UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA DA REGIÃO DO MÉDIO CURIMATAÚ
(PB) E O ALOJAMENTO DO GRANITO DE DONA
INÊS ASSOCIADO A ZONAS DE CISALHAMENTO
TRANSCORRENTES BRASILEIRAS**

Sérgio Vieira Freire Borges

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1996

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA DA REGIÃO DO MÉDIO CURIMATAÚ
(PB) E O ALOJAMENTO DO GRANITO DE DONA
INÊS ASSOCIADO A ZONAS DE CISALHAMENTO
TRANSCORRENTES BRASILEIRAS**

Sérgio Vieira Freire Borges

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Benjamim Bley de Brito Neves</u>
Examinadores:	<u>Peter Christian Hackspacher</u>
	<u>Mario da Costa Campos Neto</u>

SÃO PAULO
1996

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004652

**GEOLOGIA DA REGIÃO DO MÉDIO CURIMATAÚ
(PB) E O ALOJAMENTO DO GRANITO DE DONA
INÊS ASSOCIADO A ZONAS DE CISALHAMENTO
TRANSCORRENTES BRASILEIRAS**

Sérgio Vieira Freire Borges

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1996

À minha esposa Simone, pelo carinho,
apoio e companheirismo.

À minha mãe Hélia, pelas lições de vida e
grande amizade.

A todos aqueles que, por ventura, tirem
algum bom proveito desse trabalho.

RESUMO

Numa área de aproximadamente 700 Km² no nordeste da Paraíba e tendo como ponto principal o Município de Dona Inês, foi realizado um mapeamento geológico/estrutural, um levantamento gravimétrico e datações radiométricas pelos métodos Rb/Sr em rocha total e idades modelo Sm/Nd, com intuito de estudar e compreender a geologia dessa porção de terreno, o alojamento do granitóide de Dona Inês e sua relação com as encaixantes e a deformação atuantes à época da intrusão.

A área estudada foi primeiramente objeto de um mapeamento geológico realizado em 1974 pelo DNPM/CPRM no Projeto Leste da Paraíba e Rio Grande do Norte, na escala de 1:250.000, como também foi tema de uma dissertação de mestrado com ênfase em petrologia e geocronologia, desenvolvida por McMurry (1982). O presente trabalho possui um enfoque estrutural, e procura compreender as relações intrusão/encaixante, assim como o controle da intrusão pelas zonas de cisalhamento existentes, numa tentativa de elaborar um modelo para a ascensão e alojamento do plúton de Dona Inês. As *ferramentas* utilizadas para a obtenção desse objetivo foram: mapeamento geológico/estrutural na escala de 1:100.000, gravimetria e geocronologia.

A área cartografada é compreendida principalmente por rochas pré-cambrianas de idades variadas (paleoproterozóicas a neoproterozóicas) e divididas em três unidades litológicas de acordo com critérios petrográficos e estruturais, localizadas no domínio estrutural do Maciço São José de Campestre-Caldas Brandão. A unidade mais antiga é aqui nomeada de Complexo gnáissico-migmatítico, sendo constituída principalmente por ortoderivadas tonalíticas a granodioríticas, gnaissificadas e migmatizadas em alto grau. A segunda unidade é uma sequência metassedimentar que mantém contato tectônico com o embasamento. É constituída por biotita-gnaisses e micaxistos. A mineralogia também atesta grau metamórfico elevado. No biotita-gnaisses são visíveis feições de migmatização. A terceira unidade mapeada é constituída por granitóides intrusivos nas unidades supracitadas. São eles o augen gnaisses sienogranítico de Araras, o quartzo monzonito e tonalito de Belém e o granitóide de Dona Inês. Coberturas arenosas fanerozóicas na forma de tabuleiros constituem a unidade litológica mais recente da estratigrafia da área.

À exceção do pacote sedimentar fanerozóico, as demais unidades passaram por uma complexa atividade tectonometamórfica. Foram definidas três fases de deformação/metamorfismo. A mais antiga, aqui nomeada de D_n/M_n , é restrita ao Complexo gnáissico-migmatítico. É caracterizada por um bandamento gnáissico de transposição. Os efeitos do metamorfismo associado foram obliterados pelos eventos subsequentes, mas feições de migmatização preservadas lhe conferem o fácies anfibolito superior. A fase intermediária, D_{n+1}/M_{n+1} , afeta também a sequência metassedimentar. Suas características principais são foliações de baixo ângulo e dobras recumbentes apertadas a isoclinais. O metamorfismo possui

gravado várias paragêneses do fácies anfibolito, com a presença de granada, andaluzita e estauroлита nos micaxistos. Determinações Rb/Sr em rocha total nos tipos migmatizados do Complexo gnáissico-migmatítico resultaram numa idade de 1884 ± 52 Ma para o metamorfismo M_{n+2} .

A fase D_{n+2}/M_{n+2} é a mais penetrativa. Afeta também os granitóides e possui uma cinemática transpressiva ligada a Orogênese Brasileira. Zonas de cisalhamento, dobras de planos axiais verticalizados, foliação S_{n+2} de mergulho forte e lineação de estiramento de baixo *rake* são características. Seu *trend* é NNE. Na área estudada, ocorrem duas zonas de cisalhamento regionais. A de Pocinhos-Remígio e sua ramificação, a de Cacerengo. A junção de ambas se dá a SW da área mapeada. Paragêneses minerais conferem um caráter retrogressivo ao fácies xisto verde para o metamorfismo M_{n+2} .

Situado entre as zonas de cisalhamento de Pocinhos-Remígio e Cacerengo, o plúton de Dona Inês, um granitóide com seis fácies petrográficas distintas, apresenta uma forma de elipse achatada horizontalmente (2 km de espessura) e alongada (com cerca de 22 km) paralelamente ao *trend* regional S_{n+2} de direção NE. O plúton, em superfície, possui uma forma de elipse alongada e seu *fabric* interno, uma foliação sinmagmática, é subconcordante com o *trend* das zonas de cisalhamento regionais e forma com estas uma típica relação S-C com assimetria dextral de grande escala. Todavia, este *fabric* é pouco penetrativo mesmo nas proximidades das zonas de alto *strain*. Estas evidências levaram a formalização de um modelo de alojamento controlado pelos cisalhamentos, embora mais tardio ao pico da deformação D_{n+2} e relacionado a uma ponte transtracional, responsável pela abertura de uma *cavidade* tectônica para acomodação da intrusão num regime transpressivo dextral, também já conhecido em outros setores do Nordeste Brasileiro.

A idade do plúton de Dona Inês, determinadas pelo método Rb/Sr em rocha total, situa-se no intervalo de 560 ± 20 Ma que também é considerado o final do Ciclo Brasileiro na região. Idades modelo Sm/Nd nos granitóides de Araras, Belém e Dona Inês revelaram idades paleoproterozóicas para seus protólitos de origem crustal, conforme indicado pelo ϵ_{Nd} negativo dessas rochas.

ABSTRACT

In an area of about 700 Km² located in the northeast of Paraíba State and having as main point the town of Dona Inês, geologic/structural mapping, a gravimetric survey and radiometric dating using the Rb/Sr method in whole rock and Sm/Nd model ages were undertaken in order to study and to understand the geology of this portion of terrain, the emplacement of the Dona Inês granitoid and its relationship with the enclosing rocks and the deformation acting at the time of the intrusion.

The studied area was first mapped in 1974 by DNPM/CPRM in the Eastern Paraíba and Rio Grande do Norte Project, at the 1:250.000 scale, and was the theme of Masters dissertation on petrology and geochronology, developed by McMurry (1982). The present work has a structural emphasis and attempts to understand the relationships between intrusion and enclosing rocks as well the intrusion control by existing shear zones, aiming toward the development of a model for the ascent and emplacement of Dona Inês pluton. The tools used to attain this goal were: geologic/structural mapping, in at the 1:100.000, gravimetry and geochronology.

The mapped area is mainly comprised by precambrian rocks of varied ages (paleoproterozoic and neoproterozoic) separated into three litologic units according to petrographic and structural criteria, located in the structural domain of the São José de Campestre-Caldas Brandão Massive. The oldest unit is here referred to as the gneissic-migmatite complex, mainly constituted by high grade tonalitic and granodioritic orthogneisses. The second unit is a metasedimentary sequence that lies in tectonic contact with the basement. It is made up of biotite-gneisses and micaschists. Their mineralogy attests a high metamorphic grade. Evidence of migmatization is visible in the biotite-gneiss. The third mapped unit is constituted by granitoids intruded in the two other units. They are the Araras syenogranite augen gneiss, the Belém quartz-monzonite and tonalite and the Dona Inês granitoid. Flat-lying fanerozoic arenaceous covers constitute the most recent litologic unit in the stratigraphy of the area.

Apart the fanerozoic sedimentary package, the remaining units have passed through a complex tectonometamorphic activity. Three deformation/metamorphism phases were defined. The oldest one, here named D_n/M_n , is restricted to the gneissic-migmatite complex. It is characterized by a transposed gneissic banding. The effects of the associated metamorphism were obliterated by the subsequent events, however preserved migmatization features record upper amphibolite facies. The second phase, D_{n+1}/M_{n+1} , also affected the metasedimentary sequence. Its main characteristics are low-angle foliations and tight to isoclinal recumbent folds. The metamorphism has recorded several associations of the amphibolite facies with the presence of garnet, andaluzite and staurolite in the schists. Rb/Sr dating in

whole rock in migmatized types of gneiss-migmatite complex has resulted in an age of $1,884 \pm 52$ Ma for the metamorphism M_{n+2} .

The D_{n+2}/M_{n+2} phase is the most penetrative. It also affects the granitoids and has a transpressive kinematic related to the Brasiliano Orogeny. Shear zones, folds with vertical axial planes, a strong by dipping foliation S_{n+2} and a low angle stretching lineation are the characteristics of this phase. It has a NNE structural trend. In the studied area, two regional shear zones occur. The Pocinhos-Remígio shear zone and its ramification, the Cacerengo shear zone. The point of ramification occurs in the southwestern portion of the mapped area. The mineral paragenesis record a retrogressive character toward the greenschist facies for M_{n+2} .

Situated between the Pocinhos-Remígio and Cacerengo shear zones, the Dona Inês pluton, a granitoid with six different petrographic facies, shows a horizontally flat ellipsoidal shape (2 Km thick) and elongated (about 22 Km) parallel to the S_{n+2} regional NE trend. At the surface, the pluton, has an elongated ellipsoidal shape and its internal fabric, a sinmagmatic foliation, is subconcordant with the regional trend shear zones and forms with these a typical S-C relation within large-scale dextral asymmetry. However, this fabric is a weak even at the vicinities of the high strain zones. These lines of evidence lead to the construction of an emplacement model controlled by the shear zones, although later than the D_{n+2} deformation peak and related to a transtractional component, which is responsible for the opening of a tectonic cavity for intrusion accommodation on a dextral transpressive regime, well documented in other sectors of Brazilian Northeast.

The age of the pluton of Dona Ines was determined by the Rb/Sr whole rock method as 560 ± 20 Ma (end of Brasiliano Cycle in the region). Sm/Nd model ages in granitoids of Araras, Belém and Dona Inês have revealed paleoproterozoic ages for their crustal sources, as indicated by the negative ϵ_{Nd} of this rocks.

AGRADECIMENTOS

Na única parte dessa dissertação em que uso o pronome pessoal, gostaria de relacionar as pessoas e instituições que, ao longo desse período de aprendizado na Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, contribuíram para que eu concluísse este trabalho árduo e, ao mesmo tempo, gratificante e que muito me honra. Meu obrigado talvez fuja um pouco do normal, uma vez que tento, ao mesmo tempo que demonstro minha gratidão, escrever como se dirigisse a própria pessoa. Dessa maneira, posso expressar melhor o que penso.

Ao professor Dr. Djalma Freire Borges e a professora Msc. Hélia Vieira Freire Borges, da UFRN, gostaria de agradecer por tudo que fizeram e vem fazendo por mim nesses anos de minha existência. Não sei como expressar a gratidão que tenho por vocês. O que me ensinaram, o exemplo de vida que transmitem, o compromisso com a profissão que também adotei, a perseverança e, acima de tudo, os valores de honestidade e civismo que tem para com os outros e vocês mesmos. Tenho muito orgulho e satisfação de tê-los como meus pais.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves, gostaria de agradecer pela acolhida em São Paulo, orientação do trabalho e, principalmente, pela paciência com que “aturou” minhas primeiras sínteses. Valeu também pelas calorosas discussões sobre o Seridó e suas definições. Aprendi muito com você professor, tanto como profissional como ser humano.

Prof. Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá, do DEGEO/UFRN, gostaria de lhe agradecer por toda a ajuda e orientação que me propiciou enquanto estive em Natal. Vale salientar que não pertencendo ao programa de Pós-Graduação do IG/USP, não lhe cabia perder um minuto sequer do seu tempo comigo. Ao invés disso, sempre que precisei consultar-lhe, estava sempre disposto a me atender. Professor, você que já tinha a minha admiração, passou a ter meu respeito e gratidão. Mais uma vez obrigado.

Aos professores do Departamento de Geologia (DEGEO) e Departamento de Física Teórica e Experimental (DFTE) da UFRN, que contribuíram com seus conhecimentos nas discussões, etapas de campo e sugestões diversas, meus sinceros agradecimentos e votos de, no futuro, podermos continuar a trabalhar juntos. Aos professores: Dr. A. C. Galindo, Dr. J. M. Legrand, Dr. W. E. Medeiros, Dr. C. J. Archanjo, Dr. G. Melo, Dra. M. H. F. Macedo, Dr. J. W. P. Macedo e Msc. F. A. P. L. Lins, meu muito obrigado.

Aos professores do Instituto de Geociências da USP, que também contribuíram para que chegasse até aqui. Agradeço ao prof. Dr. R. Trompette, prof. Dr. K. Kawashita, prof. Dr. A. R. S. Fragoso César, prof. Dr. W. Teixeira, prof. Dr. C.G. Tassinari, prof. Dr. U. G. Cordani, prof. G. Amaral, prof. Dr. M. C. H. Figueiredo (*In memoriam*), prof. Dr. I. McReath e, em especial, ao prof. Dr. R. Machado, pelas valiosas sugestões e críticas desde o relatório de qualificação até os capítulos da dissertação.

Agradeço ao prof. Dr. W. R. Van Schmus, da Universidade do Kansas, pelas análises Sm/Nd e ao colega Msc. Elton Luís Dantas, que fez toda a separação química do método Sm/Nd e, muito oportunamente, teceu sugestões aos capítulos dessa dissertação.

Não poderia deixar de lembrar das “meninas” do Cpgeo, Liliane, Ivone, Helen e Solange. Obrigado pela paciência em me aguentar todos os dias cobrando pelas análises geocronológicas. Agradeço também ao geólogo Gilson Ramos Pereira, pela normografia dos mapas e figuras da dissertação.

Nas horas de folga a presença de amigos é fundamental para que a gente possa esfriar a cabeça. Nessas horas a gente pode recarregar as baterias, tomando uma cerveja, fazendo uma farrinha, etc. Nesse sentido, aos amigos e colegas, meu muito obrigado. Em especial a Mário de Brito Marcelino (Tieta ou Peck?), um grande amigo e “irmão”.

Gostaria de agradecer ao Departamento de Geologia (DEGEO) da UFRN, pela confecção das seções delgadas e o acesso ao laboratório de tratamento de minérios, onde pude preparar as amostras para a geocronologia. Além, é claro, do acesso a biblioteca setorial.

À Escola Técnica Federal do Rio Grande do Norte, na pessoa do Diretor Prof. Francisco das Chagas Mariz Fernandes, agradeço pelo empenho em ajudar, no máximo possível, a efetivação do meu curso de Pós-Graduação no IG/USP. Aos colegas professores Sérgio França, Ednaldo Pereira, Getúlio Marques, Marcos Aurélio Maia, Albertino Cruz, Roberto Pereira e Otacílio Carvalho, também sou grato pelo apoio recebido.

A todos aqueles que contribuíram indiretamente para a conclusão desse trabalho, meus mais sinceros agradecimentos.

SUMÁRIO

RESUMO.....	ii
ABSTRACT.....	iv
AGRADECIMENTOS.....	vi
SUMÁRIO.....	viii
LISTA DE FIGURAS.....	xi
LISTA DE TABELAS.....	xii
LISTA DE FOTOS.....	xiii
 CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	 1
1.1 Apresentação.....	1
1.2 Objetivos propostos.....	1
1.3 Justificativa.....	1
1.4 Localização e vias de acesso.....	2
1.5 Metodologia de trabalho.....	2
 CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL.....	 4
2.1 Introdução.....	4
2.2 Estruturação da Província Borborema.....	4
2.3 O plutonismo brasileiro nas faixas Piancó-Alto Brígida e Seridó.....	7
2.4 Geologia da região de Dona Inês. Trabalhos prévios.....	7
 CAPÍTULO 3 - ANÁLISE CONCEITUAL.....	 11
3.1 Zonas de cisalhamento dúctil.....	11
3.1.1 Introdução.....	11
3.1.2 Tipos de deformação.....	11
3.1.3 Indicadores cinemáticos.....	12
3.1.4 Tipos de zonas de cisalhamento.....	13
3.2 Estruturas de rochas granitóides.....	17
3.2.1 Introdução.....	17
3.2.2 Fabric magmático x fabric tectônico.....	18
3.2.3 Análise geométrica dos corpos granitóides.....	20
 CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DE D. INÊS.....	 24
4.1 Introdução.....	24

4.2 Mapa geológico e estratigrafia.....	24
4.2.1 Complexo gnáissico-migmatítico.....	24
4.2.2 Sequência metassedimentar aluminosa.....	25
4.2.2.1 Unidade granada-biotita gnaiss (Bgn).....	26
4.2.2.2 Unidade granada-biotita xisto (Mx1).....	27
4.2.2.3 Unidade andaluzita-granada-cordierita micaxisto (Mx2).....	27
4.2.3 Granitóides intrusivos.....	29
4.2.3.1 Granitóide augen sienogranítico de Araras.....	30
4.2.3.2 Granitóide quartzomonzonítico e tonalítico de Belém.....	31
4.2.3.3 Granitóide Dona Inês.....	33
CAPÍTULO 5 - PETROGRAFIA.....	38
5.1 Introdução.....	38
5.2 Complexo gnáissico-migmatítico.....	38
5.2.1 Ortognaiss tonalítico.....	38
5.2.2 Ortognaiss granodiorítico.....	40
5.3 Sequência metassedimentar aluminosa.....	42
5.3.1 Granada-biotita gnaiss.....	42
5.3.2 Granada-biotita xisto.....	42
5.3.3 Andaluzita-granada-cordierita micaxisto.....	43
5.4 Granitóides intrusivos.....	44
5.4.1 Granitóide augen sienogranítico de Araras.....	44
5.4.2 Granitóide quartzomonzonítico e tonalítico de Belém.....	45
5.4.3 Granitóide Dona Inês.....	48
5.4.3.1 Fácies quartzo-monzonito a quartzo-monzodiorito (G_A).....	48
5.4.3.2 Fácies tonalito (G_B).....	49
5.4.3.3 Fácies monzogranito (G_C).....	50
5.4.3.4 Fácies monzogranito (G_D).....	51
5.4.3.5 Fácies granodiorito (G_E).....	52
5.4.3.6 Fácies sienogranito (G_F).....	53
CAPÍTULO 6 - GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	55
6.1 Introdução.....	55
6.2 A fase D_n	55
6.3 A fase D_{n+1}	56
6.3.1 A fase D_{n+1} no Complexo gnáissico-migmatítico.....	56
6.3.2 A fase D_{n+1} na Sequência metassedimentar aluminosa.....	59

6.4 A fase D_{n+2}	60
6.4.1 A fase D_{n+2} no Complexo gnáissico-migmatítico.....	60
6.4.2 A fase D_{n+2} na Sequência metassedimentar aluminosa.....	65
6.4.3 A fase D_{n+2} nos Granitóides brasileiros.....	70
6.4.4 Zonas de cisalhamento associadas a fase D_{n+2}	79
CAPÍTULO 7 - METAMORFISMO.....	89
7.1 Introdução.....	89
7.2 O metamorfismo na região de Dona Inês.....	89
7.2.1 O metamorfismo M_n	89
7.2.2 O metamorfismo M_{n+1}	89
7.2.2.1 O metamorfismo M_{n+1} no Complexo gnáissico-migmatítico.....	90
7.2.2.2 O metamorfismo M_{n+1} na Sequência metassedimentar aluminosa.....	90
7.2.3 O metamorfismo M_{n+2}	92
7.2.3.1 O metamorfismo M_{n+2} no Complexo gnáissico-migmatítico.....	92
7.2.3.2 O metamorfismo M_{n+2} na Sequência metassedimentar aluminosa.....	93
7.2.3.4 O metamorfismo M_{n+2} nos Granitóides intrusivos.....	96
7.3 Associações minerais.....	98
CAPÍTULO 8 - GRAVIMETRIA DO PLÚTON DONA INÊS.....	102
8.1 Introdução.....	102
8.2 Justificativa da escolha do método gravimétrico.....	102
8.3 Trabalhos geofísicos prévios na porção leste da Paraíba e Rio Grande do Norte.....	103
8.4 Metodologia de trabalho geofísico.....	104
8.5 Medidas de densidade.....	108
8.6 Modelamento gravimétrico.....	109
8.7 Correlação entre a geofísica e a geologia.....	113
CAPÍTULO 9 - GEOCRONOLOGIA.....	114
9.1 Introdução.....	114
9.2 Determinações Rb/Sr.....	114
9.2.1 Determinação Rb/Sr no Complexo gnáissico-migmatítico.....	114
9.2.2 Determinações Rb/Sr nos granitóides Araras e Belém.....	116
9.2.3 Determinações Rb/Sr no granitóide de Dona Inês.....	117
9.3 Determinações Sm/Nd nos granitóides intrusivos.....	122

CAPÍTULO 10 - ALOJAMENTO DO PLÚTON DE DONA INÊS.....	123
10.1 Introdução.....	123
10.2 Mecanismos de alojamento.....	123

CAPÍTULO 11 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	126
--	------------

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	129
--	------------

ANEXOS

Anexo 1- Mapa Geológico

Anexo 2- Mapa de Afloramentos

Anexo 3- Dados geocronológicos Rb-Sr para o Complexo gnáissico-migmatítico 138

Anexo 4- Dados geocronológicos Rb-Sr para o granitóide Araras 138

Anexo 5- Dados geocronológicos Rb-Sr para o granitóide Belém 138

Anexo 6- Dados geocronológicos Rb-Sr para o granitóide Dona Inês 138

Anexo 7- Dados geocronológicos Rb-Sr para o granitóide Dona Inês (McMurry *et al.* 1987a) 139

LISTA DE FIGURAS

Página

Figura 1.1 - Localização e vias de acesso a área estudada.....	03
Figura 2.1 - Província Borborema.....	05
Figura 2.2 - Reconstituição geológica entre a África e a América do Sul.....	06
Figura 2.3 - Parte do mapa geológico do leste da Paraíba e Rio Grande do Norte.....	09
Figura 2.4 - Diagramas isocrônicos Rb/Sr para o granito Dona Inês.....	10
Figura 3.1 - Regimes de cisalhamento.....	12
Figura 3.2 - Critérios cinemáticos.....	13
Figura 3.3 - Tipos de movimento em zonas de cisalhamento.....	15
Figura 3.4 - Zonas de tranpressão e transtração.....	15
Figura 3.5 - Encurvamento de zonas de cisalhamento transcorrentes.....	15
Figura 3.6 - Zonas de encurvamento de transcorrências.....	16
Figura 3.7 - Estruturas de fluxo magmático.....	19
Figura 3.8 - Deformação no estado sólido em granitóides.....	20
Figura 3.9 - Tipos de ascensão e alojamento de granitóides.....	22
Figura 3.10 - Formas de corpos plutônicos.....	22
Figura 3.11 - Formas de corpos graníticos em superfície.....	23

Figura 4.1	- Distribuição e ocorrência das fácies do plúton Dona Inês.....	35
Figura 5.1	- Diagrama QAP para as rochas do embasamento.....	41
Figura 5.2	- Diagrama QAP para os granitóides Araras e Belém.....	48
Figura 5.3	- Diagrama QAP para diferentes fácies do Granitóide Dona Inês.....	54
Figura 6.1	- Distribuição de pólos do bandamento S_n+S_{n+1} nas rochas do embasamento....	57
Figura 6.2	- Inversão do acamamento nos flancos de dobras.....	60
Figura 6.3	- Distribuição de pólos de S_n+S_{n+1}/S_{n+2} e S_{n+2} no embasamento.....	62
Figura 6.4	- Mobilizado disposto no P.A. de dobras F_{n+2}	62
Figura 6.5	- Distribuição da lineação L^x_3 no embasamento e metassedimentos.....	64
Figura 6.6	- Distribuição de pólos de S_{n+2} e S_0+S_{n+1}/S_{n+2} nos metassedimentos.....	67
Figura 6.7	- Bloco-diagrama no micaxisto (Mx_2).....	68
Figura 6.8	- Disposição em leque de S_{n+2}	69
Figura 6.9	- Releasing Bends.....	71
Figura 6.10	- Distribuição de pólos S_{n+2} e L^x_{n+2} no Granitóide Araras.....	72
Figura 6.11	- Indicadores cinemáticos no Granitóide Araras.....	72
Figura 6.12	- Distribuição de pólos de S_{n+2} no Granitóide Belém.....	73
Figura 6.13	- Fabric PFC+SPD no Granitóide Belém.....	74
Figura 6.14	- Disposição dos veios e aplitos síncronos a D_{n+2}	75
Figura 6.15	- Distribuição de pólos de S_{n+2} e L^x_{n+2} no plúton D. Inês.....	77
Figura 6.16	- Dobras de plano axial S_3 na Unidade D. Inês.....	78
Figura 6.17	- Relação S-C regional.....	82
Figura 6.18	- Zona de cisalhamento C_{n+2} cortando o bandamento prévio.....	85
Figura 6.19	- Sombras de pressão e caudas recristalização em feldspatos.....	85
Figura 6.20	- Fraturas conjugadas de Riedel.....	87
Figura 6.21	- Disposição das zonas de cisalhamento de Pocinhos-Remígio e Cacerengo....	88
Figura 7.1	- Transformação da biotita para hornblenda.....	90
Figura 7.2	- Cristalização da granada.....	91
Figura 7.3	- Cristalização da estauroлита.....	92
Figura 7.4	- Cristalização do epídoto, muscovita e clorita.....	93
Figura 7.5	- Fibrolitas preenchendo fraturas no plagioclásio.....	94
Figura 7.6	- Cordierita poiquiloblástica alongada.....	95
Figura 7.7	- Transformação da hornblenda para biotita.....	97
Figura 7.8	- Diagrama PxT do metamorfismo M_{n+2}	98
Figura 8.1	- Mapa gravimétrico residual da porção oriental da Faixa Seridó.....	104
Figura 8.2	- Mapa de distribuição das estações gravimétricas.....	106
Figura 8.3	- Mapa regional Bouguer.....	110
Figura 8.4	- Mapa residual Bouguer.....	111

Figura 8.6 - Perfil gravimétrico.....	112
Figura 9.1 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do Complexo gnáissico-migmatítico.....	115
Figura 9.2 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do granitóide Dona Inês (todas as amostras).....	120
Figura 9.3 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do granitóide Dona Inês (Fácies G_C e G_D).....	120
Figura 9.4 - Diagrama isocrônico Rb/Sr comparativo para todas as análises.....	121

LISTA DE TABELAS

	Página
Tabela 5.1 - Porcentagem modal dos minerais nas rochas ortoderivadas.....	39
Tabela 7.1 - Distribuição das fases minerais e metamórficas para o embasamento.....	99
Tabela 7.2 - Distribuição das fases minerais e metamórficas para os metassedimentos.....	100
Tabela 7.3 - Distribuição das fases minerais e metamórficas nos granitóides de Araras e Belém.....	101
Tabela 8.1 - Valores da densidade média em algumas unidades mapeadas.....	109
Tabela 9.1 - Relação das amostras analisadas para Rb-Sr e suas fácies respectivas.....	119

LISTA DE FOTOS

	Página
Foto 4.1 - Bandamento migmatizado do gnaiss de embasamento.....	26
Foto 4.2 - Estágio mais avançado da migmatização no embasamento.....	26
Foto 4.3 - nebulito do embasamento.....	26
Foto 4.4 - Ortognaiss tonalítico milonitizado.....	26
Foto 4.5 - Aspecto geral da unidade Mx_2	28
Foto 4.6 - Acamamento primário da unidade Mx_2	29
Foto 4.7 - Aspecto geral do Granitóide Araras.....	31
Foto 4.8 - Fácies quartzomonzonito do Granitóide Belém.....	32
Foto 4.9 - Fácies tonalítico G_B do plúton de Dona Inês.....	36
Foto 4.10 - Fácies granodiorítico G_C do plúton de Dona Inês.....	36
Foto 4.11 - Fácies G_D cortando a fácies G_C	37
Foto 4.12 - Fácies G_D com xenólitos de G_B	37
Foto 4.13 - Fácies G_F cortando a fácies G_C	37
Foto 4.14 - Pegmatito cortando a fácies G_D	37
Foto 6.1 - Superposição das fases deformacionais no embasamento.....	57
Foto 6.2 - Bandamento S_n+S_{n+1} em gnaisses do embasamento.....	58
Foto 6.3 - Superposição de fases deformacionais nos metassedimentos.....	59
Foto 6.4 - Dobras desarmônicas F_{n+2} nos gnaisses do embasamento.....	61

Foto 6.5 - Diques de granito rosado cortando o embasamento.....	63
Foto 6.6 - Lineação L_{n+2}^x nos gnaisses do embasamento.....	64
Foto 6.7 - Lineação L_{n+2}^B nos gnaisses do embasamento.....	65
Foto 6.8 - Dobras abertas F_{n+2} no micaxisto (Mx2).....	66
Foto 6.9 - Lineação L_{n+2}^x no micaxisto (Mx2).....	67
Foto 6.10 - Milonitização da unidade Mx2 com critérios cinemáticos.....	69
Foto 6.11 - Disposição aleatória das cordieritas.....	70
Foto 6.12 - Milonitização do Granitóide Araras.....	71
Foto 6.13 - Fabric S_{n+2} no Granitóide Belém.....	74
Foto 6.14 - Fabric PFC+SPD no Granitóide de Dona Inês.....	76
Foto 6.15 - Xenólito do embasamento com fabric prévio.....	77
Foto 6.16 - Contato entre o embasamento e o Granitóide Dona Inês.....	78
Foto 6.17 - Aplito porfirítico.....	79
Foto 6.18 - Zona de cisalhamento de pequeno porte C_{n+2}	80
Foto 6.19 - Ultramilonitos do embasamento.....	81
Foto 6.20 - Virgamento de fabrics prévios nas zonas de cisalhamento C_{n+2}	83
Foto 6.21 - Dique com disposição de extensão dextral.....	84
Foto 6.22 - Boudinagem assimétrica de um aplito.....	86
Foto 7.1 - Microfotografia da transformação da biotita para muscovita e clorita.....	96

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação

O presente trabalho apresenta os resultados de um estudo geológico realizado na porção NE do Estado da Paraíba (ver localização e vias de acesso, item 1.4), referente a conclusão do Curso de Mestrado em Ciências do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pertencente ao Programa de Geotectônica e Geoquímica, cujo orientador é o Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves.

1.2 - Objetivos propostos

O objetivo da pesquisa na região de Dona Inês foi realizar um mapeamento geológico e estudar um plúton granítico alojado entre duas zonas de cisalhamento transcorrentes regionais (Pocinhos-Remígio e Cacerengo), compreender sua relação com as encaixantes, bem como com a deformação/metamorfismo atuantes à época da intrusão. O principal interesse do presente estudo é o entendimento dos mecanismos de alojamento do plúton Dona Inês, cuja ascensão e posicionamento está associado ao regime tectônico atuante no ciclo Brasileiro, um importante evento que atuou por toda Província Borborema.

1.3 - Justificativa

Nos últimos anos, o alojamento de granitóides tem sido objeto de vários estudos, principalmente quanto ao seu ambiente tectônico, já que eles marcam muito bem os eventos tectonometamórficos, e normalmente, podem ser datados por métodos radiométricos mais comuns tais como K/Ar, Rb/Sr em RT e U/Pb em zircão (ver Jardim de Sá *et al.* 1981,1987, Castro 1987; Vigneresse 1988, 1990; Hutton 1988; Gapais & Balais 1990; Vernon *et al.* 1990; Archanjo 1993; entre outros).

Na Província Borborema, os granitóides brasileiros constituem um importante episódio. Coube a Almeida *et al.* (1967) criarem a primeira classificação para granitóides na província (na Faixa Piancó-Alto Brígida), baseada em critérios mineralógico-texturais e estruturais. Nesta, a importância cronológica da intrusão/deformação foi explorada, resultando no chamados granitóides sinorogênicos (tipos Itaporanga e Conceição) e tardi-orogênicos (tipo Catingueira).

Na porção NE da província (Faixas Seridó e Piancó-Alto Brígida), ocorrem extensos lineamentos brasileiros (ou reativados no Brasileiro) com direções E-W a NE-SW, e que possuem continuidade no continente africano, numa reconstituição pré-deriva (fig. 2.2).

Associado a estes lineamentos, ocorre uma gama de intrusões graníticas sintectônicas de tamanhos e formas variadas, e espalhados nos mais diversos pontos das faixas supracitadas.

O estudo do regime tectônico que originou estes lineamentos fornece importantes dados na avaliação dos mecanismos de alojamento dos plútons associados. A forma dos corpos graníticos refletem também o ambiente tectônico em que foram alojados. Segundo Vigneresse (1988) plútons graníticos registram por todo o seu volume os efeitos da tectônica, e os tipos sintectônicos normalmente possuem forma em cone com seção elíptica, onde a extensão horizontal supera a vertical. Cabe mencionar também que o *trend* regional geralmente é paralelo ao eixo maior das intrusões sintectônicas (Castro 1987).

Jardim de Sá *et al.* (1993a, b) e Archanjo (1993) foram os pioneiros na região na Faixa Seridó a relacionar regimes tectônicos do Brasileiro ao alojamento de granitóides (ver também Jardim de Sá 1994). Na porção oriental da Província Borborema, entre os estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, diversos granitóides associados a cisalhamentos são conhecidos (Taipu, Gameleiras, Dona Inês, Serra do Algodão, etc.). A escassez de dados sobre o tema acima discutido neste setor da faixa foi determinante na escolha da área estudada, uma vez que o plúton Dona Inês está localizado entre duas zonas de cisalhamento de expressão regional. O entendimento de seu alojamento, associado a estes cisalhamentos, é muito importante para o melhor conhecimento da tectônica e magmatismo envolvido nesta porção da Província Borborema.

1.4 - Localização e vias de acesso

O plúton de Dona Inês está localizado no Nordeste do Brasil. A cidade que deu o nome ao granitóide localiza-se no extremo nordeste do Estado da Paraíba, próximo a divisa com o Rio Grande do Norte (fig. 1.1). Dona Inês está aproximadamente a 100 Km de Natal-RN.

A área cartografada, cerca de 700 Km², engloba os municípios de Dona Inês, Belém, Solânea e Bananeiras, todos no Estado da Paraíba. O acesso da área partindo de Natal-RN, pode ser feito pela Br-101 até a altura de Mamanguape-PB, onde então pela rodovia PB-055 chega-se a cidade de Belém-PB. Nesta cidade, ocorrem vários ramais que se dirigem para o interior da área mapeada. Existe também um campo de pouso na cidade de Solânea-PB.

1.5 - Metodologia de trabalho

A metodologia de trabalho seguiu as linhas gerais que envolvem uma atividade de pesquisa de cunho acadêmico, consistindo numa discussão prévia sobre o tema, os objetivos a serem alcançados e consulta bibliográfica dos mais diversos trabalhos de interesse do tema e objetivos propostos.

As atividades seguintes envolveram um mapeamento geológico de uma área de aproximadamente 700 Km², na escala de 1:100.000; a utilização do método gravimétrico, para obtenção de dados de subsuperfície; e a radiometria, baseado nos métodos Rb/Sr em RT. e Sm/Nd.

A descrição das metodologias empregadas e a justificativa dos métodos utilizados são discutidas em capítulos específicos no decorrer deste trabalho.

Em termos metodológicos, a técnica utilizada neste trabalho relaciona dados de mapeamento geológico e análise cinemática (de terreno principalmente), gravimetria e geocronologia, a fim de elaborar um modelo evolutivo para a ascensão e alojamento do plúton Dona Inês, compreendendo melhor sua relação com a tectônica brasileira associada.

Figura 1.1. Localização e vias de acesso a área estudada

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - Introdução

A área estudada situa-se na porção nordeste da Província Borborema, definida por Almeida *et al.* 1977 e localizada numa extensa região do Nordeste do Brasil (fig. 2.1). A província é limitada a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste e a norte pelo Oceano Atlântico. A característica principal da Província Borborema é a presença de várias faixas vulcanossedimentares alternadas por complexos gnáissico-migmatíticos afetados pela orogênese Brasiliana, com um volumoso magmatismo granítico, deformação transcorrente e metamorfismo predominantemente de alta temperatura.

2.2 - Estruturação da Província Borborema

A Província Borborema é subdividida em setores caracterizados por uma evolução tectônica e estratigrafia específica (veja Brito Neves 1975, Santos e Brito Neves 1984, Jardim de Sá 1984a). De uma maneira geral, a subdivisão separa a província em dois tipos básicos de terrenos. Um composto por metassedimentos e metavulcânicas, também conhecidos por faixas dobradas ou faixas supracrustais, e o outro, constituído por complexos gnáissico-migmatíticos e subordinadas metavulcânicas e metassedimentos paleoproterozóicos a arqueanos, chamados de maciços medianos por Brito Neves 1975 e, posteriormente, de associações gnáissico-migmatíticas por Santos e Brito Neves 1984. As faixas dobradas são constituídas por terrenos paleo a neoproterozóicos tectonizados no Brasileiro. As associações gnáissico-migmatíticas são arqueanas a paleoproterozóicas, deformadas pelos ciclos Transamazônico e Brasileiro. Existe também a subdivisão em domínios estruturais, proposta por Brito Neves (1983) e Santos *et al.* (1984). Os domínios são: Sergipano, Extremo-Nordeste, Transnordestino, Cearense e Médio Coreau. Estes domínios são na maioria associações tipo BVAC (vulcânicas bimodais, arcósios e conglomerados. Veja Condie 1989). As exceções (tipo QPC- quartzitos, pelitos, e carbonatos. Condie 1989) são as faixas Sergipana e Médio Coreau. Na figura 2.1 são mostradas as faixas dobradas da Província Borborema. Os grandes lineamentos transcorrentes E-W da província possuem continuidade no continente africano (fig. 2.2) e são relacionadas ao ciclo Brasileiro e o seu correspondente no outro continente, chamado ciclo Pan-Africano.

Os processos geodinâmicos do ciclo Brasileiro/Pan-Africano foram sintetizados por Caby *et al.* (1991), Brito Neves & Cordani (1991) e Jardim de Sá (1994). Em suma, a estruturação geográfica da Província Borborema está ligada a processos de convergência e colisão de

microcontinentes. Para os processos pré-brasileiros não existem resultados conclusivos devido a obliteração das estruturas pela tectônica brasileira/pan-africana.

Figura 2.1 Localização geográfica da Província Borborema. Arcabouço geológico compilado de Jardim de Sá (1984a). Símbolos: A= coberturas fanerozoicas; B= bacias molássicas neoproterozóicas; C= granitóides diversos; D= cinturões xistosos proterozóicos; E= supracrustais gnaissificadas e migmatizadas; e o embasamento em branco.

1 = Cráton São Francisco; 2 = Faixa Sergipana; 3 = Faixa Piancó-Alto Brígida; 4 = Faixa Pajeú-Paraíba; 5 = Faixa Seridó; 6 = Faixa Orós; 7 = Jaguaribe; 8 = Faixa NW do Ceará.

Linhas grossas = lineamentos brasileiros.

Figura 2.2 - Reconstituição geológica entre o Nordeste do Brasil e a África. O traço de sutura Pan-Africana bordeja os crâtons Oeste africano e São Luís. Compilado de Archanjo (1993).

2.3 - O plutonismo brasileiro nas faixas Piancó-Alto Brígida e Seridó

Almeida *et al.* (1967) foram pioneiros a criar uma classificação para os diferentes tipos de granitos existentes na Província Borborema. A distinção entre os diferentes tipos teve como base os aspectos mineralógico-texturais e estruturais. A associação sinorogênica é constituída por tonalitos, granodioritos e granitos, mais conhecida por granitos tipo Conceição (mais precoce) e tipo Itaporanga. Possuem, respectivamente, afinidades calcio-alcálica e calcio-alcálica potássica. A associação tardi-orogênica é formada por granitóides hiperalcalinos, com afinidades ultrapotássica a shoshonítica, divididos em dois grupos, um saturado (tipo Triunfo) e outro supersaturado (tipo Catingueira) (Sial 1986, Sial *et al.* 1991, Goist 1989).

A idade dos granitóides, obtidas através dos métodos Rb/Sr e Ar/Ar confirmaram as idéias de Almeida *et al.* (1967). Os granitóides mais antigos, tipo Conceição e Itaporanga, possuem idades de 620 Ma a 580 Ma, respectivamente (ver Dallmayer *et al.* 1987, Mariano & Sial 1988). O magmatismo alcalino, mais jovem, varia entre 580 Ma (tipo Triunfo) e 515 Ma (tipo Terra Nova). Para maiores detalhes veja Ferreira & Sial (1987) e Silva Filho *et al.* (1987).

Na Faixa Seridó, Jardim de Sá (1994) distinguiu três diferentes tipos de suítes para os granitóides brasileiros, conhecidos na região por granitóides G₃ (ver Jardim de Sá *et al.* 1981, Jardim de Sá *et al.* 1987). A distinção proposta é baseada nas relações de campo, aspectos petrográficos e afinidades geoquímicas. As suítes são: i) suítes básico-intermediárias, composta de gabros e dioritos, diferenciados até quartzomonzonitos e granodioritos, com afinidades shoshonítica ou calcio-alcálica rica em K; ii) suítes de granitos porfíricos, com interação da suíte básico-intermediária, e de afinidades subalcalina/monzonítica; iii) suítes de granitos e leucogranitos, com leve afinidade peraluminosa. São granitóides mais tardios. Ocorrem também outros tipos, incluindo granitóides alcalinos, mas que não foram incorporados a classificação.

2.4 - Geologia da região de Dona Inês. Trabalhos prévios.

A área cartografada foi objeto específico de estudos em importantes trabalhos. Assis *et al.* (1968) In Barbosa *et al.* (1974) realizaram um mapeamento da região de Pocinhos e Bananeiras, com ênfase aos sedimentos terciários que cobrem o cristalino, mais conhecidos na região como *tabuleiros*. A estas rochas os autores denominaram de Formação Solânea, correlacionada posteriormente a Formação Serra do Martins por Barbosa *et al.* (1974), referindo-se ao Grupo Barreiras de Mabesoone *et al.* (1972).

Brito Neves (1975) denominou a porção oriental da Paraíba e Rio Grande do Norte, nas proximidades da rede fisiográfica do Curimataú, de Subfaixa do Rio Curimataú e pertencente a Faixa Piancó-Alto Brígida, tendo a porção oriental da Faixa Seridó como antepaís. A subfaixa é constituída por um embasamento que aflora em núcleos elípticos e amebóides, com litologias variadas, como migmatitos, metabasitos, rochas granulares gnaissificadas, grossas a porfíricas, e

de composição granodiorítica a granítica. Sotoposto ao embasamento, ocorre, em menor volume, como é comum nos maciços migmatíticos, uma sequência de supracrustais metamorizadas em grau alto, com feições de migmatização em vários locais. Esta mesma região foi renomeada por Brito Neves (1983), que a denominou de Maciço de Caldas Brandão, agora baseado em novos dados geocronológicos, que o fizeram estipular uma idade Paleoproterozóica, ligada ao Transamazônico.

No trabalho de Santos & Brito Neves (1984) sobre a Província Borborema, a região a leste da Faixa Seridó (ver fig. 2.1) foi denominada de Maciço São José de Campestre-Caldas Brandão, e se estende desde a Bacia Potiguar, no norte do Rio Grande do Norte, até um pouco mais a sul do lineamento Patos (ver fig. 5.1 de Santos & Brito Neves 1984). Esta extensão do maciço deve-se a grande similaridade petroestrutural desta faixa de terreno. Cabe mencionar que complexos granulíticos, com a presença de hiperstênio, clinopiroxênio e piropo foram encontrados em locais restritos, ao contrário dos complexos migmatizados, mais frequentes. Mais recentemente, Amaro (1994) por intermédio de avaliações de sensoriamento remoto com imagens do Landsat 5-TM, no espectro visível infravermelho próximo, incluiu o Maciço Caldas Brandão no que ele denominou de Subárea Seridó. O Caldas Brandão, juntamente com o Maciço Rio Piranhas (mais a oeste), são considerados embasamento das supracrustais do Seridó.

Dantas *et al.* (1995) reportaram idades variando de arqueanas a paleoproterozóicas, pelos métodos U/Pb em zircão para o complexo de embasamento do Maciço Caldas Brandão. Segundo estes autores, o complexo é dividido em núcleos arqueanos (mais raros) compostos de gnaisses cinza com composições variadas entre trondhjemitos, tonalitos a granitos e possuindo características químicas semelhantes das suítes TTG, com idades variando de 3.4 a 2.7 Ga, e faixas de metaplutônicas e migmatitos (predominantes) com composição variada desde dioritos a leucogranitos, com idades entre 2.2 a 2.15 Ga.

O trabalho de Barbosa *et al.* (1974), que cartografaram a porção leste da Paraíba e Rio Grande do Norte a partir do meridiano 36°00'W, na escala de 1:250.000, contribuiu de forma importante para o conhecimento da região. O Granitóide Dona Inês foi correlacionado por estes autores aos granitos tipo Conceição, de Almeida *et al.* (1967), possuindo uma composição granodiorítica e uma cronologia sinorogênica. No mapa geológico de Barbosa *et al.* (1974), o plúton possui uma geometria aflorante subcircular, denotando um possível alojamento mais tardio, já que trunca as estruturas de *trend* NE no contato SSE do corpo (ver fig. 2.3).

O alojamento mais tardio do plúton Dona Inês, em relação ao pico do evento de *trend* E-W a NE-SW, foi mencionado anteriormente por Almeida (1971), McMurry (1982) e McMurry *et al.* (1987a), devido à presença de uma incipiente foliação de *trend* N40°E, embora consistente, enquanto que a mesma orientação planar nas encaixantes era de maior penetratividade; além dos contatos bruscos e discordantes da intrusão com as encaixantes.

McMurry (1982) e McMurry *et al.* (1987a) realizaram estudos geoquímicos e geocronológicos no Plúton de Dona Inês. O mesmo foi considerado como uma intrusão formada por múltiplos pulsos magmáticos, dividida em dois fácies distintos, nomeados de A e B. O fácies B é mais novo e intrusivo no anterior, que estava no estado subsólido. Geoquimicamente o Granito Dona Inês não é fortemente aluminoso, ao contrário do que se esperava, já que o mesmo possui muscovita e granada em algumas porções. O conteúdo em sílica é alto e relativamente uniforme.

Figura 2.3. Parte do mapa geológico do Projeto Leste da Paraíba e Rio Grande do Norte de Barbosa *et al.* (1974), desenvolvido pelo DNPM/CPRM. Notar a forma aflorante subcircular do Plúton Dona Inês.

O comportamento do sistema isotópico Rb-Sr, também avaliado por McMurry *et al.* (1987a) resulta em errôcronas com variações nas idades obtidas em torno de 25%. A idade para o fácies A foi de 457 ± 102 Ma, com $R_0 = 0.7159 \pm 0.0046$ (fig. 2.4a). No fácies B, a idade obtida foi de 544 ± 16 Ma e um $R_0 = 0.7119 \pm 0.0009$ (fig. 2.4b). Estas razões iniciais elevadas poderia corroborar a proposta de fonte crustal para o magma, evidenciada pelos dados geoquímicos. Pegmatitos com muscovita possuem uma idade de 474 ± 4.4 Ma, correspondendo ao final da tectônica Brasiliana. Os dados de isótopos de oxigênio de McMurry *et al.* (1987b) são erráticos, variando de +6.5 a +8.0 ‰ SMOW. Os baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$, aliados à natureza peraluminosa a metaluminosa das amostras, sugerem que a rocha fonte do plúton Dona Inês pode ter sido largamente vulcanoclástica, segundo os autores supracitados e o fácies B seria derivado da cristalização fracionada do fácies A. A evolução proposta, segundo McMurry *et al.* (1987a), para o Plúton de Dona Inês envolveria uma fonte metassedimentar heterogênea, com um componente vulcanoclástico. O magma, contendo *restito* refratário, não se *misturou* completamente, herdando as heterogeneidades isotópicas e de elementos traços da fonte

Jardim de Sá (1994) distinguiu três tipos principais de suítes granitóides brasileiras considerando os aspectos de campo e petrográficos e geoquímicos. O granito Dona Inês pertence a suíte de *leucogranitos*. Reconhecendo as limitações dos diagramas discriminantes e *spidergrams* nas comparações das feições geoquímicas de diferentes suítes de granitóides, Jardim de Sá (1994) sugere que a suíte de leucogranitos, é caracterizada por granitóides sin a tardi-colisionais, com afinidades meta/peraluminosas e origem essencialmente crustal.

Figura 2.4. Diagramas isocrônicos Rb/Sr para o Plúton Dona Inês (a) Grupo A e (b) Grupo B. Adaptado de McMurry *et al.* (1987a).

CAPÍTULO 3 - ANÁLISE CONCEITUAL

3.1 - Zonas de Cisalhamento Dúctil

3.1.1. - Introdução

As zonas de cisalhamento dúctil são locais de *strain* elevado, onde a deformação dúctil a dúctil-frágil é muito intensa, originando rochas muito deformadas, normalmente com um forte componente de achatamento e/ou estiramento, resultando nas rochas conhecidas pela série milonítica. Estas rochas sofrem considerável recristalização e redução granulométrica de seus minerais. As dimensões das zonas de cisalhamento são extremamente variáveis. Seu comprimento pode variar de pequenos deslizamentos cristalinos até centenas de quilômetros, estas facilmente visualizadas em fotografias aéreas e imagens de satélite (fotolineamentos). Sua extensão lateral também varia muito, desde a escala microscópica até dezenas de quilômetros. Sua geometria pode ser retilínea ou sofrer encurvamentos pronunciados, além de poder ocorrer com diversas ramificações, isolando porções menos deformadas. Na literatura internacional existem dezenas de trabalhos a esse respeito, que enfocam análises micro a mega estruturais (Harland 1971, Nicolas & Poirier 1976, Nicolas 1984, Hanmer & Passchier 1991, Passchier *et al.* 1993, Ellis & Watkinson 1987, Hasui & Costa 1988, Jardim de Sá 1994, entre outros).

3.1.2 - Tipos de deformação

Neste trabalho, não é dado uma abordagem sobre os conceitos de análise dos esforços e da deformação, bem como o comportamento dos materiais aos esforços, já que estes são facilmente encontrados na literatura (Hobbs *et al.* 1976, Ramsay & Hubber 1983, Park 1988, entre outros) e tornaria o texto um tanto extenso e pouco objetivo.

Existem três tipos de deformação ou padrões cinemáticos encontrados em rochas deformadas: o cisalhamento puro, o cisalhamento simples e o cisalhamento geral não coaxial (fig. 3.1). O cisalhamento puro ou coaxial envolve a aplicação de forças (compressivas e distensivas) normais às faces de um corpo geológico. O cisalhamento simples ou não coaxial envolve rotação dos eixos do elipsóide de strain, ao contrário do cisalhamento puro, que os eixos mantêm sua orientação inicial. O cisalhamento geral não coaxial combina os efeitos do cisalhamento puro e simples (veja Hobbs *et al.* 1976, Ramsay & Hubber 1983, Simpson & De Paor 1993). As taxas variadas de fluxo contracional ou extensional ao longo da direção de transporte, que podem ocorrer devido a variações da taxa de *strain* e sua direção, diferenças reológicas entre os materiais, terminações e escalonamentos das zonas de cisalhamento, mudanças de volume, introdução de fluidos e magmas, tornam mais comum o cisalhamento geral não coaxial e o

cisalhamento simples, onde o fluxo dos materiais é heterogêneo (ver Ramsay & Hubber 1987, Jardim de Sá 1994).

Figura 3.1. Regimes de cisalhamento ou tipo de fluxo. (A) cisalhamento puro ou coaxial; (B) cisalhamento simples ou não coaxial; e (C) cisalhamento geral ou geral não coaxial. Modificado a partir de Hanmer & Passchier (1991).

3.1.3 - Indicadores cinemáticos

Os indicadores cinemáticos servem para indicar o sentido do cisalhamento nos casos de deformação por cisalhamento simples ou não coaxial e podem ser observados no plano XZ dos tectonitos, permitindo diferenciar os diferentes tipos de deformação, listados no item anterior, que atuaram. No regime de cisalhamento puro, os critérios cinemáticos são: foliações anastomosadas, sombras de pressão e caudas de recristalização simétricas, cisalhamentos conjugados, boudinagem simétrica, etc. Nos regimes de cisalhamento simples e geral não coaxial ocorrem: relações S-C, sombras de pressão e caudas de recristalização assimétricas, porfiroclastos rotacionais, shear bands, *boudins* assimétricos, entelhamento de porfiroclastos etc. (fig. 3.2) (veja Simpson & Schmid 1983, Lister & Snoke 1984, Simpson 1986, Passchier & Simpson 1986, Sugden 1987, Ramsay & Hubber 1987, Takagi & Ito 1988, Hanmer & Passchier 1991, Passchier *et al.* 1992, Passchier *et al.* 1993). Critérios encontrados no regime de cisalhamento puro pode ser encontrados no regime geral não coaxial, onde exista um forte componente de achatamento.

Figura 3.2. Critérios cinemáticos mais comuns. (A) superfícies S-C; (B) superfície C' ou shear bends; (C) peixes de mica; (D) porfiroblastos ou porfiroclastos sigma; (E) blastos com estruturas de rolamento; (F) porfiroblastos tipo "bola de neve"; (G) "boudins" e clastos rotacionais; (H) boudins e clastos sigmoidais (S-C e C'); (I) minidobras assimétricas; (J) microboudinage e microjuntas de extensão; (K) fraturamento antitético e entelhamento de feldspatos; (L) juntas de extensão sigmoidais e/ou escalonadas. Todos os critérios são observados na seção XZ. Reproduzido de Jardim de Sá (1994).

3.1.4 - Tipos de zonas de cisalhamento

As zonas de cisalhamento podem ser classificadas de acordo com o nível crustal em que se formaram, de acordo com seu deslocamento, e quanto ao seu mergulho (ver Ramsay 1980, Ramsay & Huber 1987, Park 1988). Será considerado neste item, por questões de similaridade

com o trabalho aqui desenvolvido, apenas as zona de cisalhamento dúcteis (nível crustal), com rejeitos direcionais ou transcorrentes e de rejeitos oblíquos (deslocamento) e com alto ângulo (mergulho). Caso o leitor necessite maiores informações a respeito das demais zonas de cisalhamento, isto pode ser feito através de consultas nos resumos didáticos de Arthaud (1987) e Hasui & Costa (1988).

As zonas de cisalhamento transcorrentes (frágeis e dúcteis) relacionam-se a ambiente transformantes em bordas conservativas de placas, interligando segmentos de zonas de subducção e/ou rifts de zonas de acreção; a zonas de divergência de placas em domínios oceânicos e continentais; zonas de convergência de placas, no domínio de placas passivas; e nos cinturões orogênicos, principalmente nas zonas de colisões oblíquas de placas (ver Harland 1971).

A deformação envolvida neste tipo de cisalhamento está relacionada a regimes compressivos e distensivos, com movimentos relativos dos blocos na horizontal, com deslocamentos dextral e sinistral (fig. 3.3). Nos casos de compressão oblíqua às faces dos blocos, ocorrerá a transpressão, e em distensão oblíqua, ocorrerá a transtração (fig. 3.4) (Harland 1971, Sanderson & Marchini 1984, Ramsay & Hubber 1987, Park 1988, entre outros).

As zonas de cisalhamento transcorrentes são aquelas que possuem planos de cisalhamento verticalizados. O eixos σ_1 e σ_3 , respectivamente maior e menor eixos de esforço do elipsóide de *stress*, são subhorizontais e o σ_2 é vertical. Em profundidade, o plano de cisalhamento pode encontrar zonas de descolamento de baixo ângulo, tais como falhas de rasgamento, rampas laterais e falhas de transferência. O traço das zonas de cisalhamento transcorrentes ocorre no plano XY, e este é na maioria da vezes coincidente com a superfície topográfica (plano horizontal), o que facilita seu reconhecimento e visualização em imagens de satélites e fotografias aéreas, bem como os critérios cinemáticos existentes. Este traço pode ser retilíneo ou encurvado. O traço encurvado pode significar zonas de convergência (*restraining bends*) ou de divergência (*releasing bends*) (fig. 3.5 e Sanderson & Marchini 1984, Harding *et al.* 1985, McCoss 1986 e Fossen *et al.* 1994). Nas curvas de convergência, cunhas ou lascas tendem a ser expelidas, por efeito de transpressão, formando uma estrutura de ejeção (*puh up structure*) (fig. 3.6a). Nas curvas de divergência, pode haver colapso de cunha e lascas, por transtração, formando uma depressão (*graben*) que pode evoluir para uma bacia *pull apart* (fig. 3.6b). Em ambientes dúcteis, isto refletirá na abertura de cavidades tectônicas, que podem servir de alojamento de plútons graníticos.

	sinistral	dextral	singular
convergente			
divergente			
direcional			não há

Figura 3.3. Tipo de movimento relativo em zonas de cisalhamento transcorrentes em planta; setas maiores indicam a orientação da tensão principal. As setas diagonais indicam orientação oblíqua, onde nas convergentes ocorre transpressão e nas divergentes ocorre a transtração. Reproduzido parcialmente de Park (1988).

Figura 3.4. Zonas de transpressão e transtração. (a) transpressão gerando falhas de empurrão e dobras; (b) transtração gerando falhas normais e bacias de afastamento. Reproduzido parcialmente de Ramsay (1980).

Figura 3.5. Encurvamento das zonas de cisalhamento transcorrentes. (a) encurvamento convergente (restraining bend); (b) encurvamento divergente (releasing bend). Reproduzido de Christie-Blick & Biddle (1985).

Figura 3.6. Zonas de encurvamento das zonas de cisalhamento transcorrentes. (a) zona de transpressão e formação de estrutura de ejeção; (b) zona de transtração e formação de bacias de afastamento. Reproduzido de Aydiin & Nur (1985).

Os marcadores cinemáticos encontrados especificamente nas zonas de cisalhamento transcorrentes são principalmente foliação (S) associada com um mergulho forte e subparalela ao *fabric* do cisalhamento (C), lineação de estiramento mineral com baixo *rake* e dobras de plano axial verticalizado. O demais critérios são comuns as zonas de cisalhamento em geral, embora cada um com a característica peculiar de cada ocorrência. As diferenças entre o cisalhamento simples e a tranpressão (cisalhamento geral não coaxial compressivo) são que na tranpressão ocorrem estruturas em flor, no caso positiva, e o ângulo entre o *fabric* S e o C do cisalhamento é menor. No cisalhamento geral não coaxial distensivo (transtração) são comuns a presença de foliações de baixo ângulo, estruturas em flor (negativa), maior presença de tectonitos L, *releasing bends* e estruturas extensionais menores.

3.2 - ESTRUTURAS DE GRANITÓIDES

3.2.1 - Introdução

Nos últimos anos, a associação de granitos com diferentes regimes tectônicos tem sido objeto de várias publicações. As feições mais detalhadas neste estudos relatam a relação temporal com os ciclos orogênicos, as relações intrusão/encaixante, *fabric* interno dos plútons e forma e volume dos corpos. O fato dos granitóides refletirem a tectônica associada ao seu alojamento é a razão principal para os trabalhos, realizados nas mais diversas regiões do planeta encontrados na literatura internacional. (Pitcher 1978, 1979, Marre 1982, Jardim de Sá 1984b, Castro 1987, Hutton 1988, Vignerresse 1988, Paterson *et al.* 1989, 1991, Lagarde *et al.* 1990a, b, Paterson & Fowler 1993, Jardim de Sá 1994, entre outros).

O comportamento geológico mais homogêneo dos plútons graníticos é a causa principal da possibilidade de registrar os efeitos da tectônica associada. Esses registros vão desde o *fabric* interno, que em geral é coincidente com o *fabric* regional do evento e equivalente ao *strain* finito, até a forma dos corpos sintectônicos, que é ligada diretamente ao tipo de tectônica atuante. Outro fator importante é a possibilidade de datar os eventos tectônicos através dos plútons relacionados aos mesmos, utilizando métodos radiométricos mais comuns, como K/Ar, Rb/Sr em RT e U/Pb em zircão. As rochas granitóides são, portanto, excelentes marcadores cinemáticos e temporais dos eventos tectônicos.

Cabe mencionar neste item, um breve resumo sobre as mais diversas classificações adotadas, para familiarizar o leitor sobre certos termos a serem utilizados no decorrer deste trabalho. Existem várias classificações para rochas intrusivas ácidas, que são por sua vez, baseados em vários critérios (químicos, estruturais, e genéticos).

A classificação tectono-genética de Chappell & White (1974) e White & Chappell (1977) é baseada nos granitos tipo I e S. O tipo I, constituído em geral por associações tonalíticas com biotita e/ou hornblenda, é relacionado a uma origem mantélica básica nas zonas de convergência. O tipo S, constituído por associações com granada, cordierita e/ou duas micas, é relacionado à zonas de colisão continental. Há também os tipos A e M de Didier *et al.*, (1982) e Collins *et al.*, (1982). O tipo A é relacionado a séries alcalinas anorogênicas ou pós-tectônicas, e o tipo M, constituído por plagiogranitos, é derivado diretamente do manto ou da crosta oceânica, que sofreu subducção nos arcos. Nas classificações baseadas no teor de SiO₂ e as variações de Ca e Na, e pelas razões K/(Na+K) ou Al/(Na + K + Ca/2), assim como o estado de oxidação do magma pela fórmula $F^{+3}/(Fe^{+2} + Fe^{+3})$, chega-se as grandes famílias per/metaluminosa e cálcio/peralcalina (ver de La Roche *et al.*, 1980, Debon & Le Fort 1982, Batchelor & Bowden, 1985, Pearce *et al.*, 1984, entre outros), onde também são feitas correlações com os ambientes tectônicos.

3.2.2 - Fabric Magmático x Fabric Tectônico

As foliações verificadas nos granitóides podem ser formadas por fluxo magmático, fluxo submagmático e deformação no estado sólido. A distinção entre estes nem sempre é uma tarefa fácil. As foliações são formadas durante a ascensão, diapirismo e expansão do magma, alojamento durante a deformação regional e deformação regional após o alojamento do plúton, e não há um critério simples para distinguir uma da outra.

A determinação dos critérios a serem utilizados na distinção das foliações formadas durante os processos magmáticos e tectônicos que atuaram no alojamento de plútons é muito importante. Estes critérios são determinados através das observações estruturais (micro e macro) e metamórficas, tanto nos granitóides, como nas encaixantes adjacentes, e não devem ser utilizados isoladamente.

O *fabric* de fluxo magmático envolve uma taxa de cristalização pequena (entre 30 e 40%). Ocorre principalmente estruturas tipo gravitacional ou mecânica. O *fabric* verificado pelo fluxo submagmático possui outras denominações, tais como simplesmente fluxo ou PFC (*pre-full crystallization*) (ver Marre 1982, Fernandes *et al.* 1983, Jardim de Sá 1984b, Hutton 1988, Paterson *et al.* 1989, 1991). Estas estruturas são originadas quando o magma possui uma taxa de cristalização que pode atingir 75%. Elas ocorrem devido a diversos mecanismos, tais como pressão do magma, contraste de densidade e viscosidade para com as encaixantes, expansão lateral ao nível de posicionamento do plúton e deformação regional (quando existente) (ver Castro 1987, Brun *et al.* 1990, Lagarde 1989, Guglielmo Jr. 1993). O *fabric* resultante é formado principalmente por alinhamento de fenocristais de feldspatos eudrais (fig. 3.7a). Isto deve-se ao fato que feldspatos eudrais raramente crescem em ambientes metamórficos. Estes mesmos cristais podem estar rotacionados sem significativa interferência com os cristais vizinhos. Outro fator importante é a presença de quartzo globular sem extinção ondulante e bandas de deformação, constituindo a matriz ao redor dos fenocristais de feldspato (fig. 3.7b). Já os fenocristais de feldspato mostram freqüentemente microestruturas ígneas (zonação, p. ex.) e não são separados por agregados microcristalinos (veja também Bateman *et al.* 1983, Shelley 1985, Vernon *et al.* 1988). Outras evidências de ocorrência mais rara são entelhamento de fenocristais de feldspato (Jardim de Sá 1984b) e alinhamento de encraves magmáticos que não apresentem deformação plástica ou recristalização de seus grãos minerais (Vernon 1984). Biotita e hornblenda normalmente alinham-se tanto em *fabric* magmático como em deformações no estado sólido, e por isso, não devem ser considerados isoladamente. Medidas de anisotropia de susceptibilidade magnética têm revelado alinhamento de magnetita em granitóides não deformados. O plano que contém os eixos máximo e intermediário pode ser usado como indicador do *fabric* magmático (Guillet *et al.* 1983, Rathore e Kafaty 1986, Archanjo 1993).

Figura 3.7. (a) Estrutura de fluxo magmático (*fabric PFC*) num granitóide porfíritico. Neste, os fenocristais de feldspato conservam a sua forma primária (reproduzido de Nicolas 1984). (b) Detalhe do *fabric PFC* em granitóides (Reproduzido de Hutton 1988)

O *fabric* originado no estágio mais avançado de cristalização (>75%) é conhecido como deformação em alta temperatura ou SPD (*subsolidus plastic deformation*) (Ver Paterson *et al.* 1989, Hutton 1988) e desenvolve feições de deformação no estado sólido e plasticidade cristalina. Esta deformação pode ser intrínseca ao plúton ou nele impressa pela deformação regional (Jardim de Sá 1994). São comuns a presença de quartzo com forma lenticular com extinção ondulante e bandas de deformação, já iniciando um processo de recrystalização, com a formação de subgrãos (agregados). Os fenocristais de feldspatos também ficam alinhados e podem apresentar microfraturas e encurvamentos das geminações (fig. 3.8).

A combinação da redução granulométrica e estiramento de grãos (grãos recrystalizados e *ribbons* de quartzo) dão origem ao *fabric* SPD. Agregados de micas, titanitas orientadas e mirmequitas também são evidências de deformação no estado sólido (ver Vauchez 1980, Vernon *et al.* 1983, Simpson 1985). Feições menores são fraturamentos de feldspato e hornblenda preenchidos por quartzo recrystalizado; xenólitos e encraves afetados pelo *fabric* SPD, já que ambos estavam sólidos à época de deformação; diferenciados tardios (aplitos e pegmatitos) preenchendo fraturas relacionadas ao *fabric* SPD; a possibilidade de desenvolvimento das zonas miloníticas e relações tipo S-C; e a presença de mirmequitas, embora ainda sob controvérsias, é sugerida por Simpson (1985), como sendo associada a SPD, desde que junto com agregados recrystalizados de quartzo e feldspato.

O *fabric* produzido nos plútons sintectônicos é de difícil distinção, devido as feições formadas pela combinação dos processos de alojamento e pós-alojamento (Paterson *et al.* 1989, Castro 1987, Hutton 1988). A determinação do *fabric* sintectônico é melhor quando a foliação submagmática está paralelizada a do estado sólido, num misto de PFC + SPD, e são também subparalelas a foliação regional. Uma origem tectônica pode ser determinada quando o *fabric*

possui minerais metamórficos alinhados e não aparecem minerais ígneos, está localmente em alto ângulo com o contato das encaixantes (principalmente nas extremidades dos plútons elípticos alongados paralelamente ao *trend* regional) e é paralelo ao *fabric* regional, podendo formar pontos triplices da foliação. Outra feição importante da deformação sinmagmática, registrada por Jardim de Sá (1994), é o *amortecimento* de zonas de cisalhamento regionais ao atravessarem ou penetrarem grandes batólitos.

Figura 3.8 (a) Deformação no estado sólido (*fabric SPD*) em um granitóide, originando um augen gnaiss. Os feldspatos estão estirados, fraturados e/ou desenvolvem sombras de pressão e caudas de recristalização dinâmica (reproduzido de Nicolas 1984). (b) Detalhe da deformação no estado sólido (*fabric SPD*) num granitóide com feldspatos retangulares. Note os grãos estirados de quartzo. As placas pretas são de biotita, hornblenda e/ou piroxênio (reproduzido de Hutton 1988).

3.2.3 - Análise geométrica dos corpos granitóides

A relação dos diferentes regimes tectônicos e a forma dos corpos graníticos associados tem se revelado uma importante ferramenta nos estudos de alojamento de granitóides. Para avaliar a forma de corpos ígneos em subsuperfície, são necessários estudos geofísicos, já que o mapeamento geológico se prende apenas a observações superficiais. No âmbito dos métodos geofísicos utilizáveis, o método gravimétrico, que é fisicamente fundamentado no contraste de densidade entre plúton e suas encaixantes, é o mais apropriado para a determinação da forma e volume de corpos graníticos (ver Vigneresse 1988, 1990 e capítulo Gravimetria do plúton de Dona Inês dessa dissertação).

Os corpos plutônicos possuem dois tipos de mecanismos de intrusão. São os mecanismos de intrusão passiva e intrusão forçada. Ambos podem iniciar-se com um deslocamento e ascensão diapírica (fig. 3.9). A intrusão passiva ocorre na forma de diques, sills e *caudrons*, sendo controlados por *stoping* e abertura de *cavidades*, chegando a níveis rasos da crosta, ascendendo pelas fraturas de extensão e estruturas *pull-apart*, relacionadas a encurvamentos ou escalonamento de falhas e zonas de cisalhamento (ver Brun 1983, Castro 1987, Hutton 1988, Paterson e Fowler Jr. 1993). A intrusão forçada é controlada pela compressão (regional ou local). Nos diápiros, é comum a expansão lateral do magma quando as forças gravitacionais se estabilizam, logo após a fase ascensional (Vigneresse 1988). A alimentação através de pulsos magmáticos produz o efeito de baloneamento (ver Davidson Jr. 1980, Jardim de Sá 1984b).

A forma dos corpos anorogênicos ou pós tectônicos sintetizadas no trabalho de Vigneresse (1988) é aproximadamente de um cilindro vertical. Os contatos são subverticalizados entre as encaixantes e os plútons. Os plútons truncam as estruturas prévias e possuem *fabric* PFC e/ou SPD próprio (Castro 1987, Paterson e Tobisch 1988). Seu alojamento ocorre geralmente associado a falhas extensionais e ocorre a níveis rasos da crosta. Plútons com o comportamento tipo *Caudron* são comuns. Os corpos sintectônicos possuem uma geometria fortemente associada ao elipsóide de *strain* regional. Quando as forças gravitacionais se estabilizam é que ocorre a interação do magma com a tectônica regional. Diapirismo e *sheeting* são os mais expressivos mecanismos de ascensão e alojamento dos plútons sintectônicos (fig. 3.9). Estes corpos servem de marcadores ativos da deformação regional e sua forma, em geral, é de um cone com seção elíptica onde a extensão lateral supera a profundidade de enraizamento (Hodge *et al.* 1982, Hutton 1982, Vigneresse e Brun 1983, Vigneresse 1988). A forma também pode ser tabular, mas em ambos os casos o eixo principal da intrusão é paralelo ao eixo de estiramento (eixo X) do elipsóide de *strain* (fig. 3.10). Nos plútons alojados ao longo das zonas de cisalhamento, o *fabric* resultante é um misto de PFC + SPD (Marre 1982, Guineberteau *et al.* 1987, Paterson *et al.* 1989, 1991). Em ambientes transcorrentes o problema de espaço para o alojamento de plútons sintectônicos é resolvido pela migração do magma no próprio plano de achatamento dispostos ao longo de direção de extensão máxima (X), até encontrar locais que possibilitem seu alojamento num posicionamento “forçado”, como encurvamentos e terminações das zonas de cisalhamento em regime de fluxo contracional, ou controlado pela abertura de *cavidades* tectônicas, tais como *releasing bends* (Hutton 1988, Lagarde 1989), locais transitoriamente transtracionais ou extensionais, terminações ou encurvamentos diferenciais distensivos das zonas de cisalhamento (Hutton 1988, Jardim de Sá 1994).

Nos corpos pré-tectônicos, o *fabric* regional atravessa e deforma as feições prévias dos plútons e das encaixantes. O *fabric* do plúton (PFC e/ou SPD) é rotacionado e/ou dobrado pela deformação atuante. A forma original dos corpos pode ser modificada completamente pela

deformação, a depender de sua intensidade (Pitcher 1979, Vigneresse 1988). A figura 3.11 ilustra, em mapa, as características dos plútons pré, sin, e pós-tectônicos.

Figura 3.9. Seis tipos gerais de ascensão e alojamento de granitóides; todos iniciam com descolamento e diapirismo do magma: (1) o diapirismo continua, na ausência de tectônica, levando o magma até o seu equilíbrio de densidade, seguido de baloneamento tardio; (2) ascensão dentro de grandes falhas extensionais, até alcançar níveis rasos da crosta, com um comportamento tipo caudron; (3) ascensão diapírica aprisionada pelas mudanças de viscosidade/e ou vigor na descontinuidade de Moho, levando a expansão lateral do magma com possível aparecimento de granitos crustais; (4) ascensão diapírica na crosta, interceptando uma falha transcorrente intracrustal, formando plútons alongados com baloneamento tardio; (5) ascensão diapírica interceptando uma falha listrica intracrustal extensional, formando plúton na forma de sheets e possível geração de caudrons assimétricos; (6) ascensão do magma intercepta uma falha transcorrente transcrustal, e alojando-se ao longo de tensão e bacia pull apart. Note que em todos modelos a fonte é arbitrariamente localizada no manto. Reproduzido de Hutton 1988.

(a)

(b)

Figura 3.10. A forma de corpos plutônicos como resultado da tectônica atuante. (a) plúton alojado em zonas transcorrente; e (b) em zonas de empurrão. Reproduzido de Vigneresse 1988.

Figura 3.11. Forma de corpos graníticos em superfície. (a) granito pré-tectônico; a foliação regional atravessa e deforma as estruturas prévias da encaixante e do plúton; (b) Intrusão elíptica, típica de sin-transcorrência; (c) plúton sin-deformação tangencial. Nos casos (b e c), note a continuidade do fabric regional e o fabric interno do plúton; (d) plúton tardi a pós-tectônico, com deformação e baloneamento afetando as encaixantes; (e) plúton pós-tectônico ou anorogênico. Note o truncamento das estruturas regionais pelo plúton e o metamorfismo de contato na borda esquerda do plúton. Simbologia: (1) fabric regional; (2) fabric SPD no plúton $\pm$ encaixantes (caso do baloneamento); (3) fabric PFC do plúton. Reproduzido de Jardim de Sá (1994).

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DE DONA INÊS

4.1 - Introdução

A área estudada corresponde a aproximadamente 700 Km², mapeado na escala de 1:100.000, situando-se na porção nordeste do Estado da Paraíba. O mapa geológico (anexo 1) representa a união dos dados obtidos em campo, análise fotogeológica e trabalhos prévios (Barbosa *et al.* 1974, p. ex.).

Os contatos entre as litologias presentes foram na sua grande maioria, definidos por meio de fotografias aéreas com posterior confirmação no campo. Alguns são inferidos devido à dificuldade de acesso e/ou a presença de nuvens nas fotos, que impediram uma melhor visualização das estruturas e padrões texturais fotogeológicos utilizados na definição dos contatos. Pequenos corpos lenticulares (lentes de calcio-silicáticas) tiveram suas espessuras aflorantes exageradas no mapa, para melhor visualização.

No mapa de afloramentos (anexo 2) é possível observar os pontos visitados, bem como os locais de coleta para seções delgadas e para geocronologia.

4.2 - Mapa geológico e estratigrafia

A região de Dona Inês-(PB) situa-se num local de grande influência da tectônica brasileira. A mesma está encaixada entre dois cisalhamentos de escala regional, que são responsáveis pela grande intensidade da deformação e metamorfismo que atuaram. As unidades lito-estratigráficas distinguidas são descritas a seguir, da mais antiga para a mais jovem, com base nas relações de campo, como também através de correlações regionais (veja também a coluna estratigráfica do mapa geológico, anexo 1).

4.2.1 - Complexo gnáissico-migmatítico

Esta unidade ocupa cerca de 30% da área, sendo constituída por uma sequência de rochas ortoderivadas, com paraderivadas subordinadas, gnaissificadas em alto grau. As ortoderivadas são gnaisses tonalíticos a granodioríticos, bastante deformados e estirados e, muitas vezes, migmatizados. Possuem granulometria mediana (mais grossa nos granodioritos), cores que variam de cinza escuro a cinza claro, até matizes de rosa. A textura é lepidogranoblástica definida por biotita, quartzo e feldspato estirados e paralelizados a foliação milonítica C_{n+2} (veja item 6.4.1). *Ribbons* de quartzo orientados são comuns, assim como mirmequitas no plagioclásio. Quando migmatizado, o bandamento torna-se mais pronunciado, desenvolvendo leucossomas de

espessuras variadas (foto 4.1 a 4.3). Nos tipos granodioríticos a graníticos ocorrem pequenos fenocristais de deformados de feldspato potássico (augen) com até 1 cm (foto 4.4)

Os paragneisses têm ocorrência restrita ao afloramento S-84, localizado a 2 km a norte de Dona Inês. Provavelmente trata-se de uma lente ou um megaxenólito (as relações de contatos não são visíveis), e incluem gnaisses quartzo-feldspáticos e biotita gnaisses, com camadas calciossilicáticas. A granulometria é fina e a coloração das rochas varia de cinza claro (gnaisse quartzo-feldspático), cinza escuro (biotita gnaisse) e preto-esverdeado (calcio-silicáticas).

O bandamento do Complexo gnáissico-migmatítico, formado no Paleoproterozóico, está afetado pelas estruturas transcorrentes brasileiras. Quando afastado dos locais de alto *strain* transcorrente, o bandamento possui *trend* variável, normalmente com mergulhos suaves (menor que 35°). Nos locais de alto *strain* brasileiro (nas zonas de cisalhamento transcorrentes ou nas dobras fechadas a apertadas, de plano axial vertical) o bandamento paraleliza-se à foliação S_{n+2} (ver item 6.4.1). Nas zonas de cisalhamento ocorreu uma intensa milonitização dos litotipos, com grande redução granulométrica e forte estiramento mineral.

4.2.2 - Sequência metassedimentar aluminosa

Uma sequência de metassedimentos aluminosos ocupa cerca de 15% da área. Esta sequência é dividida em três litotipos distintos: i) granada-biotita gnaisse; ii) granada-biotita xisto; e iii) andaluzita-granada-cordierita micaxisto, nomeadas de unidades Bgn, Mx_1 e Mx_2 , respectivamente. Apesar das diferenças petrográficas, as unidades Mx_1 e Mx_2 são consideradas como correlatas, variando apenas o grau metamórfico e a composição.

4.2.2.1 Unidade granada-biotita gnaisse (Bgn)

A unidade Bgn ocorre na porção sudeste da área, na forma de uma faixa estreita. Sua superfície aflorante possui cerca de 13 km de comprimento e sua maior largura, na parte central, cerca de 2,8 km. São rochas de granulometria média a grossa, com finas bandas de cores claras, ricas em feldspatos e quartzo, e escuras, ricas em biotita e granada. Estas bandas variam de 2mm a 1cm de largura e a sua textura é lepidogranoblástica.

O bandamento ou xistosidade mais antiga da unidade Bgn está migmatizado em algumas porções. O mesmo está dobrado pela tectônica transcorrente brasileira (ver Geo. Estrutural, cap. 6). As rochas que circundam a unidade Bgn são os ortognaisses do embasamento e os granitóides porfiróides, nomeados de Unidade quartzomonzonítica porfirítica e tonalítica de Belém (ver adiante). O contato com o embasamento é por cisalhamento (alóctone). Já a Unidade Belém é intrusiva em Bgn.

4.2.2.2 - Unidade granada-biotita xisto (Mx_1)

A unidade Mx_1 é um megaxenólito encaixado na Unidade Belém (ver adiante). Ocorre na forma de uma elipse estirada paralelamente ao trend NE das estruturas transcorrentes brasileiras. É uma rocha de cor cinza escura e de granulometria fina. Seus minerais acessórios são granada e silimanita (esta na forma de fibrolitas muito raras). A textura é lepidogranoblástica e a biotita é o mineral predominante, com cerca de 60% na análise modal. Aflora ao longo da rodovia PB-105, que liga Belém a Solânea. Seus contatos são bruscos e possuem apófises da Unidade Belém em seu interior. Também apresenta xistosidade anterior à deformação transcorrente brasileira (ver item 6.3.2).

4.2.2.3 - Unidade andaluzita-granada-cordierita-micaxisto (Mx_2)

A unidade Mx_2 (foto 4.5), localizada na porção sudeste da área em estudo, é constituída por micaxistos com andaluzita, granada e cordierita, além de biotita, clorita e muscovita. São interpretados como metaturbiditos, conforme indicado pelas suas feições de acamamento e estratificação gradacional (foto 4.6). Estão em contato com os ortognaisses do embasamento e o augen gnaisse sienogranítico milonitizado, denominado de Unidade Araras (ver adiante). Esses contatos são definidos por cisalhamentos, confirmando sua natureza alóctone. Possui granulometria fina com textura porfiroblástica (nódulos de cordierita). A xistosidade principal S_{n+1} é paralela ao acamamento. Inversões no acamamento indicam dobras recumbentes transpostas, numa tectônica tangencial anterior à deformação transcorrente brasileira (ver item 6.3.2).

Foto 4.5. *Aspecto geral da unidade Mx₂. A xistosidade penetrativa, associada a deformação brasileira, é caracterizada pelo paralelismo de micas e estiramento de quartzo e cordierita. Localizado 9 km a NW de Solânea (Afloramento S-18).*

Foto 4.6. *Acamamento primário (S_0) em micaxistos da unidade Mx2, verificado pela alternância de níveis composicionais diferentes. Um mais quartzoso (cor clara) e outro com biotita e cordierita (cor mais escura e granulometria mais grossa), sendo, respectivamente, níveis silticos e argilosos alternados. Localizado a 3km a NW da Fazenda Umburana (Afloramento S-156).*

4.2.3 - Granitóides intrusivos

A sequência de rochas pré-cambrianas mais jovens na área estudada é constituída por granitóides de idade neoproterozóica, determinadas através dos dados de campo e correlações regionais (ver capítulos adiante), subdividida em três corpos: i) Augén gnaisse sienogranítico de Araras; ii) Quartzomonzonito porfirítico e tonalito de Belém; e iii) Granito Dona Inês. Critérios cronológicos entre os granitóides, tais como contatos intrusivos, xenólitos, apófises, diques, entre outros, revelaram que o Granitóide Dona Inês é o mais novo da sequência. Vários são os afloramentos onde se comprovam esta assertiva. Já a relação cronológica entre os granitóides de

Araras e Belém não foi observada. Desta maneira, estes corpos estão posicionados lado a lado na coluna estratigráfica (ver anexo 1), já que não é conhecida a cronologia entre ambos, sabendo-se apenas que são granitóides neoproterozóicos.

4.2.3.1- Augen gnaiss sienogranítico de Araras

Ocorre numa estreita faixa (entre 1 a 3 Km de largura) que vai da porção sudoeste até o centro-nordeste, ocupando cerca de 11% da área. Esse corpo se prolonga até a cidade de Araras, distante 14 Km a SW de Solânea, que por ter uma fácil localização, originou o nome deste granitóide. Litologicamente é constituída por augen gnaisses sienograníticos milonitizados (foto 4.7). Esta milonitização deve-se ao fato de que esta rocha está inserida num dos segmentos de alto *strain* da zona de cisalhamento transcorrente de Pocinhos-Remígio (ver mapa geológico, anexo 1). Esta unidade é intrusiva no Complexo gnáissico-migmatítico e nos metassedimentos (Bgn e Mx₂). Apesar de não manter contato direto, o granitóide possui xenólitos da unidade Bgn (afloramento S-130, a 6 km a NW de Belém). Já com a unidade Mx₂ o contato é por cisalhamento, interpretado como um contato intrusivo modificado posteriormente pela tectônica transcorrente (ver item 6.4.3).

Os pórfiros de feldspato potássico estão estirados paralelamente a foliação milonítica C_{n+2} (ver itens 6.4.3 e 6.4.4), assim como *ribbons* de quartzo. A granulometria é média e a cor cinza-rosada. A recristalização mineralógica é generalizada e a cor cinza escuro do quartzo é típica de zonas cisalhadas.

Foto 4.7. *Aspecto geral do granitóide Araras. O forte estiramento mineral é devido a influência da zona de cisalhamento de Pocinhos-Remígio. Localizado na Fazenda Umurana (Afloramento S-110).*

4.2.3.2 - Quartzomonzonito e tonalito de Belém

Ocorre na porção sudeste e ocupa aproximadamente 17 % da área. É constituída por um plúton que possui continuação para SSE, fora da área mapeada, com duas fácies petrográfica/texturais distintas. A fácies quartzomonzonítica porfírica (foto 4.8), que predomina, e a fácies tonalítica. Estas rochas estão variavelmente gnaissificadas pela deformação/metamorfismo D_{n+2}/M_{n+2} (ver itens 6.4.3 e 7.3.3.4). A granulometria é fina a média no tonalito e na matriz quartzomonzonítica. A contemporaneidade das duas fácies é comprovada por feições de mistura de magmas em alguns afloramentos. É a unidade que se destaca topograficamente, juntamente com a unidade granítica Dona Inês, chegando a 600 m acima do nível do mar (dados provenientes de altímetros de pressão e GPS). Esta unidade é intrusiva no embasamento e na sequência supracrustal (Bgn e Mx₁; ver mapa geológico, anexo 1). A deformação brasileira é de menor intensidade que na Unidade Araras, por estar mais afastado dos

lineamentos de Pocinhos-Remigio e o de Pirpirituba, mais a sul e fora da área mapeada. Fenocristais centimétricos de feldspato potássico estão ligeiramente estirados e paralelizados ao *trend* NE, embora alguns ainda se mantenham em ângulo com a foliação, configurando uma assimetria dextral do cisalhamento. Com respeito à Unidade Araras, não foi possível estabelecer uma relação cronológica, já que não há contato direto entre ambos e a deformação que afetou estas rochas é a mesma, embora com intensidade diferente.

Foto 4.8. *Fácies quartzomonzonítico porfirítico de Belém. Os fenocristais são de microclina e plagioclásio. É cortado por um dique de granito rosado semelhante ao Granito Dona Inês. Localizado a 2.5 km a NE de Bananeiras (Afloramento S-124).*

4.2.3.3 - Granitóide Dona Inês

Situa-se no centro da área estudada, ocupando cerca de 20% desse espaço. O entendimento do alojamento da intrusão e o seu relacionamento com as zonas de cisalhamento transcorrentes de Pocinhos-Remígio (ZCPR) e de Cacerengo (ZCC) são os objetivos principais desta dissertação. As relações de campo demonstram que este plúton é intrusivo em todas as rochas supracitadas. Xenólitos, diques, truncamento de estruturas prévias, apófises, etc., são feições que corroboram esta assertiva. Esta unidade possui uma forma superficial de elipse alongada na direção NE (ver mapa geológico, anexo 1).

Situado entre as zonas de cisalhamento ZCPR e ZCC, e com um *fabric* próprio concordante ao regional, o plúton Dona Inês foi considerado um granitóide sinorogênico por Barbosa *et al.* (1974), embora sua forma aflorante, no mapa destes autores, circular e com contatos discordantes do *trend* NNE regional, denotasse um alojamento mais tardio ao referido evento. McMurry *et al.* (1987a) já sugeriam uma cristalização mais tardia, devido principalmente ao *fabric* pouco penetrativo do plúton, embora concordante com o *trend* regional, este bastante proeminente e inclusive com formação de milonitos.

As fácies que compõem o plúton de Dona Inês possuem granulometria fina, textura invariavelmente equigranular a microporfirítica com cerca de 0.3 cm de comprimento (mais rara) e cores claras (branco, rosa ou cinza). Distribuem-se em seis fácies petrográficas distintas, não discerníveis no mapa. Todavia, na figura 4.1 encontram-se as localizações dos afloramentos das seis fácies distintos e um esboço da disposição geográfica das fácies principais G_C e G_D .

A fácies quartzo-monzonítica a quartzo-monzodiorítica G_A é constituída por rochas de cor cinza escura, textura equigranular fina a microporfirítica (microfenocristais de titanita com até 0.5 cm). Sua ocorrência é restrita a poucas exposições próximos a localidade de Cachoeirinha (S-59 no mapa de afloramentos, anexo 2). Ainda nas imediações de Cachoeirinha (e um pouco mais a sudeste), é possível ver a relação cronológica entre as fácies G_A e G_B . A fácies G_B corta a fácies G_A , que já estava resfriada à época da intrusão de G_B (bordas pontiagudas do granitóide G_A no contato intrusivo de G_B).

A fácies G_B é de composição tonalítica e ocorre também nas proximidades de Cachoeirinha, estendendo-se para sudoeste até aproximadamente 2 km do Rio Curimataú. Também aflora ao longo da rodovia PB-099, num trecho a norte de Cachoeirinha (S-30 no mapa de afloramentos, anexo 2), como em pequenas exposições ao longo da extremidade norte do plúton. Sua textura é equigranular e a cor cinza escuro (foto 4.9), possuindo uma leve orientação (foliação por deformação no estado sólido). Sua característica principal é a presença de “filmes”(concentrações) de minerais máficos (biotita, hornblenda e titanita) estirados paralelamente à foliação. O tipo G_B é truncado pela fácies G_C , assim como ocorrem encraves de G_B em G_C (foto 4.10).

A fácies monzogranítica G_C é o que predomina no plúton de Dona Inês. Ocorre na maioria dos afloramentos estudados (veja fig. 4.1). Sua melhor exposição é na pedreira da cidade de Dona Inês, mais conhecida por “pedreira das lavadeiras” (foto 4.13). É uma rocha de granulometria fina, cor cinza, textura equigranular e finamente foliada. Ocorre também em duas exposições importantes, de características similares, fora do plúton, uma associada à unidade Araras e outra na unidade Belém, além de diques de menor expressão nas demais encaixantes (ver mapa geológico, anexo 1).

A fácies monzogranítica G_D é o segundo tipo dominante em exposição no corpo. Ocorre esparsamente por todo o granitóide. A pequena diferença composicional com respeito a G_C é que em G_D o mineral predominante é a microclina, e em G_C o predominante é o plagioclásio (An28); isto se reflete, por exemplo, na cor das duas fácies, que em G_D é rosada. A textura é equigranular fina-média, algumas vezes microporfírica (em torno de 0.2 cm). Esta fácies é mais jovem que G_C . Vários são os afloramentos onde diques de granito fino rosado cortam o granito cinza típico do plúton Dona Inês (foto 4.11). No afloramento S-79 a 2 km a NE de Dona Inês, G_D possui enclaves de G_B (foto 4.12). A melhor exposição deste tipo litológico é na localidade de Umari, no leito do Rio Curimataú, em contato intrusivo com o embasamento. Diques de granito rosa cortam as encaixantes nas proximidades da intrusão.

A fácies granodiorítica G_E tem muita semelhança macroscópica com G_D , não fosse a presença de fenocristais de granada (almandina). Apesar da textura, cor e estruturas semelhantes, este difere modalmente do anterior. É o tipo mais aluminoso da sequência plutônica da região de Dona Inês. Sua ocorrência é restrita a pouquíssimas exposições. Sua localidade tipo situa-se na entrada de Dona Inês, nas margens da rodovia que dá acesso à cidade. Não foi possível estabelecer sua idade relativa com respeito as demais fácies.

A fácies sienogranítica G_F possui cor branca a cinza muito claro. É intrusiva na fácies G_C (foto 4.13) e não há contatos visíveis com os demais. Sua localidade tipo é na “pedreira das lavadeiras”, na cidade de Dona Inês. A granulometria é fina e a textura é equigranular, como na maioria dos outros fácies.

Cabe mencionar ainda os pegmatitos que, na forma de diques, cortam toda esta sequência de rochas (foto 4.14). São provenientes das emanções magmáticas terminais do plúton Dona Inês. Possuem em geral trend NNE, ou se dispõem preenchendo *tension gashes* ou boudinados numa assimetria transcorrente dextral, coincidente com a cinemática brasileira da região. Todavia, os mesmos não estão representados no mapa devido a sua exposições serem pequenas e esparsas.

Figura 4.1. Mapa de distribuição de ocorrência das diferentes fácies do Granitóide de Dona Inês na área estudada. Os números representam os afloramentos e a simbologia as diferentes fácies.

Foto 4.9. *Fácies tonalítica G_B do granitóide Dona Inês. No centro ocorre um xenólito do Complexo gnáissico-migmatítico. Localizado a 4 km a NW de Cachoeirinha, na rodovia PB-099 (Afloramento S-29).*

Foto 4.10. *Fácies granodiorítica G_C (cinza claro) cortando a fácies tonalítica G_B (cinza escuro). Localizado no perímetro urbano de Dona Inês (Afloramento S-87).*

CAPÍTULO 5 - PETROGRAFIA

5.1 - Introdução

A análise mineralógica e textural das litologias existentes na região de Dona Inês é descrita no presente capítulo da unidade mais antiga para a mais nova. Foram utilizadas as publicações de Deer *et al.* (1966) e Mackenzie *et al.* (1982), para auxiliar a identificação mineral; e Streckeizen (1976) e a Classificação Internacional (1962) In Winkler (1977), para a classificação/nomenclatura das litologias estudadas.

No mapa de afloramentos (anexo 2), encontra-se a localização dos pontos amostrados para a confecção de seções delgadas. A percentagem dos minerais das rochas ortoderivadas (embasamento) e granitóides brasileiros, foram calculadas por intermédio de uma contador de pontos automático Swift, com uma média de 800 pontos por lâmina (ver tabela 5.1). Para a determinação da composição modal de cada litotipo foi analisado uma lâmina, proveniente de uma amostra representativa da respectiva unidade. A composição modal dos granitóides com mais de uma fácies (Plúton de Dona Inês, p. ex.) foi realizada com a análise de uma lâmina representativa para cada fácies. A quantidade de lâminas escolhida para a determinação da composição modal das ortoderivadas e dos granitóides brasileiros (uma por litotipo), teve o objetivo de nomear os diferentes tipos litológicos existentes do ponto de vista petrográfico (ver tabela 5.1), sem a precisão que compete aos trabalhos petrográficos e petrológicos de detalhe, o que fugiria dos objetivos propostos desta dissertação. Todavia, cabe mencionar a importância da descrição dos seis fácies diferentes encontrados no Plúton Dona Inês, no qual McMurry (1982) e McMurry *et al.* (1987a) haviam proposto apenas dois, nomeados na ocasião de Grupo A e Grupo B, ambos de composição monzogranítica, aqui renomeados respectivamente para fácies G_C e G_F (ver adiante, itens 5.4.3.3 e 5.4.3.6).

5.2 - Complexo gnáissico-migmatítico

5.2.1 - Ortognaisse tonalítico (Gnton)

É uma rocha de textura fina a grossa, dependendo da deformação sofrida (mais fina nas zonas de cisalhamento), devido a cominuição de seu grãos. Possui coloração em geral cinza. Esporadicamente é porfirítica (fenocristais de plagioclásio) e apresenta efeitos de migmatização em alguns locais (afloramento S-58, a aproximadamente 5 km a oeste de Dona Inês, p. ex.). A análise modal o situa no campo dos tonalitos, no diagrama QAP de Streckeizen (1976) (fig. 5.1).

É o tipo predominante, ocorrendo na maioria das vezes intercalado com gnaisses

granodioríticos. Nas zonas de alto *strain*, está transformado em milonitos. A graduação desta deformação pode ser verificada em vários afloramentos (S-18 próximo a Umburana, p.ex.)

ROCHA	Embasamento		Un. Araras	Un. Belém		Plúton Dona Inês					
	Gnton	Gngr	Gnsien	Qzmonz	Tonal	Ga	Gb	Gc	Gd	Ge	Gf
MINERAL	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Qz	34	35	20	11	20	14	26	24	25	41	32
Pl	48	40	24	28	40	41	40	41	27	42	22
Mi	1	20	45	46	-	22	5	28	40	12	44
Bi	11	5	9	13	31	9	19	5	7	3	1
Ti	1	traço	traço	traço	3	4	4	0-1	traço	-	-
Hn	4	traço	traço	traço	5	8	3	-	-	-	-
Ap	traço	traço	-	traço	traço	1	traço	traço	-	-	traço
Ep	traço	-	-	-	traço	traço	traço	-	-	-	-
Cl	traço	-	-	traço	-	traço	traço	traço	-	traço	-
Op	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço	traço
Zr	traço	traço	traço	-	traço	traço	traço	traço	traço	traço	-
Cc	-	traço	-	traço	traço	-	-	-	-	traço	-
Ms	-	traço	traço	traço	-	traço	-	traço	traço	-	traço
Al	traço	-	traço	traço	-	traço	-	traço	-	-	traço
Gr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-
Q	40.96	36.84	22.47	12.94	33.33	18.18	36.61	25.80	27.17	43.15	32.65
A	1.2	21.05	50.56	54.11	-	28.57	7.04	30.10	43.47	12.63	44.89
P	57.83	42.10	26.96	32.94	66.66	53.24	56.30	44.08	29.34	44.21	22.44

Tabela 7.1. Análises modais das rochas ortoderivadas da Região de Dona Inês (média de 800 pontos por lâmina)

Abreviaturas: Gnton= gnaiss tonalítico; Gngr= gnaiss granodiorítico; Gnsien= gnaiss sienítico; Qzmonz= quartzomonzonito; Ga= fácies quartzomonzonito a quartzomonzodiorito; Gb= tonalito; Gc= monzogranito; Gd= monzogranito; Ge= granodiorito; Gf= sienogranito; Qz=quartzo; Pl=plagioclásio; Mi=microclina; Bi=biotita; Ti=titanita; Hn=hornblenda; Ap=apatita; Ep=epidoto; Cl=clorita; Op=opaco; Zr=zircão; Cc=calcita; Ms=moscovita; Al=alanita; Gr=granada. Para o diagrama QAP. Q=quartzo; A=feldspato potássico; P=plagioclásio.

Sua composição modal é a seguinte: plagioclásio (48%), quartzo (34%), biotita (11%), hornblenda (4%), microclina (1%), titanita (1%). A alanita, apatita, zircão, epidoto, clorita e opaco somam no total cerca de 1%. A textura é lepidogranoblástica.

O plagioclásio é hipidiomórfico a xenomórfico, com contatos irregulares, curvos e suturados. Está pouco saussuritizado, e em alguns locais apresenta sinais de recristalização. Nos planos de clivagem ocorrem finas lamelas de biotita. A granulometria média é de 0,5 mm, podendo chegar a 1 mm. O teor de An é 27% (oligoclásio). Mirmequitas são comuns nos contatos com feldspato potássico e quartzo.

O quartzo é recristalizado, à exceção dos inclusos nos feldspatos, com extinção ondulante e contatos suturados. A granulometria média é de 0,3 mm. Forma *ribbons* policristalinos orientados paralelamente a foliação S_{n+1} e S_{n+2} (este último especificamente nas zonas de *strain* alto D_{n+2} . Veja Cap. 6).

A biotita ocorre na forma de ripas com contatos retos e irregulares. A grande maioria é orientada e define a foliação S_{n+1} da rocha. Ocorre associada a hornblenda e titanita. O tamanho médio é de 0,4 mm de comprimento.

A hornblenda é hipidiomórfica a xenomórfica, com contatos irregulares e retos. Alguns grãos estão paralelos a foliação S_{n+1} . Normalmente ocorre associado a biotita. O tamanho médio é de 0,4 mm de comprimento.

A microclina é xenomórfica com contatos irregulares. A granulometria é em geral de 0,3 mm.

A titanita é xenomórfica a hipidiomórfica com até 0,2 mm. Normalmente é associada a biotita, alanita, e hornblenda. Está orientada paralelamente à foliação S_{n+1} .

A alanita e o epidoto são xenomórficos e variam de 0,05 a 0,2 mm de tamanho. Estão associados a titanita e biotita. O zircão é hipidiomórfico com até 0,05 mm de comprimento. O opaco é xenomórfico com até 1 mm de tamanho, associado a biotita e hornblenda. A apatita é hipidiomórfica, a maioria dispostas na seção basal, e com granulometria de 0,1 mm, e a clorita forma ripas derivadas da biotita, com tamanho de 0.1 mm.

7.2.2 - Ortognaisse Granodiorítico (Gngrd)

Sua distribuição é de difícil delimitação, ocorre intercalado com o ortognaisse tonalítico, que é predominante. Possui granulometria mais grossa. É porfiróide na grande maioria. A coloração é cinza rosada. Apresenta geralmente feições de migmatização. Nos locais de alto *strain* D_{n+2} (veja item 6.4.1), esta rocha transforma-se num milonito de granulometria fina e de cor cinza claro. Situa-se no campo dos granodioritos, no diagrama QAP de Streckeizen (1976) (fig. 5.1). Sua mineralogia é constituída por plagioclásio (40%), quartzo (35%), microclina (20%)

e biotita (5%). Titanita, calcita, opacos, muscovita, zircão, apatita e hornblenda possuem quantidades pontuais.

O plagioclásio (An 25) é xenomórfico a hipidiomórfico, com contatos irregulares e curvos. Está saussuritizado e apresenta alteração para carbonato. As dimensões variam de 0,2 a 1,3 mm. É comum a presença de mirmequitas no contato com quartzo e feldspato potássico.

O quartzo é xenomórfico com contatos irregulares e curvos. Possui extinção ondulante, bandas de deformação e está poligonizado. Ocorre também incluso em feldspatos na forma de gotas. Está também estirado paralelamente a foliação S_{n+1} (veja item 6.3.1), assim como alguns *ribbons* policristalinos, que ocorrem esparsos na lâmina. As dimensões variam de 0,1 a 1,0 mm.

A microclina é hipidiomórfica a xenomórfica, com contatos irregulares e retos. Ocorre inclusões de quartzo goticular e biotita. As dimensões variam de 0,1 a 1,0 mm.

A biotita ocorre na forma de ripas orientadas, com contatos retos e irregulares. Podem chegar a 0,6 mm de comprimento.

O opaco é xenomórfico a hipidiomórfico, com contatos retos e irregulares. Seu tamanho médio é de 0,3 mm. A titanita é hipidiomórfica, com cerca de 0,3 mm de comprimento. A apatita é idiomórfica a hipidiomórfica, na forma de filetes com 0,1 mm de comprimento. O zircão é hipidiomórfico, associado a titanita. Seu tamanho é 0,1 mm. O carbonato, provavelmente a calcita, forma pequenas manchas preenchendo fraturas e planos de geminação em plagioclásio, assim como a muscovita ocorre na microclina. A hornblenda ocorre associada a biotita e titanita. É hipidiomórfica com até 0,3 mm de comprimento.

Figura 5.1. Diagrama QAP (Streckeisen 1976) para rochas do Complexo gnáissico-migmatítico na região de Dona Inês.

5.3 - Sequência Metassedimentar

5.3.1 - Granada biotita gnaiss (Bgn)

Macroscopicamente é uma rocha de granulometria média, bem foliada, com finos níveis de cores cinza escuro e esbranquiçados intercalados. Os níveis máficos são ricos em biotita, pouco quartzo, e mais raramente, granada. Os níveis félsicos são constituídos por quartzo, plagioclásio e raras ripas de biotita. A largura destes varia de 2 mm a 1 cm, definindo o bandamento S_{n+1} proeminente na rocha (veja item 6.3.2). A textura é lepidogranoblástica. A granulometria é fina a média em seção delgada, devido a poligonização e recristalização generalizada dos grãos de quartzo e feldspato. Mineralogicamente é constituído por biotita (~37%), quartzo (~35%), plagioclásio (~25%), granada (~2%) e opaco (~1%).

A biotita ocorre na forma de ripas hipidiomórficas com contatos retos e irregulares. Define os níveis máficos do bandamento S_{n+1} . Opacos inclusos são comuns. As dimensões variam de 0.1 a 1.5 mm, predominando 0.7 mm de comprimento. Sua cor é marrom escuro, provavelmente devido a quantidade de ferro e magnésio existente.

O quartzo é xenomórfico com contatos retos e suturados. Está bastante poligonizado e recristalizado. Forma *ribbons* policristalinos paralelos a foliação S_{n+1} . Está também estirado e seu tamanho médio é de 0.4 mm.

O plagioclásio (An34) é xenomórfico com contatos retos e suturados. Ocorre junto ao quartzo definindo os níveis claros do bandamento S_{n+1} . Está poligonizado e recristalizado, com tamanho médio de 0.3 mm.

A granada é a almandina. Ocorre na forma de fenoblastos de até 2.5 mm de tamanho. É xenomórfica com contatos irregulares e possui diversas inclusões de quartzo, biotita, opaco e plagioclásio. Os opacos inclusos estão orientados paralelamente a foliação S_{n+1} . A granada está rotacionada e a foliação se amolda ao seu redor num típico critério sintectônico, além de sombras de pressão assimétricas com cinemática dextral, quando o bandamento S_{n+1} está paralelizado a S_{n+2} . A granada é sin- D_{n+1} e pré- D_{n+2} .

O opaco é associado a biotita e granada. Forma pequenos prismas ou grãos de até 0.2 mm. Os prismas estão orientados de acordo com a foliação S_{n+1} no interior das granadas.

5.3.2 - Granada biotita xisto (Mx_1)

É uma rocha de cor cinza escuro, com uma xistosidade S_{n+1} definida por níveis quartzosos e micáceos intercalados (veja item 6.3.2). A granulometria é fina. A textura é lepidoblástica. Esta unidade é um megaxenólito dentro do quartzomonzonito porfirítico e

tonalítico de Belém. A mineralogia composta de biotita (~60%), quartzo (~20%), plagioclásio (~15%), granada (~3%), apatita (~1%), opacos (~1%) e silimanita (menos que 1%).

A biotita ocorre na forma de ripas e lamelas hipidiomórficas com contatos irregulares e curvos. Normalmente se alinham a foliação S_{n+1} . O tamanho é em geral de 0.3 mm de comprimento. Possui cor marrom escuro.

O quartzo é xenomórfico com extinção ondulante. Está estirado paralelamente a xistosidade S_{n+1} . Seus contatos são suturados e irregulares, possuindo uma granulometria média de 0.2 a 0.3 mm. Está também incluso em plagioclásio e forma *ribbons* policristalinos estirados de acordo com a xistosidade S_{n+1} . Ocorre também nas sombras de pressão de granadas.

O plagioclásio é xenomórfico com contatos irregulares, suturados e curvos. Estão orientados de acordo com a xistosidade S_{n+1} . Sua granulometria média é de 0.3 mm podendo chegar a 0.5 mm, (estes com inclusões de quartzo e biotita).

A granada é xenomórfica porfiroblástica, com contatos curvos. É sintectônica a xistosidade S_{n+1} . As evidências são sombras de pressão simétricas, biotitas orientadas rotacionadas, fossilizadas dentro de granadas, em continuidade com a foliação externa e amoldamento da foliação ao redor dos xenoblastos. O tamanho varia de 0.2 a 0.6 mm.

O opaco ocorre na forma de pequenos filetes dentro da biotita. Tamanho em torno de 0.2 mm. A apatita é xenomórfica associada a biotita. Seu tamanho médio é de 0.2 mm.

5.3.3 - Andaluzita granada cordierita micaxisto (Mx_2)

Esta unidade ocorre numa faixa bem marcada na porção SW da área estudada. Está em contato por cisalhamento com o embasamento (gnaisses tonalíticos a granodioríticos) e o augen gnaiss de Araras, e é truncada pelo granito Dona Inês. Não há contato nem qualquer relação visível entre esta unidade e o Granitóide Belém (ver mapa geológico, anexo 1).

Possui uma granulometria fina com porfiroblastos de cordierita com até 5 cm de comprimento. Sua textura é porfirolepidoblástica. Sua xistosidade é definida por micas e quartzo estirado.

Sua mineralogia é a seguinte: biotita (~40%), quartzo(~30%), clorita(~15%), muscovita(~10%), cordierita(1-3%), granada(0-1%), opacos(~2%), andaluzita (~1%). Silimanita, plagioclásio, estaurolita e turmalina, com menos de 1% individualmente.

A biotita ocorre na forma de ripas e lamelas com contatos retos e irregulares. Está associada a clorita, muscovita e opaco. Sua dimensão média é de 0,7 mm, mas pode chegar a 1,5 mm.

A clorita ocorre na forma de ripas e lamelas com contatos retos e irregulares. Está restrita a estreitas faixas juntamente com a muscovita e opaco, como também em pequenas concentrações no meio das faixas ricas em biotita. Seu tamanho varia de 0,1 a 1,7 mm, com a média de 0,6 mm.

O quartzo é xenomórfico e está estirado paralelamente a foliação S_{n+1} (veja item 6.3.2). Possui invariavelmente extinção ondulante e forma *ribbons* policristalinos S_{n+1} . Seus contatos são retos e irregulares. A presença de pontos tríplexes nos contatos entre os grãos de quartzo é comum. O tamanho médio é de 0,3 mm, mas nos *ribbons* podem alcançar mais de 2 mm individualmente.

A muscovita é formada por ripas e lamelas com contatos retos e irregulares. Está associada a biotita e a clorita. Seu tamanho pode chegar a 2mm.

O opaco é xenomórfico a hipidiomórfico de 0,1 a 0,3 mm de diâmetro. Estão orientados paralelamente a xistosidade S_{n+1} . Está associado a clorita, biotita e muscovita.

A granada é almandina. É xenomórfica, com até 0,2 mm de tamanho. A turmalina é hipidiomórfica, orientada, com inclusões de opacos estirados. Chegam a ter 0,4 mm de comprimento.

O plagioclásio é xenomórfico com até 0,3 mm. Ocorre associado ao quartzo e possui contatos retos e pontos tríplexes. Não foi possível determinar o teor de anortita em lâmina.

A cordierita é xenomórfica com contatos irregulares e curvos. Possui inclusões de quartzo, silimanita, granada, andaluzita, estaurolita e biotita. É orientada paralelamente a foliação S_{n+2} nas zonas de *strain* elevado, onde a xistosidade anterior é paralela a S_{n+2} (veja item 6.4.2). Suas dimensões chegam a 3 mm de comprimento.

A estaurolita é xenomórfica, associada a andaluzita, e englobada pela cordierita. Tamanho de 0,4 mm. A andaluzita é hipidiomórfica a xenomórfica, com contatos retos e irregulares. Tamanho de até 0,4 mm.

A silimanita ocorre associada ao plagioclásio, biotita e cordierita. Forma pequenas fibrolitas de 0,05 mm. Preenche também fraturas em plagioclásio e biotita.

5.4 - Granitóides Intrusivos

5.4.1- Granitóide augen gnaiss sienogranítico de Araras

Esta rocha ocorre numa estreita faixa sob forte influência da Zona de Cisalhamento de Pocinhos-Remígio (ver mapa geológico, anexo 1 e capítulo 4). Macroscopicamente está gnaissificado e milonitizado pela intensa deformação sofrida na fase D_{n+2} . A análise modal o situa no campo dos sienogranitos (fig. 5.2), embora bem próximo do limite com o campo dos monzogranitos, de Streckeizen (1976). Os fenocristais de feldspato potássico estão bastante estirados alcançando 2 cm de comprimento. A coloração é cinza-rosa, com granulometria média. O quartzo tem cor cinzenta típica de zonas fortemente cisalhadas. Em seção delgada, a textura é lepidoporfioblástica. A foliação milonítica C_{n+2} (veja item 6.4.3) é dominada por grãos estirados de quartzo e feldspatos (a maioria triturados e cominuídos), *ribbons* de quartzo, ripas de biotitas

e, mais raramente, feixes de hornblenda. A recristalização de quartzo e feldspato é generalizada. Mineralogicamente, a unidade de Araras é constituída de microclina (45%), plagioclásio (24%), quartzo (20%), e biotita (9%) como minerais principais. Os acessórios são hornblenda, titanita, alanita, muscovita, zircão e opacos. Todos com pequenas quantidades.

A microclina é xenomórfica a hipidiomórfica com contatos irregulares e suturados. As bordas dos fenocristais estão fortemente recristalizados e apresentam geralmente textura *mortar*. A foliação se amolda aos augens e ocorre sombras de pressão simétricas. O tamanho dos grãos é variado (entre 0.2 e 0.6 mm). Inclusões de quartzo e plagioclásio são frequentes.

O quartzo é xenomórfico com contatos suturados, irregulares e curvos. Está recristalizado e poligonizado. Extinção ondulante e *ribbons* paralelos a foliação milonítica C_{n+2} são comuns. Ocorre também nas sombras de pressão dos augens de feldspato potássico. Suas dimensões variam de 0.1 a 1.0 mm (0.3 mm predomina).

O plagioclásio é xenomórfico com contatos suturados e irregulares. O teor de An é 25% (oligoclásio). Os mais precoces possuem inclusões de biotitas. Nos contatos com o quartzo e feldspato potássico, são comuns a presença de mirmequitas. Seu tamanho varia de 0.2 a 1.5 mm. Ocorre também inclusos em feldspato potássico.

A biotita é hipidiomórfica com contatos retos e irregulares. As ripas e lamelas estão associadas a hornblenda, alanita e titanita. Chegam a 0.5 mm de comprimento. As ripas estão em geral orientadas paralelamente a foliação milonítica C_{n+2} .

A hornblenda ocorre na forma de pequenos *filmes* (concentrações) associadas a biotita. Seu tamanho médio é de 0.4 mm.

A alanita, zircão e titanita são hipidiomórficos a xenomórficos, com 0.1 a 0.2 mm de comprimento, com exceção do zircão que é um pouco menor. Estão inclusos na biotita e feldspatos. O opaco é hipidiomórfico a idiomórfico. O hábito é pseudocúbico com até 0.3 mm. Também ocorre nas sombras de pressão de augens de feldspato potássico. A muscovita é formada por pequenas lamelas de 0.2 mm. São produto da transformação de feldspato potássico.

5.4.2 - Granitóide quartzo-monzonítico e tonalítico de Belém

Ocorre na porção sudeste da área mapeada. É dividida em duas fácies distintas (não discerníveis no mapa): A fácies quartzomonzonítica porfirítica e a fácies tonalítica (ver diagrama QAP de Streckeizen (1976), fig. 5.2).

A fácies quartzo-monzonítica porfirítica predomina. É uma rocha de coloração cinza com fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio esbranquiçados que chegam a 1.5 cm de comprimento. Possui uma foliação do tipo PFC+SPD (ver Geol. Estrutural, cap. 6) definida por pórfiros orientados de feldspatos e estiramento de quartzo e biotita. A granulometria da matriz é média. A textura é inequigranular com ripas de biotita orientadas de acordo com a foliação S_{n+2} .

A mineralogia é composta de microclina (46%), plagioclásio (28%), biotita (13%) e quartzo (11%). Os acessórios, em quantidades pontuais, são hornblenda, titanita, alanita, clorita, opacos, apatita, zircão, calcita e muscovita.

A microclina é xenomórfica a hipidiomórfica, com contatos retos e irregulares. É micropertítica e possui inclusões de plagioclásio e quartzo. Carbonato (calcita ?) e muscovita ocorrem na forma de pequenas manchas. A granulometria é variada entre 0.2 e 0.5 mm na matriz. As bordas dos *augens* estão "quebradas" e corroídas pela deformação (textura *mortar*). Entre estes há faixas de grãos poligonizados e recristalizados de feldspatos e quartzo, assim como nas sombras de pressão. Alguns grãos estão alterando-se para muscovita.

O plagioclásio é xenomórfico a hipidiomórfico com contatos retos e irregulares. Possui inclusões de quartzo, microclina e biotita. As dimensões variam de 0.1 a 0.4 mm na matriz. Ao redor destes ocorre estreitas faixas de grãos recristalizados com 0.1 mm em média. Estas finas faixas estão orientadas de acordo com a foliação. Alguns fenocristais são poiquilíticos, englobando microclina e quartzo. Seu teor de anortita é 25% (oligoclásio) e alguns geminados estão ligeiramente curvados, tendendo a se paralelizar com a foliação S_{n+2} (veja item 6.4.3). Alguns grãos estão alterando-se para calcita. No contato com a microclina é comum a presença de mirmequitas.

A biotita ocorre na forma de ripas isoladas formando *filmes* (concentrações) entre os fenocristais. Define a foliação S_{n+2} . Seu comprimento médio é de 0.5 mm. Está transformando-se em clorita e opaco.

A titanita é hipidiomórfica a xenomórfica, com 0.2 mm. Ocorre associada a biotita e opacos. A alanita é hipidiomórfica com 0.1 mm de tamanho, ocorrendo junto a biotita, quartzo e feldspatos. A apatita é hipidiomórfica na forma de filetes de 0.2 mm de comprimento. O zircão e o opaco são xenomórficos a hipidiomórficos, com tamanho médio de 0.05 a 0.1 mm. A clorita é produto da transformação da biotita. Ocorre opacos associados a esta reação. Calcita e muscovita são derivados do plagioclásio e da microclina, respectivamente. Ocorrem na forma de pequenas manchas nestes minerais.

A fácies tonalítica é uma rocha mesocrática, cinza escuro, com pequenos fenocristais de com até 0.3 cm de plagioclásio. É semiporfirítica a equigranular, com granulometria média. As porções porfiróides são provavelmente devido a mistura de magmas de ambas as fácies, que no campo demonstraram ser contemporâneos (ver capítulo 4). Todavia, na fácies tonalítica típica, não há microclina. A textura é lepidogranular semiporfirítica. Ocorre uma foliação S_{n+2} (veja item 6.4.3) definida por feixes de biotita, grãos recristalizados de quartzo, e mais raramente, hornblendas orientadas. É constituída de plagioclásio (40%), biotita (31%), quartzo (20%), hornblenda (5%) e titanita (3%). Epidoto, calcita, apatita e opaco são acessórios. A quantidade destes é irrisória.

O plagioclásio é hipidiomórfico a xenomórfico, com contatos retos, curvos e suturados (este nas bordas dos fenocristais). Alguns cristais estão saussuritizados. A geminação albita é frequente e ocorre também a do tipo Carlsbad. O teor de anortita é 28%. Os grãos maiores (cerca de 2 a 3 mm) apresentam recristalização com incipiente poligonização. Possui inclusões de quartzo e biotita, e em alguns grãos está alterando-se para calcita. Seu tamanho varia entre 0.2 a 3 mm. A média é de 1.0 mm. Ocorre sombras de pressão nos microfenocristais, invariavelmente preenchidas por quartzo e o próprio plagioclásio poligonizado (textura *mortar*).

A biotita ocorre na forma de ripas hipidiomórficas, com contatos retos e irregulares. Ocorrem juntas formando *feixes* definindo a foliação S_{n+2} , juntamente com o quartzo policristalino estirado. O tamanho das ripas varia de 0.2 a 1.3 mm. Está associado a hornblenda, titanita e mais raramente epidoto.

O quartzo é xenomórfico com contatos suturados. Está na maioria das vezes poligonizado. Também preenche as sombras de pressão do plagioclásio, assim como ocorre junto aos feixes de biotita. A extinção é ondulante e sua dimensão varia de 0.2 a 1.0 mm, predominando 0.3 mm. No contato com fenocristais de plagioclásio, ocorrem grãos de quartzo e plagioclásio poligonizados com até 0.3 mm de diâmetro (recristalização dinâmica).

A hornblenda é xenomórfica, com contatos curvos e irregulares. Está geralmente associada a biotita. Algumas estão paralelizadas a foliação. O seu tamanho de 0.2 a 1.0 mm.

A titanita é xenomórfica e ocorre envolta por feixes de biotitas. Possui muitas inclusões de opacos (alguns estirados). Tamanho de até 0.5 mm. O epidoto é xenomórfico com até 0.3 mm de tamanho, inclusos na biotita. A apatita ocorre na forma de pequenos filetes, distribuídas esparsamente pelos minerais, com 0.1 mm de comprimento. Os opacos ocorrem principalmente inclusos na titanita. São xenomórficos, com até 0.3 mm.

Figura 5.2. Diagrama QAP (Streckeisen 1976) para os granitóides Araras e Belém.

5.4.3 - Granitóide Dona Inês

O Granito de Dona Inês é constituído por 6 fácies petrograficamente caracterizadas, não individualizados em mapa (ver Capítulo 4). As características macro e microscópicas, composição modal, modo de ocorrência, textura e estrutura, além de comentários sobre as relações de campo, são discutidas separadamente para cada uma das fácies.

5.4.3.1 - Fácies Quartzo-Monzonito a Quartzo-Monzodiorito (G_A)

É constituída por uma rocha equigranular orientada, de cor cinza, granulometria fina a média, com pequenos fenocristais de titanita de até 3 mm, envoltos numa pequena auréola de cor branca de plagioclásio. Sua ocorrência é restrita, sendo identificado somente em alguns afloramentos próximos ao vilarejo de Cachoeirinha (afloramento S-59, p. ex.). Sua disposição no diagrama de Streckeisen (1976) situa-se entre os campos dos quartzo-monzonitos a quartzo-monzodioritos, e bem próximo da linha divisória com os monzogranitos e granodioritos (ver fig. 5.3).

Sua composição modal é a seguinte: plagioclásio (41%), microclina (22%), quartzo (14%), biotita (9%), hornblenda(8%), titanita (4%) e apatita(1%). Clorita, opaco, zircão, epidoto, alanita, e muscovita soma em torno de 1%. A textura é nematolepidoblástica.

O plagioclásio é hipidiomórfico a xenomórfico, com contatos retos, irregulares e curvos. Está pouco saussuritizado e possui inclusões de quartzo goticular e apatita. O teor de An é 27% (oligoclásio). O tamanho varia de 0,3 até 1,4 mm. Ocorrem algumas mirmequitas nos contatos com quartzo e microclina.

A microclina é xenomórfica a hipidiomórfica, com contatos curvos e irregulares. Ocorrem algumas pertitas e possui inclusões de quartzo e apatita. Seu tamanho pode chegar a 1 mm.

O quartzo é xenomórfico, com extinção ondulante e bandas de deformação. Os contatos são curvos e irregulares. Alguns grãos estão poligonizados e estirados paralelamente a foliação S_{n+2} (veja item 6.4.3). O tamanho varia de 0,1 a 1,3 mm. Ocorre também incluso na forma goticular em feldspatos.

A biotita ocorre na forma de ripas orientadas com até 1 mm de comprimento. Está associada a hornblenda, titanita, apatita e zircão.

A hornblenda é hipidiomórfica a xenomórfica, com alguns grãos orientados de acordo com S_{n+2} , principalmente quando ocorre concentrada com a biotita e titanita. Seu tamanho chega a 0,8 mm. Ocorre também associado ao epidoto e alanita.

A titanita é hipidiomórfico a xenomórfico, orientada paralelamente a foliação S_{n+2} , e associada a hornblenda, epidoto e zircão. Pode alcançar 3 mm de comprimento. Ao seu redor, ocorre uma auréola de grãos de plagioclásio.

A apatita é hipidiomórfica. Ocorre na seção basal com granulometria de 0,2 mm em média, e prismática, com até 0,4 mm de comprimento. Está incluso em quartzo e feldspato. As prismáticas não aparentam qualquer orientação definida.

O epidoto e a alanita, são hipidiomórficos, com até 0,5 mm de tamanho. Estão normalmente associadas a hornblenda, assim como o opaco, xenomórfico, que chega a 0,4 mm. O zircão é hipidiomórfico, com até 0,2 mm de comprimento.

5.4.3.2 - Fácies Tonalito (G_B)

Ocorre de maneira esparsa, principalmente próximo as localidades de Cachoeirinha, estendendo-se para SW até cerca de 2 Km do rio Curimataú. Também foi encontrado a norte de Cachoeirinha, às margens da rodovia Pb - 055, logo após o contato com o embasamento, como também em um afloramento da parte norte do plúton (S-49, no mapa de afloramentos, anexo 2) a 5 km a NE de Dona Inês.

É uma rocha cinza escura com textura equigranular e granulometria fina. Possui um *facbric* pouco penetrativo. É comum a presença de pequenos "filmes" (concentrações) de

anfibólios orientados juntos com a foliação. No diagrama QAP de Streckeizen (1976), esta rocha situa-se no campo dos tonalitos (fig. 5.3).

Sua composição modal é a seguinte: plagioclásio (40%), quartzo (26%), biotita (19%), microclina (5%) hornblenda (3%), titanita (4%). A clorita, apatita, opaco, zircão e epidoto não chegam a 1% individualmente.

O plagioclásio é xenomórfico com contatos retos, irregulares e curvos. Está pouco saussuritizado. O teor de anortita é 25% (oligoclásio). Mirmequitas são encontradas no contato com a microclina. Está pouco fraturado e em certos locais com a sua granulometria reduzida. Suas dimensões variam de 0,2 a 0,7 mm.

O quartzo é xenomórfico. Possui extinção ondulante e bandas de deformação. Os contatos são irregulares, curvos e retos. Ocorre também incluso, na forma goticular, em feldspatos. O tamanho médio é de 0,4 mm.

A biotita é formada por ripas de até 0,7 mm, orientadas um pouco irregularmente. Ocorre associada a hornblenda, clorita, opaco e titanita. A clorita é derivada da biotita, por transformação metamórfica.

A microclina é xenomórfica, com contatos curvos e irregulares. As geminações albita e periclina, em padrão xadrez estão sempre presentes. Alguns grãos estão alterando-se para muscovita. Seu tamanho médio é de 0,5 mm.

A titanita é xenomórfica a hipidiomórfica. Alguns grãos estão orientados paralelamente a foliação S_{n+2} . Ocorre associado a biotita, alanita, zircão, opaco e epidoto. O tamanho médio é de 0,4 mm.

A hornblenda é xenomórfica, forma algumas concentrações de grãos junto com biotita e titanita (filmes) orientados paralelamente a foliação. Seus contatos são irregulares e curvos, e o tamanho é em torno de 0.4 mm.

O zircão e o epidoto são grãos hipidiomórficos de 0,05 mm. A alanita é zonada, hipidiomórfica, com 0,4 mm e ocorre associada a titanita e biotita. A clorita é rara. Ocorre como produto da alteração da biotita. A muscovita ocorre na forma de minúsculos filetes nos planos de geminação da microclina.

5.4.3.3 - Fácies Monzogranito (G_C)

É uma rocha de composição monzogranítica, assim como a fácies G_D , porém uma variação mineralógica a difere desta. Enquanto a fácies G_C possui mais plagioclásio que microclina, o inverso acontece com a fácies G_D , o que resulta em cores diferentes para as duas fácies. Ocorre principalmente nas proximidades da cidade de Dona Inês. É a fácies predominante nesse granitóide. É uma rocha dominantemente de textura fina equigranular, cor cinza, e pouco foliada. Sua classificação no diagrama QAP de Streckeizen (1976) é monzogranítica (fig. 5.3).

É constituída por plagioclásio (41%), microclina (28%), quartzo (24%), biotita (5%). Os acessórios são opacos, titanita, apatita, alanita, muscovita, zircão e clorita (todos com menos que 1% individualmente).

O plagioclásio é xenomórfica com contatos irregulares, curvos e pontos tríplices. Contém inclusões de microclina. O teor de Anortita é de 27% (oligoclásio). Suas dimensões variam de 0,2 a 1 mm, podendo chegar 1,5 mm. Ocorre algumas mirmequitas no contato com a microclina e quartzo.

A microclina é xenomórfica com geminação albita-periclina. Possui contatos curvos e irregulares. Está reduzido em suas dimensões em pequenas zonas de maior deformação, chegando a recristalização. Em algumas porções ocorrem micropertitas. Ao longo dos planos de geminação está transformando-se para muscovita. Suas dimensões variam de 0,1 a 1,2 mm.

O quartzo é xenomórfica, com contatos curvos irregulares. Possui extinção ondulante, bandas de deformação e em alguns pontos está poligonizado. Suas dimensões variam de 0,1 a 1 mm. Ocorre também inclusos nos feldspatos.

A biotita ocorre como ripas de até 1,3 mm. São orientados de acordo com a foliação S_{n+2} (veja item 6.4.3). Possui contatos retos e irregulares. Está associada a opacos e titanita.

O opaco é hipidiomórfico a xenomórfico, com até 0,3 mm de comprimento. Seus contatos são retos e irregulares. Ocorre associado a titanita, biotita, e mais raramente, a alanita. Está também incluso em quartzo e feldspato.

A alanita é hipidiomórfica a xenomórfica, com até 0,2 mm. Seus contatos são retos e curvos. Frequentemente é zonada e está associada a opaco.

A titanita ocorre na forma de pequenos primas hipidiomórficos de 0,08 mm de comprimento. Ocorre juntamente com biotita e opaco.

O zircão e a apatita são grãos xenomórficos de 0,03 mm. A muscovita ocorre como manchas dentro dos planos de geminação da microclina, e a clorita ocorre muito raramente, na forma de ripas de 0,08 mm, sem orientação definida. Esta última é produto da transformação da biotita.

5.4.3.4 - Fácies Mongranítico G_D

Com a seguinte composição modal: microclina (40%), plagioclásio An 28 (27%), quartzo (25%), biotita (6%), opacos (1%), titanita, zircão e muscovita (1%). A fácies G_D é uma rocha de coloração rosada, de textura fina, equigranular e levemente foliada. Depois de G_C , é a fácies mais predominante da Unidade Granítica de Dona Inês (veja Capítulo 4). Assim como G_C , esta fácies também possui composição monzogranítica (fig. 5.3), mas com diferenças mineralógicas e texturais em relação a G_C .

A microclina é xenomórfica, com geminação tipo albita e periclina, em padrão xadrez. Possui contatos irregulares e curvos. Sua granulometria média é de 0.6 mm. Alguns grãos estão

alterando-se para muscovita. Os cristais estão fraturados e com suas bordas "corroídas" pela deformação D_{n+2} (veja item 6.4.3).

O plagioclásio é o oligoclásio (An 28). Os grãos são xenomórficos, com contatos irregulares e curvos. A granulometria média é de 0.6 mm. Ocorrem algumas mirmequitas no contato com quartzo e microclina.

O quartzo está recristalizado. Possui extinção ondulante e nos grãos maiores é comum bandas de deformação. Formam em algumas porções pequenos *ribbons* paralelos a foliação S_{n+2} . Seus contatos são suturados, irregulares e retos. A granulometria média é de 0.4 mm. Ocorre também inclusos nos feldspatos.

A biotita ocorre na forma de ripas hipidiomórficas a idiomórficas com 0.3 mm de comprimento. Estão orientadas definindo a foliação S_{n+2} . Ocorre associado a titanita, zircão e opacos.

A titanita é xenomórfica hipidiomórfica, com até 1 mm de comprimento. Os minerais opacos são xenomórficos, com até 0.2 mm de tamanho. Ocorrem isolados na massa quartzo-feldspática ou associados a biotita. O zircão é hipidiomórfico, com 0.05 mm de tamanho. A muscovita ocorre na forma de minúsculas manchas inclusas na microclina.

5.4.3.5 - Fácies Granodiorítico G_E

Com coloração cinza-rosada, textura fina equigranular, finamente foliada, e com pequenos grãos de granada, esta fácies foi encontrada em uma estreita faixa, que vai da saída de Dona Inês até próximo da entrada da Fazenda Tanques (ver mapa de afloramentos, anexo 2). A sua disposição no diagrama QAP de Streckeizen (1976) situa-se no campo dos granodioritos (fig. 5.3).

A rocha é composta de plagioclásio (42%), quartzo (41%), microclina (12%), biotita (3%), granada (1%). Clorita, opaco muscovita, zircão e calcita (todos com menos de 1% individualmente) são os acessórios.

O plagioclásio (An28) é xenomórfico a hipidiomórfico, com contatos irregulares e curvos. Alguns grãos estão recristalizados e poligonizados. Estão também saussuritizados, e em alguns planos de clivagem ocorrem pequenas "manchas" de calcita. Seu tamanho médio é de 0,4 mm. Ocorrem mirmequitas no contato com o quartzo e microclina.

O quartzo é xenomórfico, alguns poligonizados, com contatos curvos e irregulares. A extinção é ondulante, porém de intensidade fraca. Os grãos maiores possuem bandas de deformação. A granulometria média é de 0,2 mm, mas pode chegar a 0,5 mm. Ocorre também na forma de inclusões goticulares nos feldspatos.

A microclina é xenomórfica, com contatos irregulares e curvos. Possui geminação albita-periclina. Nestes planos é comum a presença de filetes de muscovita. Ocorre ainda pequenas inclusões de quartzo. Seu tamanho médio é de 0,5 mm. Algumas micropertitas são visíveis.

A biotita ocorre na forma de ripas levemente orientadas, com até 0,4 mm de comprimento. Algumas estão transformando-se para clorita e opaco.

A granada é do tipo almandina. É xenomórfica a hipidiomórfica. Ocorre uma ligeira cominuição dos grãos quartzo-feldspáticos ao seu redor devido a deformação. Tamanho de 0,3 mm.

O opaco é xenomórfico, com até 0,2 mm, e a clorita forma pequenas ripas associadas a biotita.

5.4.3.6 - Fácies Sienogranito Gf

É constituída por uma rocha equigranular fina a média, de coloração branca a cinza muito claro. Sua ocorrência restringe-se aos arredores da cidade de Dona Inês, principalmente na pedreira lá existente. Esta fácies do Plúton Dona Inês situa-se no campo dos sienogranitos, no diagrama QAP de Streckeizen (1976), embora próximo do campo dos monzogranitos (fig. 7.3).

Sua composição modal é a seguinte: microclina (44%), quartzo (32%), plagioclásio (22%), biotita(1%). Os demais, opacos, apatita, alanita, zircão e muscovita, somam 1% do total.

A microclina é hipidiomórfica a xenomórfica, com contatos retos, irregulares e, mais raramente, suturados. Em algumas porções, sua granulometria foi reduzida. Ocorrem micropertitas e alguns grãos estão transformando-se para muscovita. Sua granulometria média é de 1 mm, podendo chegar até 1,5 mm.

O quartzo é xenomórfico com contatos irregulares, curvos e suturados. Possui extinção ondulante e é comum bandas de deformação. Ocorre também na forma goticular dentro de feldspatos. Estão presentes grandes cristais poligonizados. Suas dimensões chegam a 1,5 mm.

O plagioclásio é xenomórfico a hipidiomórfico, com contatos curvos, irregulares e suturados. O teor de An é de 23% (oligoclásio). Mirmequitas são raras. Seu tamanho médio é de 1 mm, mas alguns chegam a 2 mm.

A biotita ocorre na forma de ripas dispostas estatisticamente paralelas umas às outras, definindo uma fraca orientação na rocha (S_{n+2}). Seus contatos são retos e irregulares. Seu comprimento chega a 0,5 mm.

A alanita é xenomórfica, com contatos irregulares. Seu tamanho é em torno de 0,05 mm. O zircão é hipidiomórfico, com 0,1 mm. O opaco é xenomórfico, com 0,3 mm, a apatita também é xenomórfica, inclusa em quartzo e feldspatos. Possui 0,02 mm de tamanho. A muscovita é muito rara. Ocorre com até 0,2 mm dentro dos planos de geminação da microclina.

Figura 5.3. Diagrama QAP (Streckeisen 1976) para o granitóide de Dona Inês.

CAPÍTULO 6 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

6.1 - Introdução

A área estudada apresenta uma evolução tectonometamórfica complexa, com três eventos marcantes, que deixaram registros penetrativos de sua atuação nas rochas existentes. A nomenclatura utilizada para designar as estruturas dos eventos é baseada em letras maiúsculas seguido, em subscrito e com letras minúsculas e números, da designação temporal do evento, como segue: fase de deformação (D_n), fase de dobramento (F_n), foliação (S_n), foliação milonítica (C_n), lineação (L_n). O termo “n” é utilizado para o evento reconhecidamente mais antigo. E para os eventos posteriores, são acrescentados um algarismo. Exemplo: D_{n+1} para a fase seguinte a D_n . A fase mais antiga, denominada de D_n , é caracterizada por um bandamento gnáissico-migmatítico dobrado e transposto pelas fases subseqüentes. Foi determinado somente no Complexo gnáissico-migmatítico. A fase seguinte, aqui denominada de D_{n+1} , afeta o embasamento e a sequência metassedimentar. É definida principalmente nos locais mais afastados das zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NE. São comuns foliações de baixo ângulo, dobras recumbentes a reclinadas, apertadas a isoclinais. É sugerido para D_n e D_{n+1} uma idade paleoproterozóica para a primeira. A fase mais jovem, a D_{n+2} é correlacionada a Orogênese Brasileira, baseado na contemporaneidade dessa deformação com os plútons graníticos sintectônicos da região. D_{n+2} afeta todas as unidades litológicas (exceto os sedimentos terciários) e é caracterizada por uma deformação transcorrente de *trend* NE (veja também Trindade *et al.* 1993a e Jardim de Sá 1994).

6.2 - A fase D_n

As estruturas relacionadas a este evento são restritas às rochas do Complexo gnáissico-migmatítico. Sua feição principal é um bandamento gnáissico-migmatítico de transposição, com bandas variáveis em composição e espessura. Ocorrem bandas dioríticas, tonalíticas, granodioríticas e graníticas, esta última mais rara. A espessura pode variar de alguns milímetros a dezenas de centímetros. Nos locais de forte migmatização, ligada a este evento, o paleossoma é na sua grande maioria tonalítico a granodiorítico. O leucossoma é em geral sienogranítico. Este bandamento está dobrado e estirado pelos eventos posteriores. Designado por S_n , o bandamento gnáissico do embasamento está na maioria das vezes transposto e paralelizado à foliação S_{n+1} (fase imediatamente posterior), à exceção das zonas de charneira de dobras F_{n+1} , onde S_{n+1} é plano axial destas dobras (ver item 6.3, fase D_{n+1} , adiante). A orientação do bandamento S_n é, portanto, praticamente sem exceção, dependente da foliação S_{n+1} . Cabe mencionar que não foram

visualizadas dobras relacionadas a essa fase, provavelmente por ter sido obliteradas e transpostas pelas fases posteriores.

6.3 - A Fase D_{n+1}

Os efeitos do evento D_{n+1} só foram encontrados nas rochas do Complexo gnáissico-migmatítico e nos litotipos da Sequência metassedimentar. Na área estudada, em locais de forte penetratividade da fase D_{n+2} (ver Zonas de cisalhamento D_{n+2} , item 6.4.4), as estruturas relacionadas a D_{n+1} estão muitas vezes paralelizadas e transpostas às de D_{n+2} .

6.3.1 - A fase D_{n+1} no Complexo gnáissico-migmatítico

Nos gnaisses do embasamento, D_{n+1} dobra o bandamento S_n , em dobras recumbentes a reclinadas, apertadas a isoclinais (foto 6.1). Mobilizados anatéticos ocorrem paralelos a S_{n+1} formando, um bandamento migmatítico milimétrico a centimétrico, nos locais de migmatização D_{n+1} (foto 6.2). Quando não está paralelizado a S_{n+2} (principalmente fora das zonas de cisalhamento), S_{n+1} possui mergulhos suaves (fig. 6.1), o que pode denotar indícios de uma deformação tangencial. Todavia, devido a grande magnitude da fase seguinte, poucos são as exposições onde a deformação D_{n+1} é dominante, tornando difícil esta interpretação. Uma análise em áreas de menor influência D_{n+2} seria, sem dúvida, de grande valia. A lineação de estiramento L^x_{n+1} tem direção e caimento variável para NW. Esta variação deve-se principalmente à atuação da fase D_{n+2} , que altera os parâmetros originais. Vários são os afloramentos onde são verificados estas mudanças. Entretanto, se confirmada a deformação tangencial, o sentido do transporte tectônico, neste regime, é sugestivo para ESE (fig. 6.2). Em seções delgadas, a deformação D_{n+1} imprime uma textura nematolepidoblástica granular, definida por *filmes* de anfibólio, lamelas de biotita e grãos estirados e recrystalizados de quartzo e feldspato.

Foto 6.1. Superposição de fases deformacionais afetando o bandamento D_n . A dobra isoclinal recumbente é da fase D_{n+1} e a dobra aberta de plano axial vertical corresponde a fase D_{n+2} . Localizado a 9 km a NW de Dona Inês (Afloramento S-184).

Figura 6.1. Distribuição de pólos do bandamento $S_n + S_{n+1}$ nas rochas do embasamento. Rede estereográfica de Schmidt, hemisfério inferior. 23 medidas. Os mesmos indicam mergulhos suaves para NW e um trend principalmente NE. Isso denota uma possível tectônica tangencial para D_{n+1} . Demais explicações no texto.

Foto 6.2. Bandamento $S_n + S_{n+1}$ em gnaisses migmatizados do embasamento. Os leucossomas (bandas leucocráticas) chegam a 2cm de espessura. O paleossoma tem composição granodiorítica. A migmatização é contemporânea ao evento D_{n+1}/M_{n+1} . O bandamento está dobrado pela deformação D_{n+2} (dobras abertas de plano axial N40E/Vert.). Localizado a 8 km a NW de Cachoerinha na rodovia PB-099 (Afloramento S-25).

6.3.2- A fase D_{n+1} na Sequência metassedimentar aluminosa

D_{n+1} é definida por uma xistosidade penetrativa S_{n+1} , na maioria da vezes paralelizada ao acamamento (S_0) dos metapelitos (foto 6.4). S_{n+1} é plano axial de dobras F_{n+1} , que afetam o acamamento S_0 em dobras recumbentes a invertidas, fechadas a isoclinais. Nas charneiras, é possível visualizar S_{n+1} como plano axial, cortando S_0 (foto 6.3). Quando não é possível visualizar as charneiras, inversões do acamamento (*downward facing e upward facing*) nos metaturbiditos também comprovam dobramentos isoclinais F_{n+1} (fig. 6.2). A lineação L_{n+1}^0 é melhor determinada nas charneiras F_{n+1} . Todavia, L_{n+1}^x é mais frequente, definida por alinhamentos de micas e quartzo e possui caimentos medianos para WSW. Essa estrutura é influenciada pela deformação D_{n+2} que a rotaciona, mudando sua atitude original. Mas no geral, esses caimentos poderiam indicar um transporte para leste, numa possível tectônica tangencial, porém esta hipótese não é fundamentada, conforme já mencionado no item 6.3.1. O mesmo acontece com S_{n+1} , que em raros porções não está modificado. Nestes, a xistosidade possui *trend* variados e mergulhos suaves. Em seções delgadas, a foliação S_{n+1} é uma xistosidade definida por lamelas de micas (biotita e muscovita), *ribbons* e grãos estirados de quartzo.

Foto 6.3. Superposição de fases deformacionais nos micaxistos (Mx_2). O nível mais claro, que serve como marcador da superfície S_0 , está dobrado pelas fases D_{n+1} e D_{n+2} . Localizado a 1 km a WSW da Fazenda Umburana (Afloramento S-108).

Figura 6.2. *Inversões no acamamento nas camadas turbidíticas num mesmo flanco de dobras F_{n+2} , revelam dobras isoclinais recumbentes F_{n+1} na unidade $Mx2$. Seção vertical NW-SE. Localizado 2.7 km a NW da Fazenda Umburana (Afloramento S-156).*

Em geral, as estruturas relacionadas à deformação D_{n+1} no Complexo gnáissico-migmatítico e Sequência metassedimentar, estão alteradas pela intensa magnitude da tectônica transcorrente brasileira, principalmente nas imediações das zonas de cisalhamento associadas a este evento.

6.4 - A Fase D_{n+2}

Afeta todas as rochas da área e é também a mais penetrativa. Está ligada ao Ciclo Brasileiro, que envolve ainda volumoso plutonismo granítico. Origina a xistosidade ou clivagem S_{n+2} , dobras de plano axial subverticalizado ou inclinado, lineações de estiramento, de interseção e de eixos de dobras e, por fim, zonas de cisalhamento transcorrentes, possuindo predominantemente um *trend* NE-SW.

6.4.1 - A fase D_{n+2} no Complexo gnáissico-migmatítico

A deformação D_{n+2} origina uma foliação de plano axial com ângulo de mergulho médio a subvertical, com *trend* NE e mergulhos predominantemente para NW (fig. 6.3), que dobram o bandamento S_n+S_{n+1} dos gnaisses e migmatitos. Nos locais de alto *strain* D_{n+2} , o bandamento prévio virga para NE, paralelizando-se a S_{n+2} ou C_{n+2} (zonas de cisalhamento, foto. 6.20 e fig.

6.3). As dobras F_{n+2} são abertas, fechadas e desarmônicas (foto 6.1, 6.2 e 6.4). Mobilizados migmatíticos são encontrados dispostos nos planos axiais das dobras F_{n+2} (fig. 6.4) e indicam que o metamorfismo associado atingiu a isógrada da anatexia. Diques e aplitos também são encontrados na mesma disposição, alguns em baixo ângulo, que indicam uma deformação por fluxo convergente, provavelmente numa etapa mais tardia de D_{n+2} (foto 6.5). L_{n+2}^B é subhorizontal, com caimento ora para SW ora para NE, assim como L_{n+2}^X (fig. 6.5), que é definida por estiramento de quartzo e feldspatos, formando pequenos *rods* e *barras* (foto. 6.6). Quando L_{n+1}^n é visualizada, a mesma é paralela a L_{n+2}^X e L_{n+2}^B (foto 6.7).

Foto 6.4. Dobras desarmônicas F_{n+2} em gnaisses migmatizados do Complexo gnáissico-migmatítico. Note que no canto esquerdo da foto ocorrem intrafoliares F_{n+1} no bandamento D_n . Localizado a 1 km a SE da ponte sobre o rio Curimataú, na rodovia PB-111 (afloramento S-21). Em planta.

Figura 6.3 Distribuição de pólos das foliações $S_n + S_{n+1} // S_{n+2}$ (22 medidas) e S_{n+2} (32 medidas) nas rochas do embasamento. Os mesmos indicam mergulhos fortes, com predomínio para NW, e um trend dominantemente NE. As cruzeiras indicam os pólos da foliação $S_n + S_{n+1}$ rotacionadas e paralelizadas a S_{n+2} . Rede estereográfica de Schmidt, hemisfério inferior.

Figura 6.4. Mobilizado migmatítico disposto no plano axial de dobras F_{n+2} . Em gnaisses migmatizados do Complexo gnáissico-migmatítico. Seção vertical. Localizado a 8 km a NW de Cachoeirinha na PB-099 (afloramento S-25).

Foto 6.5. Diques de granito rosa (tipo Dona Inês), dispostos nos planos axiais de dobras F_{n+2} são intrusivos nos ortognaisses do Complexo gnáissico-mimatítico. No bloco diagrama acima é ilustrado o posicionamento dos diques em um ambiente de fluxo convergente. Localizado a 6 km a SW de Dona Inês (afloramento S-65).

Figura 6.5. Distribuição da lineação Lx_{n+2} nos gnaisses do embasamento e sequência metassedimentar aluminosa, com baixo rake e sentidos variando ora para NE ora para SW. Rede estereográfica de Schmidt, hemisfério inferior. 28 e 22 medidas, respectivamente. Demais explicações no texto.

Foto 6.6. Lineação de estiramento Lx_{n+2} nas rochas do embasamento, com caimento de 20° para 40° Az, definidas por rods e barras de feldspatos. Localizado nas margens do rio Curimataú, a 2.5 km a NE de Jaracatiá (afloramento S-97).

Foto 6.7. Lineação de eixo de dobra L_{n+2}^b paralela a lineação de estiramento L_{n+2}^x , nos gnaisses do Complexo gnáissico-migmatítico. Localizado a 8 km a NW de Cachoeirinha, na rodovia PB-099 (afloramento S-25).

6.4.2 - A fase D_{n+2} na Sequência metassedimentar aluminosa

A fase D_{n+2} origina uma foliação definida principalmente por micas (ver Petrografia, cap. 5 e Metamorfismo, cap. 7). Esta é uma foliação de plano axial de dobras abertas, fechadas a apertadas, algumas invertidas (foto 6.8). Ocorre também como clivagem de crenulação nos locais de menor *strain*. S_{n+2} possui mergulho médio a forte e *trend* NE (fig. 6.6) à semelhança do que ocorre no Complexo gnáissico-migmatítico. A superfície dobrada $S_0 + S_{n+1}$ é paralelizada a S_{n+2} nos flancos de dobras apertadas F_{n+2} (fig. 6.7). A visualização da interferência de D_{n+2} em D_{n+1} é mais fácil em locais de baixo *strain* D_{n+2} , onde as dobras F_{n+2} são abertas e marcadas por uma clivagem de crenulação. A grande maioria dos parâmetros obtidos na área é com $S_0 + S_{n+1}$ subparalelo a S_{n+2} .

(fig. 6.6), devido a grande penetratividade desse evento. A lineação L_{n+2}^x é penetrativa, sendo definida por alinhamentos de micas (biotita + muscovita) e *rods* de quartzo (foto. 6.9), possuindo

Foto 6.8. Dobras abertas F_3 em micaxistos (Mx_2) de grau metamórfico mais baixo, dobrando e crenulando as superfícies S_0+S_{n+1} . Exudações de quartzo ocorrem no plano axial. Localizado a 4.5 km a oeste de Umburana (afloramento S-103).

Foto 6.9. Lineação de estiramento Lx_{n+2} ($230^{\circ}/230^{\circ}Az$) em micaxisto (Mx_2), definidas principalmente por rods de quartzo provenientes dos veios estirados. Localizado a 4.5 km a oeste de Umburana (afloramento S-103).

Figura 6.6. Distribuição dos pólos da foliação S_{n+2} e S_0+S_{n+1}/S_{n+2} nas rochas da Sequência Metassedimentar aluminosa, para toda a área, na rede estereográfica de Schmidt. Hemisfério inferior. 28 e 22 medidas, respectivamente. Os mesmos demonstram um trend NE e fortes mergulhos com predomínio para SE. As cruzes indicam os pólos da foliação S_0+S_{n+1} rotacionado e paralelizado a S_{n+2} .

Figura 6.7. Bloco diagrama nos micaxistos (Mx_2). S_{n+2} é plano axial de dobras F_{n+2} . Nos flancos das dobras, S_0+S_{n+1} é paralelo a S_{n+2} . Localizado a 4.5 km a oeste de Uburana (afloramento S-103).

caimento suave principalmente para SW (fig. 6.5). L_{n+2}^B é facilmente visualizada nas charneiras de dobras de maior amplitude. Na porção SW da área, a faixa de micaxistos (Mx_2) a SW da intrusão de Dona Inês forma um sistema de sinformes e antiformes de plano axial com forte mergulho e disposição em leque (fig. 6.8), configurada esquematicamente no mapa geológico (anexo 1). Seus contatos com as rochas do embasamento são diretos, feitos por zonas miloníticas, sem interveniência das formações inferiores. Esta feição é anômala, já que os micaxistos são turbiditos de águas profundas e não poderiam estar sobrepostas ao embasamento, sem a ocorrência de fácies de águas mais rasas, como mármore, quartzitos e metaconglomerados. Esta assertiva aliada aos contatos tectônicos, denotam um contato alóctone entre o embasamento e os micaxistos, resultante dos cisalhamentos transcorrentes dextrais C_{n+2} , e eventuais estruturas prévias.

Minerais metamórficos também são indicadores da transcorrência dextral. É o caso da cordierita sin a tardi-tectônica, que mostra desvios da foliação S_{n+2} ao mesmo tempo em que está estirada ao longo do plano XZ, nos micaxistos (Mx_2) milonitizados, assim como veios e lentes de quartzo também possuem critérios cinemáticos dextrais (foto 6.10). Apesar dessas evidências sintectônicas das cordieritas, algumas parecem ter cristalizado mais tardiamente, ou então, num ambiente onde o componente de achatamento foi muito grande (foto 6.11), já que as mesmas, mesmo dispostas no plano XY, não apresentam orientação definida.

Figura 6.8. *Disposição em leque da foliação S_{n+2} associada a sinformes e antiformes nos mica-xistos (Mx_2). Ver também mapa geológico, anexo 1*

Foto 6.10. *Superfície S_{n+1} paralelizada a S_{n+2} , com trend $N50^\circ/73^\circ NW$, em local de alto strain D_{n+2} . Note o alinhamento/estiramento de cordieritas (cinza mais claro) e veios de quartzo na forma de sigmóides, com assimetria transcorrente dextral. Localizado a 1.5 km a SW de Umburana (afloramento S-108).*

Foto 6.11. *Disposição sem orientação definida de cordieritas mais tardias, dispostas no plano XY da xistosidade S_{n+2} ($N38^\circ/56^\circ NW$). Em micaxistos (Mx_2). Localizado na rodovia PB-111, a 7.5 km a NW de Solânea (afloramento S-17).*

6.4.3 - A fase D_{n+2} nos Granitóides intrusivos

Alojada ao longo da zona de cisalhamento de Pocinhos-Remígio - ZCPR (ver mapa geológico, anexo 1), o **augen gnaiss sienogranítico de Araras** sofreu intensa deformação, com grande redução granulométrica. Na parte NE do corpo, a menor intensidade da deformação revela que este foi o único evento deformacional a afetar essa unidade. Os fenocristais de feldspato potássico foram severamente deformados e cominuídos, resultando numa textura tipo *augen* porfiroclástica estirada (foto 6.12). Critérios cinemáticos tais como sombras de pressão e caudas de recristalização dinâmica nos fenocristais e pequenas zonas de cisalhamento com *releasing bends* preenchidos por quartzo (fig. 6.9), indicam transcorrência dextral. A foliação milonítica encontrada no granitóide possui a mesma direção da ZCPR. O *trend* da superfície C_{n+2} varia de $N40^\circ E$ a $N50^\circ E$, com mergulhos fortes (70 a 85°) para NW, com um máximo de $N60^\circ E/70^\circ NW$ (fig. 6.10). A lineação de estiramento L_{n+2}^x tem baixo *rake* com sentido de caimento para $60^\circ Az$ ou $230^\circ Az$ (fig. 6.10). A mesma é definida por estiramento de minerais ou agregados quartzo-feldspáticos e, em menor proporção, por micas. Forma *rods* e *barras* de quartzo e feldspatos de até 4 cm de comprimento. Este *fabric* é do tipo SPD, tipicamente um tectonito L (foto 6.12) provavelmente superimposto ao PFC, que foi totalmente obliterado pela intensa deformação no estado sólido.

Zonas de cisalhamento menores cortam o *fabric* milonítico em baixo ângulo, também com cinemática dextral evidenciada por juntas de extensão preenchidas por quartzo (*tension gashes*)

(fig. 6.11a). Em porções menos deformadas, é possível visualizar estruturas tipos S-C (fig. 6.11b). *Shear bands* sinistrais de direção N20°W/vertical, de escala métrica, podem indicar um componente de transpressão (ver item 6.4.4)

Foto 6.12. Detalhe da severa milonitização sofrida pelo augen gnaisse sienogranítico. S_{n+2}/C_{n+2} , com trend N60°E/70°NW. Seção XZ. Localizado na Fazenda Umburana (afloramento S-110).

Figura 6.9. *Releasing bends* preenchidas por quartzo, associados a zonas de cisalhamento dextrais C_{n+2} , com trend N60°E/70°NW, no granitóide Araras. Seção XZ aproximadamente. Localizado em Umburana (afloramento S-110)

Figura 6.10. Distribuição de pólos da foliação S_{n+2} e lineação de estiramento L^x_{n+2} no granitóide Araras. Os pólos demonstram mergulhos pronunciados predominantemente para NW e trend NE. As linhas indicam baixo rake ora para NE ora para SW. Rede de Schmidt, hemisfério inferior. 15 e 8 medidas, respectivamente. Demais Explicações no texto.

Figura 6.11. Indicadores cinemáticos da deformação D_{n+2} no granitóide Araras. (a) tension gashes preenchidas por quartzo entre duas zonas de cisalhamento dextrais; (b) Relação S-C de baixo ângulo com assimetria dextral. Vários afloramentos do granitóide Araras.

No ortognaisse quartzomonzonítico porfirítico e tonalítico de Belém, D_{n+2} origina o único *fabric* existente nesta unidade. O mesmo é do tipo $L>S$, também com *trend* NNE; a foliação tem forte mergulho para NW (fig. 6.12) a semelhança do que ocorre nas encaixantes mais antigas (Complexo gnáissico-migmatítico e Sequência metassedimentar). De agora em diante a mesma é denominada de S_{n+2} sendo do tipo PFC (*pre-full crystalization*) com superposição de feições SPD (*subsolidus plastic deformation*) (ver Hutton 1988). Os fenocristais de feldspato potássico do fácies quartzomonzonítico estão alinhados e estirados definindo a lineação L_{n+2} (foto. 6.13). Outras feições são a formação de *ribbons* de quartzo e alinhamento de biotita e hornblenda. Critérios cinemáticos nos fenocristais de feldspato potássico, tais como grãos rotacionados e sombras de pressão assimétricas indicam movimento transcorrente dextral (fig. 6.13a). Todavia, a grande maioria não indicam movimento aparente (cristais simétricos), sugerindo um forte componente de achatamento (foto 6.13 e fig. 6.13b).

Figura 6.12. Distribuição dos pólos da foliação S_{n+2} no granitóide quartzomonzonítico e tonalítico de Belém, que indicam mergulho forte para NW e *trend* NE. Rede estereográfica de Schmidt, hemisfério inferior. 11 medidas.

Foto 6.13. *Fabric S_{n+2} no granitóide quartzomonzonítico (Belém), definida por alinhamento de pórfiros de feldspatos potássico com sobras de pressão simétricas. Localizado na saída leste de Bananeiras (afloramento S-119).*

Figura 6.13. *Fabric misto de PFC+SPD no granitóide Belém, fácies quartzomonzonito porfirítico. (a) Fabric com critérios cinemáticos dextrais, tais como sombras de pressão e rotação de fenocristais de feldspatos; (b) Fabric sem critérios cinemáticos. O trend de ambas as figuras é $N45^\circ$ /subvertical. Em planta. Vários afloramentos.*

Nos locais de menor *strain*, os fenocristais são euedrais, mas orientados na mesma direção. Nestes, ainda é verificado a preservação do *fabric* PFC, tais como alinhamento estatístico dos feldspatos (alguns em alto ângulo a S_{n+2}) e a forma globular do quartzo. Xenólitos de micaxisto (Mx_1) possuem foliação prévia S_{n+1} , truncada pelo granitóide. No fácies tonalítico, S_{n+2} é um *fabric* mais proeminente, também com *trend* NE, semelhante ao fácies quartzomonzonito porfirítico. Esta penetratividade deve-se à sua maior quantidade de biotita. Veios graníticos de granulometria fina cortam, em geral, os gnaisses com duas direções definidas: N10°E e E-W. São contemporâneos à deformação, com fenocristais de até 4 cm, paralelos a orientação S_{n+2} dos gnaisses. Os veios E-W indicam transcorrência dextral, e os veios N10°E, apenas extensão (fig. 6.14).

Figura 6.14. Disposição dos veios e aplitos que cortam o granitóide Belém e síncronos a deformação D_{n+2} . Note os fenocristais de feldspatos dos diques, que cresceram paralelos ao *fabric* PFC+SPD do granitóide. Vários afloramentos.

No **plúton Dona Inês**, D_{n+2} é um evento de penetratividade mediana. O *fabric* é do tipo PFC+SPD, pouco proeminente, tipo $L > S$ (foto 6.14). A textura equigranular e a granulometria fina dificultam o reconhecimento das estruturas. O *fabric* SPD (S_{n+2}) do plúton é subparalelo a S_{n+2} das encaixantes e possui *trend* NNE e forte mergulho, principalmente para NW (fig. 6.15), o que indica tratar-se do mesmo evento deformacional afetando essas rochas. A menor penetratividade de D_{n+2} no granito implica em que o mesmo sofreu apenas parte dos efeitos da intensa deformação brasileira ocorrida na região. Mesmo nas proximidades com a zona de cisalhamento de Pocinhos-Remígio (ZCPR) e sua ramificação, a de Cacerengo (ZCC) (ver zonas de cisalhamento D_{n+2} , item 6.4.4), não há alterações significativas neste quadro, embora na próximo a ZCPR a deformação seja um pouco mais elevada. Nestes locais, a foliação S_{n+2}

aparenta uma intensidade ligeiramente maior mas que não chega a apresentar diferenças significativas. Veja a representação dessa maior deformação no granitóide nas proximidades da ZCPR no mapa geológico (anexo 1). Ao longo do plúton, a lineação L_{n+2}^x possui caimento suave ora para 40° - 55° Az, ora para 220° - 240° Az, com predomínio para 225° Az (fig. 6.15), sendo assim semelhante a L_{n+2}^x das encaixantes. Em raros locais (afloramento S-2, p. ex.), o *fabric* PFC é discordante do *fabric* SPD. Um exemplo é quando o *fabric* PFC ocorre na forma de um bandamento, com faixas mais ricas em minerais félsicos alternadas com faixas ricas em máficos. Este bandamento PFC chega a ser dobrado, com a foliação S_{n+2} (SPD) disposta no plano axial (fig. 6.16), marcada principalmente pelo estiramento do quartzo. Xenólitos do Complexo gnáissico-migmatítico possuem foliações mais antigas e em ângulo com S_{n+2} . Alguns xenólitos encontrados estão milonitizados (foto 6.15). Os contatos verificados com as encaixantes são claramente intrusivos e discordantes (foto 6.16). Pegmatóides e aplitos mais tardios que cortam a intrusão, possuem, em geral, uma orientação E-W e indicam extensão dextral (foto 6.17).

Foto 6.14. *Fabric FPC+SPD com trend N30°E/83°NW (paralelo a seta da escala) no Granito Dona Inês. Há uma predominância para um tectonito $L>S$. Notar também um encrave diorítico na porção direita da foto. Seção XZ (aproximada). Localizado nas margens do rio Curimataú, a 5 km a leste de Dona Inês (afloramento S-113).*

Foto 6.15. Xenólito do Complexo gnáissico-migmatítico com foliação prévia milonitizada (C_{n+2}) dentro do granitóide Dona Inês. O fabric do granitóide está paralelo ao martelo, com direção $N38^{\circ}/80^{\circ}NW$. Em planta. Localizado no leito do rio Curimataú, a 5.5 km a sul de Dona Inês (afloramento S-93).

Figura 6.15. Distribuição de pólos da foliação S_{n+2} e lineação L^x_{n+2} no plúton Dona Inês. Os pólos indicam fortes mergulhos predominantemente para NW e trend NE. As linhas indicam baixo rake ora para NE ora para SW. Rede estereográfica de Schmidt, hemisfério inferior. 45 e 23 medidas, respectivamente. Demais explicações no texto.

Figura 6.16. Dobras abertas do fabric S_0 (PFC) com a foliação de plano axial S_{n+2} (SPD) no plúton Dona Inês. Em planta. Localizado a 9 km a NE de Dona Inês (afloramento S-2).

Foto 6.16. Contato intrusivo entre o Granito Dona Inês (cor cinza, homogêneo) e sua encaixante (gnaisses tonalíticos migmatizados). O bandamento $S_n + S_{n+1} // S_{n+2}$ possui trend $N50^\circ E / 72^\circ SE$. Em planta. Localizado no perímetro urbano norte de Dona Inês (afloramento S-87).

Foto 6.17. *Aplito porfiritico preenchendo fraturas numa geometria de transcorrência dextral. Note que os fenocristais do aplito cresceram paralelizados ao fabric FPC+SPD do granitóide Dona Inês, conferindo um posicionamento sin a tardi-tectônico ao dique. Localizado a 2.5 km a NE de Jaracatiá (afloramento S-95).*

6.4.4 Zonas de cisalhamento associadas à fase D_{n+2}

Dezenas de trabalhos encontrados na literatura enfocam especificamente sobre os cisalhamentos brasileiros na Província Borborema. Na região do Seridó por exemplo, as zonas de cisalhamento brasileiras são penetrativas e definem os grandes lineamentos transcorrentes (Lineamento Patos, Campina Grande, Picuí-João Câmara, entre outros) (veja Lima *et al.* 1980, Archanjo & Bouchez 1991, Corsini *et al.* 1991, Jardim de Sá *et al.* 1993a e Jardim de Sá 1994, etc).

Na área estudada, a penetratividade do evento D_{n+2} de *trend* NE é tão grande que raros são os locais que não estão sob sua influência. As zonas de cisalhamento associadas a esta fase são bastante comuns, visto que devido a grande magnitude de D_{n+2} , foram gerados muitos locais de *strain* elevado, resultando, portanto, nos locais de maior deformação, e conseqüentemente, no aparecimento de diversas zonas de cisalhamento.

A geometria das zonas de cisalhamento são bastante variadas na região. Elas possuem extensões métricas (foto 6.18) a quilométricas. Ocorrem duas zonas de cisalhamento de escala regional, ambas com *trend* NE: a zona de cisalhamento de Pocinhos-Remígio (ZCPR) e a zona de cisalhamento de Cacerengo (ZCC) definidas por Barbosa *et al* (1974) (ver mapa geológico, anexo

1). A ZCC é uma ramificação da ZCPR (fig. 6.21). A junção das duas se dá fora da área mapeada, mais a SW. Nos locais de influência dessas zonas, ocorre uma intensa milonitização das unidades litológicas (foto 6.19). A foliação S_{n+2} , associada aos cisalhamentos é subparalela a C_{n+2} nos locais de alto *strain*. Essas foliações possuem *trend* NE, com forte mergulho. A lineação L^x_{n+2} é penetrativa e subhorizontal, mergulhando ora para NE ora para SW, sendo melhor definida nos gnaisses do embasamento e no augen gnaissie sienogranítico de Araras, bem como em outros locais onde o *strain* D_{n+2} seja forte e penetrativo. O estiramento do quartzo e feldspato potássico formam *rods* e *barras*.

Foto 6.18. Zona de cisalhamento de pequeno porte com rejeito sinistral e *trend* $N10^{\circ}W$ /vertical. Em gnaisses do Complexo gnáissico-migmatítico. Localizado a 4.5 km a oeste de Dona Inês (afloramento S-58).

Foto 6.19. *Ultramilonitos do Complexo gnáissico-migmatítico na zona de cisalhamento Pocinhos Remígio, com trend $N60^{\circ}/78^{\circ}NW$. Nestes locais, o bandamento prévio S_{n+1} está paralelizado a S_{n+2}/C_{n+2} . Seção XZ aproximadamente. Localizado em Umburana (afloramento S-153).*

À exceção do Granito de Dona Inês, que possui um alojamento mais tardio com respeito a essa deformação (ver Alojamento do plúton Dona Inês, cap. 9), todas as demais rochas existentes na área são cortadas e/ou sofrem o forte efeito das zonas de alto *strain* D_{n+2} . Quando cortam o bandamento S_n+S_{n+1} do Complexo gnáissico-migmatítico, as zonas de cisalhamento C_{n+2} rotacionam o bandamento até paraleliza-lo ao *trend* do evento D_{n+2} (foto 6.20). O mesmo ocorre na Sequência metassedimentar. Outra feição comum, ocorrendo também nas outras unidades, é a presença de diques de granito fino (semelhante ao Granito Dona Inês), que cortam o bandamento numa disposição de extensão dextral em relação aos cisalhamentos (foto 6.21). No micaxisto ($Mx2$) são comuns, nas zonas cisalhadas, minerais sintectônicos de cordierita exibindo desvios da foliação S_{n+2} , como também sobras de pressão, assim como veios de quartzo estirados formam sigmóides, todos com assimetria dextral (foto 6.10).

O granitóide Araras é sem dúvida, a unidade litológica que melhor reflete os efeitos das zonas de alto *strain* D_{n+2} . Isto deve-se a sua localização, praticamente dentro da ZCPR (veja mapa geológico, anexo 1). Isto faz com que o *trend* dessa unidade seja o mesmo da ZCPR. A deformação originou predominantemente tectonitos tipo L no granitóide (Foto 6.12). O máximo verificado no estereograma da figura 6.11 indica um *trend* $N60^{\circ}E/70^{\circ}NW$ para C_{n+2} (veja item 6.4.3). Cabe mencionar que nas zonas de cisalhamento menores, inclusive na ZCC, o *trend* encontrado para C_{n+2} é similar. Já no granitóide Belém, os cisalhamentos são de pequenas proporções, e a feição principal encontrada são critérios cinemáticos de movimento, tais como sombras de pressão e cristais rotacionados em fenocristais de feldspato (veja item 6.4.3). Locais

de alto *strain* no Granito Dona Inês são mais raros que na unidade Belém. A sua proximidade com as zonas de cisalhamento regionais ZCPR e ZCC aliado a uma deformação pouco penetrativa, além de outros fatores que serão discutidos nos capítulos seguintes, conferem ao Granito Dona Inês um alojamento mais tardio ao pico da deformação D_{n+2} . Todavia, o *fabric* tipo SPD superimposto ao PFC do granitóide Dona Inês em relação ao *trend* C_{n+2} , este verificado principalmente no granitóide Araras, ZCC e cisalhamentos menores, revelaram manter entre si uma típica relação S-C regional. O máximo de pólos encontrado no estereograma da figura 6.16, resulta num plano principal de direção N36°E e mergulho vertical. Comparando o *trend* principal com aquele determinado no granitóide Araras (N60°E/70°NW), que é considerado como sendo o *trend* da ZCPR, resulta numa mega estrutura tipo S-C, mantendo uma relação de obliquidade dextral regional (fig. 6.19).

Figura 6.17. Relação S-C regional entre o *fabric* do granitóide Dona Inês e a ZCPR, esta representada pelo *trend* do granitóide Araras (demais explicações no texto).

Cisalhamentos de menores proporções (centimétricos a decamétricos em comprimento) são comuns (foto. 6.20 e fig. 6.18) e são encontrados em todas as unidades, exceto no granito Dona Inês, possuindo *trend* similar aos regionais. Em menor quantidade, ocorrem zonas com direções E-W e NNW. Exceto as de direção NNW, que possuem movimentação sinistral, todas as demais possuem critérios cinemáticos dextrais, como dobras de arrasto, encurvamento do bandamento/xistosidade prévia (foto 6.20), relações S-C, estruturas tipo *tension gashes* (fig. 6.11a,b), *boudinagem* assimétrica de veios e pegmatitos (foto 6.22), sombras de pressão e caudas de recristalização dinâmica em feldspatos (fig. 6.19), etc. Fazendo uma correlação com os cisalhamentos da área estudada e o sistema de fraturas conjugadas de Riedel In McClell (1987), os cisalhamentos NNW e os de direção E-W são, respectivamente, equivalentes as fraturas R' e R (fig. 6.20).

Foto 6.20. Virgamento do bandamento $S_n + S_{n+1}$ paralelizando-se ao cisalhamento C_{n+2} de *trend* NW, nas rochas do embasamento. Localizado 4.5 km a oeste de Dona Inês (afloramento S-58).

Foto 6.21. Dique de granito cinza fino (tipo Dona Inês) numa disposição de extensão transcorrente dextral, num local de grande influência de cisalhamentos $Cn+2$. Em ortognaisses tonalíticos do Complexo gnáissico-migmatítico. Localizado a 7.5 km a leste de Dona Inês (afloramento S-115).

Figura 6.18. Zona de cisalhamento C_{n+2} cortando bandamento prévio S_{n+1} em gnaisses do Complexo gnáissico-migmatítico, com cinemática transcorrente dextral. Localizado 1 km a SE da ponte do rio Curimataú na rodovia PB-111 (afloramento S-21).

Figura 6.19. Sombras de pressão e caudas de recristalização assimétricas em feldspatos verificados no Complexo gnáissico-migmatítico e granitóide Araras. Estes critérios indicam transcorrência dextral. Seção XZ. Localizado a 1 km a NW da ponte do rio Curimataú na rodovia PB-111 (afloramento S-21 e vários outros).

Foto 6.22. Boudinage assimétrica dextral de um aplito intrusivo em ortogneisse tonalítico do Complexo gnáissico-migmatítico. O trend S_{n+2} (paralelo a escala) é $N55^\circ E/80^\circ NW$. Localizado a 1.5 km a SE de Jaracatiá (afloramento S-152).

Figura 6.20. Fraturas conjugadas de Riedel numa correlação com o sistema de cisalhamentos da área estudada, onde as falhas NW são sinistrais (fraturas R') e as E-W são dextrais (fraturas R). O Norte indica a posição aproximada para a orientação destas estruturas na área estudada. A esquerda é demonstrada a posição estimada para os tensores da deformação da região e as estruturas visualizadas em campo (dobras, falhas, etc.) esquematizadas no elipsóide de Stress. Sem escala.

Análise cinemática da deformação D_{n+2} revelou a contemporaneidade entre a foliação S_{n+2} e o cisalhamento C_{n+2} . O baixo ângulo entre ambos, mergulho forte dos planos S_{n+2} e C_{n+2} , lineações de estiramento com baixo *rake*, e subparalelismo dos planos axiais de dobras com os cisalhamentos são as maiores evidências.

A deformação transcorrente é evidenciada pelas foliações de mergulho forte e lineações de baixo *rake*. Foram identificados critérios de uma cinemática transpressional para a fase D_{n+2} , tais como leques da foliação S_{n+2} (vide figura 6.8 e perfil geológico B-C, anexo 1), sistemas conjugados de *shear bends* (vide fig. 6.20), baixo ângulo entre C_{n+2} e S_{n+2} (em torno de 24°) (fig. 6.17) e sombras de pressão simétricas no granitóide Belém (fig. 6.13b). Estas feições, aliadas a algumas outras, também foram encontradas em outros setores da porção norte da Província Borborema (Faixa Seridó, p. ex.). Segundo Corsini *et al.* (1991) e Jardim de Sá (1994), a transpressão na região do Seridó pode ser explicada pela convergência de blocos gnáissicos laterais a faixa principal de micaxistos próximos ao Lineamento Patos. O movimento E-W do lineamento seria transferido para a zona de cisalhamento Picuí-João Câmara como também outras zonas de cisalhamento de *trend* NNE da Faixa Seridó e proximidades (inclui-se a ZCPR). Cabe

menção a um agente adicional dessa transpressão que são as diferenças reológicas entre os litotipos principais (gnaisses e micaxistos) (veja também Brito Neves & Cordani 1991). A disposição das zonas de cisalhamento ZCPR e ZCC, aliado a formação de tectonitos L>S nos granitóides intrusivos sin a tardi-tectônicos indicam um ambiente complementar transtraccional de direção NE-SW e subparalelo ao eixo X do elipsóide de *strain* inferido para a região (fig. 6.21). O mesmo acontece com diques de granito tipo Dona Inês, que preenchem fraturas de extensão com assimetria dextral nas demais unidades, e também ocorrem na forma de tectonitos L>S (foto 6.17). À semelhança das *shear bends* conjugadas, a deformação geral não coaxial da área estudada possui um vetor de compressão NW-SE, correspondente ao eixo Z do elipsóide de *strain* (encurtamento) e um vetor de extensão NE-SW, correspondente ao eixo X do elipsóide (estiramento) (fig. 6.20).

Figura 6.21. Disposição das zonas de cisalhamento de Pocinhos-Remigio e Cacerengo. Na região intrazonas ocorre o desenvolvimento de um ambiente transtraccional com extensão NE. Adaptado de Jardim de Sá (1994, fig. 3.32)

CAPÍTULO 7 - METAMORFISMO

7.1 - Introdução

Os eventos tectonometamórficos proterozóicos deixaram seus efeitos nas rochas do embasamento, na sequência metassedimentar e nos granitóides brasileiros, com heterogeneidades creditadas a vários fatores (alguns já discutidos no cap. 6) tais como reologias distintas, anisotropias prévias, proximidade das zonas de alto *strain*, composição química/mineralógica e idade das rochas com relação à deformação/metamorfismo.

No tocante ao metamorfismo, estes fatores são de grande importância. É de acordo com eles que as rochas chegam, de maneiras distintas, ao equilíbrio químico, resultante das condições reinantes de temperatura e pressão (ver Myashiro 1973, Winkler 1977, Yardley 1989, entre outros). O presente capítulo relaciona, em linhas gerais, as fases metamórficas observadas em campo e laboratório, através das associações e paragêneses minerais encontradas nas unidades mapeadas.

7.2 - O Metamorfismo na região de Dona Inês

A caracterização das fases metamórficas que atuaram na região de Dona Inês é baseada principalmente nas relações de campo e observações petrográficas em seções delgadas, aliado a publicações especializadas em fácies e graus metamórficos (Myashiro 1973, Winkler 1977 e Yardley 1989). As paragêneses minerais foram identificadas e definidas de acordo com o *fabric* associado, conforme largamente difundido na literatura.

7.2.1 - O Metamorfismo M_n

Na foliação S_n , presente apenas no Complexo gnáissico-migmatítico, os efeitos do metamorfismo M_n foram em grande parte obliterados pelos eventos posteriores (M_{n+1} e M_{n+2}). O bandamento é constituído por finos mobilizados anatéticos, constituídos por quartzo, feldspatos, biotita e hornblenda, denotando que o metamorfismo atuante atingiu a fácies anfibólito, na isógrada da anatexia para esta fase metamórfica.

7.2.2 - O Metamorfismo M_{n+1}

Afeta as rochas do Complexo gnáissico-migmatítico e Sequência metassedimentar, sendo relacionado à deformação D_{n+1} . Possui grande penetratividade e é comum a presença de minerais

metamórficos nas rochas aluminosas, que servem de excelentes marcadores das condições de temperatura e pressão reinantes (ver adiante).

7.2.2.1 - O metamorfismo M_{n+1} no Complexo gnáissico-migmatítico

A migmatização de gnaisses tonalíticos e granodioríticos é a principal feição de M_{n+1} . A recrystalização é generalizada nos cristais de quartzo e feldspatos. A associação observada é hornblenda + microclina + titanita + opacos, que é o resultado da desestabilização da biotita e plagioclásio. Na figura 7.1 é ilustrado a transformação da biotita para hornblenda com aparecimento da titanita. O Ti necessário para a formação da titanita também é proveniente da biotita, que pode possuir em sua composição pequenas quantidades deste elemento. O aparecimento de minerais contidos na associação descrita acima foram relacionados por Bush (1966, 1970) In Winkler (1977) a condições do fácies anfibolito, atingindo a isógrada da anatexia.

Figura 7.1. *Representação esquemática de uma seção delgada (S-29a) ilustrando a transformação da biotita (Biot) para hornblenda (Horn) e titanita (Ti). Note a continuidade das placas de mica dentro da hornblenda orientadas segundo a foliação S_{n+1} . Nicóis cruzados. Aumento 32x. Amostra coletada a 2.5 km a NW de Cachoeirinha na PB-099.*

7.2.2.2 - O metamorfismo M_{n+1} na Sequência metassedimentar aluminosa

Foram observadas, nesta sequência, mais reações metamórficas que nas rochas do embasamento. Isto deve-se à composição mineralógica mais reativa e, conseqüentemente, mais propícia a registrar os efeitos do metamorfismo, através de suas paragéneses minerais.

No granada-biotita gnaiss (Bgn) foram determinadas paragéneses características de no mínimo fácies xisto-verde. A associação mineral encontrada ao longo da foliação S_{n+1} foi quartzo + biotita + granada + opacos.

A reação que originou a granada pôde ser confirmada através das inclusões de biotita e quartzo na granada:

Esta associação também é observada no granada-biotita xisto (Mx_1), todavia, ocorre pequenos filetes de clorita também inclusos na granada (fig. 7.2). A reação que produz granada

Figura 7.2. Representação esquemática da seção delgada S-142, onde visualiza-se a cristalização da granada (Gran) a partir de biotita (Biot), quartzo (Qz) e clorita (Cl), na unidade de Mx_1 . Nicóis cruzados. Aumento 40x. Amostra coletada a 2 km a sul de Alagamar, na rodovia PB-099.

em metapelitos foi discutida em Winkler (1977), baseado nos estudos experimentais de Hischeberg & Winkler (1968). Neste, é proposto que a associação granada + clorita + muscovita é estável até o começo do metamorfismo de grau médio, quando ocorre o aparecimento da estauroлита. A reação é a seguinte:

Outra reação verificada (Winkler 1977) para o aparecimento da granada é a seguinte:

Apesar de não ser encontrado muscovita na rocha, ambas as reações poderiam explicar o aparecimento da granada, numa reação completa, que envolveria também o aparecimento da biotita.

No Andaluzita-granada-cordierita micaxisto (Mx_2), os minerais indicadores do metamorfismo M_2 constituem a associação granada + estauroлита + biotita + quartzo. O aparecimento da estauroлита e granada associadas à xistosidade S_{n+1} infere condições de no mínimo fácies anfíbolito baixo, podendo estender-se até a anfíbolito superior. Todavia, a cordierita, que poderia denotar condições de temperatura mais elevadas, não foi encontrada associada a este evento. As reações para produzir estauroлита e granada são bastante difundidas na literatura (ver Myashiro 1973, Winkler 1977 e Yardley 1989, p. ex.). As inclusões de clorita e biotita encontradas na estauroлита (fig. 7.3), revelam que estes minerais participaram da reação:

Figura 7.3. Representação esquemática da seção delgada S-34, onde visualiza-se uma estaurolita (Est) com inclusões de biotita (Biot) e clorita (Cl). A estaurolita está envolta por uma cordierita poiquiloblástica (Ctd). Nicóis paralelos. Aumento 32x. Amostra coletada a 2.5 km a sul de Alagamar na rodovia PB-099.

Segundo Winkler (1977), o aparecimento da granada reflete condições mínimas de 500°C e 4 Kb ou ~600°C a 5 Kb. A estaurolita marca a transição entre a fácies xisto verde superior e a fácies anfibolito. As paragêneses metamórficas e as evidências de migmatização nos gnaisses do embasamento, juntamente com as reações encontradas nos metassedimentos, conduzem a inferir uma variação da fácies anfibolito inferior a superior para o metamorfismo M_{n+1} . A fácies anfibolito superior é restrita às rochas que sofreram migmatização, onde foi comprovado a fusão parcial, com a temperatura e pressão atingindo a isógrada da anatexia. Nos metassedimentos não foram encontradas evidências de migmatização em seções delgadas (aparecimento de microclina, p. ex.), embora no granada-biotita gnaiss - Bgn fosse observado estruturas migmatíticas em afloramento. No micaxistos Mx_1 e Mx_2 a ausência de cordierita nesta fase (ela é encontrada em Mx_2 na fase M_{n+2}), inviabiliza uma estimativa de maior grau para M_{n+1} .

7.2.3- O Metamorfismo M_{n+2}

Afeta desde as rochas do Complexo gnáissico-migmatítico até os granitóides intrusivos. É associado à deformação D_{n+2} , que define a tectônica transcorrente brasileira encontrada neste setor da Província Borborema. A evolução metamórfica M_{n+2} encontrada na área estudada, é de natureza rétro-metamórfica, variando desde a fácies anfibolito, com a presença de cordierita, silimanita e andaluzita, quando chegou a seu ápice, até a fácies xisto-verde, numa etapa mais tardia com o aparecimento de muscovita, clorita, etc., aqui chamado de M_{n+2t} (fig. 7.8)

7.2.3.1 - O metamorfismo M_{n+2} no Complexo gnáissico-migmatítico

M_{n+2} é caracterizado por paragêneses similares àquelas discutidas anteriormente para M_{n+1} . As feições de migmatização ao longo do bandamento S_{n+2} ou *shear bands* nos gnaisses tonalíticos e granodioríticos, com a associação hornblenda + microclina + biotita + quartzo + plagioclásio + titanita + opacos, indicam condições da fácies anfibolito superior, atingindo a isógrada da

anatexia. O efeito tardio de M_{n+2} é verificado pelo aparecimento da clorita, muscovita e epidoto, além da sericitização do plagioclásio, demonstrando um típico caráter retrometamórfico, com a diminuição da temperatura. As reações retrometamórficas de M_{n+2} verificadas em lâmina são (veja também a figura 7.4 e 7.8):

- biotita₍₁₎ + plagioclásio = epidoto + biotita₍₂₎ (5)

- biotita = clorita + muscovita + opaco (6)

Figura 7.4. Representação esquemática da seção delgada S-114, proveniente de ortogneisses tonalíticos onde visualiza-se a reação da biotita (Biot) e plagioclásio (Pl) originando o epidoto (Ep), e a biotita gerando também a muscovita (Mus) e clorita (Cl). Nicóis cruzados. Aumento 32x. Amostra coletada a 3 km a NW de Alagamar.

7.2.3.2 - O metamorfismo M_{n+2} na Sequência metassedimentar aluminosa

O surgimento de novas fases minerais nas unidades mais reativas (Mx_1 e Mx_2), propiciaram uma melhor caracterização do evento M_{n+2} . A exceção foi o granada-biotita gnaiss (Bgn), no qual se observa a recristalização de seus constituintes minerais e a rotação das granadas sin- D_{n+1} já existentes, que indicaram uma rotação dextral da transcorrência, numa clara evidência do retrabalhamento em D_{n+2} de estruturas prévias (bandamento S_{n+1} e porfiroblastos pré- D_{n+2}).

No granada-biotita xisto (Mx_1), a associação mineral de M_{n+2} é constituída por granada + plagioclásio + quartzo + biotita + silimanita. Esta gama de minerais relacionados à deformação D_{n+2} , define um metamorfismo na fácies anfibolito de pressão baixa a intermediária. A granada é sin- D_{n+2} e apresenta critérios cinemáticos rotacionais, como a fossilização de parte da xistosidade S_{n+2} , com assimetria dextral. Esta é a principal diferença das granadas sin- D_{n+1} , que estão dispostas ao longo do plano S_{n+1} e posteriormente retrabalhadas em D_{n+2} . O aparecimento da silimanita, na forma de fibrolitas, está associado a desestabilização do plagioclásio e da biotita, numa reação visualizada em seção delgada (fig. 7.5). As reações para M_{n+2} são:

- biotita + quartzo = granada + opaco (7)

- plagioclásio + biotita = silimanita (fibrolita) (8)

Figura 7.5. Representação esquemática de seção delgada de reações do metamorfismo M_{n+2} na unidade Mx_1 . Fibrolitas (silimanita - Sil) preenchendo fraturas no plagioclásio (Pl) e associadas também a biotita. Aumento 32x. Lâmina S-34, coletada a 3 km a sul de Alagamar. Nicóis cruzados.

No andaluzita-granada-cordierita micaxisto (Mx_2), as paragêneses minerais para o metamorfismo M_{n+2} são mais complexas, provavelmente devido a sua localização, situada entre a zona de cisalhamento de Pocinhos-Remígio e a de Cacerengo. Nesta região, a milonitização é muito intensa, assim como também são verificados mobilizados migmatíticos no embasamento. Foram encontradas as seguintes associações minerais: (a) granada + biotita + andaluzita + quartzo + cordierita (b) plagioclásio + biotita + silimanita, e (c) clorita + muscovita + turmalina + biotita. Esta última representando uma associação M_{n+2t} , e as demais estão relacionadas ao caminho progressivo do metamorfismo M_{n+2} . As reações observadas em lâmina são:

- estauroлита + quartzo + biotita = granada + cordierita + quartzo (9) (fig. 7.6)

- biotita = clorita + muscovita + opaco (10) (foto 7.1)

Os nódulos de cordierita apresentam-se estirados paralelamente a foliação S_{n+2} (alguns com até 10 cm de comprimento). Estes nódulos são poiquiloblásticos, com inclusões de quartzo, biotita, granada, estauroлита (esta relacionada a fase M_{n+1}), opacos e plagioclásio. São minerais sin a tardi-tectônicos, verificados pela sua disposição no plano XY (veja item 6.4.2). Os minerais que participam de sua cristalização são os citados na reação (9). Veja também a figura 7.6. O aparecimento da granada sin- M_{n+2} já foi descrito anteriormente na reação (7), na unidade Mx_1 . A andaluzita aparece também como produto da desestabilização da biotita. Na unidade Mx_2

ocorrem diversas faixas retrometamórficas, ricas em clorita e muscovita, que ocorrem como produto da desestabilização da biotita. Os opacos ocorrem como subprodutos. São provavelmente óxidos de ferro, provenientes do Fe que sobrou da biotita (foto 7.1)

Figura 7.6. Representação esquemática da seção delgada S-138, com um nódulo de cordierita (Cord) poiquiloblástica alongada segundo S_{n+2} . Nicóis cruzados. Aumento 8x. Amostra coletada a 3 km a norte de Belém.

As evidências de um metamorfismo na fácies anfibolito superior registrado na unidade M_{x2} , com uma variedade maior de minerais marcadores do metamorfismo, deve-se principalmente às zonas de cisalhamento que ocorrem próximas, que serviriam de *canais térmicos* para o fluxo de calor e fluidos termais. Este assunto foi anteriormente abordado na Faixa Seridó, adicionando-se a estes canais, o calor proveniente de corpos graníticos brasileiros, como a provável fonte de calor para o metamorfismo M_{n+2} (ver Legrand & França 1989).

Os efeitos do retrometamorfismo M_{n+2} são verificados pela associação (c) (ver acima). O aparecimento de clorita e muscovita como produto da transformação da biotita, refletem uma retrogressão para a fácies xisto-verde, que representa a diminuição das condições de temperatura e pressão de M_{n+2} . Para uma melhor ilustração do caminho do metamorfismo M_{n+2} , veja a figura 7.8.

Foto 7.1. Microfotografia da seção delgada S-18 da unidade Mx2. Nesta ocorre a transformação da biotita (Biot) para clorita (Cl), muscovita (Mus) e opaco (Op). Nícois paralelos. Aumento 8x. Amostra coletada a 9 km a NW de Solânea.

7.2.3.4 O metamorfismo M_{n+2} nos Granitóides intrusivos

Nos granitóides brasileiros, o metamorfismo M_{n+2} é caracterizado apenas por recristalização do quartzo e feldspato, assim como as reações retrometamórficas de M_{n+2} , com aparecimento da paragênese clorita + sericita + opacos + calcita. Como os granitóides são sintectônicos a D_{n+2}/M_{n+2} , os mesmos estavam se solidificando durante o pico metamórfico M_{n+2} , estando assim numa temperatura elevada (até mesmo maior que em M_{n+2}). Na unidade sienogranítica de Araras, foi verificada a única transformação de certa penetratividade, provavelmente por estar muito próxima a zona de cisalhamento de Pocinhos-Remígio. A reação observada foi:

- microclina = muscovita + quartzo (11)

A muscovitização da microclina é comum em zonas cisalhadas com influência hidrotermal, onde ocorrem diversas transformações influenciadas pelos fluidos quentes, ricos em SiO_2 , K_2O , CaO , CO_2 , etc., que podem chegar a transformar granitóides em xistos e quartzitos tectônicos (ver Borges & Legrand 1991, Legrand & Magini 1992).

Ainda na unidade de Araras, assim como nas unidades de Belém e Dona Inês, a cloritização da biotita e a sericização do plagioclásio foram observadas em seção delgada, com pouca penetratividade e sem significativa alteração na composição mineralógica das rochas. Elas

refletem a atuação de M_{n+2t} , conforme discutido anteriormente nas outras unidades (Complexo gnáissico-migmatítico e Sequência metassedimentar aluminosa) (veja também a figura 7.8).

Cabe mencionar uma transformação metamórfica encontrada somente na unidade de Belém, especificamente no fácies tonalítico, onde foi encontrada a associação biotita + titanita. As reações propostas, com base nas observações petrográficas, seriam:

- hornblenda = biotita (12)

- ilmenita = titanita (13)

Para uma melhor ilustração dessas reações veja a figura 7.7

Figura 7.7. Representação esquemática da seção delgada S-39 do granitóide Belém (fácies tonalítica). Note as lamelas de biotita (Biot) no segmento da clivagem da hornblenda (Horn) e nas inclusões de opacos (ilmenita - Ilm) na titanita (Ti). Nicóis paralelos. Aumento 40x. Amostra coletada a 4.5 km a sul de Belém.

Figura 7.8. Diagrama $P \times T$ esquemático da evolução do metamorfismo $Mn+2$ na área estudada. Adaptado de Winkler (1977).

7.3- Associações minerais

Para uma melhor compreensão das assembléias minerais envolvidas nas diferentes fases metamórficas, foram elaborados tabelas com as associações minerais relacionadas às fases M_n , M_{n+1} , M_{n+2} e M_{n+2t} (tabelas 7.1, 7.2 e 7.3). No caso dos granitóides brasileiros, são ilustrados somente as associações ocorridas nas unidades Araras e Belém (fácies tonalítico), por apresentarem reações distintas das demais. No mais, as associações são similares, sempre relacionadas a M_{n+2t} , constituídas por clorita + sericita + calcita + opacos.

Rocha/Metamórfica	Fases Metamórficas			
	M _n	M _{n+1}	M _{n+2}	M _{n+2t}
Gnaiss tonalítico				
quartzo	-----	-----	-----	-----
plagioclásio	-----	-----	-----	-----
biotita	-----	-----	-----	-----
hornblenda	-----	-----	-----	-----
titanita	?	-----	-----	-----
microclina	-----	-----	-----	-----
opacos	?	-----	-----	-----
epídoto				-----
clorita				-----
Gnaiss granodiorítico				
quartzo	-----	-----	-----	-----
plagioclásio	-----	-----	-----	-----
microclina	-----	-----	-----	-----
biotita	-----	-----	-----	-----
hornblenda	-----	-----	-----	-----
titanita	?	-----	-----	-----
calcita				-----
opacos		-----	-----	-----
muscovita				-----

Tabela 7.1. Distribuição das fases minerais metamórficas e minerais para as rochas do Complexo gnáissico-migmatítico na área estudada.

T2242

Rocha/Minerais	Fases metamórficas		
	M _{n+1}	M _{n+2}	M _{n+2t}
Granada-biotita gnaiss - Bgn			
biotita	-----	-----	-----
quartzo	-----	-----	-----
plagioclásio	-----	-----	-----
granada	-----	-----	-----
opaco	-----	-----	-----
Granada-biotita xisto - Mx1			
biotita	-----	-----	-----
quartzo	-----	-----	-----
plagioclásio	-----	-----	-----
granada	-----	-----	-----
opacos	-----	-----	-----
silimanita	-----	-----	-----
Andaluzita - granada-cordierita micaxisto - Mx2			
biotita	-----	-----	-----
quartzo	-----	-----	-----
clorita	-----	-----	-----
muscovita	-----	-----	-----
cordierita	-----	-----	-----
andaluzita	-----	-----	-----
silimanita	-----	-----	-----
granada	-----	-----	-----
turmalina	-----	-----	-----
estaurolita	-----	-----	-----
plagioclásio	-----	-----	-----
opacos	-----	-----	-----

Tabela 7.2. Distribuição das fases metamórficas e minerais para as rochas da Sequência metasedimentar aluminosa na área estudada.

Rocha/Mineral	Fases Metamórficas	
	M_{n+2}	M_{n+2t}
Unidade Araras		
microclina	-----	
muscovita	-----	-----
quartzo	-----	-----
clorita		-----
opaco		-----
Unidade Belém-Tonalito		
biotita		-----
epídoto		-----
opaco		-----
clorita		-----
sericita		-----
calcita		-----

Tabela 7.3. *Distribuição das fases metamórficas e minerais para os granitóides de Araras e Belém (fácies tonalítico) na área estudada.*

CAPÍTULO 8 - GRAVIMETRIA DO PLÚTON DE DONA INÊS

8.1 - Introdução

Para auxiliar na interpretação dos mecanismos de alojamento do Granito de Dona Inês foi utilizado o método gravimétrico, que é uma ferramenta já consagrada no estudo da forma e volume de corpos ígneos, especialmente daqueles associados a zonas de cisalhamento (Vigneresse 1988). Enquanto a geologia de campo se prende a observações superficiais, ao longo de afloramentos naturais (erosionais) e artificiais (cortes de estradas, barragens de açudes, etc.), a gravimetria possibilita o estudo dos plútons em subsuperfície, com considerável resolução.

Embora o número de estações levantadas tenha sido reduzido, o levantamento possibilitou a confecção de um mapa Bouguer preliminar do plúton, de onde se construiu um perfil transversal a anomalia, possibilitando uma modelagem 2D do plúton. Os resultados foram bastante satisfatórios, fornecendo dados importantes que auxiliaram na interpretação do modo de alojamento do corpo granítico em estudo. O levantamento foi realizado com o auxílio do Grupo de Geofísica do Departamento de Física Teórica e Experimental da UFRN.

8.2 - Justificativa da escolha do método gravimétrico

Vários métodos geofísicos podem ser utilizados na avaliação de corpos e estruturas geológicas em profundidade (ver Vigneresse 1990). No caso de plútons graníticos, o método sísmico, é mais dispendioso e reflete pouco a forma e a mudança de fácies dos plútons, ou seja, as ondas sísmicas não sofrem alterações significativas para que possam fornecer resultados satisfatórios, a não ser que sejam utilizadas altas frequências nas estações sísmicas (entre 40 e 120 Hz) (Green & Mair 1983). Por outro lado, os métodos elétricos são frequentemente perturbados por zonas de fraturas preenchidas por água, o que é muito comum em plútons. Eles podem, entretanto, fornecer dados importantes sobre estruturas pós-magmáticas, mas infelizmente sem nenhum proveito para o entendimento dos mecanismos de alojamento dos plútons (Vigneresse 1990). Métodos magnéticos também não são aconselhados devido à escassez de minerais magnéticos, embora eles possam delinear auréolas de metamorfismo de contato (ver Webster & Scheibner 1984), como também cartografar os diferentes fácies através de suas variações de susceptibilidade magnética (ver Amice & Bouchez 1989).

No âmbito dos estudos das intrusões graníticas em subsuperfície, a gravimetria, que é fisicamente fundamentada no contraste lateral de densidade entre as rochas existentes na crosta, é o método mais adequado, embora com limitações principalmente quanto à determinação simultânea de contraste de densidade e volume. Limitações menores, tais como profundidade,

forma e isolamento do corpo também ocorrem, embora sem grandes prejuízos para a modelagem (ver Vigneresse 1990). O método gravimétrico é apropriado para a determinação da forma e volume, assim como a possível raiz da intrusão, ou ainda a parte mais profunda do mesmo, devido à variação de densidade entre o plúton e suas encaixantes. Dois são os fatores fundamentais que fazem com que seja possível a utilização da gravimetria: i) a densidade da intrusão, que em geral é menor que a das encaixantes e, ii) o contato abrupto entre o granito e a encaixante, o que reforça os efeitos gravimétricos. A densidade diminui à medida que se aumenta o teor de SiO₂ e diminui o teor de minerais ferromagnesianos.

A forma da intrusão é importante porque ela serve de diagnóstico, juntamente com outros dados, do ambiente tectônico no qual plútons graníticos foram alojados, a não ser que esta forma esteja modificada por deformação no estado sólido, ou por falhas tardias (Pitcher 1979). Segundo Vigneresse (1988), os plútons graníticos registram por todo o seu volume os efeitos da tectônica, e os tipos sintectônicos normalmente possuem uma forma em cone com seção elíptica, onde a extensão lateral horizontal supera a vertical. O *trend* regional adapta-se aos contatos e é paralelo ao maior eixo da intrusão (Castro 1987). A determinação da forma do plúton Dona Inês é, portanto, uma importante etapa na interpretação dos mecanismos de seu alojamento, que é o objetivo desta dissertação.

8.3 - Trabalhos geofísicos prévios na porção leste da Paraíba e Rio Grande do Norte

Estudos gravimétricos regionais já foram realizados na região em estudo, que permitiram a composição de um Mapa Bouguer Residual da porção Leste da Paraíba e Rio Grande do Norte (fig. 8.1; Lins *et al.* 1993). Este mapa foi obtido do mapa Bouguer do Nordeste setentrional (Moreira *et al.* 1990), eliminando-se as anomalias de grande comprimento de onda, resultantes do afinamento crustal da margem continental. O mapa residual revela uma excelente concordância com as feições estruturais, principalmente com as zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras (Lins *et al.* 1993). A anomalia do Granito de Dona Inês foi considerada como de menor amplitude, assim como a de Monte das Gameleiras, mais a norte, e marcariam sítios de transtação intracrustais (Lins *et al.* 1993. Veja também Jardim de Sá *et al.* 1993b e Jardim de Sá 1994). Além disso, estudo semelhante ao realizado neste capítulo foi feito por Trindade *et al.* (1993b) nos plútons de Cardoso e Taipu (RN), onde a gravimetria forneceu importantes resultados para a interpretação do alojamento dos plútons.

8.4 - Metodologia de trabalho geofísico

Foram realizados perfis sobre o plúton e imediações, visando obter uma modelagem 2D com um perfil transversal ao corpo. O levantamento gravimétrico foi realizado durante três dias de trabalhos de campo. Os equipamentos utilizados foram:

- 1 gravímetro Lacoste-Romberg modelo-G
- 3 altímetros de pressão modelo Thommen 384 (precisão de 2m após as correções)
- 1 GPS (Global Positioning System) Garmin 55 (precisão de 15m)
- 1 Psicômetro

- A, B, C **|||** Eixo de anomalias negativas
D, E, **+++** Eixo de anomalias positivas
X, Y, W, Z Anomalias isoladas (Z corresponde a anomalia do plúton Dona Inês)
——— Lineamento gravimétrico
——— Zonas de cisalhamento brasileiras.
(ZCPR)= zona de cisalhamento de Pocinhos-Remígio
(ZCPJC)= zona de cisalhamento Picuí-João Câmara

Figura 6.1. Mapa gravimétrico residual da porção oriental da Faixa Seridó. O intervalo de isolinhas é de 2 mGal. Compilado de Lins et al. (1993).

O trabalho de campo foi dividido em três atividades:

- Gravimetria. A Igreja Matriz de Bananeiras-PB foi escolhida como base para o levantamento. Todas as linhas foram abertas e fechadas nesta estação. Em cada estação, eram realizadas 3 leituras no gravímetro e calculadas a média (para minimizar o erro).
- Altimetria. Em cada estação foram efetuadas leituras em dois altímetros itinerantes e calculadas a temperatura úmida e seca no psicômetro. No altímetro fixo na base foram realizadas leituras a cada 10 minutos, assim como anotadas a temperatura a seco, por intermédio de um termômetro de mercúrio.
- Planimetria. A distância entre as estações, cerca de 1 km em linha reta, foi determinada pelo GPS. O mesmo ainda fornecia a direção tomada no perfil e as coordenadas geográficas de cada estação.

No total, foram utilizadas 282 estações, sendo que 62 ao longo de 4 perfis aproximadamente transversais ao plúton, realizados pelo presente autor, e as demais estações levantadas anteriormente pelo Grupo de Geofísica da UFRN e armazenadas em um banco de dados. A densidade de estações para a obtenção do mapa regional Bouguer (cerca de 5.700 Km² de área), foi de 0.05 estação/Km², e a densidade de estações para a obtenção do mapa residual (cerca de 350 km² de área) foi de 0.18 estação/Km² (ver mapa de distribuição de estações, fig. 8.2).

Na etapa seguinte, em laboratório, foram feitas as correções necessárias para a obtenção do mapa residual e do perfil transversal. A gravidade de referência em cada estação foi baseada na Fórmula Internacional da Gravidade de 1967:

$g = 978031,85.(1 + 0,005278895.\text{sen}\varnothing + 0,0000234462.\text{sen}4\varnothing)$, onde $\varnothing$ é a latitude da estação.

Para a correção Bouguer, foi utilizado a densidade de 2,67 g/cm³, que é a média convencional para a porção superior da crosta continental. As correções efetuadas foram:

- correção de latitude

Esta correção é necessária devido a forma da Terra ser um pouco achatada, onde o raio equatorial é cerca de 21 km maior que o raio polar. Os pólos estão, portanto, mais próximos do centro da Terra que a linha do Equador, resultando numa força da gravidade maior nos pólos. A

aceleração centrífuga devido a rotação da Terra também varia de lugar para lugar, sendo mais intensa no Equador.

Figura 8.2. Mapa de distribuição das estações na região estudada. A área menor corresponde a área cartografada e foi utilizada para a obtenção do mapa residual (fig. 8.4). A área maior foi utilizada na obtenção do mapa de anomalia regional Bouguer (fig. 8.3).

Isto resulta em que, nos pólos, a gravidade é maior que no Equador. Usualmente a correção é feita a partir de uma base arbitrária (no caso a estação base) de latitude $\varnothing$. Se o trabalho é limitado a uma cobertura de poucos quilômetros na direção N-S, o fator de correção será:

$$C_{\varnothing} = 0,812 \cdot \sin 2\varnothing \text{ mGal/Km (N-S)}$$

Ele deve ser subtraído ou adicionado da gravidade medida, se a estação estiver a uma latitude maior e menor, respectivamente, que a da estação base.

- correção de ar livre

É uma correção necessária devido a variação de altitude entre as estações. Como a gravidade é menor em altitudes mais elevadas, é necessário homogenizá-la para que possa refletir apenas os contrastes de densidade das rochas, sem a influência da topografia. A estação base é tomada como marco "zero", e as estações com altitudes superiores à da base são corrigidas pela multiplicação de h (diferença entre a altura da estação e a da base em metros) por 0,3086, e somadas com a altitude da estação. Caso a altitude desta seja menor que a da base, a altitude da estação deverá ser subtraída do resultado de $0,3086 \cdot h$

- correção Bouguer

Esta correção leva em conta a atração do material entre a altitude de referência (estação base) e a estação estudada. Esta atração pode ser aproximada considerando o material rochoso como um camada horizontal infinita de espessura igual a diferença de altura h , entre a base da referência e a estação. A atração da gravidade de cada camada é tradicionalmente conhecida por efeito Bouguer e é definida por:

$$C_B = 2\pi G p h = 0,0419 \cdot h \cdot p \text{ mGal onde:}$$

h é dado em metros e p é a densidade da camada em g/cm^3

As correções Bouguer e ar livre são normalmente realizadas em conjunto, sendo conhecidas como correção por altura. A equação utilizada é a seguinte:

$$g_0 = g_h + (0,3986 - 0,0419 \cdot d) \cdot h \text{ onde}$$

g_0 = gravidade reduzida ao nível de referência

g_h = gravidade observada na estação

h = altitude da estação em metros

Nas observações de gravidade no continente são usualmente aplicadas as correções de ar livre (C_F), Bouguer (C_B), terreno (C_T) e latitude ($G_{\varnothing}$), para reduzir a gravidade observada para o geóide de referência ao nível do mar. No presente trabalho não foi realizada a correção de terreno, devido não haver feições topográficas na área que produzissem alterações significativas na gravidade. Assim, a anomalia Bouguer ΔG_B foi expressa como:

$$\Delta G_B = G_{\text{obs}} + C_F - C_B - G_{\varnothing}$$

8.5 - Medidas de densidade

Para se obter a modelização gravimétrica de um corpo é necessário conhecer a variação das densidades das rochas existentes. A densidade de cada unidade litológica pode ser calculada com o uso do Princípio de Arquimedes, através de pesagens no ar e na água, por meio de balanças de precisão. No presente caso foi utilizado um modelo OWA LABOR, com precisão de leitura na ordem de 0.5 mg. Na pesagem no ar (via seca), a amostra é presa a uma balança por um fio de cobre. Na pesagem na água (via úmida), a amostra presa ao fio de cobre é submersa num recipiente contendo água destilada. O cálculo da densidade da amostra é feito através da seguinte fórmula:

$$d = \frac{(P_{\text{seco}}^{\text{rocha+fio}} - P_{\text{seco}}^{\text{fio}})}{(P_{\text{seco}}^{\text{rocha+fio}} - P_{\text{seco}}^{\text{fio}}) - (P_{\text{H2O}}^{\text{rocha+fio}} - P_{\text{H2O}}^{\text{fio}})}$$

onde: d= densidade

$P_{\text{seco}}^{\text{rocha+fio}}$ = peso da amostra mais o fio de cobre no ar

$P_{\text{seco}}^{\text{fio}}$ = peso do fio de cobre no ar

$P_{\text{H2O}}^{\text{rocha+fio}}$ = peso da amostra mais o fio de cobre na água

$P_{\text{H2O}}^{\text{fio}}$ = peso do fio de cobre na água

As densidades obtidas para as principais unidades litológicas na região de Dona Inês estão mostradas na tabela 8.1. O contraste do granito com relação às encaixantes é estimado entre -0.09 e -0.13 g/cm³, utilizando medidas individuais. Todavia, devido à pequena quantidade de amostras analisadas, adotou-se o contraste de densidade de -0.1 g/cm³, determinado nos trabalhos de Trindade *et al.* (1993b) e Sales (1994). Esse contraste é baseado numa grande amostragem de densidade em corpos graníticos e encaixantes semelhantes aos encontrados na área em estudo. Cabe mencionar também que um conhecimento mais detalhado sobre a densidade das unidades litológicas da área mapeada teria pouca importância sobre a forma geral do plúton, embora influencie na determinação de seu volume. Como o cálculo de volume não faz parte dos objetivos do trabalho, e sim a forma, as análises de densidade tiveram o objetivo de apenas dar uma noção dos valores aproximados de densidade das unidades litológicas principais.

UNIDADE GEOLÓGICA	$d(g/cm^3)$	N
Dona Inês	2.63	5
Araras	2,62	2
Mx2	2,73	2
Embasamento	2,72	5

Tabela 8.1. *Valores de densidade das unidades mais importantes da área estudada. Onde d = densidade média e N = número de amostras.*

8.6 - Modelagem Gravimétrica

O mapa residual Bouguer (fig. 8.4) foi calculado a partir da eliminação de um mapa de anomalias Bouguer regional (fig. 8.3). Este mapa foi calculado substituindo o valor da gravidade, em cada ponto, pela média dos pontos numa vizinhança de raio $R = 12$ Km. Em princípio, a anomalia regional reflete o efeito de estruturas de comprimento de onda maiores que 36 Km, o que, na área em estudo, corresponde basicamente ao efeito da transição crosta oceânica-crosta continental.

A modelagem bidimensional foi feita a partir de um perfil NW-SE (fig. 8.5), aproximadamente transversal à anomalia, bem como ao eixo principal do plúton e ao *trend* regional. A modelagem foi realizada com base em três hipóteses: a primeira é que o contraste de densidade de $-0.1 g/cm^3$ foi considerado uniforme para todo o plúton granítico e suas encaixantes, embora reconhecendo que o corpo ígneo possui seis fácies petrográficas distintos (ver Geologia e Estratigrafia da Área, Cap. 4); a segunda hipótese é que, no modelamento do corpo na forma de uma linha poligonal fechada, a largura aflorante seja mantida fixa; a terceira hipótese é de que os demais pontos da poligonal foram obtidos por tentativa e erro, de modo a explicar a anomalia e, ao mesmo tempo, apresentar uma forma com contornos mais suavizados para evitar instabilidade numérica típica da inversão gravimétrica não vinculada.

O perfil 2D de direção NW-SE (fig. 8.5), obtido pelo método de tentativa e erro por intermédio do software Gravipoly, mostra uma anomalia negativa com um bom ajuste entre a curva experimental e a teórica. A forma do corpo é muito semelhante a de uma "panqueca", ou uma elipse achatada no plano horizontal. No perfil, o eixo horizontal possui cerca de 13 km e é aproximadamente perpendicular ao eixo principal da intrusão. O eixo maior desta elipse coincide com o principal eixo do granito na exposição em superfície, que possui aproximadamente 22 Km na direção NE-SW. O eixo vertical é a espessura aproximada do corpo (cerca de 2 Km).

Figura 8.3. Mapa gravimétrico regional Bouguer em mGal. Explicações no texto.

Figura 8.4. Mapa gravimétrico residual Bouguer em mGal. Explicações no texto..

Figura 8.5. Modelagem gravimétrica do plúton de Dona Inês. Veja a localização do perfil na fig. 8.4, e também o perfil geológico A-B, que é baseado nessa modelagem.

8.7 - Correlação entre a Geofísica e a Geologia

Baseado no perfil gravimétrico e nos dados de campo e fotografias aéreas, foi possível esboçar um perfil geológico (fig. 8.5 e perfil A-B, anexo 1). O contato lateral sul (paralelo ao eixo principal) é abrupto e verticalizado. Isto se deve à zona de cisalhamento transcorrente de Pocinhos-Remígio - ZCPR (ver mapa geológico, anexo 1), que limita o granito Dona Inês do augen gnaisse sienogranítico de Araras. Já o contato norte, com o embasamento, mostra uma inclinação mais suave, embora também seja abrupto. No caso do contato norte a geometria é influenciada pelo fato de que a zona de cisalhamento transcorrente de Cacerengo - ZCC localiza-se um pouco mais a norte do corpo, afastada do referido contato. É proposto que o Granito de Dona Inês, neste setor, esteja subjacente ao embasamento, com o contato mergulhando suavemente (cerca de 30 a 40°) na direção noroeste, embora sem alcançar a zona de cisalhamento de Cacerengo, em profundidade (ver perfil geológico, anexo 1). Esta geometria possivelmente influencia o relevo desta porção da área. Ele assemelha-se ao do granito, sendo inclusive tomado como tal na interpretação fotogeológica; todavia, constatou-se posteriormente, no campo, que o embasamento está aflorando naquele setor, ao invés do granito, tornando a área de exposição do plúton bem menor (ver mapa e perfil geológico, anexo 1 e também a fig. 8.5). Quanto ao conduto que conduziu o magma, pode-se considerar que está situado na porção mais profunda do corpo, situada na parte de anomalia mais negativa do corpo (ver perfil geológico, anexo 1 e mapa residual Bouguer fig. 8.4). Todavia, não há exatidão nesta afirmação, devido, principalmente, o fato da densidade das estações gravimétricas de campo ser baixa.

A forma de elipse com o eixo principal do plúton subparalelo ao *fabric* regional D_{n+2} e paralelo ao eixo X do elipsóide de *strain* inferido da região corrobora para o modelo sintranscorrência de alojamento. Vários são os estudos encontrados na literatura que relatam casos semelhantes (veja item 2.2.3). Todavia, a forma mais achatada ou em panqueca do plúton indica que houve um componente extensional ou compressional, já que o um ambiente predominantemente tangencial está descartado para a fase D_{n+2} , com base nos dados estruturais relatados no item 6.4. São estes mesmos dados que também comprovam que o componente atuante foi extensional, numa transtração de direção NE-SW, discutido também no item 6.4.4.

CAPÍTULO 9 - GEOCRONOLOGIA

9.1 - Introdução

Determinações Rb/Sr em rocha total utilizando o método isocrônico e idades modelo Sm/Nd em rocha total foram utilizadas na presente dissertação com o objetivo de obter informações a respeito da idade dos eventos tectônicos que atuaram, assim como as idades de “extração” das unidades graníticas brasileiras da área em estudo. Tentou-se datar pelo método Rb/Sr o Complexo gnáissico-migmatítico, o augen gnaiss sienogranítico de Araras, o quartzo-monzonito e tonalito de Belém e o granitóide de Dona Inês. Foram obtidas idades modelo (T_{DM}) pelo método Sm/Nd para os granitóides de Araras, Belém e Dona Inês.

9.2 - Determinações Rb/Sr

As análises Rb/Sr do Complexo gnáissico-migmatítico (anexo 3), da unidade Araras (anexo 4), da unidade Belém (anexo 5) e de quatro amostras do granitóide Dona Inês (anexo 6) foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP. Dezesesseis análises Rb/Sr do granitóide Dona Inês foram obtidas dos trabalhos de McMurry (1982) e McMurry *et al.* (1987a) e também foram utilizadas no presente trabalho (anexo 7). As técnicas utilizadas são as de rotina do CPGeo e estão descritas em Kawashita *et al.* (1974). As análises extraídas dos trabalhos acima referidos foram homogeneizadas com as demais adotando-se um erro de 1-sigma. O programa utilizado na formulação dos diagramas foi o PISOG do CPGeo/USP e o método de regressão utilizado o de Williamson (1968).

9.2.1 - Determinação Rb/Sr no Complexo gnáissico-migmatítico.

Nas rochas dessa unidade, mais precisamente nos litotipos migmatizados, procedeu-se uma coleta de amostras nos níveis bem diferenciados dos ortognaisses migmatizados (paleossoma, leucossoma e neossoma). Foi coletada também uma amostra de ortognaisse migmatizado em menor grau (S-170C), que engloba o paleossoma e neossoma. Esta migmatização, sob rigoroso controle de campo, foi atribuída ao evento D_{n+1}/M_{n+1} . Dessa maneira, objetivou-se datar o evento metamórfico atuante, supondo que, devido o seu alto grau, o sistema isotópico Rb/Sr dessa unidade tenha se

homogeneizado nos locais de migmatização. Num total de 7 amostras analisadas (vide anexo 3), os dados Rb/Sr no diagrama isocrônico revelaram uma errôcrona com um MSWD muito elevado e igual a 94,3. A idade calculada é de 1.930 Ma com $Ro = 0,702$. Esse valor é significativo para a região em estudo, mas não pode ser levada em consideração a despeito do MSWD muito grande. Todavia, duas amostras foram descartadas do cálculo. A primeira refere-se a um nível anfibolítico (S-117I), que é uma rocha vulcânica metamorfisada em alto grau (M_{n+1}), não sendo, portanto, cogenética às demais, e um nível de leucossoma (S-117H), retirado por conter inclusões de finos feixes anfibolíticos, que são provavelmente vestígios de uma vulcânica básica parcialmente assimilada pela migmatização. Esta assertiva fica clara quando se observa os níveis de melanossoma, que são mais ricos em biotita, estreitos e irregulares em espessura. Estes feixes possivelmente resultaram numa variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da amostra. Uma isócrona (fig. 9.1), se não considerarmos os dois pontos acima, é obtida com qualidade mediana (MSWD = 2,52, menor que o nível de corte igual a 2,68). Os parâmetros e os erros respectivos permitem definir uma idade de 1.884 ± 52 Ma. com um $Ro = 0,704 \pm 0.00028$.

Figura 9.1. Diagrama isocrônico Rb/S - rocha total (5 pontos) dos migmatitos do Complexo gnáissico-migmatítico na área mapeada.

A idade de 1.884 ± 52 Ma. é, portanto, considerada como a idade do evento D_{n+1}/M_{n+1} , sendo desse modo relacionada ao Ciclo Transamazônico na região. Em outros setores da Província Borborema, como por exemplo na Faixa Seridó, o mesmo evento tem sido reportado com uma idade de 1.9 ± 0.1 Ga. e chamado, informalmente, de Neotransamazônico, pois existe um evento mais antigo a 2.1 ± 0.1 Ga, chamado de Paleotransamazônico (veja Jardim de Sá, 1994). Essa idade para o evento metamórfico D_{n+1}/M_{n+1} está de acordo também com os dados de Dantas *et al.* (1995) e

Brito Neves *et al.* (1995), onde o Maciço Caldas Brandão é composto por um conjunto de núcleos arqueanos (mais raros) e ortoderivadas paleoproterozóicas que foram aglutinadas no Paleoproterozóico mais superior (Estateriano - 1.8 a 1.6 Ga.) (veja também item 2.4).

9.2.2 - Determinações Rb/Sr nos granitóides de Araras e Belém

Localizada praticamente dentro da zona de cisalhamento de Pocinhos-Remígio (ZCPR), a unidade augen gnaiss sienogranítica de Araras foi objeto de um estudo Rb/Sr isocrônico em rocha total. O objetivo foi, de maneira indireta, datar a idade da zona de cisalhamento Pocinhos-Remígio, e consequentemente, o pico do evento D_{n+2}/M_{n+2} , pois os dados de campo indicam um posicionamento sintectônico para o granitóide. Infelizmente, como o sistema Rb/Sr não deve ter sido perturbado de modo uniforme durante M_{n+2} , não foi possível obter uma isócrona. Seus pontos (quatro ao todo) dispersaram-se no diagrama isocrônico e divergem bastante e não há possibilidade de alinhamento (veja anexo 4). A mistura de amostras milonitizadas com outras menos deformadas talvez expliquem a dispersão. Uma alternativa seria coletar mais amostras menos deformadas e tentar uma nova isócrona, uma vez que as milonitizadas podem ter aberto seu sistema. Todavia, duas amostras dessa unidade (S-130B e S-171) situam-se num possível alinhamento com os pontos analíticos da isócrona do embasamento (fig. 9.1). Na figura 9.4, pode-se visualizar a disposição desses pontos com a isócrona da figura 9.1. Isso poderia indicar que essa unidade seria paleoproterozóica, e posteriormente, seu sistema foi aberto durante o Brasileiro, conforme parece evidenciar as amostras S-130A e S-173, que se alinham próximo da isócrona do granitóide Dona Inês (veja fig. 9.3 e fig.9.4). Contudo, S-130B é uma amostra pouco deformada e S-171 uma amostra bastante milonitizada. Essa incongruência se repete com as amostras S-130A e S-173. Com base na provável perturbação heterogênea causada pela deformação D_{n+2} , aliado aos dados de campo que seguramente indicam apenas uma fase de deformação atuante no corpo, fica-se com a assertiva de que estes valores não possuem significado geológico, uma vez que a forte deformação atuante propiciou uma heterogeneidade do sistema isotópico da rocha.

Na unidade quartzo-monzonítica e tonalítica de Belém, três amostras selecionadas se alinham grosseiramente numa errócrona de idade 707 Ma. com $R_o = 0.704$ e um MSWD elevado, igual a 13,43. Essa idade é desprovida de significado para o contexto geológico em estudo. Trata-se de uma rocha sintectônica ao Brasileiro e esse valor foge um pouco do valor esperado para este evento. Além disso, cabe salientar que são somente três pontos no diagrama, o que é

indiscutivelmente uma quantidade muito pequena. Outra questão a ser levantada refere-se às fácies do granitóide. Embora sejam contemporâneas, conforme visualizado em vários afloramentos, não há uma segurança sobre a cogeneticidade entre ambas, devido a ausência de dados geoquímicos. Fica a sugestão de, no futuro, tentar datar esse granitóide com base em um número maior de amostras. Na figura 9.4 pode-se visualizar a relação dos dados Rb/Sr desse granitóide com a isócrona do granitóide de Dona Inês.

9.2.3 - Determinações Rb/Sr no plúton de Dona Inês

A idade do alojamento do granitóide de Dona Inês, um plúton sin a tardi-tectônico, tem grande importância para o conhecimento do período final do Ciclo Brasileiro na porção nordeste da Província Borborema. Neste sentido, estão disponíveis 20 análises das diferentes fácies que compõem o corpo, sendo que 16 delas foram extraídas dos trabalhos de McMurry (1982) e McMurry *et al.* (1987a), realizadas na Universidade do Texas e 4 no CPGeo do Instituto de Geociências da USP, provenientes da coleta realizada pelo presente autor.

Nos trabalhos dos autores supracitados, foram efetuadas duas tentativas para se datar o granitóide pelo método Rb/Sr isocrônico em RT. Em ambos os casos, as tentativas falharam (vide item 2.4 dessa dissertação). O granitóide de Dona Inês, na ocasião, foi dividido em duas fácies denominadas de Grupos A e B, com base nos seus elementos maiores e traços. A errócrona do Grupo A forneceu uma idade de 475 ± 102 Ma e a do Grupo B uma idade 544 ± 16 Ma. (veja também a fig. 2.4). Esta última fortemente dependente da amostra DI-7a que é bastante afastada das demais, que se concentram numa pequena “nuvem” de pontos, gerando assim uma reta controlada praticamente por dois pontos (a DI-7a e a “nuvem”).

No presente trabalho, conforme mencionado nos capítulos de Geologia da Área e Petrografia (respectivamente, capítulos 4 e 5), constatou-se que, ao invés de somente duas fácies, o granitóide possui, na realidade, seis fácies petrograficamente distintas e, inclusive, com relações de contatos muitas vezes visíveis que, para algumas fácies, pôde-se relacionar a uma cronoestratigrafia das mesmas, através das relações de intrusão (veja item 4.2.3.3).

Baseado no mapa de localização das amostras do trabalho de McMurry *et al.* (1987a), na sua descrição dos Grupos A e B, e no mapa de distribuição de ocorrência das fácies estudadas no presente trabalho (veja fig. 4.1) foi feito uma nova distribuição das 16 amostras coletadas por aqueles autores para, de acordo com as suas respectivas fácies, tentar-se montar novas isócronas.

Cabe mencionar que, para algumas amostras, não foi possível estabelecer as fácies que elas pertencem, embora seja possível ficar na dúvida entre uma e outra (veja tabela 9.1, caso das fácies G_C ou G_D).

Na tabela 9.1 estão agrupadas todas as amostras analisadas do granitóide Dona Inês., num total de vinte amostras, divididas de acordo com suas respectivas fácies. Numa primeira tentativa, foram agrupadas numa mesma isócrona todas as amostras estudadas. O resultado foi uma pseudoisócrona de referência com MSWD elevado e igual a 5,8185, resultando numa idade de 576 Ma e $Ro = 0,7088$. Retirando a amostra S-59, uma rocha de composição tonalítica (fácies G_B) e considerada como proveniente de outra fonte e a amostra DI-7a, que possui razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{87}Rb/^{86}Sr$ muito diferente das demais, a idade obtida é de 557 ± 13 Ma, com um $Ro = 0.7108 \pm 0.0008$. O MSWD igual a 2.5, é mais baixo e próximo do nível de corte ($N. de Corte = 1.5$) (veja fig. 9.2). Essa idade é considerada como a idade de referência para cristalização magmática do granitóide de Dona Inês. A razão inicial elevada confirma sua provável fonte crustal de acordo com McMurry *et al.* (1987a) e Jardim de Sá (1994) (veja também item 2.4 dessa dissertação). Tentou-se em seguida montar isócronas de acordo com cada fácies isoladamente (somente para aquelas que possuíam mais de 3 amostras). Todavia, a grande homogeneidade impossibilita um maior espalhamento dos pontos no diagrama isocrônico, resultando em diagramas com margem de erro muito grande e idades muito elevadas (algumas acima de 700 Ma) e, portanto, desprovidas de significado geológico. Pode-se citar, como exemplo, uma tentativa com a fácies G_F , que é constituída por um granitóide mais félsico do plúton e, portanto, a fácies mais evoluída. A idade obtida foi de 585 Ma com $Ro = 0.7086$ e um $MSWD = 2,517$. Essa idade é considerada elevada, pois pelos dados de campo, esta seria a fácies mais nova (ou uma das mais novas). Para a fácies G_C , incluindo as amostras DI-02 e DI-08 (de identificação duvidosa, mas provavelmente pertencendo a esta fácies), a idade obtida foi de 510 Ma, com $Ro = 0,713$ e um $MSWD = 3,8$. Esta idade poderia até ser levada em consideração, mas com reserva devido a pequena variação das razões $^{87}Rb/^{86}Sr$ das amostras, conforme citado anteriormente.

A solução encontrada foi unir duas fácies que mantivessem uma provável cogeneticidade e uma melhor variação das razões $^{87}Rb/^{86}Sr$. A escolha caiu sobre as fácies principais do granitóide, as fácies G_C e G_D . Os motivos dessa escolha são os seguintes: a estreita relação temporal entre as fácies, aliada a composição praticamente igual, o que é um bom indício de cogeneticidade, confirmada também pelos dados geoquímicos de McMurry *et al.* (1987a) ou ainda a possibilidade de que essas rochas viriam de uma fonte bastante semelhante e, por último, o predomínio dessas fácies

sobre as demais. Mais de 90% do granitóide em exposição na superfície é constituído pelas fácies supracitadas. O diagrama isocrônico (fig. 9.3) permitem inferir uma idade de 558 ± 21 Ma com um $R_o = 0,7110 \pm 0.0011$ e um $MSWD = 4,3938$ (um pouco acima do nível de corte que é igual a 2,02). Cabe mencionar que as amostras DI-02, DI-08, DI-10 e DI-11B foram incluídas na isócrona, mesmo tendo-se dúvida a respeito da fácies a que pertencem, já que são amostras que podem ser de

No. Amostra	Grupo (McMurry <i>et al.</i> 1987a)	Fácies (este trabalho)
DI-3a	A	G _C
DI-3b	A	G _C
DI-3d	A	G _C
DI-5c	A	G _C
S-14	*	G _C
DI-2	A	G _C ou G _D
DI-8	A	G _C ou G _D
DI-10	A	G _C ou G _D
DI-11b	A	G _C ou G _D
DI-3c	B	G _D
S-2	*	G _D
DI-7a	B	G _E
DI-7b	B	G _E
DI-12	A	G _E
DI-5a	B	G _F
DI-5b	B	G _F
DI-5d	B	G _F
DI-5e	B	G _F
S-7b	*	G _F
S-59b	*	G _B

Tabela 9.1. *Relação das amostras analisadas para Rb/Sr no granitóide Dona Inês e suas respectivas fácies de acordo com o mapa de distribuição de ocorrência dos fácies (fig. 4.1) e mapa de localização das amostras de McMurry et al. (1987a).*

** amostras coletadas pelo presente autor.*

G_D ou G_D . Esse valor é considerado como a idade de cristalização magmática do granitóide de Dona Inês, cuja cristalização ocorreu no final do Ciclo Brasileiro. De maneira indireta, é considerado que, nesta porção de terreno, o evento Brasileiro terminou aproximadamente em torno de 560 ± 20 Ma.

Figura 9.2. Diagrama isocrônico Rb/Sr- rocha total (20 pontos) do granitóide de Dona Inês. O ponto não hachurado (amostra S-59) foi excluído do cálculo. A amostra S-7a (também excluída) não aparece no diagrama devido a escala utilizada.

Figura 9.3. Diagrama isocrônico Rb/Sr - rocha total (11 pontos) para as fácies G_C e G_C do granitóide de Dona Inês

9.3 - Determinações Sm/Nd nos granitóides intrusivos

Análises Sm/Nd para os granitóides intrusivos foram realizadas na Universidade do Kansas (veja também Van Schmus *et al.* 1995). Ao todo, são três análises Sm/Nd das unidades Augen gnaiss sienogranítico de Araras, no quartzomonzonito de Belém e no granitóide de Dona Inês (fácies G_C) (vide anexo 8).

Na unidade sienogranítica de Araras, uma amostra (S-171) localizada a 4 Km a sul de Araras, resultou numa idade modelo $T_{DM} = 2.48$ Ga. com um $\epsilon_{Nd}(600) = -22.1$. Este valor é aqui interpretado como sendo a idade de residência crustal do material fonte dessa rocha (vide De Paolo 1988) ou ainda a idade de extração da sua fonte a partir do manto. A idade dessa fonte seria então paleoproterozóica (Sideriano?). Esta mesma interpretação é utilizada para o quartzomonzonito de Belém e granitóide de Dona Inês. No primeiro, a amostra S-35 resulta numa idade $T_{DM} = 2.05$ Ga com um $\epsilon_{Nd}(600) = -16.0$. E no granitóide Dona Inês, a amostra S-7a resulta numa idade de $T_{DM} = 2.19$ Ga. com um $\epsilon_{Nd}(600) = -19.8$ (veja tabela 9.2). Em comum, essas rochas possuem protólitos crustais antigos, paleoproterozóicos, para a unidade Araras (Sideriano - 2,5 a 2,3 Ga), o granitóide Dona Inês e quartzomonzonito de Belém (ambos do Riachão - 2,3 a 2,05 Ga)

Cabe mencionar que idades modelo em rochas granitóides crustais normalmente fornecem idades sem significado geológico preciso, sendo interpretado apenas como idades de extração das suas fontes crustais (vide Faure 1986, De Paolo 1988). Todavia, para as unidades aqui analisadas, as idades modelo do quartzomonzonito de Belém e granitóide de Dona Inês poderiam estar ligadas a rochas formadas durante o Transamazônico, ou ainda seguindo o termo informal de Paleotransamazônico, sugerido por Jardim de Sá (1994). Cabe mencionar também as idades U/Pb em zircão, obtidas no embasamento do Maciço Caldas Brandão por Dantas *et al.* (1995), onde foram constatados núcleos arqueanos (3.4 a 2.7 Ga) na porção central do maciço e unidades mais jovens paleoproterozóicas (2.2-2.15 Ga). Estas rochas, metamorfisadas em 1,9 Ga (veja item 9.2.1) seriam o provável material fonte dos granitóides em estudo, juntamente com uma possível participação de metassedimentos (Grupo Seridó?).

CAPÍTULO 10 - ALOJAMENTO DO PLÚTON DE DONA INÊS

10.1 - Introdução

Nos capítulos anteriores foram discutidos as características geológicas (estruturais, petrográficas, metamórficas), geofísicas e geocronológicas, bem como o mapa da área estudada. As evidências de campo e laboratório, associadas a revisão realizada no Capítulo 3, permitiram a elaboração de um modelo para o alojamento do plúton de Dona Inês.

10.2 - Mecanismos de alojamento

No presente trabalho, o mapeamento geológico da região (ver anexo 1) revelou que a forma aflorante do plúton de Dona Inês é diferente daquela anteriormente cartografada por Barbosa *et al.* (1974) (ver fig. 2.3). A mesma é semelhante a uma elipse, com o eixo principal subparalelo ao *trend* NE do *fabric* regional S_{n+2}/C_{n+2} , e seus contatos laterais (apesar de truncar as estruturas antigas das encaixantes) são paralelos a foliação regional. Esta elipse, em superfície, é semelhante, inclusive, ao elipsóide de *strain* inferido para a área estudada.

A princípio, estas evidências caracterizam um plúton sintectônico, aliado a relação S-C regional entre C_{n+2} e o *fabric* do plúton Dona Inês, que demonstram uma assimetria dextral regional perfeita (veja item 6.4.4 e fig. 6.18). Todavia, a pequena penetratividade do *fabric* do plúton de Dona Inês sugere um alojamento mais tardio. Isto é verificado mesmo próximo a ZCPR, onde ocorre um *amortecimento* desta ao atravessar o plúton (ver Zonas de Cisalhamento C_{n+2} , item 6.4.4). Outro indicativo da cristalização mais tardia do granitóide é relacionado a presença de minerais metamórficos típicos do metamorfismo M_{n+2t} , tais como clorita, sericita, calcita e muscovita, esta última em menores proporções. Esta fase, conforme caracterizada no Capítulo 7, é uma retrogressão a fácies xisto-verde inferior e foi determinada também nas demais unidades litológicas cartografadas. Isto demonstra que o magma atingiu o estado sólido durante o arrefecimento do metamorfismo regional, que ocorreu no intervalo de 560 ± 20 Ma atrás (veja item 9.2.3).

O *fabric* do plúton Dona Inês é um misto de PFC+SPD (veja itens 3.2.2 e 6.4.3), definido pela orientação de micas e estiramento e paralelismo de quartzo e feldspato. Em seções delgadas, a deformação no estado sólido pode ser comprovada pela extinção ondulante e bandas de deformação no quartzo e subparalelismo de micas e hornblenda, assim como a presença de mirmequitas. Além do *fabric* verticalizado e subconcordante com o *trend* regional S_{n+2} , a lineação de estiramento do granitóide também é coincidente com a lineação L^x_{n+2} regional, com baixo rake ora para NE ora para SW.

As evidências de campo aliadas a gravimetria são concordantes com o alojamento do plúton Dona Inês controlado pelas zonas de cisalhamento Pocinhos-Remígio (ZCPR) e Cacerengo (ZCC). A grande quantidade de fácies petrograficamente distintas podem indicar vários pulsos magmáticos ocorridos durante a transcorrência (veja Hutton 1982, McCaffrey 1992); a presença de xenólitos do embasamento milonitizados por C_{n+2} no granitóide Dona Inês (fig. 6.15); a continuidade da foliação S_{n+2} regional através do plúton na forma de um *fabric* misto de PFC+SPD; a forma em superfície alongada paralelamente ao eixo X do elipsóide de *strain* da área estudada; a relação S-C regional entre o plúton e os cisalhamentos (fig. 6.18); e a forma geral em elipse achatada, são as evidências que fortalecem essa assertiva (veja também Borges *et al.* 1995).

A deformação D_{n+2} , discutida nos itens 6.4.3 e 6.4.4, é transcorrente transpressional. Conforme relatado nos itens supracitados, existe uma componente transtracional de direção NE-SW, subparalela ao eixo X do elipsóide de *strain* inferido para a região e ao eixo maior da intrusão. Este tipo de componente em ambientes rasos na crosta gera bacias tipo *pull-apart* (veja item 3.1.4). Em ambientes mais profundos, *espaços* ou *cavidades* tectônicas são gerados e podem ser preenchidos por magmas graníticos, que explica assim o problema de acomodação desses magmas numa tectônica transpressiva.

A gravimetria (Cap. 8) revelou que a forma do plúton Dona Inês, uma elipse achatada horizontalmente e com o eixo principal com cerca de 22 km de comprimento, não é típica dos granitóides sintranscorrentes (veja item 3.2.3), já que os mesmos tendem a possuir formas em cone com seção elíptica onde a extensão lateral supera a vertical, enquanto que a forma tabular é típica de plútons alojados em regimes tangenciais. No entanto, a forma do granitóide Dona Inês pode ser relacionada a uma interrupção da deformação cisalhante ou a um componente extensional perpendicular a orientação da tensão principal σ_1 (deformação em transtração). Uma possível interrupção da deformação não explica o problema de “espaço” para a acomodação da magma. A segunda alternativa, relacionada a uma intrusão em transtração, é plenamente aceitável baseada nos dados obtidos no mapeamento geológico/estrutural. Várias estruturas compatíveis a uma componente transtracional de direção NE-SW foram observadas, tais como: a geometria das zonas de cisalhamento ZCPR e ZCC; a formação de tectonitos L>S nos granitóides intrusivos de Araras e Belém e o forte estiramento destes; a forma alongada e paralela do plúton de Dona Inês em relação ao eixo x do elipsóide de *strain* regional; a presença de estruturas extensionais tipo *releasing bends*, fraturas de extensão preenchidas por granitos e aplitos semelhantes ao granitóide Dona Inês, entre outras (veja as fotos 4.8, 6.17, 6.21 e fig. 6.15).

O modelo de alojamento do plúton de Dona Inês, baseado nas discussões acima e fundamentadas nos capítulos anteriores desse trabalho, é de uma intrusão tardi-tectônica em relação ao pico do evento D_{n+2}/M_{n+2} ($\pm 600\text{Ma}$?), que preencheu uma *cavidade* tectônica

originada por uma componente transtraccional de direccão NE-SW, onde a forma do plúton está diretamente influenciada por esta componente.

Considerado como um granitóide tipo S com fonte sedimentar heterogênea ou mista tipo I/S por McMurry *et al.* (1987a) (veja item 2.4), aliado aos dados de idade modelo Sm/Nd e ϵ_{Nd} negativo (veja item 9.3) e levando-se em consideração os demais resultados obtidos no presente trabalho, o alojamento do granitóide de Dona Inês seguiu as seguintes etapas: i) Orogênese Brasileira, com deformação dúctil numa cinemática transcorrente transpressiva dextral, incluindo a zona de cisalhamento de Pocinhos-Remígio e Cacerengo;

ii) ascensão do magma vindo da crosta inferior na forma de um diápiro e aproveitando-se das descontinuidades que chegavam até a base da crosta (ZCPR ?);

iii) No interior da bifurcação entre as zonas de cisalhamento de Pocinhos-Remígio (ZCPR) e Cacerengo (ZCC), o ambiente transtraccional origina uma *cavidade* tectônica, onde o magma em ascensão preenche com uma subsequente fase de expansão lateral;

iv) O magma cristaliza em torno de 560 ± 20 Ma atrás e após o pico da deformação, mas este ainda imprime no plúton seus efeitos finais ($S_{n+2} + L_{n+2}/M_{n+2t}$).

CAPÍTULO 11 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

A área mapeada trouxe à tona uma série de dados novos para a porção sul do Maciço Caldas Brandão, entre eles cartografia de dois corpos granitóides que não tinham sido determinados em trabalhos anteriores, o augen gnaiss sienogranítico de Araras e o quartzomonzonito e tonalítico de Belém. O primeiro, fortemente deformado pela tectônica transcorrente, é um típico corpo sintectônico alojado em um regime de forte *strain*, e merece ser estudado com mais detalhes no que concerne aos mecanismos de seu alojamento e idade de cristalização, que é coincidente com o ápice da deformação brasileira. O granitóide de Belém, um corpo pouco deformado com típicas feições de *fabric* PFC preservadas, está também, assim como o granitóide de Dona Inês, encaixado entre duas zonas de cisalhamento, a ZCPR e a zona de cisalhamento de Pirpirituba, mais a sul. Outro fator importante foi a delimitação em superfície do plúton de Dona Inês, que outrora tinha sido mapeado com uma forma arredondada, ao invés de alongada na forma de uma elipse paralela ao *trend* regional S_{n+2} . A definição de seis fácies petrograficamente distintas no granitóide de Dona Inês revelou que a intrusão ocorreu em múltiplos pulsos do magma, fato típico de intrusões sintectônicas. Cabe mencionar que as fácies G_A e G_B modalmente diferem muito das demais, possuindo uma composição mais básica (quartzodioritos e tonalitos). Isso leva a crer que essas rochas devem ter vindo de outra fonte, fato aparentemente confirmado pelas razões isotópicas destoantes das demais (amostra S-59). A amostra DI-11a, um granito melanocrático segundo McMurry *et al.* (1987a), é completamente diferente dos demais nos *spidergrams* publicados naquele trabalho. Além disso, essas rochas não são típicas de um granito de origem crustal (veja McMurry *et al.* 1987a e Cap. 9 dessa dissertação). Cabe mencionar que essa divisão em seis fácies também colaborou na montagem das isócronas Rb/Sr, uma vez que a idade de cristalização do granitóide foi obtida a partir das fácies G_C e G_D , que são cogenéticas e predominam no plúton.

A evolução estrutural da área estudada, reportada no capítulo 6, é dividida em dois eventos principais, o D_{n+1} e D_{n+2} , já que D_n é restrito ao embasamento e está praticamente obliterado pelos eventos posteriores. Afetando o embasamento e a sequência metassedimentar, a foliação S_{n+1} , quando não está rotacionada e paralelizada a S_{n+2}/C_{n+2} , possui mergulho baixo denotando uma possível tectônica tangencial. Todavia, devido a grande magnitude de D_{n+2} , raros são os locais onde S_{n+1} não sofre sua influência, impossibilitando uma melhor caracterização de seu regime. O metamorfismo M_{n+1} , também determinado nos locais de menor influência D_{n+1} , chegou a fácies anfibolito atingindo a isógrada da anatexia, formando migmatitos no Complexo gnaissico-migmatítico e granada-biotita gnaiss. Pelo método Rb/Sr em rocha total, com amostras de migmatitos do embasamento, determinou-se a idade de 1.884 ± 52 Ma para o metamorfismo M_{n+2} . A idade de cristalização das ortoderivadas desse complexo, é de 3.4 Ga para os gnaisses de

afinidades trondjemítica, 3.2 Ga para os migmatitos róseos e 2.7 Ga para os clinopiroxênio granitos Todos na porção central do Maciço Caldas Brandão. Na área estudada, situada na porção sul do maciço, predominam idades paleoproterozóicas de 2.2-2.15 Ga (veja Dantas *et al.* 1995).

A tectônica brasileira é a mais penetrativa na região em estudo. É caracterizada por um regime transpressivo na maior parte do nordeste da Província Borborema. Suas feições na área mapeada, aqui nomeadas de evento D_{n+2} , confirmam essa assertiva, tais como foliações de alto ângulo, lineações de estiramento de baixo *rake*, dobras abertas a fechadas de planos axiais verticalizados, relações S-C, zonas miloníticas de mergulho forte e zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais. As zonas de cisalhamento de Pocinhos-Remígio e Cacerengo são as mais marcantes estruturas D_{n+2} na área estudada. Todas as estruturas anteriores são rotacionadas e paralelizadas nas proximidades dessas zonas de alto *strain*. No interior entre essas zonas, conforme explicado no item 6.4.4, ocorre um sítio transtraccional, com a formação de tectonitos $L>S$ nos granitóides. O metamorfismo associado chegou a fácies anfíbolito no seu ápice e, posteriormente, retrogrediu a fácies xisto verde. Cordierita, granada, silimanita e andaluzita constituem os principais minerais índices do pico do metamorfismo. Clorita, muscovita, epidoto e calcita são os indicadores do arrefecimento do metamorfismo, aqui denominado de M_{n+2t} .

O mapeamento geológico/estrutural da região de Dona Inês-PB, aliado a modelagem gravimétrica 2D, possibilitou a elaboração de um modelo evolutivo para ascensão e alojamento do plúton Dona Inês, conforme visto nos capítulos anteriores. A forma do plúton Dona Inês, em panqueca, se adapta as formas de intrusões graníticas sin a tardi-tectônicas descritas na literatura (ver capítulos 3 e 9). O *fabric* pouco penetrativo, mesmo nas proximidades das zonas de cisalhamento, inclusive com o *amortecimento* de ZCPR ao longo do granitóide, indicam que o plúton é uma intrusão mais tardia a deformação D_{n+2}/M_{n+2} . O eixo x do elipsóide de *strain* inferido para a área é aproximadamente paralelo ao eixo principal do plúton e as paragêneses metamórficas encontradas no plúton, típicas do metamorfismo M_{n+2t} , também contribuem para essa assertiva. A comprovação de um sítio transtraccional entre as zonas de cisalhamento Pocinhos-Remígio e Cacerengo explica a abertura do *espaço* para a acomodação do magma.

A idade de cristalização do plúton de Dona Inês, conforme datações Rb/Sr em rocha total, é de 558 ± 21 Ma, que também corresponde aproximadamente ao término do Ciclo Brasileiro nesse setor da Província Borborema. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial elevada ($R_o = 0,710 \pm 0,0011$) é um indicativo de sua origem crustal, confirmada pelo valor de ϵ_{Nd} negativo ($\epsilon_{\text{Nd}} = -19,8$). Seu protólito crustal é paleoproterozóico ($T_{\text{DM}} = 2,19$ Ga). O mesmo ocorre com os granitóides de Araras e Belém. Ambos possuem idades modelo paleoproterozóicas (respectivamente 2,48 e 2,05 Ga) e ϵ_{Nd} negativos (respectivamente -22,1 e -16,0). Esses dados contribuem de uma maneira geral para o contexto de um ciclo de retrabalhamento crustal a que o Brasileiro vem sendo referido. Vários são os exemplos de granitóides sintectônicos que possuem fontes crustais em

outros setores da Província Borborema. Nesta perspectiva, as zonas de cisalhamento exerceram papel fundamental como canais térmicos e condutos de magmas através da litosfera e, mais raramente, da astenosfera.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1971. Geochronological divisions of the Precambrian of South America. *Rev. Bras. Geoc.*, 7: 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B.B.de; FUCK, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMP. GEOL. NORDESTE. 8. Campina Grande 1977. *Anais ...Campina Grande, SBG.* v. 8, p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M.; LEONARDOS J. R., O. H. & VALENÇA, J. 1967. Review on granitic rocks of Northeast South America. In: SYMPOSIUM IUGS/UNESCO. Recife. 41 p.
- AMARO, V.E. 1994. Avaliação do uso do espectro visível-infra vermelho próximo do Landsat 5-TM no mapeamento geológico regional da porção central da Província Borborema (NE do Brasil). In: CONGR. BRAS. GEOL. 38. Camburiú. 1994. *Boletim de resumos expandidos...* Camburiú, SBG. p 447-449.
- AMICE, M. & BOUCHEZ, J.L. 1989. Susceptibilité magnétique et zonation du batholithe granitique de Cabeza de Araya (Extremadura Espagne). *Comptes Rendus Acad. Scien. de Paris.* 308 (II): 1171-1178..
- ARCHANJO, C.J. 1993. Fabriques de plutons granitiques et déformation crustale du Nord-Est du Brésil. Toulouse. 167p. (*Thèse Doc d'État, Univ. Toulouse III*).
- ARCHANJO, C.J. & BOUCHEZ, J.L. 1991. Le Seridó, une Chaîne transpressive dextre au Proterozoic supérieur du Nord-Est du Brésil. *Bull. Soc. Geo. France.*, 162: 637-647.
- ARTHAUD, M. H. 1987. Zonas de cisalhamento dúctil. In: SIMP. NAC. EST. TECTÔNICOS., 1. Salvador, 1987. *Curso pré-simpósio...* Salvador, SBG. 47 p.
- AYDIIN, A. & NUR, A. 1985. The types and role of stepover in strike-slip tectonics. In: BIDDLE, K.T., CHRISTIE-BLICK, N. Eds. *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner.* 37: 35-44.
- BARBOSA, A.J.; BRAGA, A.P.G.; BEZERRA, M.A.; GOMES, J.A. 1974. Projeto Leste da Paraíba e Rio Grande do Norte. *DNPM/CPRM. Relatório final integrado.* v. 3. 306p.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenesis interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48: 43-55.
- BATEMAN, P.C., BUSACCA, A.J. SAWKA, W.N. 1983. Cretaceous deformation in the western foothills of the Sierra Nevada, California. *Bull. Geo. Soc. Am.* 94: 30-42.
- BORGES, S.V.F. & LEGRAND, J. M. 1991. Transformação de granitóides em muscovita-quartzitos em zonas cisalhadas transamazônicas na região de Caicó (RN). In: SIMP. NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3. Rio Claro. 1991. *Atas...* Rio Claro. SBG. p. 69-71.

- BORGES, S.V.F., JARDIM DE SÁ, E.F., LINS, F.A.P.L., MEDEIROS, W.E. & BRITO NEVES, B.B. 1995. Alojamento do Plúton de Dona Inês (NE da Paraíba). In: SIMP. NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. 5. Gramado. 1995. *Atas...* Gramado. SBG. P.182-183.
- BRITO NEVES, B.B. 1975. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. São Paulo. 198p. (*Tese de Doutorado. IG/USP*)
- BRITO NEVES, B. B. 1983. O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1:1.000.000. São Paulo. 177 p. (*Tese de Livre Docência. IG/USP*).
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during late Proterozoic. *Prec. Research.*, **53**: 23-40
- BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPACHER, P.C. & SANTOS, E.J. 1995. Geocronologia da Borborema, 1995: os fatos e as questões abertas. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 16 Recife, 1995. *Atas...* Recife. SBG. V.2: 410-413.
- BRUN, J.P., GAPAIS, D., COGNE, J.P., LEDRU, P., VIGNERESSE, J.L. 1990. The Flamanville granite (northeast France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geol. J.*, **25**: 271-286.
- CABY, R., ARTHAUD, M.H., VAUCHEZ, A. 1991. Crustal evolution and Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: DALLMEYER, R.D. & LÉCORCHÉ, J.P. Eds. The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives. *Springer-Verlag*: 373-397.
- CASTRO, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geol. Rundschau*, **76** (1):101-124.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granites types. *Pacific geol.*, **8**: 173-174.
- CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: BIDDLE, K.T., CHRISTIE-BLICK, N. Eds. *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner.* **37**: 1-34.
- COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R., CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeast Australia. *Contr. Miner. Petr.*, **80**: 189-200.
- CONDIE, J. 1989. *Plate tectonics and crustal evolution*. 3ed. Oxford. Pergamon Press. 478p.
- CORSINI, M.; VAUCHEZ, A.; ARCHANJO, C.J.; JARDIM DE SÁ, E.F. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó system, northeastern Brazil. *Geology*, **19**: 586-589.
- DALLMEYER, R.D.; SIAL, A.N.; LONG, L.E.; McMURRY, J. 1987. New evidence for poypphase tectonothermal evolution of Brasiliano orogen, northeastern Brazil. *Geol. Soc. of America. Abstract with Programs*, **19**: 634.

- DANTAS, E.L., CORDANI, U., VAN SCHMUS, W.R. & HACKSPACHER, P.C. 1995. Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão na Província Borborema. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 16. Recife. 1995. Atas... Recife. SBG. V.2: 423-427.
- DAVIDSON JR., D.M. 1980. Emplacement and deformation of the archaean Saganaga batholith, Vermilion District, northeastern Minnesota. *Tectonophysics*. **66**: 179-195.
- DE PAOLO, D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry: an introduction*. Berlin. Springer-Verlag Ed. 187p.
- DEBON, F. & LE FORT, P. 1982. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth Sci.*, **73**: 135-149.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1966. *An introduction to rock forming minerals*. 1 ed. London. Longman, Green and Co., Ltd. 528p.
- DIDIER, J., DUTHOU, J.L., LAMEYERE, J. 1982. Mantle and crustal granites; genetic classification of orogenic granites and nature of their enclaves. *J. Volc. Geother. Res.*, **14**: 169-186.
- ELLIS, M.A. & WATKINSON, A.J. 1987. Orogen-parallel extension and oblique tectonic tectonic: the relation between stretching lineations and relative plate motions. *Geology*. **15**: 1022-1026.
- FAURE, G. 1986. *Principles of isotope geology*. London. 2nd ed. J. Wiley & Sons. 589 p.
- FERNANDES, A.N., FEYBESSE, J.L., MESURE, J.F. 1983. Theoretical and experimental study of fabrics developed by different shaped markers in two-dimensional simple shear. *Bull. Soc. Geol. France*. **3**: 319-326.
- FERREIRA, J.A.M & SIAL, A.N. 1987. Ultrapotassic peralkaline province of the precambrian Cachoeirinha-Salgueiro fold belt, Northeastern Brazil: In: ISGAM. Salvador, 1987. *Extended abstract...* Salvador. p. 199-203.
- FOSSEN, H., TIKOFF, B. & TEYSSIER, C. 1994. Strain modeling of transpression and transtensional deformation. *Norsk. Geol. Tidssk.* **74**: 134-145
- GAPPAIS, D. & BALAIS, P. 1990. Shear zone pattern and granite emplacement within a Caledonian sinistral wrench zone at St. Cast, N. Brittany. In: D'LEMOS, R.S., STRACHAN, R. A. & TOPLEY, C.G. eds. *The Caledonian Orogeny. Geol. Soc. Espec. Public.*: 169-179
- GOIST, T.D. 1989. Petrology and geochemistry of Emas pluton, northeastern Brazil. *Miami University*. 158 p
- GREEN, A.G. & MAIR, J.A. 1983. Subhorizontal fractures in a granitic pluton: Their detection and implication for radioactive waste disposal. *Geophysics*, **48**: 1428-1449.

- GUGLIELMO JR., G. 1993. Interference between plutons expansion and non-coaxial tectonic deformation: three-dimensional computer model and field implications. *J. Struc. Geol.* **15**: 593-608.
- GUILLET, P., BOUCHEZ, J.L., WAGNER, J.J. 1983. Anisotropy of magnetic susceptibility and magmatic structures in the Guerande Granite Massif (France). *Tectonics*. **2**: 419-429
- GUINEBERTEAU, B.; BOUCHEZ, J.L. & VIGNERESSE, J. L. 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. *Bul. Geol. Soc. Am.*, **99**: 763-770.
- KAWASHITA, K. , MONTOVANNI, M., THOMAS FILHO, A. & TORQUATO, J.R. 1974. Método radiométrico rubídio-estrôncio. Procedimento das análises no centro de pesquisas geocronológicas da Universidade de São Paulo. Manual Interno. 106 p.
- HANMER, S. & PASSCHIER, C. 1991. Shear-sense indicators: a review. *Canadian Geol. Survey*. **90**: 17-72.
- HARDING, T.P., VIERBUCHEN, R.C., CHRISTIE-BLICK, N. 1985. Structural styles, plate tectonic setting, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. In: BIDDLE, K.T., CHRISTIE-BLICK, N. Eds. *Strike-slip deformation basin formation and sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner.* **37**: 51-78.
- HARLAND, W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geol. Mag.* **108**: 27-42.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1988. Curso de zonas e cinturões de cisalhamento. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Cursos pré-congressos...* Belém, SBG. 86 p.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D., WILLIAMS, P.F. 1976. *Geologia estrutural*. Barcelona, Ediciones Omega S/A. 518 p.
- HODGE, D.S., ABBEY, D.A., HARBIN, M.A., PATTERSON, J.L., RING, M.J., SWEENEY. 1982. Gravity studies of subsurface mass distributions of granite rocks in Maine and New Hampshire. *Am. J. Sci.* **282**: 1289-1324.
- HUTTON, H.D.W. 1982. A tectonic model for the emplacement of the main Donegal granite. Northwest Ireland. *J. Geol. Soc. London*. **139**: 615-631.
- HUTTON, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Trans. Royal Soc. Edinb., Earth Sciences.*, **79**: 245-255
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1984a. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 11. Natal. 1984. *Anais...* Natal, SBG. p. 297-316.
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1984b. Aspectos estruturais e tectônicos de granitóides. In: CONGR. BRAS. GEOL. 33. Rio de Janeiro. 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. **6**: 2787-2814.

- JARDIM DE SÁ, E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na cadeia brasileira/pan-africana. Brasília. 804 p. (*Tese de Doutorado, IG/UnB*).
- JARDIM DE SÁ, E.F.; AMARO, V.E.; HOLLANDA, M.H.M. & DUARTE, M.I.M. 1993b. Utilização produtos de sensoriamento remoto para determinação do controle estrutural de plútons. Exemplos dos granitóides brasileiros da Faixa Seridó, NE do Brasil. In: SIMP. BRAS. SENS. REMOTO, 7, Curitiba. 1993. *Anais...* Curitiba, SBG. p. 226-229.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M. & McREATH, I. 1981. Estratigrafia de rochas granitóides na Região do Seridó (RN-PB), com base em critérios estruturais. *Rev. Bras. Geoc.*, 11(1): 50-57.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H.F.; LEGRAND, J.M.; McREATH, I.; GALINDO, A. C. & SÁ, J.M. 1987. Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: The Seridó region, NE Brazil. In: ISGAM. Salvador, 1987. *Extended Abstracts...* Salvador. p 103-110
- JARDIM DE SÁ, E.F.; SOUZA, Z.S.; AMARO, V.E.; HOLLANDA, M.H.B.M. 1993a. Estruturas tangenciais relacionadas à deformação transcorrente: exemplos na porção oriental da Faixa Seridó. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 15. Natal, 1993. *Atas...* Natal. SBG. p. 269-272.
- LA ROCHE, H., STUSSI, J.M., CHAURIS, L. 1980. Les granites à deux micas hercyniens français: essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyées sur une banque de données, implications pétrologiques et métalogéniques. *Sci. Terre*. 24: 5-21.
- LAGARDE, J.L. 1989. Granites tardi Carbonifères et déformation crustale. Rennes. 342p. (*Thèse d'État. Univ. Rennes I*)
- LAGARDE, J.L., BRUN, J.P. GAPAIS, D. 1990b. Formation des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place: un alternative au diapirisme en domaine épizonal. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 310: 1109-1114
- LAGARDE, J.L., DMAR, S.A., RODDAZ, B. 1990a. Structural characteristics of granitic emplaced during weak regional deformation: examples from late Carboniferous plutons, Morocco. *J. Struct. Geol.*, 12: 805-821.
- LEGRAND, J.M. & FRANÇA, V.M.Q. 1989. Implicação geotectônica do metamorfismo brasileiro na Faixa Seridó (RN) e as suas relações com os granitóides intrusivos. In: SIMP. NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2. Fortaleza, 1989. *Atas...* Fortaleza. SBG. p. 233-236.
- LEGRAND, J.M. & MAGINI, C. 1992. Avaliação das condições termodinâmicas e dos movimentos de matéria na transformação de um granito em um muscovita-quartzito numa zona de cisalhamento. In: CONGR. BRAS. GEOL. 37. São Paulo, 1992. *Boletim...* São Paulo, SBG. v. 1, p. 433-435.

- LINS, F.A.P.; JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, J.W.P.; MOREIRA, J. A. M. 1993. Assinatura gravimétrica da estruturação crustal brasileira na porção oriental da faixa Seridó. In: SIMP. GEOL. NORDESTE. 15. Natal, 1993. *Atas...* Natal. SBG. p. 273-276.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. 1984. S-C mylonites. *Jour. Struc. Geol.* **6**: 617-638.
- MABESOONE, J.M., CAMPOS E SILVA, A. BEURLIN, K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Rev. Bras. Geoc.*, **2**: 173-188.
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. 1 ed. London. Logman Group Limited. 148p.
- MARIANO, G. & SIAL, A.N. 1988. Evidence of magma mixing in the Itaporanga batholith, northeastern Brazil. *Reconti della Soc. Ital. Miner. Petrol.*, **43**: 555-568
- MARRE, J. 1982. Méthods d'analyse structurale des granitoides. *Man & Methods.*, **3**: 128 p.
- McCAFFREY, K.J.W. 1992. Igneus emplacement in a transpressive shear zone: Ox Mountains igneus complex. *Jour. Geol. Soc. London.*, **149**: 221-235.
- McCLEY, K. 1987. *The mapping of geological structures*. 1 Ed. London. Geol. Soc. London. 161 p.
- McCOSS, A.M. 1986. Simple constructions for deformation in transpression/transtension zones. *Jour. Struc. Geol.* **8**: 715- 718.
- McMURRY, B. A. J. 1982. Petrology and Rb-Sr geochemistry of the Monte das Gameleiras and Dona Inês plutons, northeastern Brazil. Austin. 180 p. (*MA Thesis, Univ. Texas*).
- McMURRY, J.; LONG, L. E.; SIAL, N.A. N. 1987a. Evolution of a heterogeneous, continentally derived granite: Dona Inês pluton, northeastern Brazil. *J. Geol.*, **95**: 107-117.
- McMURRY, J. LONG, L.E.; SIAL, A. N. 1987b. Petrology and isotope systematics of magma mushes: some porphyritic granitoids of northeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **11 (7)** : 473-480.
- MILNES, A.G. 1994. Aspects of 'strike-slip' or wrench tectonics - an introductory discussion. *Norsk. Geol. Tidssk.* **74**: 129-133
- MIYASHIRO, A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. London. George Allen & Unwin. 431p.
- MOREIRA, J.A.M.; LINS, F.A.P.L; BARAUD, R.; MACEDO, J.W.P.-1990- Mapa Bouguer do Nordeste Setentrional. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v. 5, p. 2145-2153.
- NICOLAS, A. 1984. *Principles de Tectonic*. France. Ed. Masson. 196 p.

- NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. New York. J. Wiley & Sons Ed. 444 p.
- PARK, R.G. 1988. *Geological structures and moving plates*. Blackie Ed. 337 p.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. 1986. Porphyroblast system as kinematic indicators. *Jour. Struc. Geol.* **8**: 831- 843.
- PASSCHIER, C.W., MYERS, J.S., KRONER, A. 1993. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. São Paulo. Ed Univ. São Paulo. 188 p.
- PASSCHIER, C.W., TROUW, R.A.J. ZWART, H.J., VISSERS R.L.M. 1992. Porphyroblast rotation: eppur si muove? *Jour. Met. Geol.* **10** : 283- 294.
- PATERSON, S.R. & FOWLER JR., T.K. 1993. Re-examining pluton emplacement process. *J. Struc. Geol.*, **15** : 191-206.
- PATERSON, S.R. & TOBISH, O.T. 1988. Using pluton ages to date regional deformations: problems with commonly used criteria. *Geology*, **16**: 1108-1111.
- PATERSON, S.R., VERNON, R.H., FOWLER JR., T.K. 1991. Aureole tectonics. In: Kerrich, D.M. ed. *Contact metamorphism*. Miner. Soc. Amer., Rev. Miner., **26**: 673-722.
- PATERSON, S.R., VERNON, R.H., TOBISH, O.T. 1989. A review criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struc. Geol.*, **11**: 349-363.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**: 965-983..
- PITCHER, W.S. 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *Geol. Soc. of London Jour.*, **136** : 627-662.
- RAMSAY, J.R. 1980. Shear zone geometry: a review. In: CARRERAS, J., COBBOLD, P.R., MEANS, W.D., TREAGUS, S.H. Eds. *Shear zones in rocks*. *J. Struct. Geol.* **2**: 83-99.
- RAMSAY, J.R. & HUBER, M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology*. 4 ed. London. Acad. Press. v-1 , 306 p.
- RAMSAY, J. R. & HUBER, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology*. 3 ed. London. Acad. Press. v-2, 700 p.
- RATHORE, J.S. & KAFATY, A.M. 1986. A magnetic fabric study of the Shap region in the English Lake district. *J. Struct. Geol.* **8**: 69-77.
- SALES, A.O. 1994. Mapeamento geológico e gravimétrico da região de Taipú-Ielmo Marinho (RN). Natal. 107 p. (Relatório de Graduação. Depto. Geologia/UFRN).
- SANDERSON, D.J. & MARCHINI, W.R.D. 1984. Transpression. *Jour. Struc. Geol.* **6**: 449-458

- SANTOS, E.J. & BRITO NEVES, B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. Eds. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Edgar Blucher. p. 123-186
- SANTOS, E.J., COUTINHO, M.G.N, COSTA, M.P.A., RAMALHO, R. 1984. A região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luis e as bacias marginais. In: SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R., ASMUS, H.E. Eds. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Dep. Nac. Prod. Mineral.*: 131-189.
- SHELLEY, D.M. 1985. Determining paleo-flow directions from groudmass fabrics in the Lyttleton radial dykes. *New Zeland. J. Volc. & Geother. Res.*, **25**: 69-79.
- SIAL, A. N. 1986. Granite types in Northeast Brazil: current knowledge. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**: 54-72.
- SIAL, A.N., FERREIRA, V.P.; SOUZA, K.; AGUIAR, M.A.L; LEAL, P.C. 1991. Evolução termobarométrica e gênese de alguns granitóides com epidoto magmático no Nordeste do Brasil. In: SIMP. GEOL. NORDESTE. 14. Recife, 1991. *Atas...* Recife. SBG. p. 192-193.
- SILVA FILHO, A.F.; THOMPSON, R.N.; LEAT, P.T. 1987. Petrology of Terra Nova pluton, Brazil and associated ultrapotassic dykes. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**: 481-487.
- SIMPSON, C. 1985. Deformation of granite rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struc. Geol.* **7**: 503-511.
- SIMPSON, C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. *Jour. Geol. Edu.* **34**: 246-261.
- SIMPSON, C. & DE PAOR, D.G. 1993. Strain and kinematics analysis in general shear zones. *J. Struct. Geol.* **15**: 1-20.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* **94**: 1281-1288.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**: 1-33.
- SUGDEN, T. 1987. Kinematic indicators: structures that record the sense of movement in mountain chains. *Geol. Today*. May-June: 93- 99.
- TAKAGI, H. & ITO, M. 1988. The use of asymmetric pressure shadows in mylonites to determine the sense of shear. *Jour. Struct. Geol.* **10**: 347- 360.
- TRINDADE, R.I.F.; HOLLANDA, M.H.B.M.; ARAÚJO, J.M.M.; ACCIOLY, P.C.V.; MACHADO, M. F., ARAÚJO, M.G.S.; COSTA, A.C.D.; CALDAS, L.H.O.; APOLUCENO, D. N., DUARTE, M. I. M., SILVA, G. L. P., ARAÚJO, M.A.T.; MEDEIROS, P.J.; FERNANDES, M.H.; ALVES, A.L.; SILVA, R.P.; JARDIM DE SÁ, E. F.; SOUZA, Z.S. 1993a. Mapeamento geológico da região a sudeste de Barra de Santa Rosa (PB): uma estrutura transtraccional brasileira. In: SIMP. GEOL. NORDESTE. 15. Natal, 1993. *Atas...* Natal. SBG. P.265-268.

- TRINDADE, R.I.F.; MACEDO, J.W.P.; JARDIM DE SÁ, E.F.; LINS, F.A.P.L.; MOREIRA, J.A.M. 1993b. Contraste de regime estrutural de alojamento de plútons: assinatura gravimétrica dos granitóides de Cardoso e Taipu, NE da Faixa Seridó. In: SIMP. GEOL. NORDESTE. 15. Natal, 1993. *Atas...Natal. SBG.* p. 277-280.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P.C. & BABINSK, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: inicial conclusions. *Jour. South American Earth Sci.* 8: 267-288
- VAUCHEZ, A. 1980. Ribbon texture and deformation mechanisms in quartz in a mylonitized granite of Great Kabylia (Algeria). *Tectonophysics.* 67: 1-2.
- VERNON, R.H. 1984. Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quench in a plutonic enviroment. *Nature.* 309: 438-439.
- VERNON, R.H., ETHERIDGE, M.A., WALL, V.L. 1988. Shape and microstructure of microgranitoids enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos.* 22: 1-12.
- VERNON, R.H.; PATERSON, S.R. & GEARY, E. E. 1990. Evidence for syntectonic intrusion of plutons in the Bear Moutains faults zone, California. *Geology.*, 17: 723-726.
- VERNON, R.H., WILLIAMS, V.A., D'ARCY, W.F. 1983. Grainsize reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics.* 92: 123-145.
- VIGNERESSE, J.L. 1988. Forme et volume des plutons granitiques. *Bull. Soc. Géol. France.* 8: 897-906.
- VIGNERESSE, J.L. 1990. Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geological Journal*, 25:249-260.
- VIGNERESSE, J.L. & BRUN, J.P. 1983. Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale: Apport de la gravimétrie. *Bull. Soc. Geol. France.* 3: 357-366.
- WEBSTER, S.S. & SCHEIBNER, E. 1984 Introduction to magnetic properties of New England granitoids. *Explor. Geophysics.* 15: 67-63.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tecnophysics.* 43: 7-22.
- WILLIAMSON, J.H. 1968. Least-squares fitting of a straight line. *Canadian Journ. Physics.* 46: 1845-1847.
- WINKLER, H.G.F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas.* São Paulo. Ed. Edgar Blucher Ltda. 254p.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. *Introdução a petrologia metamórfica.* Brasília. Ed UnB. 340p.

SPR/No. amostra	rocha	Rb (ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro
13049/S-117C	neossoma	124.3	1311.9	0.2744	0.0038	0.711550	0.00016
13050/S-117D	paleossoma	99.2	913.7	0.3143	0.0044	0.712600	0.00009
13051/S-117I	anfíbolito	224.4	1539.1	0.4221	0.0059	0.711090	0.00009
12937/S-117A	leucossoma	136.7	534.3	0.7420	0.0210	0.722870	0.00010
12938/S-117F	paleossoma	123.5	408.0	0.8780	0.0250	0.728900	0.00015
12939/S-117H	leucossoma	132.7	575.1	0.6680	0.0190	0.717580	0.00009
12940/S-170C	ortogneisse	132.9	478.5	0.8050	0.0230	0.726130	0.00012

Anexo 03. Dados geocronológicos Rb-Sr referentes as rochas do Complexo gnáissico-migmatítico na região de Dona Inês.

SPR/No. amostra	Rb (ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro
12941/S-130A	148.2	249.4	1.723	0.049	0.72575	0.00009
12942/S-130B	145.3	215.4	1.963	0.055	0.7607	0.00015
12943/S-171	196.5	220.7	2.596	0.073	0.78182	0.00014
12944/S-172	243.1	112.6	6.370	0.177	0.9047	0.00013
12945/S-173	243.4	286.8	2.461	0.069	0.7263	0.00017

Anexo 04. Dados geocronológicos Rb-Sr referentes a rochas do granitóide Araras na região de Dona Inês.

SPR/No. amostra	Rb (ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro
13052/S-148A	118.0	1020.5	0.3346	0.0047	0.70788	0.00013
13053/S-35C	110.3	785.7	0.4064	0.0056	0.70921	0.00009
13054/S-35B	176.0	786.8	0.6478	0.0091	0.7112	0.00014

Anexo 05. Dados geocronológicos Rb-Sr referentes a rochas do granitóide Belém na região de Dona Inês.

SPR/No. amostra	Rb (ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro
13055/S-14	245.9	220.5	3.236	0.0910	0.73475	0.00010
13056/S-7B	230.7	101.6	6.607	0.1860	0.76250	0.00009
3057/S-2A	197.0	159.1	3.596	0.1010	0.74158	0.00009
13058/S-59	148.4	1010.0	0.4255	0.0600	0.70962	0.00009

Anexo 06. Dados geocronológicos Rb-Sr referentes a rochas do granitóide Dona Inês.

amostra	Rb (ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro
DI-2	134.7	215.4	3.1460	0.003	0.73359	0.00110
DI-3A	258.3	210.3	3.545	0.003	0.7393	0.00111
DI-3B	234.3	203.3	3.327	0.002	0.73689	0.00110
DI-3C	246.9	108.6	6.565	0.005	0.76218	0.001150
DI-3D	279.6	194.2	4.157	0.003	0.74513	0.001120
DI-5A	223.7	111.0	5.818	0.005	0.75498	0.001130
DI-5B	218.5	98.7	6.392	0.005	0.76371	0.001150
DI-5C	269.9	231.3	3.369	0.003	0.73586	0.001100
DI-5D	191.7	108.3	5.109	0.004	0.75142	0.001130
DI-5E	212.8	114.0	5.390	0.004	0.75462	0.001130
DI-7B	204.6	102.0	5.797	0.005	0.7561	0.001141
DI-8	230.5	252.1	2.642	0.002	0.73564	0.001110
DI-10	225.5	188.3	3.460	0.003	0.74057	0.001110
DI-11B	199.7	223.7	2.578	0.002	0.7305	0.001100
DI-12	198.5	161.7	3.547	0.003	0.73814	0.00110
DI-7A	232.0	40.0	16.730	0.013	0.8416	0.001250

Anexo 07. Dados geocronológicos Rb-Sr referentes as rochas do granitóide Dona Inês, extraídos de McMurry *et al.* (1987a).

Rocha	Amostra	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T_{DM} (Ga)	ε (600Ma)
Augen gnaiss(a)	S-171	68.41	10.63	0.09398	0.511105	2.48	-22.1
Tonalito (b)	S-35a	750.77	114.15	0.09192	0.511407	2.05	-16.0
Granodiorito (c)	S-7a	66.83	9.23	0.08251	0.511180	2.19	-19.8

Anexo 8. Dados isotópicos Sm/Nd referentes aos granitóides intrusivos na área estudada. (a) granitóide Araras, (b) granitóide Belém e (c) granitóide Dona Inês.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS MAPA GEOLOGICO DA REGIÃO DE DONA INÊS(PB)

1996

Coluna litoestratigráfica

Convenções geológicas

- Contato geológico observado
- - - Contato geológico inferido
- S_{n+2} foliação S_{n+2} e fabric. PFC + SPD dos granitóides neoproterozóicos
- S_{n+2} foliação S_{n+2} verticalizada
- D_{n+1} Bandamento gnaissico migmatítico D_{n+1}
- L_{n+1} Lineação de estiramento L_{n+1}
- L_{n+2} Lineação de estiramento L_{n+2}
- L_{n+2}^B Lineação de eixo de dobra L_{n+2}^B
- Fatura
- C_{n+2} Zona de cisalhamento C_{n+2}
- Zona de cisalhamento de idade incerta
- Síforme inferido
- Antiforme inferido
- Perfil geológico

Convenções topográficas

- - - Rodovia estadual
- Drenagens principais
- Cidade

Situação da Área estudada

Autor:
Sérgio Vieira Freire Borges
Orientador:
Benjamin Bley de Brito Neves

Declinação magnética

Articulação das fotografias aéreas

Fotografias aéreas na escala 1:70.000

Perfil geológico AB

Movimento dos blocos:
⊗ Entrada
⊙ Saída

OBS.: O Perfil geológico AB foi elaborado com o auxílio de dados gravimétricos.

Escala vertical: 1:57.000
Escala horizontal: 1:100.000

Perfil geológico CD

Movimento dos blocos:
⊗ Entrada
⊙ Saída

Escala vertical: Esquemática
Escala horizontal: 1:100.000

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
MAPA DE PONTOS DA REGIÃO DE D. INÊS (PB)

1996

25

35°49'14"W

35°34'04"W
6°31'30"S

Autor:

Sérgio Vieira Freire Borges

Orientador:

Benjamim Bley de Brito Neves

Mapa base obtido a partir de fotografias aéreas na escala 1:70.000.

0 1 2 3 Km

Escala 1:100.000

Legenda:

- Rodovia estadual
- - Estrada secundária
- ~ Drenagem principal
- - Drenagem secundária

- ▨ Cidade principal
- ▤ Cidade secundária
- ⊥ Açude

- 37 Ponto descrito
- 130 Ponto com seção delgada
- ⊙ 14 Amostragem para geocronologia

Situação da Área estudada

Articulação das fotografias aéreas

Fotografias aéreas na escala 1:70.000.

Declinação magnética