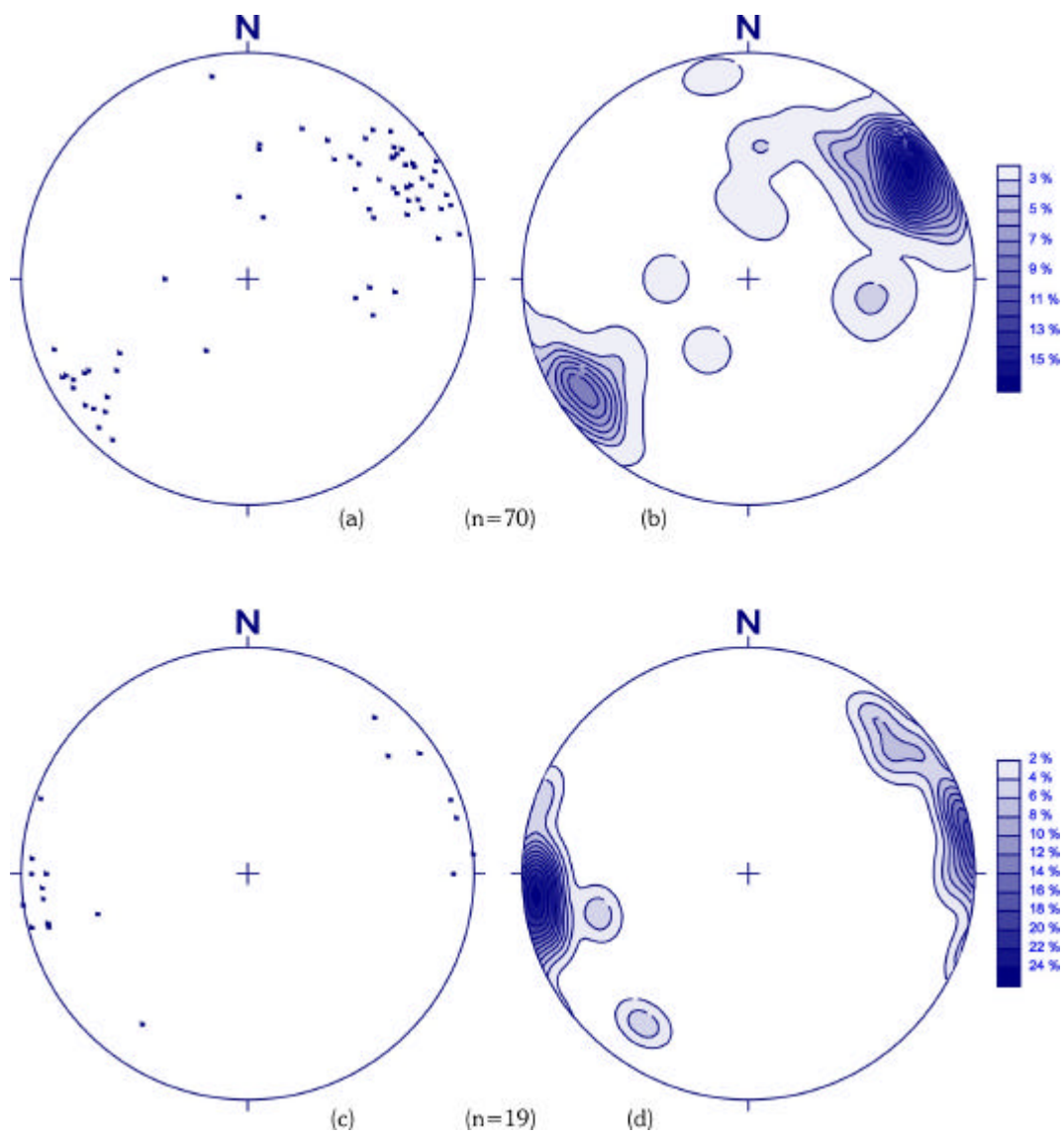


Figura 4.9 – Estatística para as lineações no batólito de Quixadá. a e b – lineação mineral; c e d – lineação de estiramento.

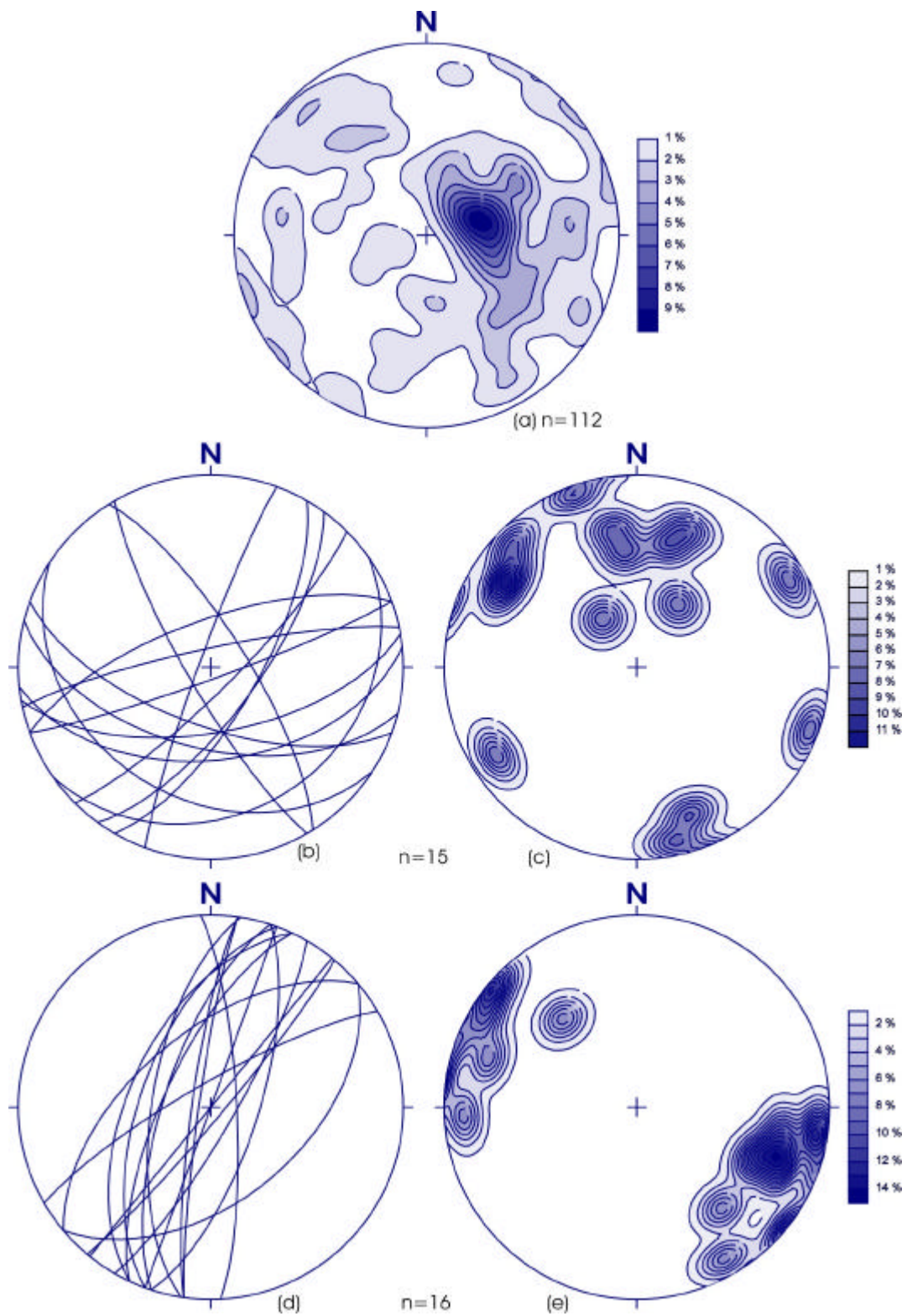


Figura 4.10 – Estatística para diques e veios no Batólito de Quixadá. a – total de medidas; b e c – diques e veios com assimetrias dextrais; d e e – diques e veios com assimetrias sinistras.

4.2.2.4 Bandas de cisalhamento

Uma outra feição estrutural importante que ocorre no Batólito de Quixadá diz respeito ao desenvolvimento de faixas de cisalhamento dúctil discretas (*shear bands*), com orientações diversas. Essas faixas caracterizam-se pelo desenvolvimento de textura milonítica, com redução considerável dos fenocristais e estiramento dos minerais da matriz, principalmente os máficos.

As espessuras dessas faixas vão de alguns milímetros até 25 centímetros, e são bastante irregulares em termos de sua persistência em escala de afloramento. Algumas se estendem por dezenas de metros, outras rapidamente são amortecidas.

Outra característica importante dessas bandas de cisalhamento é que as assimetrias observadas, tais como, rotação de grãos, desenvolvimento de franjas e distorção de foliação mostram sentidos de movimentação tanto dextral como sinistral.

O tratamento estatístico das orientações dessas bandas de cisalhamento foi realizado, visando principalmente estabelecer as relações cinemáticas entre estas e o desenvolvimento das estruturas planares penetrativas (foliações S e C). O resultado desse tratamento está demonstrado na figura 4.11.

No diagrama de contorno da figura 4.11a, onde são consideradas tanto as bandas de cisalhamento dextrais quanto as sinistrais, é possível identificar dois máximos relativos aos planos médios N 88° E / 85 SE e N 02° W / 89 NE. Quando as bandas de cisalhamento foram separadas em dextrais e sinistrais (Figuras 4.11b/c e 4.11d/e, respectivamente), as orientações preferenciais do diagrama total são confirmadas.

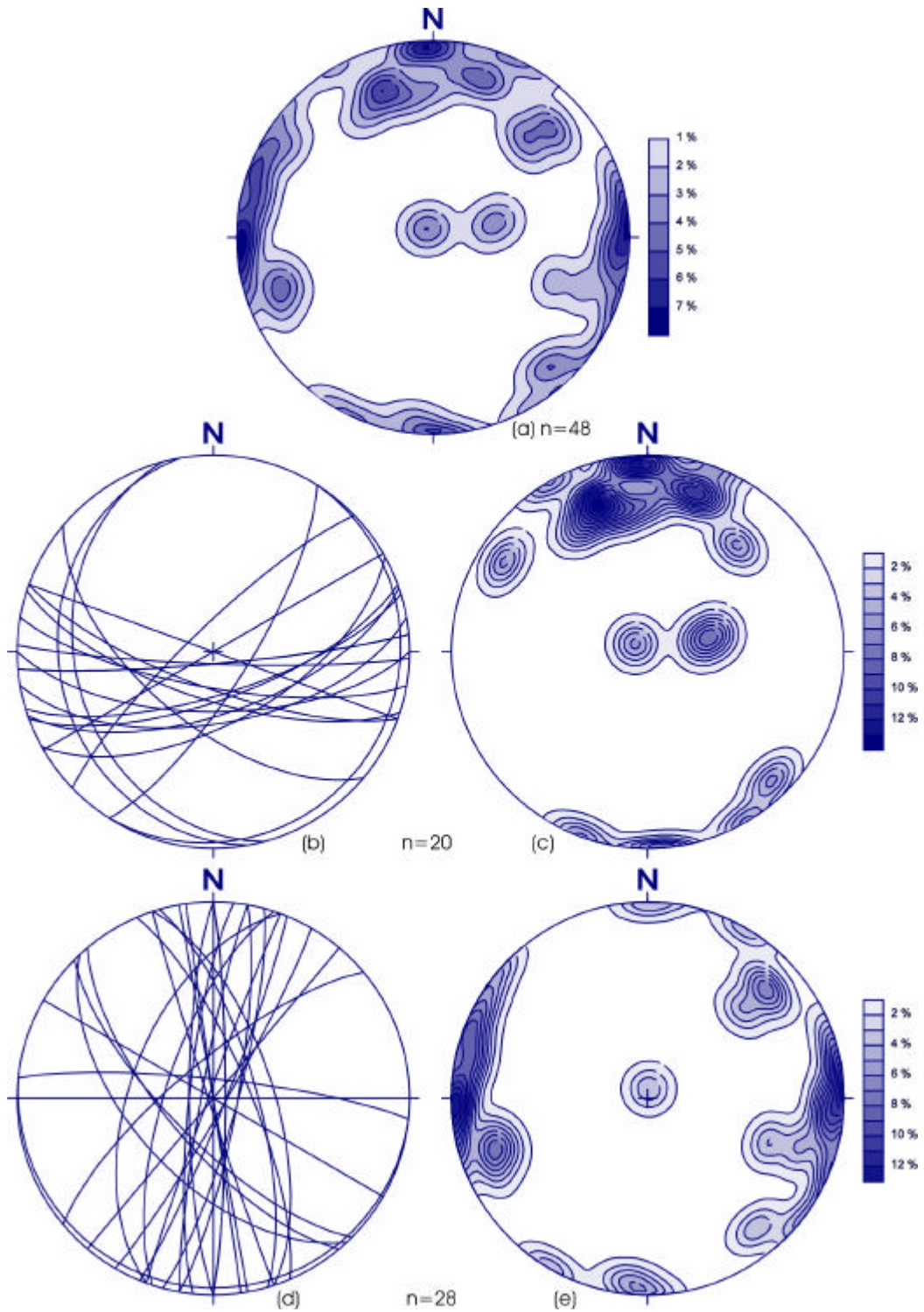


Figura 4.11 – Estatística para as bandas de cisalhamento no Batólito de Quixadá. a – total das medidas; b e c – bandas de cisalhamento dextrais; d e e – bandas de cisalhamento sinistrais.

4.2.2.5 Microestruturas

Os monzonitos porfiríticos são as rochas predominantes no Batólito de Quixadá. Tal textura permitiu que fosse observada em escala de afloramento e amostra-de-mão a forma dos fenocristais (principalmente feldspatos).

A orientação preferencial, linear ou planar dependendo do plano de observação, definida pelo alinhamento dos megacristais, foi caracterizada como tendo sido gerada em estado magmático pela ausência, nessa escala, de deformação interna e preservação da forma euédrica original nos feldspatos. As observações feitas nos anfibólios, nesse caso, também mostraram a ausência de deformação interna. A matriz, no caso das feições mais características, mostra-se pouco deformada. Essa observação, no entanto, é prejudicada pela pequena quantidade de quartzo que seria o melhor marcador dessa deformação.

A relativa aleatoriedade de elementos como *schillierens* anfibolíticos e seções de encaves máficos com baixa razão axial no plano horizontal, marcam ainda em campo, a diferença de viscosidade entre a matriz e os fenocristais preferencialmente orientados.

Em escala de seção delgada, devido à grande quantidade e tamanho dos fenocristais, a observação de feições diagnósticas ficou prejudicada. Foi possível, no entanto, observar a preservação da forma original dos feldspatos (inclusive fenocristais com zoneamento preservado) e a ausência de deformação plástica já observada em campo. A deformação da matriz foi caracterizada também pela ausência de deformação plástica nos feldspatos. O quartzo, em quantidades muito pequenas, apresenta-se com deformação de baixa intensidade marcada essencialmente pela extinção ondulante. Em alguns cristais de quartzo não foi observada deformação plástica interna.

O quadro caracterizado acima se refere à deformação em estado magmático mais característica e localizada na porção central do Batólito, tendo sua expressão

espacial pouco expressiva em relação ao quadro da deformação em estado sólido ou à superposição das feições dos dois estados.

Também considerando a escala de observação escolhida como preferencial, a caracterização da deformação em estado sólido foi inicialmente feita em campo.

Nessa escala, a deformação em estado sólido mais intensa é marcada pelo pleno desenvolvimento das foliações S e C e da deformação plástica dos minerais que as sublinham.

No caso da foliação principal (S) é possível observar a modificação da forma original dos feldspatos, com o arredondamento generalizado dos mesmos tanto na matriz como nos fenocristais. No caso dos cristais maiores observa-se o desenvolvimento de franjas geralmente assimétricas.

A intensa deformação dos anfibólios caracteriza os planos de foliação C, como já visto nesse capítulo, sendo acompanhada pelo estiramento do pouco quartzo existente na rocha.

A deformação plástica interna dos minerais é de observação relativamente fácil em seção delgada e caracteriza-se por:

- Feldspatos – extinção ondulante com deformação dos planos de geminação, lamelas de deformação (poucas), geminação mecânica (?) e recristalização generalizada tanto em franja como em manto;
- Quartzo – extinção ondulante, lamelas de deformação, recuperação em subgrãos;
- Biotita – geralmente sem deformação – observam-se extinção ondulante e kinks (raros);
- Anfibólios – encurvamento e deformação dos planos de clivagem com diminuição dos ângulos entre os mesmos, transformação para biotita (?)

Considerando-se que as feições deformacionais geradas em estado magmático passam para feições de estado sólido por resfriamento e cristalização progressivos, é possível encontrar feições geradas entre os grupos de feições limites anteriormente caracterizados.

Nas rochas aqui estudadas a feição diagnóstica do estado intermediário (submagmático) é a ocorrência de mirmequitas, que são intercrescimentos característicos de rochas com a quase totalidade de suas fases cristalizadas, mas ainda com algum fundido remanescente. Nos monzonitos Quixadá esses intercrescimentos ocorrem não só no interior dos cristais (feição típica), mas também limitadas às bordas de cristais em contato (poucas), caracterizando a atuação de esforços durante a geração das mesmas.

4.2.2.6 Cinemática

Os indicadores cinemáticos, uma vez caracterizados os estados de cristalização das rochas do Batólito com relação às feições deformacionais, puderam ser separados para as petrogramas desenvolvidas essencialmente em estado magmático e em estado sólido.

Nas porções onde se caracterizou o estado magmático, as indicações de rotação de elementos são muito poucas. Nesse estado, seria de se esperar que, com material fundido suficiente para promover a rotação dos fenocristais, fossem observadas feições de entelhamento dos mesmos. No entanto tal feição é pouco visível, o que pode eventualmente ser explicado pela considerável quantidade de fenocristais e ainda as acumulações (muito comuns) de feldspatos. Essas acumulações devidas a *filter pressing* (Torquato *et al.* 1989, Almeida 1995), promoveriam um fechamento da estrutura de forma relativamente rápida não permitindo a geração da feição nesse estado. Outra possibilidade considerável seria a ocorrência de deformação não rotacional sobre essas rochas, mas isso não é compatível com o quadro geral observado tanto para a área como para a região.

Os poucos indicadores cinemáticos considerados de estado magmático refletem movimentação tanto dextral quanto sinistral, mas são muito pouco confiáveis.

Nas porções características da deformação em estado sólido, as indicações de rotação são freqüentes. Na rocha como um todo os indicadores mais comuns são os

megacristais rotacionados com modificação de forma e desenvolvimento de franjas de recristalização assimétricas e a rotação dos planos S-C. Em ambos os casos há o franco predomínio do sentido dextral de movimento mas também ocorrem indicações de movimento sinistral subordinado.

As rotações de cristais e distorções de foliação também são freqüentes nas bandas de cisalhamento e as assimetrias são dextrais ou sinistrais dependendo da orientação dessas zonas de concentração de deformação.

Outros elementos onde assimetrias e distorções de foliação são freqüentes e marcam rotação são os diques e veios. Também nesse caso, os sentidos de movimento estão relacionados com o posicionamento dos mesmos em relação à rotação de suas encaixantes.

4.2.7 Rochas encaixantes

Na área de estudo essa Unidade Estratigráfica, já definida no Quadro Geológico Regional, está representada por dois conjuntos: uma sequência de gnaisses e gnaisses migmatíticos, e uma sequência de gnaisses com intercalação de metassedimentos. A separação desses dois conjuntos, apesar de não ser feita em mapa por falta de detalhamento de seus limites, justifica-se pelas diferenças composicionais e de associação litológica observada.

O primeiro conjunto ocorre principalmente numa faixa estreita a NW do Batólito, separando-o da Sequência Metassedimentar de Quixeramobim. São gnaisses e gnaisses migmatíticos de composição granítica, róseos e intensamente recortados por veios quartzo-feldspáticos. A mineralogia essencial, identificada em análise macroscópica, é constituída por feldspatos, quartzo, biotita e anfibólios.

Nas porções onde os efeitos da fusão parcial são menos pronunciados, é possível observar um bandamento composicional caracterizado pela alternância de bandas máficas e félsicas de espessuras variadas. Nas porções onde a migmatização atinge mais fortemente essas rochas, principalmente próximo ao contato com as

rochas do Batólito, o bandamento composicional é drasticamente perturbado dando lugar a uma geometria mais complexa, onde são comuns as dobras irregulares das porções félsicas e veios quartzo-feldspáticos. Observam-se, ainda, porções máficas “poupadas” da fusão.

O outro conjunto litológico que compõe o Complexo Gnáissico-Migmatítico na área, apresenta uma maior variedade de tipos rochosos e ocorre a partir da borda SE do Batólito até o final da área. A caracterização desse conjunto pode ser feita num perfil NW-SE da sede do Município de Quixadá em direção à Fazenda Japão.

Neste perfil observa-se a ocorrência predominante de biotita gnaisses e moscovita-biotita gnaisses, de cor cinza, bandamento composicional persistente e associação com veios quartzo-feldspáticos por vezes com textura pegmatóide.

Associados a esses gnaisses, possivelmente ortoderivados, ocorrem associações subordinadas de metassedimentos que incluem granada-biotita gnaisses, biotita gnaisses, granada-sillimanita-biotita gnaisses, granada-biotita xistos e quartzitos. Ocorrem ainda, em associação com esses metassedimentos, rochas metabásicas como anfíbolitos, tremolita-actinolita xistos e talco xistos.

As rochas predominantes, os gnaisses ortoderivados, apresentam-se, no extremo SE da área, transformados para milonitos e ultramilonitos, definindo uma faixa de direção NE-SW.

Outra variação que pode ser observada nesse conjunto é a ocorrência de migmatitos, restritos, na área de estudo, à porção extremo NE em contato com as rochas do Batólito de Quixadá.

A associação de metassedimentos que ocorre na área corresponde à Seqüência Metassedimentar de Quixeramobim, como definida por Góis & Fernandes (1991). Essa seqüência inicia-se próximo à cidade de Quixeramobim e prolonga-se na direção ao NE da área aonde se vai espessando consideravelmente.

Na área considerada, essa seqüência ocupa uma faixa no extremo NW e é composta por biotita gnaisses, biotita xistos e quartzitos. Ocorrem ainda, em

quantidade muito pequena, rochas cálcio-silicáticas e mármore impuros que foram descritos em pequenos blocos, não sendo possível definir suas relações com as demais rochas da seqüência. Perfis característicos dessa unidade podem ser vistos na estrada Quixadá-Choró e na estrada para a Serra do Estevão.

Os litotipos predominantes são biotita xistos e granada-biotita xistos. São rochas caracteristicamente de coloração cinza escura e extremamente foliadas. É notável o ressaltado dos porfiroblastos de granada nos planos de foliação. Associados a esses xistos ocorrem biotita gnaisses, por vezes granatíferos e com sillimanita ou cianita, diferenciando-se dos xistos, em campo, por seu aspecto menos foliado e menos suscetível à alteração por conta do maior conteúdo quartzo-feldspático.

Os moscovita quartzitos são os litotipos que completam a seqüência, ocorrendo intercalado aos xistos e gnaisses. Afloram geralmente em pequenas elevações com coloração avermelhada dada pela alteração das rochas metapelíticas nas quais estão intercalados, e seus pacotes não chegam a ser muito espessos, se considerados individualmente.

Na área de estudo, as estruturas que podem ser visualizadas em escala de mapa, fotografias aéreas integradas e imagem de satélite, caracterizam-se pela ocorrência de traços que correspondem a alinhamentos de relevo e traços de uma organização planar subvertical. A orientação desses elementos é predominantemente NE-SW, com variações localizadas. A variação mais importante na orientação desses traços ocorre na borda NE do Batólito, onde esses traços circundam o corpo intrusivo.

No interior do batólito esses traços são mais escassos e de orientação mais variável.

Nos gnaisses e gnaisses migmatíticos da borda NW, destaca-se a ocorrência generalizada de planos de cisalhamento que dão a essas rochas um aspecto anastomosado. Esses planos são geralmente de alto ângulo, e as assimetrias observadas são predominantemente sinistrais. A principal estrutura planar observada nesse conjunto refere-se a uma xistosidade que se apresenta, em média, com

orientação NE-SW e mergulhos altos (75° a 90°) para SE (Figura 4.12c). A lineação mineral observada nesse conjunto mergulha principalmente para NE, mas também para SW, com valores de 5° a 15° (Figura 4.13c).

Na faixa de ocorrência dos metassedimentos, o comportamento da foliação principal, apesar de apresentar um pouco mais de variação, mantém a orientação preferencial na direção NE-SW e mergulhos predominantemente para SE. As variações observadas dizem respeito aos valores dos mergulhos que são menores (cerca de 60° em média, Figura 4.12c) e à ocorrência de dobras e microdobras que perturbam localmente o comportamento dessa foliação principal. Da mesma forma que a foliação, as lineações, mineral e de estiramento, observadas têm comportamento mais variável quanto à direção e ao mergulho, sendo observadas orientação nas direções NE-SW, E-W e N-S e mergulhos localmente mais altos (chegando até a 45° , figura 4.13c).

Na borda SE do Batólito, a estruturação é dominada, em mapa, por traços consistentemente alinhados na direção NE-SW, não sendo observada variação importante dessa direção nessa escala.

Em escala de afloramento, essa orientação corresponde aos ressaltos de bandas quartzo-feldspáticas (mais resistentes) dos ortognaisses em meio às bandas máficas, refletindo a orientação da foliação principal dessas rochas.

O mergulho dessa foliação apresenta variação, sendo, na maioria, da ordem de 50° para NW no contato com os monzonitos de Quixadá, com alternância de mergulho para SE definindo dobras assimétricas com mergulho da superfície envoltória para SE. Estas dobras vão se tornando mais apertadas e com eixos mais horizontalizados, e suas zonas de charneira definem um alinhamento visível em fotografias aéreas. Esses planos tornam-se verticais próximos ao limite SE da área, na faixa milonítica da Várzea da Onça. Essa faixa tem continuidade com a Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu e estende-se, sem mudança de orientação, para NE. A estatística para esses planos pode ser observada na figura 4.12b, apresentando orientação preferencial NE-SW, com distribuição ao longo de uma guirlanda.

A lineação mineral/de estiramento associada a esses planos mergulha com valores entre 2° e 25°, para NE e para SW (figura 4.13b).

Modificações do comportamento dessa foliação principal ocorrem a sul de Quixadá (perfil da estrada de ferro), onde a direção da foliação assume orientação N-S com mergulhos baixos (da ordem de 30°) para leste. A lineação mineral, nesse local, mergulha para NNE e NE com valores da ordem de 10° em média.

Comportamento similar ao descrito acima pode ser observado próximo ao contato com o Batólito no SW da área. Nesse ponto, no entanto, a foliação mergulha entre 45° e 70° para leste e a lineação mergulha até 45° para NNE.

Os indicadores cinemáticos observados nas rochas encaixantes do Batólito de Quixadá, em escala de afloramento e amostra-de-mão podem ser resumidos a:

- Assimetrias de foliação desenvolvidas sobre planos de orientação diversa (boudinagem de foliação), ocorrendo principalmente na borda NW do Batólito. Tais assimetrias dão sentidos de movimentação dextrais e sinistrais, com predomínio dos sinistrais e desenvolvimento subordinado dos planos com assimetrias dextrais. Na porção SE, onde o comportamento da foliação principal é mais constante, as assimetrias observadas referem-se principalmente à distorções nucleadas em função da rotação de veios, geralmente alojados em fendas de tração. Nesse caso as assimetrias sinistrais são compatíveis com uma rotação horária para os veios, em torno de um eixo vertical ajustado a planos verticais transcorrentes dextrais;
- Rotação de cristais do tipo δ e σ observada principalmente na borda SE do Batólito, zona de maior influência da Zona Milonítica Várzea da Onça. Os sentidos observados são predominantemente dextrais;
- Dobras assimétricas desenvolvidas sobre veios quartzo-feldspáticos, centimétricas e cujos eixos apresentam-se em alto ângulo com relação à lineação de estiramento observada. As assimetrias dessas dobras dão sentido de movimentação dextral para o conjunto.

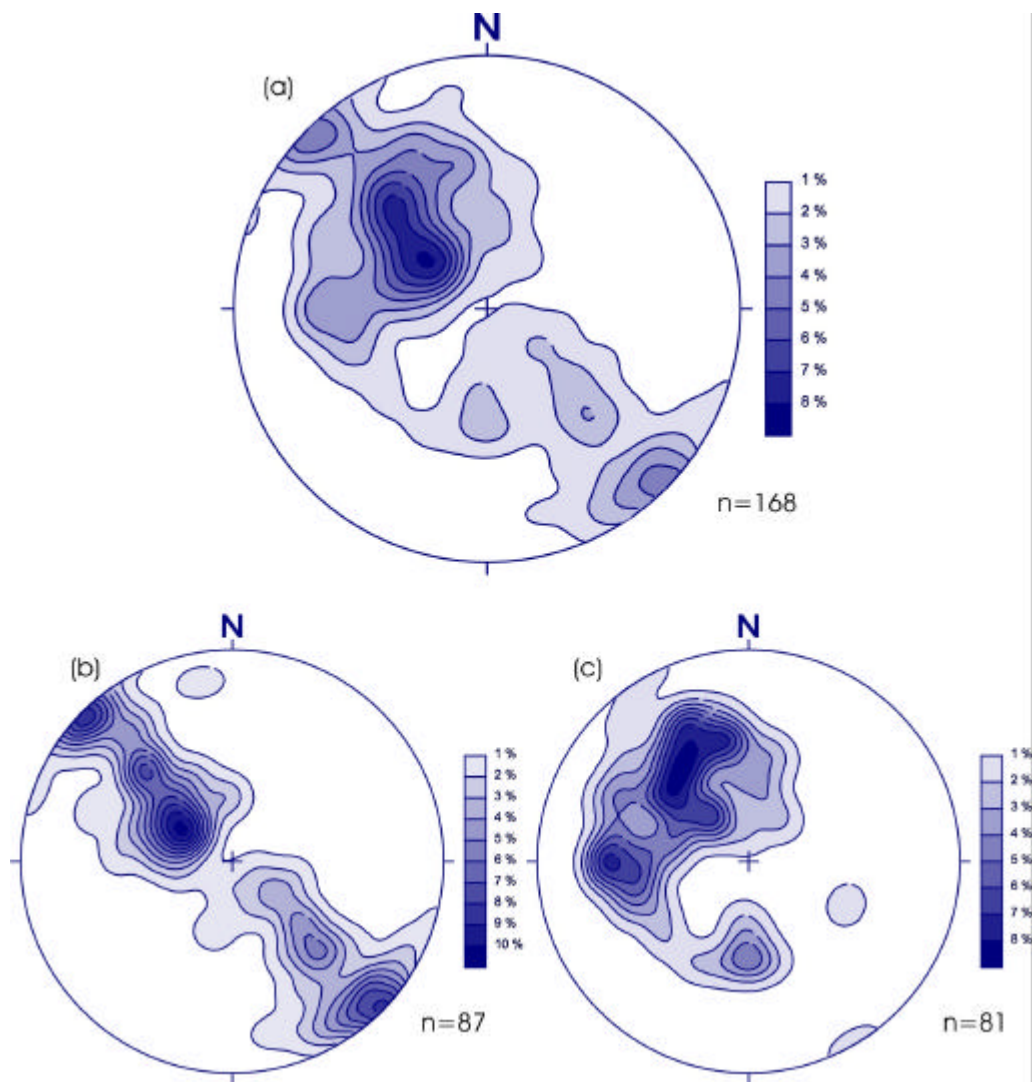


Figura 4.12 – Diagramas de contorno para a foliação principal das rochas encaixantes do Batólito de Quixadá: a - medidas tomadas na área inteira; b - medidas para a porção SE; c - medidas para a porção NW da área.

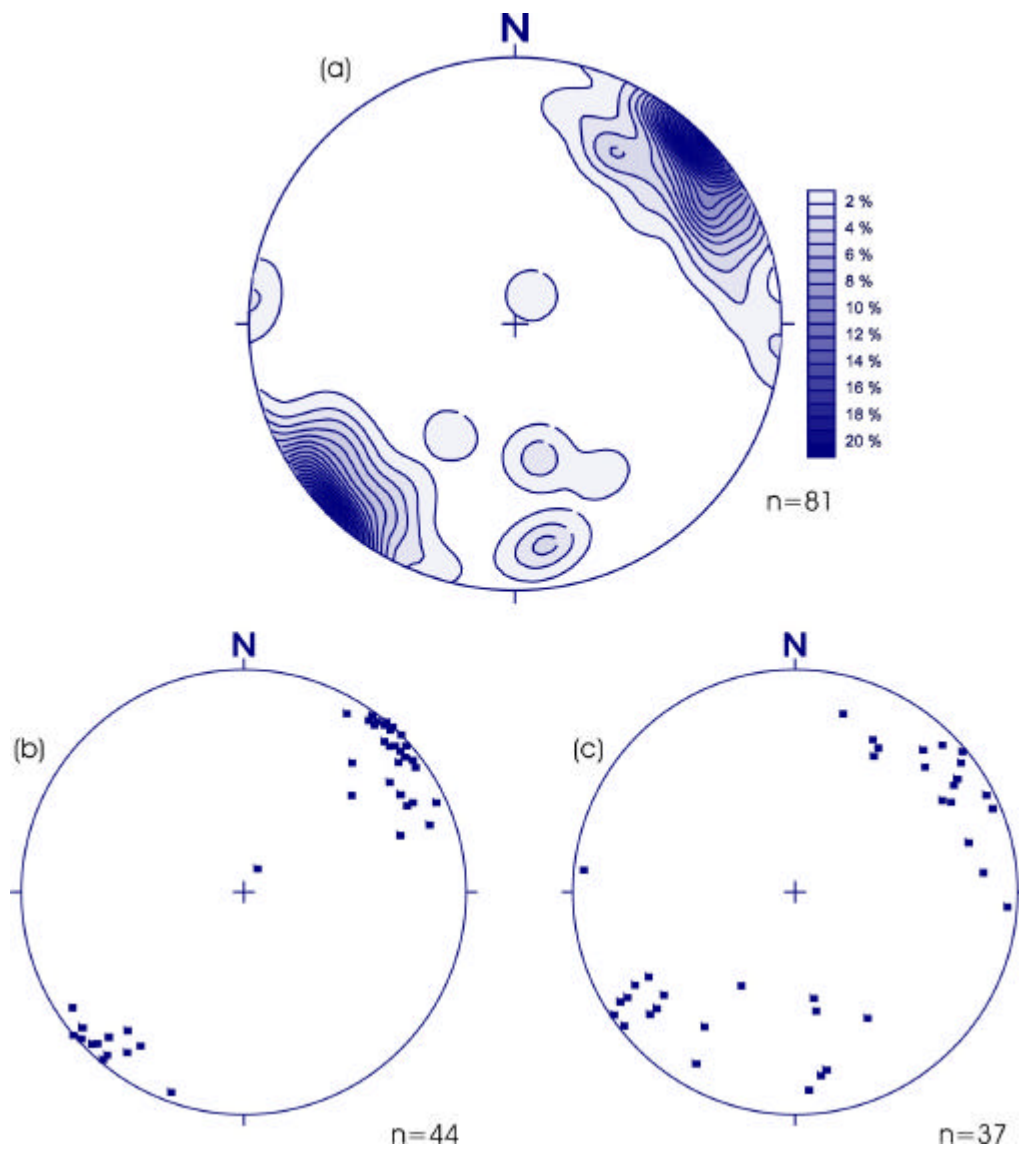


Figura 4.13 – Resultado do tratamento em rede estereográfica para as medidas de lineação mineral/estiramento das rochas encaixantes do Batólito de Quixadá: (a) diagrama de contorno para a totalidade das medidas de lineação; (b) distribuição das medidas de lineação para a porção SE da área; (c) distribuição das medidas de lineação para a porção NW da área.

4.3 Batólito de Senador Pompeu

O Batólito de Senador Pompeu não foi investigado na forma de mapeamento sistemático como os dois batólitos anteriormente apresentados. Os levantamentos com relação aos tipos rochosos e as feições estruturais foram realizados em alguns perfis em direção perpendicular e paralela ao eixo maior do corpo. A localização destes perfis encontra-se na figura 4.14, elaborada com base em mapa regional.

4.3.1 Descrição geral e tipos rochosos

O Batólito de Senador Pompeu situa-se na porção Sul da área de pesquisa deste trabalho, ocorrendo como um conjunto de rochas em corpo ovalado, com eixo maior orientado na direção NNE. Com dimensões aproximadas de 45 e 10 quilômetros (maior comprimento e maior largura, respectivamente), chega a uma área aproximada de 450 km² (Fig. 3.2; Fig. 4.14).

Em íntima associação espacial com o Batólito de Quixeramobim, está separado deste pela Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu que afeta, gnaisses, xistos e rochas intrudidas nestas como *sheets*, com boas exposições em cortes de estrada na direção SE a partir da cidade de Senador Pompeu.

O Batólito de Senador Pompeu pode ser caracterizado como um conjunto formado por rochas porfiríticas (fácies principal), e rochas equigranulares e inequigranulares, finas a médias, que ocorrem na forma de diques.

Os principais tipos rochosos que compõem o batólito são granodioritos e monzogranitos.

Os granodioritos (fácies principal, mais abundante), são compostos por quartzo (cerca de 13%); feldspato alcalino (cerca de 11%); plagioclásios (cerca de 22%); biotita (25%); hornblenda (12%); titianita (cerca de 10%).

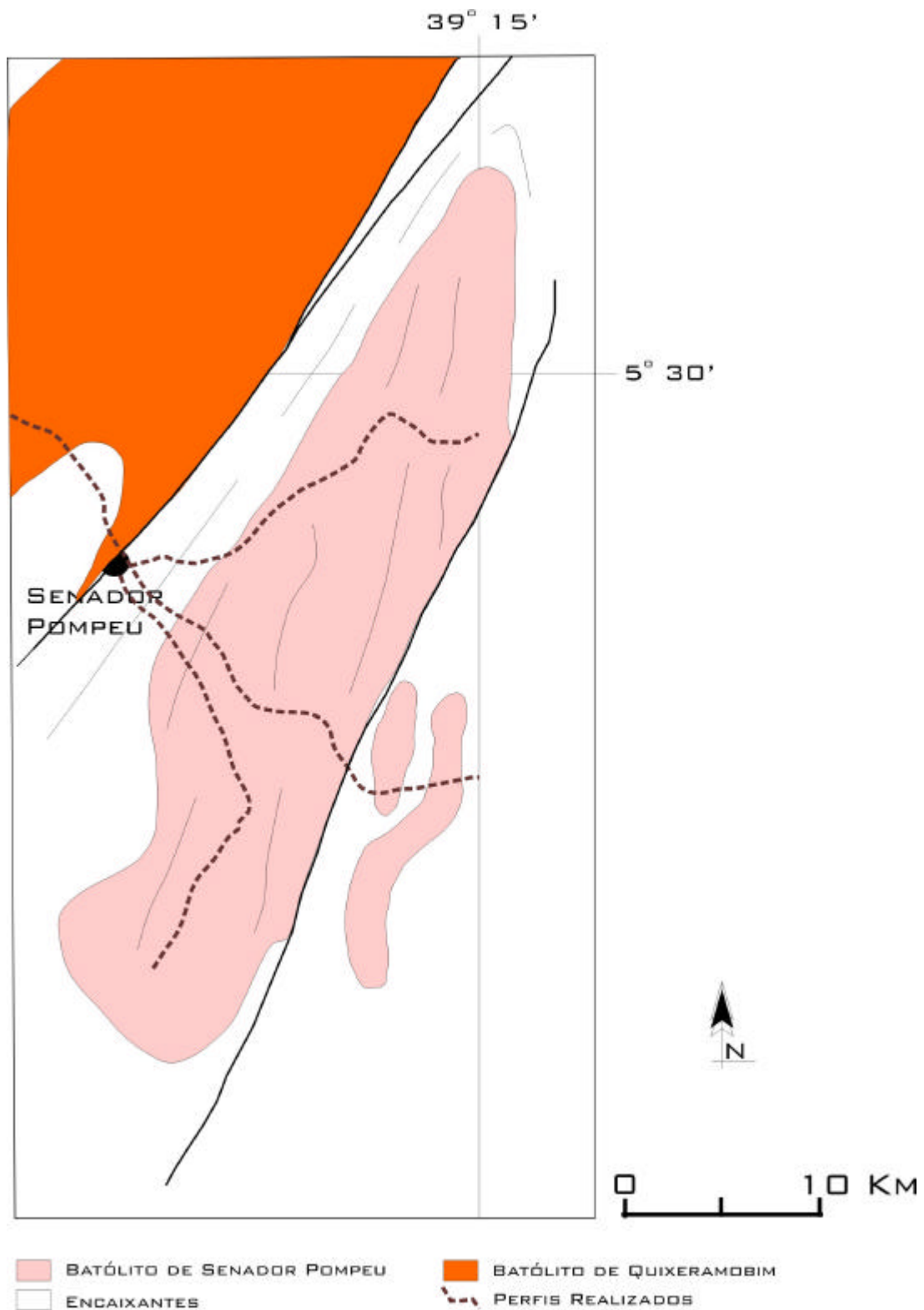
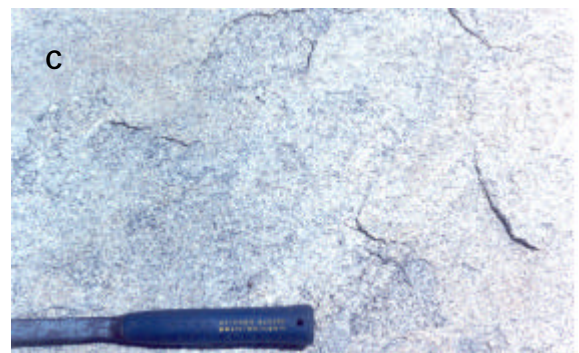


Figura 4.14 – Mapa esquemático do Batólito de Senador Pompeu (com base em mapa regional) com a localização de perfis e indicação dos *trends* de foliação com base nos levantamentos de campo. (fonte: Cavalcante *et al.* 1983).

Os monzogranitos ocorrem como diques, intrusivos nos granodioritos anteriormente descritos, e, em avaliação de campo, são rochas de granulação fina a média, equigranulares a inequigranulares, de cor cinza a cinza-rósea. São compostos essencialmente por: quartzo (cerca de 18%); feldspato alcalino (cerca de 24%); plagioclásio (cerca de 19%); biotita (cerca de 24%); hornblenda (cerca de 8%) e moscovita (cerca de 3%).

As rochas cujas características principais sintetizamos, distribuem-se no Batólito de Senador Pompeu, tendo sido investigadas em perfis realizados tanto paralelos ao eixo maior do plúton, quanto paralelo ao seu eixo menor. A partir da cidade de Senador Pompeu na direção SE, é possível reconhecer os litotipos mais abundantes, termos porfíricos dos granodioritos, inicialmente bastante deformados e intercalados a gnaisses, xistos e, eventualmente, quartzitos, afetados pela Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu. Com o distanciamento da zona de cisalhamento principal, estas rochas, menos afetadas pela deformação, apresentam-se com fenocristais de feldspatos variando de 3 a 5 centímetros, brancos a róseos, imersos numa matriz de coloração cinza composta por quartzo, feldspatos, biotita e anfibólio (com ou sem mica branca). As exposições são mais expressivas no plano horizontal, só sendo possível a observação de variações verticais nas proximidades de drenagens, ainda assim sem muita expressão.

Os granodioritos (e suas variações), são recortados por diques de rochas de composição granítica (ou monzogranítica), coloração cinza-claro a cinza-escuro, aparentemente isotrópicas, compostas essencialmente por quartzo, feldspatos, biotita, anfibólio e mica branca. Os diques têm dimensões variadas, podendo ser vistas exposições de até 10 metros de largura no plano horizontal. Os contatos são, na maioria dos locais observados, bruscos o que denota significativa diferença no estado de cristalização das rochas. Os diques e seus correspondentes de menores dimensões concentram-se principalmente na porção central do batólito, áreas onde se sustentam pequenas elevações. Aspectos de campo das rochas do Batólito de Senador Pompeu são apresentados na prancha fotográfica 4.6.



Prancha fotográfica 4.6 – Aspecto de campo das principais rochas do Batólito de Senador Pompeu. **A** – rochas porfíricas (fácies principal); **B** – rochas equigranulares (subordinadas); **C** – rochas de granulação fina que ocorrem como diques.

Além das rochas citadas, são comuns os veios quartzo-feldspáticos com mica branca, muitas das vezes exibindo textura pegmatóide ou mesmo se configurando como veios pegmatíticos. Estes também ocorrem em maior número nas porções mais elevadas no centro do batólito.

4.3.2 Estruturas, microestruturas e cinemática

As características deformacionais das rochas do Batólito de Senador Pompeu, assim como dos outros dois batólitos aqui estudados, são sintetizadas com relação à distribuição das feições estruturais (foliações, lineações, etc.), no interior do batólito, e suas características distintivas quanto ao estado de cristalização durante o desenvolvimento das feições estruturais.

4.3.2.1 Foliações

Apenas uma organização planar tem distribuição mais generalizada no Batólito de Senador Pompeu. Esta foliação, no entanto, não tem distribuição homogênea, sendo possível encontrar locais praticamente isentos de deformação ou alinhamento dos minerais formadores das rochas.

A foliação, marcada nas rochas porfíricas principalmente, tem seu desenvolvimento inicial com o alinhamento dos fenocristais de feldspatos, com matriz pouco deformada, evoluindo para uma maior orientação dos fenocristais e dos constituintes da matriz até chegar, em alguns locais, a uma deformação intensa com desenvolvimento de faixas miloníticas milimétricas a centimétricas.

Apesar desta variação com relação ao grau de deformação, devido em parte ao estado de cristalização, a orientação deste elemento planar não varia significativamente. A orientação destes planos varia em torno da direção NNE-SSW, com mergulhos predominantemente altos (cerca de 75 a 80 graus), mas que também apresentam variações para mergulhos mais suaves. Os mergulhos mais suaves são encontrados

principalmente nos diques, apresentando, também, maior variação em termos de direção dos planos.

A figura 4.15 mostra a estatística para as orientações dos planos de foliação, em cujo diagrama de contorno é possível identificar um máximo, que sugere um plano médio em 116/83 (rumo e inclinação da reta de mergulho), e permite verificar a variação em termos da magnitude dos mergulhos da foliação, evidenciada por uma concentração em 112/46 (rumo e inclinação da reta de mergulho).

4.3.2.2 Lineações

Por conta do tipo de exposição das rochas deste batólito, há grande dificuldade de mapeamento dos elementos lineares. Apesar disto é possível identificar, em alguns afloramentos, a orientação preferencial dos fenocristais de feldspatos, nas porções menos deformadas, e de feldspatos, biotita, anfibólio e quartzo, nas porções onde a matriz exibe deformação mais pronunciada.

Tal como a foliação, a lineação mineral aqui descrita mostra evidências de desenvolvimento inicial em estado magmático e progressão para estado sólido. O estado magmático caracteriza-se, em campo e em rochas porfiríticas, pelo alinhamento de fenocristais sem deformação plástica dos mesmos e dos minerais componentes da matriz, sendo o quartzo o mineral mais indicado para a distinção destes estados.

A orientação deste elemento, apesar do pequeno número de registros, não apresenta variação considerável. As direções variam entre NNW e NE (Fig. 4.15c) com mergulhos variando entre 4 e 25 graus, ora para NE, ora para SW.

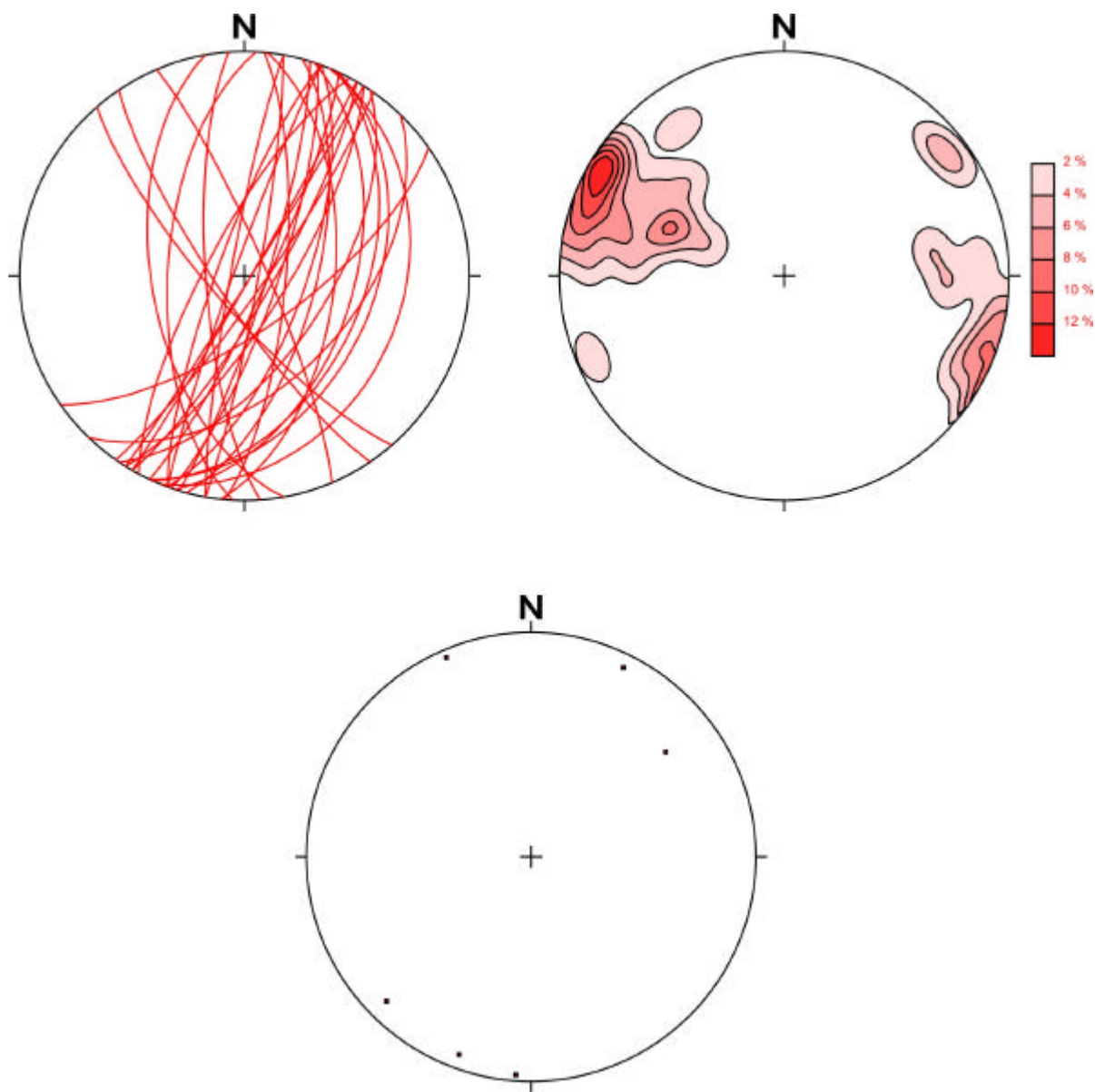


Figura 4.15 – Representação em rede estereográfica dos planos de foliação (a e b; $n = 30$) e orientação para a lineação mineral (c; $n = 6$) no Batólito de Senador Pompeu.

4.3.2.3 Microestruturas

As rochas foram avaliadas, em amostras representativas dos dois tipos principais, com relação a microestruturas.

Nas rochas porfíricas foi possível identificar, nas porções menos deformadas, uma orientação dos feldspatos contidos na matriz, coerente com a orientação dos pórfiros avaliada em afloramento e amostra-de-mão. Os estados de deformação variam da simples orientação sem deformação plástica atestada pela forma preservada dos minerais, até a deformação mais intensa com extinção ondulante no quartzo, modificação da forma dos cristais de biotita e de anfibólio e micro-fraturas nos feldspatos.

Nas rochas equigranulares e inequigranulares, rochas que ocorrem como diques, a deformação é menos evidente mesmo em escala microscópica, o que é coerente com as observações de campo que atestam seu caráter isotrópico em várias das exposições.

Em escala de seção delgada, é possível identificar uma orientação incipiente dos feldspatos e dos máficos presentes (biotita, anfibólio) com ou sem quartzo deformado em estado plástico. A extinção ondulante do quartzo é a única feição deformacional evidente na escala de mineral.

4.3.2.4 Cinemática

Para as rochas do Batólito de Senador Pompeu não foi feito um estudo sistemático com relação aos indicadores cinemáticos, até pela dificuldade de encontrar marcadores mais confiáveis como, por exemplo, assimetrias S/C distribuídas pelo batólito. Os possíveis indicadores limitam-se a cristais rotacionados, com distribuição mais generalizada no plúton, e assimetrias de foliação, estas limitadas a zonas de cisalhamento de pouca expressão espacial (milimétricas a centimétricas em largura e com poucos metros de comprimento). Em ambos os casos, o sentido de movimento relativo é predominantemente dextral, coerente com as zonas de cisalhamento principais da área, apesar das poucas exposições estudadas.

4.3.3 Rochas encaixantes

As rochas encaixantes do Batólito de Senador Pompeu não diferem significativamente daquelas encaixantes do Batólito de Quixeramobim, exibindo as mesmas associações litológicas anteriormente descritas neste capítulo. São predominantemente gnaisses, gnaisses migmatíticos, xistos e quartzitos, associações metamórficas típicas de alto grau metamórfico.

Em termos da litologia, a característica que distingue este conjunto daquele anteriormente descrito, é a ocorrência de rochas plutônicas (*sheets*) de composição granítica a diorítica, estes ocorrendo principalmente em locais próximos à Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu, e aqueles de composição granítica (com textura pegmatóide) ocorrendo nas encaixantes a SE do batólito.

Em termos estruturais observa-se que a foliação principal marcada nas rochas encaixantes, coerente com a orientação da foliação marcada nas rochas intrusivas, distingue-se daquela das encaixantes do Batólito de Quixeramobim por apresentar uma orientação preferencial, em termos de direção, mais a NNE enquanto aquelas se orientam na direção NE. Há variações também quanto à magnitude dos mergulhos que nas encaixantes do batólito de Senador Pompeu apresentam-se mais baixos.

Estas características distintivas, principalmente com relação à direção dos planos de foliação, são acentuadas com o afastamento do batólito no sentido SE.

V – Geocronologia e Geobarometria

5.1 Geocronologia

5.1.1 Considerações Iniciais

Como já discutido anteriormente neste trabalho, há estreita relação entre os processos de alojamento das rochas intrusivas estudadas e a geração / funcionamento de zonas de cisalhamento de escala regional, situação que não difere das outras porções da Província Borborema e de outras províncias no Brasil e no mundo. A utilização de técnicas analíticas com o objetivo de estabelecer as relações temporais reveste-se de importância, em conjunto com estudos geométricos e deformacionais, para o estabelecimento do quadro evolutivo da área estudada. Aliados aos estudos geocronológicos, estudos de química mineral com vistas à determinação da profundidade de alojamento dos corpos intrusivos (geobarometria), podem fornecer importantes informações na composição deste quadro evolutivo.

Os estudos geocronológicos de rochas magmáticas podem ser realizados utilizando-se diferentes métodos. Para os estudos realizados neste trabalho os métodos selecionados foram os que utilizam o sistema U-Pb (em zircão) e Sm-Nd, por conta da boa aplicação destes no que diz respeito à idade de cristalização / alojamento das rochas intrusivas e com respeito à fonte magmática, respectivamente.

Como destacado por Fetter (1999), os sistemas U-Pb e Sm-Nd são bastante resistentes aos eventos termais e deformacionais, constituindo-se em poderosas ferramentas para determinação de idades primárias de cristalização e evolução crustal de rochas em províncias como o Ceará. Este autor discute as características fundamentais que credenciam estes sistemas para estudos que visam estabelecer fontes de protólitos e idades de cristalização e alojamento de rochas intrusivas, que sintetizamos a seguir.

Alguns minerais radiogênicos (monazita, titanita, rutilo, por exemplo), podem ser usados para determinar idades de cristalização, uma vez que são bastante refratários não permitindo fácil abertura do sistema. No entanto, o mineral que possui comportamento mais adequado é o zircão. Embora o sistema U-Pb num zircão possa ser perturbado por eventos termais, é quase impossível “apagar” sua memória porque ele é muito refratário. Tal comportamento, decorrente da temperatura de fechamento muito alta para o sistema U-Pb em zircões (= 800 °C, referências em Roger *et al.* 2003), possibilita as melhores estimativas para idades de alojamento de plútons.

O sistema U-Pb caracteristicamente possui dois isótopos, ^{238}U e ^{235}U , que decaem par ^{206}Pb e ^{207}Pb , respectivamente, o que possibilita o cálculo de duas idades independentes. Uma idade adicional, segundo Gebauer & Grünenfelder (1979), pode ser obtida pela análise isotópica do chumbo (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ou idade Pb-Pb). No caso de coincidência destas idades tem-se uma idade concórdia.

Mesmo não havendo concordância destas idades, a utilização de técnicas de regressão linear permite o cálculo da idade de cristalização em diagramas concórdia, que corresponde ao intercêpto superior – intersecção da curva concórdia com a trajetória discórdia (Fig. 5.1).

O sistema Sm-Nd comporta características que o tornam particularmente adequado aos estudos de evolução crustal (Fetter 1999). Sm e Nd são praticamente imóveis e resistentes ao fracionamento na crosta continental. Uma vez incorporados à crosta tornam-se relativamente insensíveis aos efeitos de fusão e eventos metamórficos subsequentes em escala de rocha total. Quando uma nova crosta continental se forma, se estabelece uma assinatura de Nd que é reflexo do material envolvido na sua gênese, podendo caracterizar uma crosta juvenil – gerada em ambientes do tipo arco-de-ilha, isenta de influência de crosta mais antiga ou detritos, sendo essencialmente derivada do manto, ou podendo constituir-se numa crosta retrabalhada ou enriquecida se material crustal mais antigo esteve envolvido na sua gênese.

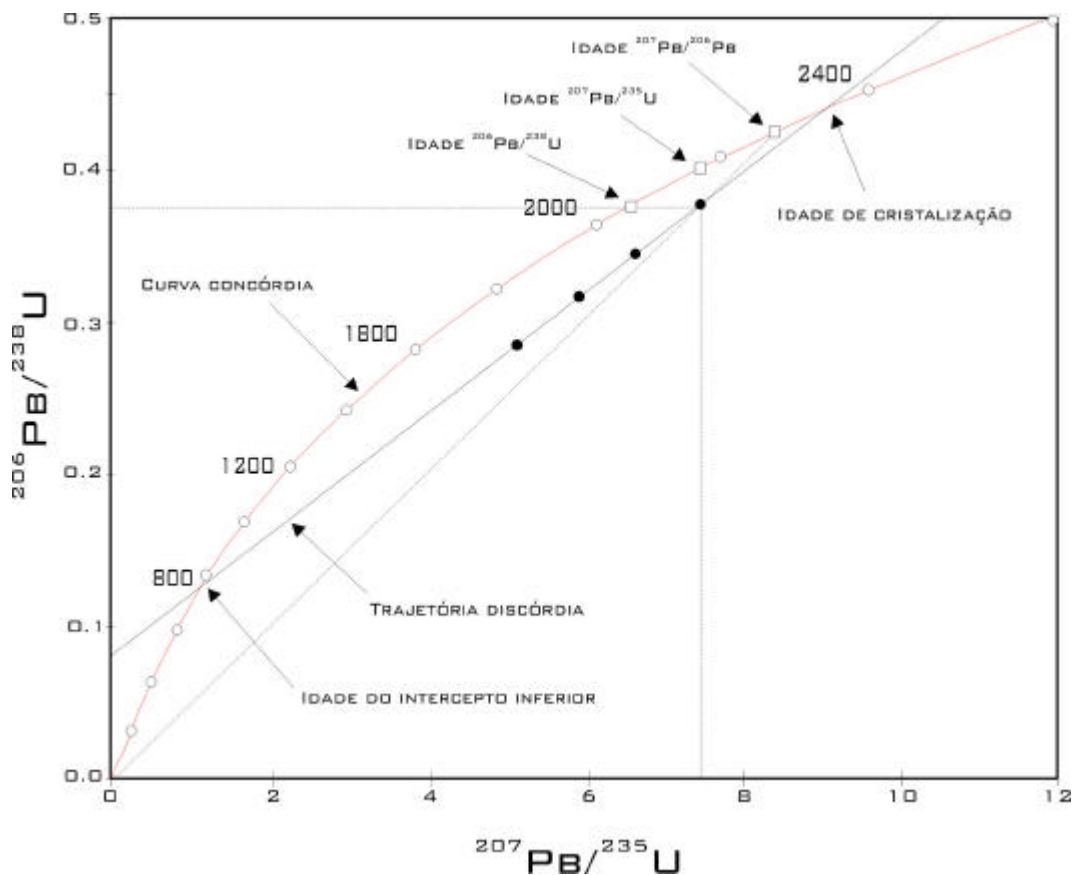


Figura 5.1 – Diagrama concórdia mostrando dados de quatro frações de zircão (pontos pretos). Para os pontos superiores as idades aparentes U-Pb, bem como a idade Pb/Pb, são dadas pela intersecção das linhas tracejadas com a curva concórdia. A idade de cristalização da suíte de zircões é dada pelo intercepto superior da linha discórdia. Em zircões quase concordantes, esta idade do intercepto superior corresponde à idade Pb/Pb. Diferentes padrões de perda de Pb demandam interpretação cautelosa de idades do intercepto inferior. Estas idades podem corresponder a eventos metamórficos em caso de recristalização de zircões, mas também podem não ter significado geológico (Fonte: DePaolo 1988; Fetter 1999).

Para crosta juvenil, as idades-modelo (T_{DM}) coincidem com a idade de cristalização dos protólitos e possuem valores de ϵ_{Nd} positivos (DePaolo 1988) ao tempo da cristalização ($\epsilon_{Nd}(t)$). Para crosta retrabalhada, as idades T_{DM} são mais antigas que as idades de cristalização das rochas, e os valores de ϵ_{Nd} são negativos.

5.1.2 Procedimentos

Os procedimentos para obtenção dos dados geocronológicos seguem técnicas já universalizadas.

Para as análises U-Pb em zircão as etapas compreendem desde a coleta das amostras de rochas (com pouca ou nenhuma alteração), redução do volume da rocha por moagem e subsequente separação das frações de minerais pesados, seleção das frações e abrasão dos zircões, até o tratamento químico e medições segundo técnicas específicas e finalmente o cálculo das idades radiométricas segundo os modelos vigentes. Para descrição detalhada dos procedimentos sugerimos Fetter (1999) e referências neste contidas.

Para os isótopos de samário e neodímio, os procedimentos obedecem a seguinte seqüência: coleta de amostras frescas ou pouco alteradas (de 1 a 5 kg), redução sistemática do volume e pulverização das amostras, tratamento químico para o pó-de-rocha ou concentrados minerais (dissolução), concentração dos elementos terras raras, separação de samário e neodímio, medições adequadas e conseqüente correção de erros analíticos e cálculo das idades e parâmetros segundo os modelos vigentes. Para detalhamento ver Fetter (1999) e referências nele contidas.

As determinações das idades por evaporação de chumbo em zircão seguiram os procedimentos relatados em Costi *et al.* (2000). Os dados são coletados de forma dinâmica utilizando sistema de contagem de íon. As intensidades dos diferentes isótopos de chumbo segundo a seqüência 206, 207, 208, 206, 207, 204. As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são determinadas e os resultados discrepantes eliminados. Três são os passos de evaporação a temperaturas de 1450, 1500 e 1550 °C, e a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é obtida na temperatura de evaporação mais alta.

5.1.3 Resultados

Em compilação feita por Torquato *et al.* (1989), tabelas contendo dados geocronológicos para algumas rochas do complexo que comporta os Batólitos de Quixadá e Quixeramobim e de rochas de seus arredores, 22 análises Rb-Sr e 17 K-Ar de autores diversos são apresentadas.

Destas análises merecem destaque àquelas feitas para os monzonitos do Batólito de Quixadá por Kawashita *et al.* (1976). Os resultados obtidos para estas rochas estão sumarizados na tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Análise Rb-Sr e K-Ar para os monzonitos de Quixadá segundo Kawashita (1976).

Método	Rocha	Material	Idade (Ma)
Rb-Sr	Monzonito	Rocha total	500 ± 40
Rb-Sr	Monzonito	Biotita	451
Rb-Sr	Monzonito	Feldspato	585
Rb-Sr	Oz-monzonito	Rocha total	500 ± 40
K-Ar	Monzonito	Anfibólio	530 ± 17
K-Ar	Monzonito	Biotita	507 ± 13
K-Ar	Monzonito	Feldspato	451 ± 13

Neste trabalho são apresentadas novas análises para as rochas do Batólito de Quixadá que foram produzidas utilizando-se os métodos U-Pb e Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total. As amostras utilizadas foram monzonitos coletadas nos arredores da cidade de Quixadá (ponto JN-279). As análises U-Pb e Sm-Nd foram realizadas no laboratório de geocronologia (University of Kansas) e as análises para Pb-Pb foram realizadas no laboratório de geocronologia da Universidade Federal do Pará.

Nos resultados obtidos pelo método U-Pb, segundo os procedimentos anteriormente descritos, os zircões apresentaram um bom alinhamento e produziram uma idade de $585 \pm 4,7$ Ma, dada pelo intercêpto superior no diagrama concórdia (Fig. 5.2).

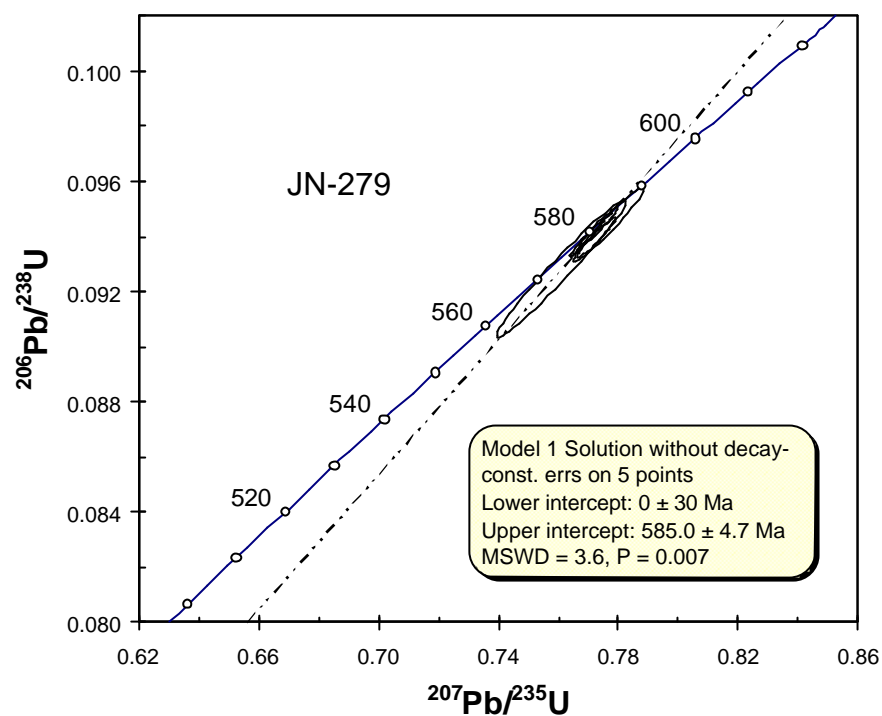


Figura 5.2 – Diagrama concórdia para os zircões dos **monzonitos** de Quixadá. Amostra coletada no ponto JN 279 (coordenadas UTM (24): **499354; 9452530**). Idade obtida: **585 Ma**.

Os resultados obtidos pelo método Pb-Pb forneceram uma idade de 597 ± 4 Ma, obtida pelo cálculo da média das idades que foram consideradas adequadas após a exclusão de dados discrepantes (Fig. 5.3; Tabela 5.2). Há, portanto, coerência dos resultados obtidos em ambos os métodos.

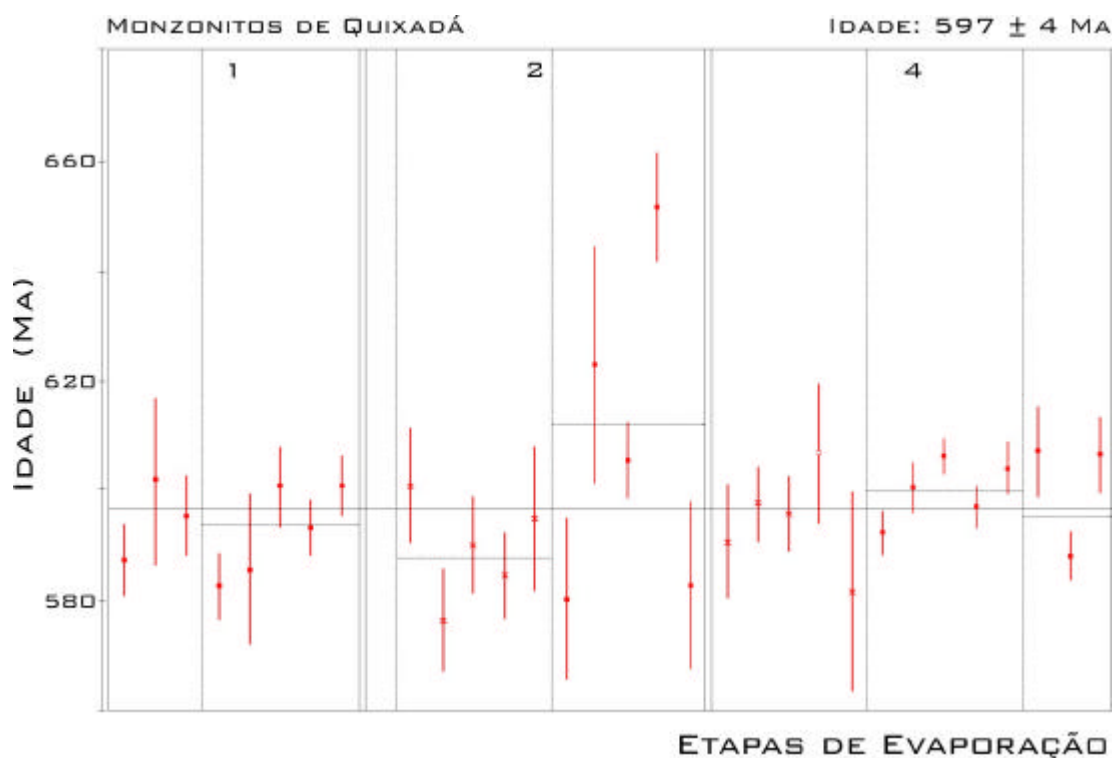


Figura 5.3 – Diagrama idade (em y) versus etapas de evaporação (em x) dos cristais de zircão dos monzonitos Quixadá. Quadrados cheios = bloco de razões isotópicas utilizado pra cálculo da idade; quadrado = bloco eliminado subjetivamente; x = bloco eliminado por apresentar por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0.0004; desvio analítico a $2s$.

Tabela 5.2 – Resultados analíticos Pb-Pb para os zircões dos monzonitos de Quixadá

Zircão	Temperatura Evaporação (°C)	Razões Utiliz./Total	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2s$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ * $\pm 2s$	Idade Ma
FQH/1	1500	50/50	0.000047 \pm 27	0.18869 \pm 163	0.06022 \pm 37	0.05967 \pm 250	592 \pm 9
	1550	86/86	0.000120 \pm 17	0.19445 \pm 50	0.06142 \pm 12	0.05972 \pm 200	594 \pm 7
FQH/2	#1450	0/16	0.007342 \pm 382	0.36039 \pm 69	0.17158 \pm 597	0.06596 \pm 930	805 \pm 29
	#1500	0/90	0.000694 \pm 22	0.17043 \pm 66	0.06970 \pm 20	0.05956 \pm 230	588 \pm 8
	1550	80/80	0.000284 \pm 31	0.18959 \pm 69	0.06970 \pm 39	0.06022 \pm 690	612 \pm 25
FQH/4	#1450	16/84	0.000392 \pm 44	0.18304 \pm 127	0.06576 \pm 29	0.06007 \pm 700	607 \pm 25
	1500	86/86	0.000096 \pm 11	0.18898 \pm 45	0.06133 \pm 10	0.05988 \pm 140	600 \pm 5
	1550	28/28	0.000086 \pm 10	0.18987 \pm 64	0.06094 \pm 35	0.05976 \pm 350	595 \pm 13
Total:		346/520	-	-	-	Média:	597\pm4

#etapa eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0.0004; * Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida pelo Pb comum.

Os resultados U-Pb para as rochas da fácies mais abundante do Batólito de Quixeramobim (Muxuré Novo – amostra MN 14), forneceu uma idade de cristalização de 587 ± 14 Ma (Fig. 5.4).

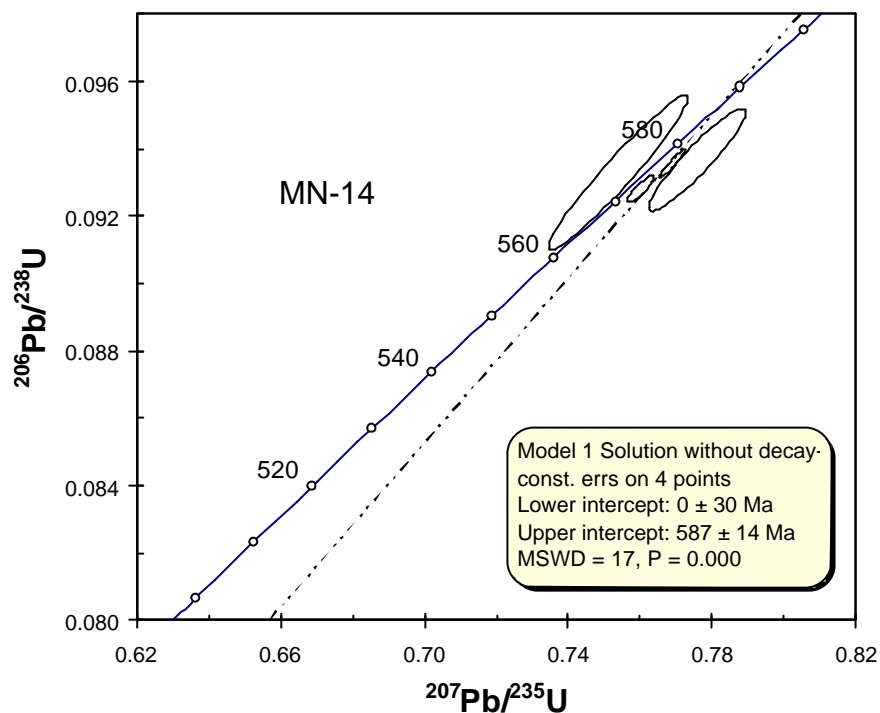


Figura 5.4 – Diagrama concórdia para os zircões da fácies Muxuré Novo do Batólito de Quixeramobim. Amostra coletada no ponto MN 14, (coordenadas UTM(24): **0473819; 9409951**); Rocha: monzogranito. Idade obtida: **587 Ma**.

Para as rochas mais abundantes no Batólito de Senador Pompeu foi produzida uma idade U-Pb de 561 ± 15 (amostra SP1 16; Fig. 5.5).

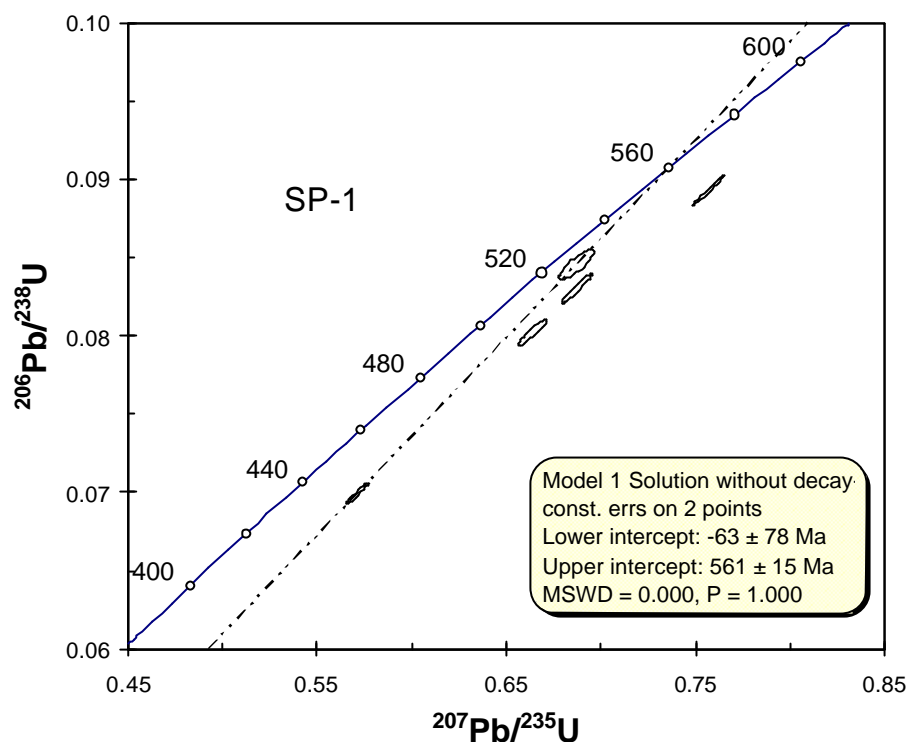


Figura 5.5 – Diagrama concórdia para os zircões do Batólito de Senador Pompeu. Amostra coletada no ponto SP1 16. (coordenadas UTM(24): **0468250; 9374961**); Rocha: granodiorito; Idade obtida: **560 Ma**.

Utilizando-se o método Sm-Nd, foram analisadas seis amostras para os batólitos sob estudo. Para o Batólito de Quixadá (amostra JN 275 – Tabela 5.3), obteve-se como resultado uma idade-modelo de 1,83 Ga, com ϵNd negativo da ordem de 19,60.

Para o Batólito de Quixeramobim foram três amostras para Sm-Nd (AD 12, MN 14, Sbb 11; Tabela 5.3). Os resultados obtidos forneceram idades-modelo de 1,90; 1,92 e 1,79 respectivamente. Os valores de ϵNd resultaram todos negativos com valores de 25,50; 26,00 e 24,38 respectivamente.

Para o Batólito de Senador Pompeu foram analisadas duas amostras (SP1 16 e SP2 17; Tabela 5.3), tendo sido obtidas idades-modelo de 1,47 e 2,11 respectivamente. Os valores de ϵNd são negativos em 11,60 e 25,70 respectivamente (tabela 5.3).

Tabela 5.3 – Resultados Sm-Nd para as amostras dos Batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu.

Amostra	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	\pm	2s	e Nd (0 Ma)	e Nd (600 Ma)	(t) Ga	T(DM) Ga
(BQa) - JN-279	51,02	8,16	0,09670	0,511635	\pm	9	-19,60	-11,9	0,59	1,83
(BQm) - AD 12	54,08	6,89	0,07700	0,511330	\pm	5	-25,50	-16,4	0,59	1,90
(BQm) - MN 14	36,42	4,62	0,07660	0,511307	\pm	7	-26,00	-16,8	0,59	1,92
(BSP) - SP1 16	34,15	6,27	0,11100	0,512044	\pm	7	-11,60	-5,0	0,56	1,47
(BSP) - SP2 17	33,10	4,93	0,09010	0,511321	\pm	6	-25,70	-17,5	0,56	2,11
(BQm) - Sbb 11	38,25	4654,00	0,07350	0,511388	\pm	6	-24,38	-15,0	0,56	1,79

(BQa) – Batólito de Quixadá; (BQm) – Batólito de Quixeramobim; (BSP) – Batólito de Senador Pompeu.

Coordenadas UTM (24):

AD12 (0466933 / 9414558);
 MN14 (0473819 / 9409951);
 SP1 16 (0468250 / 9374961);
 SP2 17 (0468650 / 9374482);
 Sbb 11 (0465408 / 9415913)

5.2 Geobarometria

5.2.1 Considerações Iniciais

Com base em evidências empíricas, Hammasrtrom & Zen (1986) propuseram que em plútons graníticos cálcio-alcálicos, o teor de alumínio total ($Al^t = Al^{iv} + Al^{vi}$) em hornblenda pode ser usado como geobarômetro. Usando dados adicionais, Holister *et al.* (1987) confirmaram a utilidade do barômetro e reduziram o erro estimado de ± 3 kb para ± 1 kb. Trabalhos experimentais subseqüentes têm refinado a relação na faixa de 2 – 8 kb, reduzindo o erro para $\pm 0,5$ kb (Johnson & Rutherford 1989a, Johnson & Rutherford 1989b, Schmidt 1992).

A assembléia mineral crítica necessária para a aplicação deste barômetro é quartzo-plagioclásio-feldspato potássico-biotita-hornblenda-magnetita, além de fundido silicático (Hammasrtrom & Zen 1986).

As assembléias minerais citadas são encontradas nas amostras representativas das rochas dos batólitos estudados neste trabalho, prestando-se a estudos geobarométricos como os aqui sintetizados. Tais estudos possibilitam inferir as profundidades de cristalização / alojamento dos principais corpos intrusivos com base no cálculo da pressão. Tal informação revela-se de grande valia quando da análise do funcionamento das principais zonas de cisalhamento como vias de mobilização de magma.

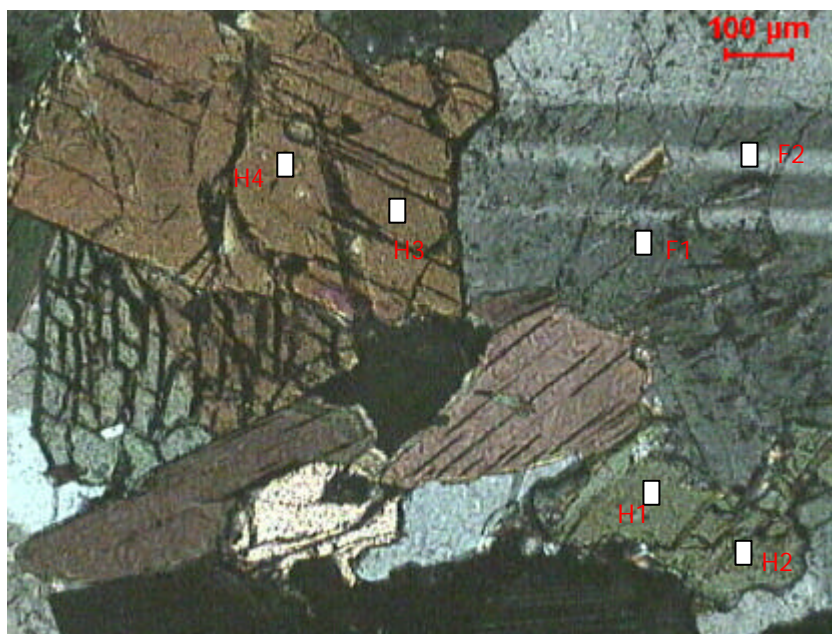
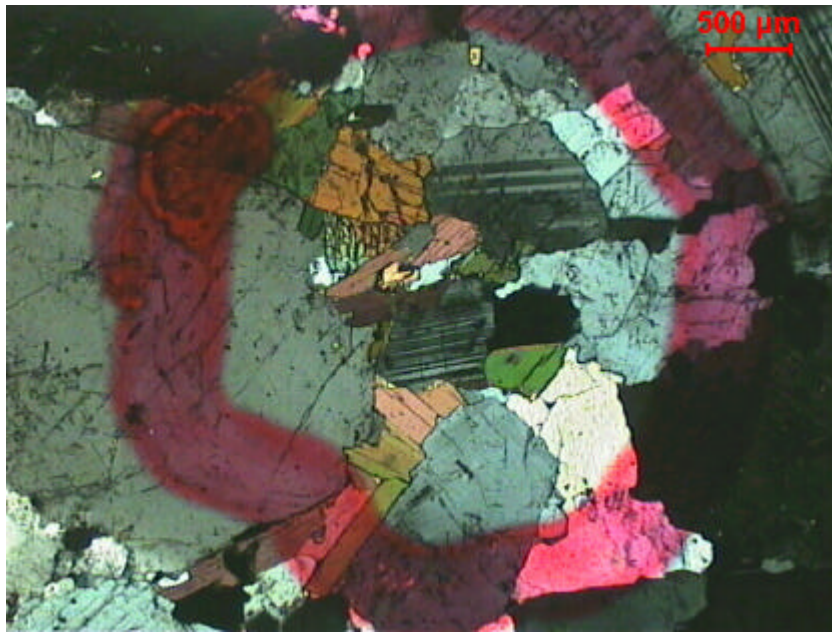
5.2.2 Procedimentos

As seções delgadas e polidas foram preparadas na oficina de laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista (UNESP - Rio Claro) e as análises foram realizadas no laboratório de Micro-sonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP – SP).

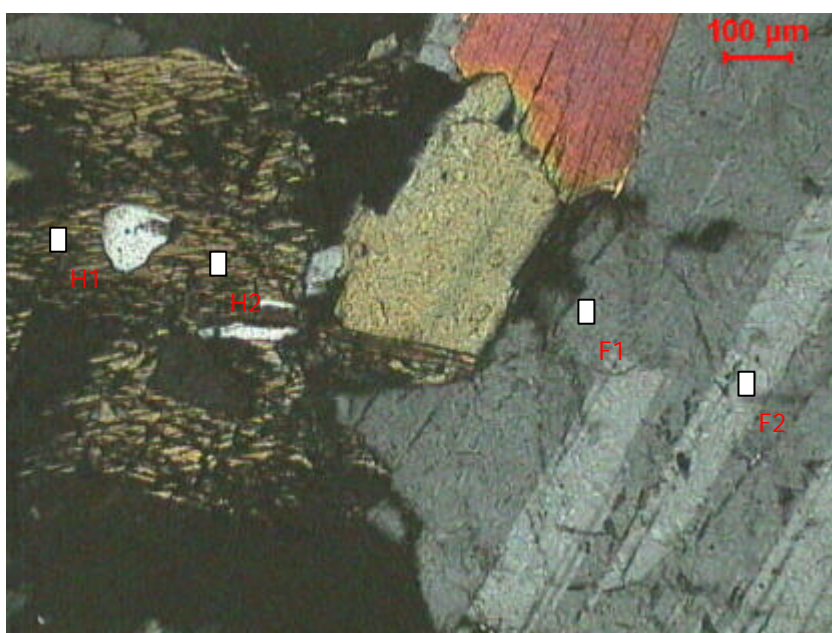
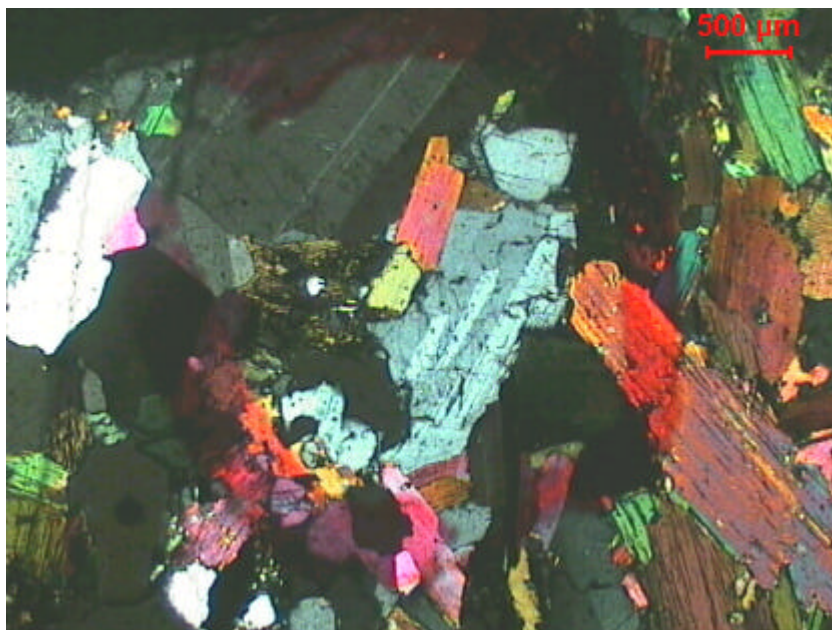
Os estudos descritivos nas seções polidas confirmaram a existência da assembléia mineral adequada aos estudos, possibilitando a seleção dos pontos para as análises em áreas próximas aos contatos hornblenda-plagioclásio. Este par mineral foi selecionado por fornecer o teor de alumínio total da hornblenda e permitir a calibração da temperatura através da composição do plagioclásio.

A hornblenda ocorre tanto como cristais prismáticos, subédricos e de cor verde escura. Ocorrem também como uma massa de cor marrom escura. Quando nesta forma de ocorrência, são comuns as reações com biotitas, piroxênio, alanita e plagioclásios. Também são comuns as inclusões de minerais opacos.

A variedade predominante de plagioclásios é a albita e ocorre como fenocristais subédricos, exibindo, por vezes, pertitas e zoneamento. Apresenta-se de moderada a intensamente seriticizada, geralmente em contato com hornblenda e biotita. Exemplos destes minerais podem ser vistos nas pranchas fotográficas 5.1 e 5.2.



Prancha fotográfica 5.1 – Aspecto dos minerais hornblenda, plagioclásio e biotita, ao microscópio, para o campo 1 da amostra Qa94xy (monzonitos de Quixadá). Aumento de 10x.



Prancha fotográfica 5.2 – Aspecto dos minerais hornblenda, plagioclásio e biotita, ao microscópio, para o campo 2 da amostra Qa94xy (monzonitos de Quixadá). Aumento de 10x.

5.2.3 Resultados

Os resultados das análises de química mineral, que constam em apêndice, foram analisados, possibilitando o cálculo do alumínio total, e demais cátions, com relação ao 23 O. Este tratamento permitiu a classificação do anfibólio e do plagioclásio (Figs. 5.6 e 5.7) e, posteriormente, o cálculo das pressões segundo as calibrações de Hammarstrom & Zen (1986); Hollister *et al.* (1987); Johnson & Rutherford (1988) e Blundy & Holland (1990), para o geobarômetro Al total em hornblenda. A síntese dos resultados consta da tabela 5.4.

O anfibólio encontrado, nos seis pontos analisados, plota no campo magnésio-hornblenda do diagrama TSi x Mg/(Mg+Fé(2))(Fig. 5.6). Os feldspatos (cruzes) plotam nos campos oligoclásio-andesina do diagrama ternário Ab/An/Or (Fig. 5.7).

Tabela 5.4 – Síntese dos resultados obtidos das análises de química mineral (amostra **Qa94xy**) (campos para hornblenda e plagioclásio). * cálculo da fórmula estrutural sob 32 O.

Pontos (Hornb)	C1H1	C1H2	C1H3	C1H4	C2H1	C2H2
Si	6,593	6,551	6,565	6,627	6,584	6,604
Ti	0,076	0,093	0,093	0,123	0,122	0,103
Mn	0,046	0,041	0,038	0,049	0,040	0,044
Na	0,297	0,313	0,319	0,320	0,333	0,298
Al	1,868	1,847	1,838	1,747	1,802	1,784
Fe(3)	0	0	0	0	0	0
Mg	2,393	2,439	2,413	2,518	2,429	2,440
K	0,211	0,204	0,211	0,208	0,198	0,202
Cr	0	0	0	0	0	0
Fe(2)	1,675	1,629	1,682	1,636	1,718	1,692
Ca	1,896	1,912	1,909	1,876	1,915	1,947
Pontos (Plag)	C1F1	C1F2	-	-	C2F1	C2F2
Si	11,009	10,925	-	-	11,061	11,006
Na	2,567	2,871	-	-	2,982	2,987
Al	5,034	5,037	-	-	4,907	4,952
K	0,051	0,036	-	-	0,044	0,059
Ca	1,105	1,118	-	-	0,988	1,028

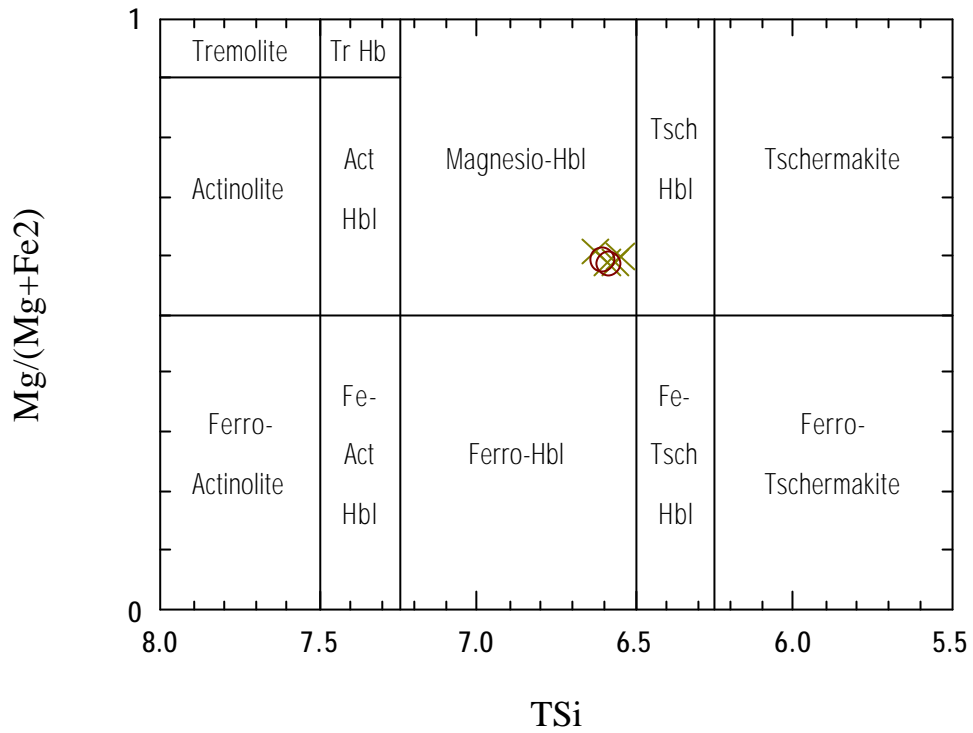


Figura 5.6 – Digrama TSi x $Mg/(Mg+Fe_2)$ mostrando a classificação do anfibólio encontrado nos monzonitos Quixadá, que plotam no campo magnésio-hornblenda.

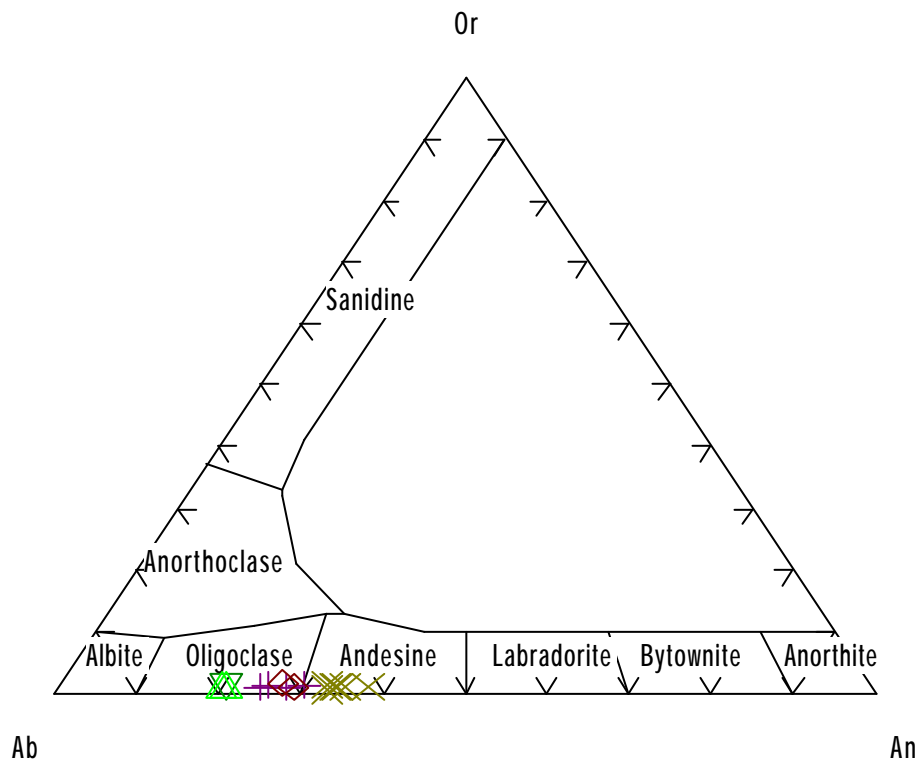


Figura 5.7 – Digrama ternário Albite / Ortoclásio / Anortita, mostrando a classificação do feldspato encontrado nos monzonitos Quixadá, que plotam nos campos ologoclásio / andesina.

As pressões, para os valores de alumínio total em hornblenda, foram calculadas segundo cinco calibrações para o geobarômetro (tabela 5.5). Os resultados obtidos mostram coerência no que diz respeito aos diversos pontos analisados, ocorrendo variação significativa, quando se trata da calibração proposta por Johnson & Rutherford (1988); $P[\pm 1 \text{ kbar}] = - 4,76 + 5,64 \text{ Al}^{\text{tot}}$. Apesar desta calibração aparentemente subestimar os valores de pressão, mostra-se a mais adequada por apresentar erro menor.

Desta forma, considerando a calibração acima mencionada, os valores de pressão calculados variam de 3,9 a 4,4 kilobárias, com média aproximadamente igual a 4,2 e desvio-padrão aproximadamente igual a 0,2. Tais valores permitem inferir uma profundidade de alojamento / cristalização variando em torno de 15 quilômetros.

Tabela 5.5 – Resultados do barômetro Al total em hornblenda para os pontos da amostra **Qa94xy**.
(Pressão em Kbar)

	Pontos	C1H1	C1H2	C1H3	C1H4	C2H1	C2H2
Calibração							
Hammarstrom & Zen (1986)		5.476	5.370	5.325	4.867	5.144	5.053
Hollister <i>et al.</i> (1987)		5.775	5.657	5.606	5.093	5.403	5.301
Johnson & Rutherford (1988)		4.455	4.365	4.326	3.937	4.172	4.095
Blundy & Holland (1990)		5.627	5.933	5.831	5.379	5.692	5.546

Em adição ao cálculo das pressões, foram utilizados dois geotermômetros, Ti em hornblenda (calibração de Otten 1984) e hornblenda-plagioclásio (calibração de Blundy & Holland 1990).

Os valores obtidos para o termômetro Ti em hornblenda (tabela 5.6), resultaram em temperaturas consideradas baixas, (média de 668 °C e desvio-padrão de 21 °C), não sendo plenamente utilizáveis.

Tabela 5.6 – Resultados do termômetro Ti em hornblenda para os pontos da amostra **Qa94xy**.
(temperatura em °C). Formulação p/ T < 970°C: T[°C] = 1,024x(Ti) + 545.

	Pontos	C1H1	C1H2	C1H3	C1H4	C2H1	C2H2
Calibração							
Otten (1984)		639.5	656.9	656.9	693.1	691.8	669.1

Os valores obtidos para o termômetro que utiliza o par de minerais hornblenda plagiocásio (tabela 5.7), e valores de pressão para cálculo das temperaturas, resultaram mais coerentes, com média de 748 °C e desvio-padrão de 6 °C. Os valores de pressão utilizados para o cálculo das temperaturas foram aqueles obtidos pela calibração de Johnson & Rutherford (1988).

Tabela 5.7 – Resultados do Termômetro hornblenda - plagioclásio para os pontos da amostra **Qa94xy**.
(Temperatura em °C e Pressão em Kbar)

	Pontos	C1H1-F1		C1H2-F2		C2H1-F1		C2H2-F2	
Calibração		Pressão	Temp	Pressão	Temp	Pressão	Temp	Pressão	Temp
Blundy & Holland (1990)		4.455	750.7	4.365	754.3	4.172	742.8	4.095	742.3

VI – Síntese e Discussão dos Resultados

6.1 Considerações Iniciais

Os dados e informações resultantes dos levantamentos de campo e de sua análise realizados neste trabalho, bem como a sua confrontação com informações disponíveis de trabalhos anteriormente realizados, permitiram o estabelecimento de relações entre o padrão estrutural dos conjuntos intrusivos, suas encaixantes próximas e as zonas de cisalhamento de alcance regional na busca de modelos de alojamento coerentes, além do posicionamento temporal, ainda que aproximado, dos eventos envolvidos na evolução geológica destes conjuntos.

Quando vistos em conjunto, os três batólitos, que foram anteriormente descritos em separado, apresentam similaridades e diferenças que aqui são sintetizadas buscando a montagem de um modelo de alojamento.

Do ponto de vista das associações litológicas, os três batólitos apresentam diferenças importantes.

A variedade litológica verificada no Batólito de Quixeramobim, bem como a forma dos corpos, caracteriza-o como um plúton construído por meio de mais de um evento intrusivo.

Os Batólitos de Quixadá e de Senador, apesar de diferentes quanto à composição de suas fácies principais (no Quixadá monzonitos, no Senador Pompeu Granodioritos), caracterizam-se por uma monotonia litológica na fácies principal. As variações restringem-se aos diques e veios que claramente pós-datam a fácies principal nos dois casos. Apesar de algumas similaridades, é preciso destacar a principal diferença quanto à composição das rochas entre estes dois batólitos. Mesmo em avaliação de campo, as rochas do Batólito de Quixadá aparentam terem se originado por fusão de crosta mais profunda (possivelmente com contribuição mantélica), enquanto as do Batólito de Senador Pompeu aparentam origem fusão crustal em níveis mais rasos, o que pode ser

atestado por sua composição que, caracteristicamente, apresentam litotipos com moscovita.

6.2 Padrão Estrutural e Modelo de Alojamento dos Batólitos

Os modelos de alojamento apresentados para os batólitos inseridos no domínio do Sistema de Cisalhamento de Senador Pompeu foram iniciados a partir de Torquato *et al.* (1989) com a sugestão, para o Batólito de Quixeramobim, de geração de espaços, em extensão, nos quais se alojariam, como corpos isolados, as diferentes fácies. Posteriormente, por ação da deformação regional, estes corpos isolados teriam sido colocados em contato e deformados. No mesmo trabalho sugere-se que o Batólito de Quixadá teria passado por processo de *ballooning*, durante seu alojamento.

Num contexto maior, englobando os Batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu, Almeida (1995) propõe um modelo de alojamento que pressupõe o funcionamento das megazonas de cisalhamento (Quixeramobim, Senador Pompeu...) com sentido de movimentação sinistral, para a iniciação de fraturas e geração de espaço para alojamento de magma. Posteriormente haveria a reversão do sentido de movimento das megazonas de cisalhamento, promovendo a deformação dos conjuntos.

Ainda com relação ao Batólito de Quixadá, Castro *et al.* (2002) propõem que o alojamento deste se deu em regime extensional, com abertura de espaço por pull-apart.

Estes modelos têm limitações, uma vez que, apesar de acomodarem a geometria das zonas de cisalhamento e posição dos corpos intrusivos, não consideram todos os aspectos que caracterizariam o padrão estrutural dos plútons.

6.2.1 Batólito de Quixeramobim

Limitado por zonas de cisalhamento, este batólito, como referido no capítulo 4, acomoda diferentes fácies que podem ser agrupados em dois conjuntos.

Considerando a forma corpo e o arranjo espacial das fácies é possível sugerir uma iniciação da intrusão com abertura de espaço condicionada pelo estabelecimento localizado de áreas em extensão. Estas áreas em extensão sendo geradas pelo fato do traçados das zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais (Senador Pompeu e Quixeramobim) serem sinuosos. Gerados estes espaços, a intrusão das fácies mais precoces progride preenchendo o espaço gerado.

Com o alojamento e resfriamento progressivo das fácies precoces, o fraturamento no interior do corpo e aporte de magma são responsáveis pelo alojamento das fácies mais tardias.

A nucleação das fraturas, seu preenchimento e rotação dos xenólitos das encaixantes ocorrem dentro do quadro das transcorrências, sendo acomodados com a movimentação dextral, registrada nas zonas de cisalhamento e nas rochas intrusivas. Há, no entanto, registro de compressão (dobras sin-plutônicas, por exemplo) no interior do batólito o que sugere mudanças, ainda que localizadas, no regime de deformação transcorrente que acomoda componentes de tração e compressão.

Quadro ilustrativo desta evolução consta da figura 6.1.

6.2.2 Batólito de Senador Pompeu

O quadro do alojamento do Batólito de Senador Pompeu não difere muito daquele do Batólito de Quixeramobim, a não ser pela pouca variedade faciológica e, talvez, por um tempo maior entre a intrusão principal e o alojamento dos diques e veios.

Em termos do mecanismo de alojamento é coerente afirmar que também ocorreu a nucleação de fraturas nas rochas encaixantes e aporte de magma em regime transtrativo, com posterior fraturamento das rochas intrusivas e alojamento das fácies mais tardias.

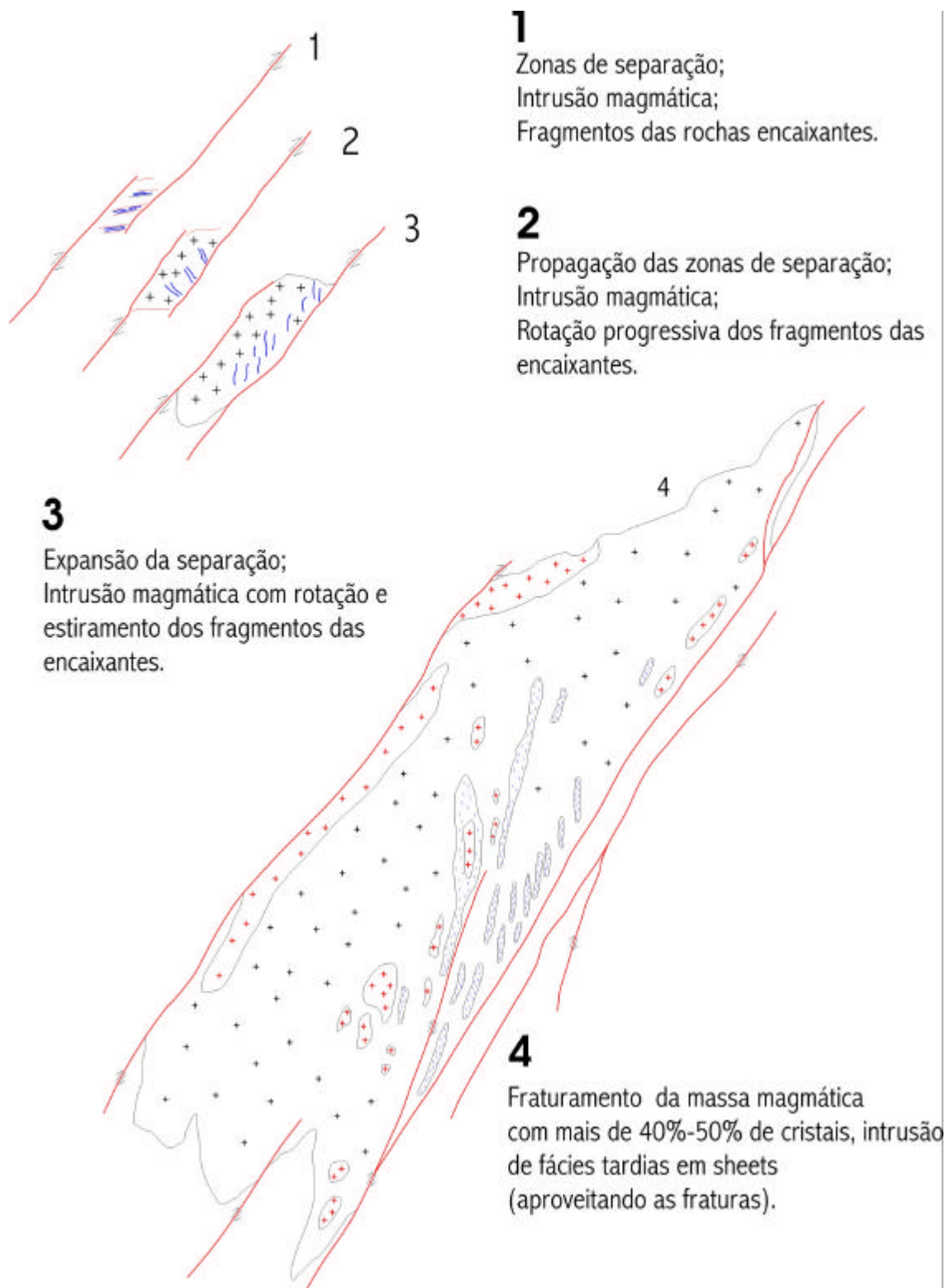


Figura 6.1 – Modelo de alojamento para o Batólito de Quixeramobim.

6.2.3 Batólito de Quixadá

Dos três batólitos estudados apenas o de Quixadá não se encontra diretamente limitado por zonas de cisalhamento, o que lhe confere um caráter diferenciado e possibilita a investigação mais clara da petrotrama desenvolvida em estado magmático e sua evolução para estado sólido.

Em termos dos mecanismos de alojamento, as possibilidades anteriormente levantadas, expansão *in situ* e geração de espaço por *pull-apart* (extensão) devem ser descartadas. Não encontrados registros de extensão, no interior do plúton ou nas encaixantes próximas, e sua forma, mapeada em detalhe (Nogueira 1998) não é compatível com esta expansão *in situ*. Resta explicar os traços que circundam o batólito. Seriam registros de expansão do plúton?

Os estudos da estruturação interna do Batólito de Quixadá apontam para um quadro de rotação generalizada, tanto com as rochas ainda em estado magmático, quanto na deformação tardia que envolve o alojamento de diques e veios. A rotação, ocorrendo associada ao processo de resfriamento (em profundidade de 15 quilômetros, em média) de um plúton composto por rochas pobres em quartzo, faria com que este adquirisse rigidez suficiente para imprimir nas rochas encaixantes, ainda plásticas, a orientação observada em fotografias aéreas, imagens de satélite e observada em campo.

Considerando o padrão estrutural do Batólito de Quixadá é mais coerente pensar em expulsão de magma de regiões mais profundas para o local do alojamento final, num regime em transpressão, coerente com a rotação registrada no plúton, com canal de alimentação (*feeder*) na porção NE do batólito. Nesta porção a lineação mineral, gerada em estado magmático, assume valores de mergulho de até 60 graus (Nogueira 1998). As informações de gravimetria (Castro *et al.* 2002) corroboram esta afirmação.

6.3 Fonte Magmática e Idade de Alojamento dos Batólitos

Os resultados das análises para os estudos geocronológicos pelo método Sm-Nd, que constam da tabela 5.3, apresentam-se semelhantes nas amostras relativas ao Batólito de Quixadá e de Quixeramobim. Os valores de T_{DM} variam de 1,79 a 1,92 Ga, e os ENd variam de -19,6 a -26,0.

Estes valores sugerem uma mesma fonte para as rochas componentes dos batólitos citados.

As rochas analisadas para o Batólito de Senador Pompeu apresentam resultados no primeiro caso discordantes dos anteriormente citados (SP1 16), com idade T_{DM} igual a 1,47 Ga e valor de ENd moderadamente negativo em relação aos outros resultados, igual a -11,6. Na outra amostra (SP2 17) o valor de ENd está coerente com aqueles das rochas dos Batólitos Quixadá e Quixeramobim, igual a -25,7. A idade T_{DM} apresenta valor maior, igual a 2,11 Ga.

Como anteriormente citado, as idades de alojamento para rochas plutônicas podem ser adequadamente determinadas pelo método U-Pb em zircão.

Para o Batólito de Quixadá a idade obtida pelo método, 585 Ma, e pelo método Pb-Pb, 597 Ma, são coerentes tanto entre si quanto com o esperado para intrusivas sin-cinemáticas no Ceará Central. Estas são também coerentes com a idade Rb-Sr em feldspato, 585 Ma, produzida por Kawashita (1976).

A idade de alojamento da fácies principal do Batólito de Quixeramobim, 587 Ma, mostra uma idade de alojamento igual, se considerado o erro analítico, a do Batólito de Quixadá e, estando limitado por zonas de cisalhamento cuja deformação também está marcada nas rochas intrusivas, é registro temporal do funcionamento das mesmas.

A idade U-Pb em zircão obtida para as rochas do Batólito de Senador Pompeu apresenta valor significativamente maior que as anteriores, 560 Ma, mostrando coerência com idades que marcam evento extensional no Estado do Ceará (Fetter 1999; Fetter, comunicação pessoal).

VII – Conclusões

Os trabalhos desenvolvidos nesta pesquisa possibilitaram estabelecer os padrões estruturais dos três plútons em questão, relacionando suas principais características geométricas e deformacionais com a geometria e funcionamento de zonas de cisalhamento de alcance regional: o Sistema de Cisalhamento Senador Pompeu na porção central do Estado do Ceará. Ainda foi possível determinar a idade de alojamento dos plútons, e a profundidade de alojamento de um deles.

Ainda que algumas questões permaneçam, é possível concluir o que se segue:

- O Batólito de Quixadá apresenta uma foliação, com lineação correspondente, desenvolvidas em estado magmático com orientação aproximadamente paralela à orientação geral das zonas de cisalhamento, apesar de não estar por estas limitado, atestando o controle das zonas de cisalhamento já nos estágios iniciais do alojamento do plúton. Desenvolvimento progressivo de uma trama com duas foliações (estrutura S-C), esta última orientada aproximadamente E-W, que atesta a atuação de deformação rotacional a partir daí, até o alojamento de fácies tardias. Tal rotação sugere o envolvimento de componentes compressivas no alojamento/deformação do plúton. A rotação do plúton é apontada também como responsável por imprimir nas rochas encaixantes a estrutura concêntrica observada em imagens e mapa;
- O alojamento do Batólito de Quixadá deu-se por expulsão de magma de porções mais profundas, em ambiente transpressivo, há cerca de 585 Ma, em profundidade que varia em torno de 15 km, em pulso único, com *feeder* único na porção NE do corpo.
- Os Batólitos de Quixeramobim e Senador Pompeu, limitados por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, registram de maneira mais limitada a deformação ocorrida em estado magmático e os elementos estruturais levantados orientam-se paralelamente às zonas de cisalhamento principais;

- A variedade faciológica, em conjunto com o arranjo espacial das fácies, sugere que o Batólito de Quixeramobim teve seu alojamento iniciado com nucleação de fraturas, aporte de magma e rotação em progressiva destes elementos e de xenólitos das encaixantes, compatível com extensão inicial devido a sinuosidade das zonas de cisalhamento e estabelecimento localizado, no tempo no espaço, de variações de regime transtrativo e transpressivo. A idade de alojamento para a fácies principal é de 587 Ma.
- O Batólito de Senador Pompeu teve mecanismo de alojamento semelhante ao de Quixeramobim, com diferença em termos do registro de componentes de compressão nas suas rochas. Sugere-se nucleação e rotação de fraturas em regime transtrativo, aporte de magma, consolidação da fácies principal, recorrência de extensão e alojamento de diques (possivelmente em mais de um episódio), acomodados no quadro das transcorrências do Ceará Central. A idade de alojamento é de 560 Ma.
- As transcorrências de alcance regional no Ceará Central são responsáveis pela mobilização de magma e alojamento dos batólitos estudados.

VIII – Referências Bibliográficas

ALMEIDA, A.R. 1995. Petrologia e aspectos tectônicos do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim. *Tese de Doutorado - IG/USP*, 279 fls.

ALMEIDA, F.F.M. de; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B.B. FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, v.17, p. 1-29.

ARTHAUD, M.H.; NOGUEIRA NETO, J. de A.; TORQUATO, J.R. A Zona de Cisalhamento de Quixeramobim (CE). In: *CONGR. BRAS. GEOL.*, **35**, Belém, 1988, *Anais...* Belém, 1988, SBG, v. 5, p. 2248-2256.

ARTHAUD, M.H.; FERNANDES, A.H.M.; GOIS, D.L.; NOGUEIRA NETO, J. de A. 1993. Evolução termo-dinâmica da Seqüência Metassedimentar de Quixeramobim (CE): suas conseqüências quanto ao funcionamento das transcorrências dúcteis do ceará central. *Revista de Geologia – DG/CC/UFC*, **6**, 47-56.

ARZI, A.A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**, 173-184.

BACHL, C.A.; MILLER, C.F.; MILLER, J.S.; FAULDS, J.E. 2001. Construction of a pluton: evidence from an exposed cross section of the Searchlight pluton, Eldorado Mountains, Nevada. *GSA Bulletin*, 113(9), 1213-1228.

BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T.J.B. 1990. Calcic amphibole plagioclase geothermometer. *Contrib. Min. Petrol.*, 104(2): 208-224.

BLUMENFELD, P. & BOUCHEZ, J-L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology*, **10**, 361-372.

BOUCHEZ, J-L., DELAS, C., GLEIZES, G., NODELEC, A. & CUNEY, M. 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, **20**, 35-38.

BRITO NEVES, B.B. de. O Mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, Escala 1:1.000.000. São Paulo: USP, 1983. 177 p. (*Livre Docência*) – IG, USP, 1983.

BRITO NEVES, B. B., VAN SCHMUS, W. R., SANTOS, E. J., CAMPOS NETO, M. C., and KOZUCH, M., 1995, O evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de dados, implicações e perspectivas: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p. 279–296.

CABY, R. & ARTHAUD, M. Major Pre-Cambrian Nappes of the Brazilian belt, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14, p. 871-874, 1986.

CABY, R. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America Special Paper* 230, p. 145-158, 1989.

CABY, R.; SIAL, A.; ARTHAUD, M. & VAUCHEZ, A. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In: DALLMEYER, R.D. & LECORCHÉ, J.P. *The West African Orogens and Circum Atlantic correlatives*, Springer-Verlag. p. 373-397, 1991.

CAMPOS, M. de; BRAGA, A.P.G; MELLO, A.A. de; SOUZA, E.M. de; SILVA, F.A.F. da; FRANÇA, J.B. de. Projeto Rio Jaguaribe. *MME/DNPM. Série Geologia 4. Geologia Básica 1*. Brasília, 1979. 144 p.

CASTRO, A. Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain. 1986. *Journal of Structural Geology*. **8(6)**: 633-645.

CASTRO, A. On granitoid emplacement and related structures. A review. 1987. *Geol. Rundschau*. **76(1)**: 101-124.

CASTRO, D.L. de; CASTELO BRANCO, R.M.G.; MARTINS, G; CASTRO, N.A. 2002. Radiometric, magnetic and gravity study of the Quixadá Batholith, Central Ceará Domain (NE Brazil): evidence for Pan-Africa / Brasiliano extension-controlled emplacement. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(5), p. 543-551.

CAVALCANTE, J.C.; FERREIRA, C.A.; RAMALHO, R.; BRAUN, O.P.G.; BATISTA, M.B.; CUNHA, H.C.S. *Mapa Geológico do Estado do Ceará*. Escala 1:500.000. Fortaleza. MME/DNPM/CEMINAS/SUDENE, 1983.

COSTI, H. T., DALL'AGNOL, R., and MOURA, C. A. V., 2000, Geology and Pb-Pb geochronology of the Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, Amazonian craton, northern Brazil: *International Geology Review*, v. 42, p. 832–849.

DANTAS, J.R.A. 1974. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folhas Jaguaribe (SB. 24) e Fortaleza (SA. 24). MME/DNPM. Brasília. 95p.

DEPAOLO, D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry*. Springer-Verlag, Berlim.

FETTER, A.H. 1999. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. PhD Thesis, University of Kansas. 164 fls.

FETTER, A. H., VAN SCHMUS, W. R., SANTOS, T. J. S., NOGUEIRA NETO, J. A., and ARTHAUD, M. H., 2000, U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution of basement architecture of Ceará state, NW Bor-borema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent 'Atlantica': *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 102–106.

GAPAIS, D. & BARBARIN, B. 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massife, France). *Tectonophysics*, 125(4): 357-370.

GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. 1979. U-Th-Pb Dating of minerals. In: Jäger, E. & Hunziker, J.C. (eds.), *Lectures in Isotope Geology*. Springer-Verlag, New York, 329pp.

GOIS, D.L. & FERNANDES, A.H.M. 1991. Geologia da região de Quixeramobim – CE. *Trabalho de Graduação – UFC*. Inédito. 100 fls.

GOMES, J.R.C.; GATTO, C.M.P.P.; SOUZA, G.M. de; LUZ, D.S. da; PIRES, J. de L.; TEIXEIRA, W. Levantamento de recursos naturais – Folhas SB. 24/25 – Jaguaribe/Natal. (Geologia/Mapeamento Regional). MME/Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, 23:27-176, 1981.

HAMMARSTROM, J.M. & ZEN, E. 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, 71:1297-1313.

HANMER, S. & PASSCHIER, C. 1991. Shear sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada*, Paper **90-17**. 72pp.

HIBBARD, M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. Prentice-Hall, New York. 587pp.

HOLLISTER, H.S., GRISSOM, G.C., PETERS, E.K., STOWELL, H.H. & SISSON, V.B. 1987. Conformation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, 72:231-239.

HUTTON, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **79**, 245-255.

HUTTON, D.H.W. & INGRAN, G.H. 1992. The Great Tonalite Sill of SE Alaska and British Columbia: emplacement into an active contractional reverse shear zone. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **83**, 383-386.

INGRAN, G.H. & HUTTON, D.H.W. 1994. The Great Tonalite Sill-Emplacement into a contractional shear zone and implications for late Cretaceous to Early Eocene tectonics in SE Alaska and British Columbia. *Bulletin of the Geological Society of America*, **106**, 715-728.

JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. 1989a. Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**:837-841.

JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. 1989b. Experimentally determined conditions in the Fish Canyon tuff, Colorado, magma chamber. *J. Petrol.*, **3**:717-737.

- JOHNSON, S.E.; FLETCHER, J.M.; FANNING, C.M.; VERNON, R.H.; PATERSON, S.P.; TATE, M.C. 2003. Structure, emplacement and lateral expansion of the San José tonalite pluton, Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico. *Journal of Structural Geology*, **25**, 1933-1957.
- KAWASHITA, K.; CESAR, H.L.; SCHADER, G.O. 1976. The behavior of a solid-source mass spectrometer with a glass tube and age determinations on some rocks from the state of Ceará (Brazil). *An. Acad. Bras. Cienc.* **43**(1), 79-86.
- MARSH, B.D. 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stopping and zone melting. *American Journal of Science*, **282**, 808-855.
- MOLYNEUX, S.J. 1997. Processes of granite emplacement: NW Ireland and SE Brazil. *PhD thesis*, University of Durham. 390 fls.
- NOGUEIRA, J.F. 1998. Caracterização geométrica e deformacional do Batólito de Quixadá – CE. Dissertação de mestrado. IGCE/UNESP, Rio Claro – SP. 91 fls.
- NOGUEIRA, J.F. & MORALES, N. Geometria e Cinemática de Diques e Veios no Batólito de Quixadá – CE. In: VII National Symposium of Tectonic Studies & International Symposium on Tectonics of the SBG, Lençóis - BA. 1999. Resumos. 88-90.
- NOGUEIRA, J.F.; MORALES, N.; NOGUEIRA NETO, J. de A. A estrutura interna do Batólito de Quixadá - CE: dados preliminares. In: XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza – CE. 1997. Resumos, 297-301.
- PATERSON, S.R., VERNON, R.H. & TOBISCH, O.T. 1989. A review of the criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, **11**, 349-386.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin. Berlin, 289pp.

- PITCHER, W.S. 1993. *The nature and origin of granite*. Chapman and Hall, London, 321pp.
- RAMBERG, H. 1981. Deformation structures in theory and experiments. *Geologiska Foreningens...v.* 103, p. 131-131.
- ROGER, F.; MALAVIEILLE, J.; LELOUP, Ph.H.; CALASSOU, S.; XU, Z. 2003. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Carzê Fold Belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. *Journal of Asian Sciences*, **xx**(2003)xxx-xxx.
- RUTTER, E.H. & NEUMANN, D.H.K. 1995. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 15697-15715.
- SANTOS, E.J. dos; COUTINHO, M.G.; COSTA, M.P. da; RAMALHO, R.A. A Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba incluindo o Cráton de São Luis e as Bacias Marginais. In: SCHBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. *Geologia do Brasil*. MME/DNPM. Brasília. 131-189. 1984.
- SCHMIDT, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **110**:304-310.
- SIDRIM, A.C.G.; MARANHÃO, C.M.L.; PARENTE, C.V.; ANDRADE FILHO, J.F. de. Geologia preliminar do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim – CE. In: *CONGR. BRAS. GEOL.*, **35**, Belém, 1988, *Anais...* Belém, 1988, SBG, v. 3, p. 1036.
- SILVA, H.E. - 1987 – Petrologia e geoquímica do Batólito de Quixadá – Ceará. Dissertação de Mestrado. *CT/UFPE*. Recife, 163 fls.
- SILVA, H.E. - 1989 - Alguns aspectos petrológicos geoquímicos do Batólito de Quixadá (CE). *Rev. Bras. Geoc.*, **19**(1): 101-107, 1989.

SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **94**, 1281-1288.

SOUSA, M.J.N. Contribuição ao estudo das unidades morfo-estruturais do Estado do Ceará. *Rev. Geol. DEGEO/CC/UFC*, **1**(1): 73-91, 1988.

TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. 1976. Slip-line theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, **264**, 319-324.

TRIBE, I.R. & D'LEMONS, R.S. 1995. Significance of a hiatus in down temperature fabric development within tectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK. *Journal of the Geological Society of London*, **153**, 127-138.

TORQUATO, J.R.F.; ALMEIDA, A.R. de; SIDRIM, A.C.G.; MARANHÃO, C.M.L.; PARENTE, C.V.; NOGUEIRA NETO, J.A.; ANDRADE FILHO, J.F. de; SOUZA, M.J.N.; ARTHAUD, M.H. - 1989 - *Rev. Geol. DEGEO/CC/UFC*. Número especial: Granitóides do Ceará - Região de Quixadá-Solonópole. v. 2 n. 1/2.

VAN DER MOLEN, I & PATERSON, M.S. 1979. Experimental deformation of partially melted granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70**, 299-318.

VIGNERESSE, J.L. 1995. crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, **249**, 187-202.

VAUCHEZ, A.; NEVES, S.; CABY, R. CORSINI, M.; EGYDIO-SILVA, M; ARTHAUD, M. & AMARO, V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **8** (3/4), p. 247-266, 1995.