UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA E ASPECTOS TECTÔNICOS
DO COMPLEXO GRANÍTICO
QUIXADÁ-QUIXERAMOBIM, CE**

Afonso Rodrigues de Almeida

Orientador: Prof. Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROLOGIA E ASPECTOS TECTÔNICOS
DO COMPLEXO GRANÍTICO
QUIXADÁ-QUIXERAMOBIM, CE

Afonso Rodrigues de Almeida

Orientador: Prof. Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

nome	ass.
Presidente: <u>Prof. Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich</u>	<u>[assinatura]</u>
Examinadores: <u>Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves</u>	<u>[assinatura]</u>
<u>Prof. Dr. Ian McReath</u>	<u>[assinatura]</u>
<u>Prof. Dr. Eberhard Wernick</u>	<u>[assinatura]</u>
<u>Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial</u>	<u>[assinatura]</u>

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA E ASPECTOS TECTÔNICOS
DO COMPLEXO GRANÍTICO
QUIXADÁ-QUIXERAMOBIM, CE**

Afonso Rodrigues de Almeida

Orientador: Prof. Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
1995

RESUMO

O Complexo Granítico Quixadá - Quixeramobim, situado na porção central do Estado do Ceará, distante cerca de 160 Km a sudoeste de Fortaleza, está constituído por dois batólitos: o Quixadá e o Quixeramobim. O primeiro, situado na porção setentrional do Complexo, exibe uma área aflorante com forma de pêra de cerca de 260 Km², está constituído por uma suite cálcio-alcálica de alto potássio, composta por dioritos, monzonitos (dominantes) e sienitos, todos porfíricos, com megacristais de plagioclásio e feldspatos potássicos imersos em uma matriz de cor preta esverdeada, granulação média a grossa, composta essencialmente por anfibólios e biotita. Os dioritos ocorrem principalmente na forma de encraves elipsoidais e diques sinplutônicos. Sua forma diapírica é ressaltada pelas foliações internas paralelas aos contatos e às foliações externas, formando na sua porção norte, um "trend" circular, indicando um baloneamento "in situ". Seus litotipos são essencialmente intermediários e metaluminosos, ricos em álcalis, MgO ($K_2O/MgO \cong 1$), CaO, Sr, Ba, e ETRL, caracterizando-os como uma suite shoshonítica pós-colisional.

O batólito Quixeramobim com cerca de 1600 Km² de área está constituído por seis grandes subdivisões litológicas ou facies: o Muxuré Novo, o Muxuré Velho, o Água Doce, o Serra Branca, o Uruquê, o Mobilizados Tardios e os Sub-Facies Boa Fé e Uruquê Transicional Muxuré Novo. Os facies Muxuré Novo, Serra Branca e o Sub-Facies Boa Fé constituem uma suite cálcio-alcálica de médio potássio, composta por quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos (dominantes) e monzogranitos a biotita e anfibólio. Eles são diferenciados por seu padrão textural porfírico, com o Serra Branca apresentando fenocristais de feldspatos variando de 20 a 6 cm, o Muxuré Novo com fenocristais variando de 6 a 1,5 cm e o Boa Fé exibindo fenocristais aproximadamente equidimensionais em torno de 2,5 cm. Os litotipos do Água Doce constituem uma suite cálcio-alcálica de baixo potássio, composta essencialmente por quartzo-dioritos e tonalitos de cor cinza azulado, granulação média, afíricos, com biotita e anfibólios como minerais máficos essenciais. O facies Uruquê, está composto essencialmente por granodioritos e monzogranitos a biotita. São rochas leucocráticas, de cor cinza claro a cinza amarelado, granulação média a fina e afíricas. Juntamente com os encraves

microgranulares compõem uma suite cálcio-alcálica de médio potássio. O facies Muxuré Velho, uma suite tonalítica de variável potássio, está presente na forma de encraves e diques sinplutônicos, inclusos no seio dos litotipos dos demais facies. São rochas de cor escura e de granulação média a fina, geralmente contendo xenocristais de feldspatos potássicos. Seus litotipos são essencialmente metaluminosos, ricos em álcalis, Sr, Ba, e ETRL, e pobres em CaO e MgO caracterizando-os como uma suite cálcio-alcálica tardi-colisional

A geometria dos batólitos Quixeramobim junto com a que mostra o vizinho Senador Pompeu, bem como o grande número de lâminas de rochas encaixantes adentrando ao batólito Quixeramobim, sugerem que estes batólitos ascenderam através de fraturas extensionais geradas durante o movimento sinistral da zona de cisalhamento Senador Pompeu. Uma rotação no campo de esforços regionais ocasionou a inversão dos movimentos da zona de cisalhamento Senador Pompeu, imprimindo nos litotipos do batólito Quixeramobim uma deformação no estado sólido, caracterizada pela presença de planos S-C, sombras de recristalização assimétrica, etc., cujos indicadores cinemáticos indicam que o último movimento dúctil, foi de natureza dextral, também responsável pela abertura de fraturas extensionais, por onde ascenderam os magmas Quixadá e pelo desenvolvimento da zona de cisalhamento Quixeramobim, através do arrasto das rochas encaixantes contra o batólito Quixeramobim.

Os litotipos Quixeramobim exibem teores de SiO_2 que variam de 51 a 73%, são essencialmente metaluminosos, ricos em álcalis, Sr, Ba e ETRL e pobres em ETRP, MgO e CaO. Seus teores em ETRL são de 2 a 3 vezes mais altos que os exibidos por suites cálcio-alcálicas normais.

A ocorrência universal de encraves microgranulares e diques sinplutônicos descontínuos em ambos os batólitos, sugere que o mecanismo de mistura de magmas foi de primordial importância na geração destes batólitos. Em Quixeramobim, as inclinações das curvas de mistura indicam uma participação de magmas crustais em torno de 65%, e os mantélicos participando com 35%. Em Quixadá parece não haver a participação de magmas crustais. Os altos teores de Sr, Ba e ETRL, com anomalias de Eu ausentes e baixos teores de ETRP, sugerem que os magmas mantélicos são o resultado da fusão de um manto litosférico metassomatizado enriquecido em ETRL, controlada principalmente por hornblenda e flogopita. Em Quixadá, magmas potássicos leves, cujas fusões foram controladas por flogopitas, parecem ter sido os primeiros a invadirem a crosta, seguidos

e inundados imediatamente por magmas mais magnesianos, cujas fusões foram controladas principalmente por hornblenda.

A mistura dos magmas, em ambos os casos, ocorreu quando os magmas estavam essencialmente líquidos, com baixos percentuais de cristais. Os líquidos resultantes da mistura evoluíram por cristalização fracionada, com um mecanismo de cristalização "side wall" se adaptando perfeitamente ao batólito Quixeramobim. Modelamento matemático utilizando ETR e K, Rb, Ba e Sr sugere que 45% de fracionamento de uma associação mineralógica similar ao fácies Muxuré Novo, a partir de uma fonte similar ao água Doce, gera líquidos ricos em álcalis, menos densos, que cristalizam para formar uma carapaça Serra Branca. Injeções intermitentes de magmas máficos Muxuré Velho, são os responsáveis por manter a câmara magmática suficientemente aquecida para a formação dos megacristais. Magmas residuais correspondem ao fácies Uruquê.

O batólito Quixadá não exhibe zoneamento conspícuo, com os seus litotipos distribuídos conforme mecanismos de diferenciação local. Modelamento matemático em K, Rb, Ba e Sr, sugere que os granitos finos filonianos correspondem a líquidos endógenos intersticiais, resultantes do fracionamento da granito que agora constitui a sua rocha encaixante adjacente à fratura na qual eles são encontrados.

ABSTRACT

The granitoid Quixadá-Quixeramobim Complex, centrally located in the State of Ceará, northeastern Brazil, some 160 Km to the SW of Fortaleza, is made up by the northern Quixadá and the southern Quixeramobim batholiths. The first, with ca. 260 km² of outcrops, is pear-shaped and constituted by a high-K calc-alkaline series showing mainly diorites, syenites and predominate monzonites, all strongly porphyritic, with K-feldspar and plagioclase set up in a black-greenish, medium-coarse grained matrix with biotite and amphiboles. Diorites occur mainly as ellipsoidal enclaves and synplutonic dikes. The diapiric outlines of the whole batholith is enhanced by internal foliations set parallel to the contacts, forming at its northern part a circular pattern suggestive of "in situ" ballooning. The rocks are essentially intermediate and meta-aluminous types, enriched in alkalis, MgO ($K_2O/MgO \cong 1$), CaO, Sr, Ba and LREE, chemically akin to a shoshonitic post-collisional suite.

The Quixeramobim batholith, covering about 1600 Km², shows six main petrographical divisions or facies, informally called Muxuré Velho, Muxuré Novo, Água Doce, Serra Branca, Uruquê and Late Mobilizates and the secondary units Boa Fé and Uruquê transitional Muxuré Novo. The Muxuré Novo, Serra Branca facies and the Boa Fé subunits constitute a medium-K calc-alkaline series, made up by quartz-diorites, tonalites, predominant granodiorites and monzogranites, all with biotite and hornblende. Sizes and forms of feldspars vary in these facies from lathlike (20 to 6 cm, Serra Branca; 6 to 1,5 cm, Muxuré Novo) to almost equidimensional (ca. 2,5 cm; Boa Fé). The Água Doce rocks are mainly aphyric, greyish-bluish, medium-grained, low-K calc-alkaline types showing predominant quartz-diorites and tonalites, with biotites and sometimes amphiboles. The Uruquê facies is constituted by leucocratic, light grey to yellowish grey, aphyric, medium-grained biotite granodiorites and monzogranites; they form a together with their enclaves, a medium-K calc-alkaline series. The Muxuré Velho facies, a tonalite series with variable K contents is found as enclaves and synplutonic dikes within the other granitoid facies; they are dark grey, medium-fine grained types, usually containing K-feldspar xenocrysts.

As a whole, the Quixeramobim rocks, with SiO_2 contents between 51 and 73%, are meta-aluminous, enriched in alkalis, Sr, Ba and LREE and poor in HREE, MgO and CaO. LREE abundances are 2 to 3 times those usually found in normal calc-alkaline suites.

The outline of the Quixeramobim batholith (as well as that of the nearby Senador Pompeu batholith), coupled with the large number of sheets of country rocks found within the granites, suggests that the batholiths were formed by sequential intrusions along extensional fractures generated during the sinistral movement of the large Senador Pompeu shear zone. An inversion in the shear movement occurred later on, as characterized by the presence and orientation of S-C planes, asymmetric recrystallization shadows, etc. The last movement generated another set of extensional fractures, now serving as pathways for the invasion of the Quixadá magmas, and was also responsible for the development of the Quixeramobim shear zone, dragging wall rocks against the already emplaced Quixeramobim batholith.

The ubiquitous presence of enclaves and synplutonic dikes in both batholiths suggests that magma mixing played a significant part in rock genesis. In Quixeramobim, the inclination of mixing curves, as observed in variation diagrams, points to a contribution of about 65% of crustal magmas to the final composition, the remainder being attributed to mantle-derived magmas. The Quixadá rocks seem to be made up entirely by mantle-derived magmas.

The high contents of Sr, Ba, and LREE, with no anomaly of Eu and low abundances of HREE, indicate that the mantle derived magmas that occur in Quixeramobim batholith, were formed by melting controlled by hornblende of a metasomatized lithospheric mantle. In Quixadá, the first magmas to invade the crust were less dense magmas potassic magmas, generated by a melting process controlled by phlogopite, followed by more magnesian magmas derived of a hornblende-bearing protolith.

Mixing of magmas occurred at a stage when they were mainly liquid. The mixed magmas evolved later by crystal fractionation, with the mechanism "side-wall" crystallization well adapted to Quixeramobim batholith. Fractionation modeling using REE, K, Rb, Ba, and Sr suggests that a source similar to Água Doce facies can generate Muxuré Novo magmas, in turn producing, by a 35-45% fractionation, a less dense and

alkali-rich liquid that form the outer shell of Serra Branca types. Regular injections of the more basic magmas Muxuré Velho liquids add heat to the crystallizing magma chambers, allowing for growth of megacrysts. Extract of residual magmas formed the Uruquê rocks.

The Quixadá batholith does not exhibit a conspicuous zoning pattern. Fractionation modeling using K, Rb, Sr and Ba indicates that its finer-grained late granites correspond to the composition of interstitial liquids, extracted from the larger masses of crystallizing early granites, into which they were emplaced.

**Aos meus pais,
in memoriam.**

Para Marta, Rochelle e Priscilla.

AGRADECIMENTOS

Na elaboração deste trabalho, tornou-se fundamental a colaboração prestada por aqueles que o autor aqui registra seus maiores agradecimentos.

Ao Prof. Dr. *HORSTPETER H. G. J. ULBRICH*, pela nobre orientação e dedicação, proporcionando discussões críticas e sugestões para o desenvolvimento deste trabalho

Ao Prof. Dr. *BENJAMIN BLEY DE BRITO NEVES*, pelo imenso apoio logístico durante minha estada em São Paulo e pelas valiosas críticas e sugestões apresentadas.

Ao Prof. Dr. *IAN MCREATH* pela colaboração direta na realização do mesmo, bem como pelas intermináveis discussões noturnas.

Ao prof. *MICHEL HENRI ARTHAUD*, cujas sugestões foram fundamentais na elaboração da proposta apresentada.

A CBMM, na pessoa do Sr. Bruno, pelo valioso acesso ao SEM-EDS.

SUMÁRIO

RESUMO	
ABSTRACT	
DEDICATÓRIA	
AGRADECIMENTOS	
SUMÁRIO	
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	
LISTA DE TABELAS	
CAPÍTULO I - APRESENTAÇÃO	1
CAPÍTULO II - METODOLOGIA DE TRABALHO	4
II.1 - TRABALHOS DE CAMPO	4
II.2 - TRABALHOS DE LABORATÓRIO	7
II.3 - TRABALHOS DE GABINETE	7
CAPÍTULO III. - GEOLOGIA REGIONAL	9
III.1 - O COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO	10
III.2 - O COMPLEXO PEDRA BRANCA	13
III.3 - O GRUPO CEARÁ	17
III.4 - GRANITÓIDES E PEGMATITOS ASSOCIADOS	21
III.4.1 - O DISTRITO PEGMATÍTICO DE SOLONOPÓLE	22
III.5 - O VULCANISMO BÁSICO	24
III.6 - A CONFIGURAÇÃO GEOTECTÔNICA DO ESTADO DO CEARÁ	25
CAPÍTULO IV - OS GRANITOS DA PORÇÃO SETENTRIONAL DO NORDESTE DO BRASIL. UMA VISÃO HISTÓRICA	37
CAPÍTULO V - GEOLOGIA LOCAL	50
V.1 - O COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO	50
V.2 - O COMPLEXO PEDRA BRANCA	52
V.3 - O GRUPO CEARÁ	53
V.4 - AS ZONAS DE CISALHAMENTO SENADOR POMPEU E QUIXERAMOBIM	58
CAPÍTULO VI - O COMPLEXO GRANÍTICO QUIXADÁ -	

QUIXERAMOBIM - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	61
VI.1.1 - O FACIES MUXURÉ VELHO	61
VI.1.1.A. Encraves	62
VI.1.2 - O FACIES MUXURÉ NOVO	70
VI.1.2.2. - O SUB-FACIES BOA FÉ	75
VI.1.3 - O FACIES SIERRA BRANCA	77
VI.1.4 - O FACIES ÁGUA DOCE	80
VI.1.5 - O FACIES URUQUÊ	83
VI.1.5.5 - O SUB-FACIES URUQUÊ TRANSICIONAL MUXURÉ NOVO	85
VI.1.6 - MOBILIZADOS TARDIOS	86
VI.1.7 - O BATÓLITO QUIXADÁ	87
CAPÍTULO VII -. ASPECTOS ESTRUTURAIS INTERNOS	95
VII.1 - A FOLIAÇÃO MAGMÁTICA PRIMÁRIA E A FOLIAÇÃO TECTÔNICA SUPERPOSTA	95
VII.1.1 - A FOLIAÇÃO MAGMÁTICA PRIMÁRIA -	99
VII.1.1 A - O DOMÍNIO QUIXADÁ	101
VII.1.1.B - O DOMÍNIO EIXO CENTRAL - BATÓLITO QUIXERAMOBIM	107
VII.1.2 - A DEFORMAÇÃO NO ESTADO SÓLIDO - OS DOMÍNIOS CONTATO LESTE E CONTATO OESTE DO BATÓLITO QUIXERAMOBIM	108
VII.2. - OS CRITÉRIOS CINEMÁTICOS DO CISALHAMENTO	117
VII.2.1 - MILONITOS S-C	118
VII.2.2 - O FRATURAMENTO DE MEGACRISTAIS	121
VII.2.3 - SOMBRAS DE RECRISTALIZAÇÃO DINÂMICA	123
VII.2.3 - A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO	124
VII.3 - AS TRANSFORMAÇÕES MINERALÓGICAS NAS ZONAS DE CISALHAMENTO	128
VII.4 - TEMPERATURAS NAS ZONAS DE CISALHAMENTO	131
VII.5 - DIQUES SINPLUTÔNICOS	131
VII.5.1 - OS FATORES AMBIENTAIS QUE DETERMINAM O FRATURAMENTO	134
VII.5.2 - INVESTIGAÇÕES EXPERIMENTAIS SOBRE O FRATURAMENTO DE ROCHAS	134
VII.6. - ENCRAVES SURMICACEOUS	142

VII.7. - XENÓLITOS	143
VII.8 - OS AGLOMERADOS FELDSPÁTICOS	144
CAPÍTULO VIII - O MECANISMO DE ASCENSÃO E “EMPLACEMENT”	145
VIII.1 - A ÉPOCA DE ASCENSÃO E EMLACEMENT COM RELAÇÃO AOS MOVIMENTOS DAS ZONAS DE CISALHAMENTOS.	160
CAPÍTULO IX - ASPECTOS GEOQUÍMICOS	167
IX.1 - O FACIES MUXURÉ VELHO	169
IX.2 - O FACIES MUXURÉ NOVO	173
IX.3 - O FACIES ÁGUA DOCE	181
IX.4 - O FACIES SERRA BRANCA	189
IX.5 - O FACIES URUQUÊ	194
IX.6 - O BATÓLITO QUIXADÁ	204
IX.7 - DADOS GEOCRONOLÓGICOS	219
O SIGNIFICADO GEOTECTÔNICO	
CAPÍTULO X - MECANISMOS PETROGENÉTICOS	222
X - ENCRAVES - PROPOSTAS GENÉTICAS	
X.1.1 - Fragmentos de Rochas Encaixantes	223
X.1.2 - Fragmentos de Bordas Resfriadas	223
X.1.3 - Fragmentos de Magmas Parentais	225
X.1.4 - Imiscibilidade de Líquidos	225
X.1.5 - Diferentes “Batches” de Fusão Parcial	226
X.1.6 - Cumulatos	227
X.1.7 - Restitos	228
X.1.8 - Misturas de Magmas	229
X.2 - ASPECTOS SOBRE A INTERAÇÃO FÍSICA DE MAGMAS	231
X.2.1 - A recarga de câmaras magmáticas	234
X.3 - AS INTERAÇÕES QUÍMICAS ENTRE OS MAGMAS	242
X.4 - AS FONTES	254
CAPÍTULO XI- CONCLUSÕES	261
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização e acesso	2
Figura 1.2a,b,c,d,e,f,g - Aspectos fisiográficos dos batólitos	3
Figura 3.1 - Mapa geológico da região central do Estado do Ceará	11
Figura 3.2 - Cinturões Pan-Africano e Brasileiro em reconstrução pré-drift	26
Figura 3.3 - Perfil geológico Martinópolis - Massapê	28
Figura 3.4 - Tectônica horizontal na região de Independência	31
Figura 3.5 - Principais zonas de cisalhamento do Ceará	33
Figura 5.1a, b, c, d - Relações de contato do batólito Quixeramobim com as encaixantes do Grupo Ceará	55
Figura 6.1 - Xenólitos surmicáceos no batólito Quixeramobim	65
Figura 6.2 - Fusão parcial de xenólitos. Batólito Quixadá	65
Figura 6.3 - Encraves microgranulares deformados. Uruquê	65
Figura 6.4 - Encraves microgranulares na fácies M. Velho	65
Figura 6.5 - Dique sinplutônico desmembrado	65
Figura 6.6 - Lineação de estiramento em encrave microgranular	65
Figura 6.7 - Diagrama QAP de rochas Muxuré Velho	67
Figura 6.8 - Diagrama QAP de rochas Muxuré Novo	71
Figura 6.9 - Diagrama QAP de rochas Boa Fé	76
Figura 6.10 Diagrama QAP de rochas Serra Branca	78
Figura 6.11 - Diagrama QAP de rochas Água Doce	81
Figura 6.12 - Diagrama QAP de rochas Uruquê	85
Figura 6.13 - Diagrama QAP de rochas Quixadá	89
Figura 6.14 - Flúor carbonato ou óxido de ETR em rochas Quixadá	93
Figura 6.15 - Ilmenita exsolvida em titanita	93
Figura 7.1 - Influência do percentual de fases sólidas na viscosidade	97
Figura 7.2 - Decréscimo no "strength" com crescente fração líquida	98
Figura 7.3a,b,c - Critérios para definição de foliação de fluxo	99
Figura 7.4 - Encraves microgranulares em rochas Quixadá	102
Figura 7.5 - Encraves elipsoidais verticais na periferia do Quixadá	102
Figura 7.6 - Critérios para definição de diápiros	103
Figura 7.7 - Imagens de satélite mostrando o complexo granítico	104
Figura 7.8 - Alongamento de encraves por deformação coaxial	106
Figura 7.9b - Relações S-C em milonitos do tipo 1, Quixeramobim	111
Figura 7.10 - Planos S-C paralelizados em milonitos Quixeramobim	111
Figura 7.11 - Lineação de estiramento em Milonitos de alta temperatura	111
Figura 7.12 - Milonitos do tipo δ da ZC Senador Pompeu	111
Figura 7.13 - Ultramilonitos da ZC Quixeramobim	111
Figura 7.14 - Ultramilonitos da ZC Quixeramobim	111
Figura 7.9a - Fábricas S-C em milonitos	120
Figura 7.15 - Megacristais manteados em rochas Quixadá	122
Figura 7.16 - Fraturas antitéticas em megacristais	122
Figura 7.17 - Sombras de recristalização assimétricas destrais	122
Figura 7.18 - Fraturas sintéticas de baixo ângulo em megacristais	122
Figura 7.19 - Sombras de recristalização assimétricas destrais	122

Figura 7.20 - Sombras de recristalização assimétricas sinistrais	122
Figura 7.21 - Elipsóide de esforços e elipsóide de deformação	124
Figura 7.22 - Domínios da deformação: Construção, Plana e Achatamento Diagrama de Flinn	125
Figura 7.23 - Diagramas de Fry para rochas do batólito Quixeramobim	126
Figura 7.24 - Modificações mineralógicas em rochas deformadas	130
Figura 7.25- Diques segmentados “en échelon”	136
Figura 7.26 - Coalescência de fraturas de terminações curvas	136
Figura 7.27 - Diques endógenos e exógenos injetados em rochas com 5% de fração de líquido residual	136
Figura 7.28 - Diques endógenos e exógenos injetados em rochas com 15% de fração de líquido residual	136
Figura 7.29 - Diques endógenos injetados em rochas com 15% de fração de líquido residual	136
Figura 7.30- Diques exógenos injetados em rochas com 0% de fração de líquido residual	136
Figura 7.31 a,b,c - Formação e preenchimento de fraturas. Formação de diques	138
Figura 7.33 a- Coalescência de fraturas com terminações retas	141
Figura 7.33b - Coalescência de fraturas com terminações retas. Detalhe	141
Figura 7.34 - Entrecruzamento de diques mostrando falsa idade relativa	141
Figura 7.35 - Coalescência de segmentos de fraturas como evidenciado por projeções na rocha encaixante	141
Figura 7.36 - Terminações triangulares de diques	141
Figura 7.37 - Dique em “jog”. Preenchimento de fratura preexistente	141
 Figura 8.1 - Diagrama de Mohr composto mostrando as leis de fraturas de Griffith e Griffith mais Coulomb	 152
Figura 8.2 - Orientação de dobras e falhas em regime de cisalhamento simples	154
Figura 8.3 - Fraturas extensionais associadas a cisalhamento	155
Figura 8.4 - Mapas geológicos simplificados das regiões de Sobral e Tauá	156
Figura 8.5 - Geometria do complexo granítico Quixadá Quixeramobim com relação à zona de cisalhamento Senador Pompeu	159
Figura 8.6 - Movimentos destrais e sinistrais das Zcs Senador Pompeu e Tauá com respectivas fraturas extensionais	162
Figura 8.7 - Corpos graníticos ao longo e adjacente à ZC Tauá	164
 Figura 9.1a,b,c - Diagramas A-B para as rochas Quixadá (a), Quixeramobim (b) e diagrama QAP (Molecular) para ambos.	 168
Figura 9.2 - Diagrama de Shand para rochas Quixeramobim	170
Figura 9.3 - Diagrama K ₂ O vs Rb para rochas Quixeramobim	170
Figura 9.4- Diagrama Ab-An-Or (Molecular)	170
Figura 9.5 - Abundância de elementos traços incompatíveis de rochas M. Velho.	174
Figura 9.6 - Abundância de elementos traços incompatíveis de rochas M. Novo.	180
Figura 9.7 - Diagrama SiO ₂ vs óxidos maiores ; diagrama Rb- Sr e diagrama SiO ₂ vs Rb/Sr	184...
Figura 9.8 - Diagramas Rb - Ba - Sr, rochas Quixeramobim	188

Figura 9.9 - Abundância de elementos traços incompatíveis de rochas Água Doce.	190
Figura 9.10 - Abundância de elementos traços incompatíveis de rochas Serra Branca	193
Figura 9.11 - Abundância de elementos traços incompatíveis de rochas Uruquê.	199
Figura 9.12 - Diagrama TAS para rochas do complexo	200
Figura 9.13 - Diagrama AFM para rochas Quixeramobim	200
Figura - 9.14 - Diagrama SiO_2 vs FeO/MgO , rochas do complexo	201
Figura - 9.15 - Diagrama R_1 - R_2 de de la Roche, rochas Quixeramobim	201
Figura - 9.16 - Diagrama R_1 - R_2 de de La Roche, rochas Quixadá	202
Figura - 9.17 - Diagrama Rb vs $\text{Y} + \text{Nb}$, rochas Quixeramobim	202
Figura 9.18 - Abundância de elementos traços incompatíveis de rochas Quixadá	205
Figura 9.19 - SiO_2 vs demais óxidos;	211; 212
Figura 9.20 - Rb vs Sr	213
Figura 9.21 - K_2O vs Ba	213
Figura 9.22 - K vs Rb	213
Figura 9.23 - Trend shoshonítico em diagramas AFM para rochas Quixadá	215
Figura 9.24 - Diagrama de Peccerilo & Taylor (1976) para rochas Quixadá	216
Figura 10.1a, b - Contato diorito vs sienogranito mostrando zona de mistura de magmas	230
Figura 10.2 - Rochas híbridas resultantes da mistura homogênea de magmas Quixeramobim	230
Figura 10.3 - Rochas híbridas resultantes da mistura homogênea de magmas. Quixeramobim	230
Figura 10.4 - Encraves elipsoidais mostrando xenocristais	233
Figura 10.5 - Rochas híbridas resultantes da mistura homogênea de magmas. Quixadá.	233
Figura 10.6 - Encrave mostrando megacristal cortando contato	233
Figura 10.7 - Rochas híbridas resultantes da mistura homogênea de magmas. Quixadá.	233
Figura 10.8 - Mingling de magmas em rochas Quixadá	233
Figura 10.9 - Rochas híbridas resultantes da mistura homogênea de magmas. Quixadá.	233
Figura 10.10 - Estilos de interação de magmas em função da cristalinidade	237
Figura 10.11 -Estágios de evolução reológica de magmas graníticos	239
Figura 10.12 - Estilos de interação de magmas em função dos estágios de cristalização do hospedeiro	241
Figura 10.13 - Corte esquemático mostrando sequência de fácies no batólito Quixeramobim	249

LISTA DE TABELAS

Tabela 6.1 Composição modal de rochas Muxuré Velho	68
Tabela 6.2 Composição modal de rochas Muxuré Novo	72; 73; 74
Tabela 6.3 Composição modal de rochas Boa Fé	77
Tabela 6.4- Composição modal de rochas Serra Branca	79
Tabela 6.5 - Composição modal de rochas Água Doce	81
Tabela 6.6 - Composição modal de rochas Uruquê	84; 85
Tabela 6.7 - Composição modal de rochas Quixadá	91
Tabela 9.1 - Análises químicas em rocha total M. Velho. Elementos maiores e CIPW	171
Tabela 9.2 - Análises químicas em rocha total M. Velho. Elementos traços	172
Tabela 9.3- Análises químicas em rocha total M. Novo. Elementos maiores e CIPW	176; 177
Tabela 9.4 - Análises químicas em rocha total M. Novo. Elementos traços	178; 179
Tabela 9.5- Análises químicas em rocha total Água Doce. Elementos maiores e CIPW	182
Tabela 9.6 - Análises químicas em rocha total Água Doce. Elementos traços	183
Tabela 9.7 - Análises químicas em rocha total Serra Branca. Elementos maiores e CIPW	191
Tabela 9.8 - Análises químicas em rocha total Serra Branca. Elementos traços	192
Tabela 9.9 - Análises químicas em rocha total Uruquê. Elementos maiores e CIPW	195; 196
Tabela 9.10 - Análises químicas em rocha total Uruquê. Elementos traços	197; 198
Tabela 9.9 - Análises químicas em rocha total Quixadá Elementos maiores e CIPW	206; 207
Tabela 9.10 - Análises químicas em rocha total Quixadá Elementos traços	208; 209
Tabela 9.11 - Composição química granitóides Quixadá comparados a outros shoshonitos no mundo	215

CAPÍTULO I

I.1. APRESENTAÇÃO

O Complexo Granítico Quixadá - Quixeramobim está situado na porção central do Estado do Ceará, na região nordeste do Brasil e compreende três batólitos: o Quixadá, o Quixeramobim e o batólito Senador Pompeu. Este último, apesar de ser parte integrante, não foi estudado. Sua área de ocorrência estende-se pelos municípios de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu estando limitada pelas seguintes coordenadas:

Latitude Sul	Longitude Oeste
A 04°49'44"	38°46'03"
B 04°41'44"	39°58'03"
C 05°30'59"	39°32'58"
D 05°38'58"	39°21'53"

O acesso a esta área é feito através da rodovia BR-116, desde Fortaleza até o povoado denominado Triângulo, num percurso de 62km. A partir daí, segue-se pela rodovia CE-013 por mais 90km, chegando à cidade de Quixadá, situada na porção central do batólito homônimo. A partir desta cidade, a rodovia CE-013 toma a denominação de CE-021. Por esta chega-se às cidades de Quixeramobim e Senador Pompeu, esta última situando-se a extremidade meridional do complexo granítico (Fig. 1.1). No interior do batólito, são muitas as vias de acesso. Elas são carroçáveis, entretanto, permitem um fácil deslocamento principalmente em épocas não chuvosas.

O batólito Quixeramobim se mostra com forma elipsoidal alongada, com seu eixo maior de direção N40°E, medindo cerca de 75 quilômetros, estendendo-se desde a cidade de Senador Pompeu (porção meridional do batólito), até as imediações do distrito de Juatama (porção setentrional), situada a 16 km a sudoeste de Quixadá. Seu eixo menor mede cerca de 20km.

Aproximadamente 70% da área deste batólito compõe uma planície arrasada, constituída de imensos lajeiros, de onde sobressaem enormes inselbergs (Figs. 1.2.a, b, c, d, e, f) os quais em sua maioria abrigam rochas do fácies Mururé Novo. Ao longo dos contatos leste e oeste e ocasionalmente ao longo do eixo central, são observados relevos residuais alinhados (fácies Serra Branca), que se destacam topograficamente com relação às baixas colinas dos pedimentos dissecados.

O batólito Quixadá se mostra com forma elipsoidal, cujo eixo maior, de direção N70°E, mede cerca de 25 Km e o menor 10Km. Na área de abrangência deste batólito, aproximadamente 60% de seus litolitos são destacados topograficamente como monólitos mameliformes, constituindo um pequeno mar de inselbergs, os quais atingem até 150 metros de altura (Fig. 1.2g). Separando espacialmente os dois batólitos, são encontradas rochas encaixantes constituintes da “Unidade Mombaça” do Complexo Pedra Branca.

Figura 1.1 - Mapa de localização do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim

Figura 1.2 - Feições Geomorfológicas do Complexo Granítico Quixadá - Quixeramobim

Figura 1.2. - Feições geomorfológicas do Complexo Granítico Quixadá - Quixeramobim.

a) Superfície aplainadas em primeiro plano, com alinhamento de relevos residuais que se destacam topograficamente ao fundo, em relação às colinas rasas dos pedimentos dissecados. Granitóides do facies Serra Branca, constituem os inselbergs alinhados. Borda oeste do Complexo.

b) Pedimentos dissecados com lajeiros sobressaindo ao longo da planície arrasada. Local Eixo Central - Fazenda Guarani 8Km a SW de Quixeramobim.

c) Pedimentos dissecados com lajeiros constituídos por rochas do facies Muxuré Novo, sobressaindo ao longo da planície arrasada. Local - Fazenda Canhotinho.

d)

Alinhamento de relevos residuais que se destacam topograficamente ao fundo, em relação às colinas rasas dos pedimentos dissecados. Granitóides do facies Serra Branca, constituem os inselbergs alinhados. Vista a partir da fazenda Lacerda.

e)

f) Feições do escoamento superficial que adquire maior destaque com as primeiras chuvas da estação. A ação fluvial desempenha papel subsidiário face à intermitência do escoamento dos cursos d'água.

g) Aglomeração de inselbergs constituintes do batólito Quixadá. Observar caneluras e "taffonis" resultantes do intemperismo por água da chuva agindo principalmente sobre os encraves microgranulares. Local - Quixadá. Visão a partir da estrada que liga Quixadá a Quixeramobim.

CAPÍTULO II

II.1. METODOLOGIA DE TRABALHO

No período entre 1986 e 1989 o Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará desenvolveu o Projeto Granitóides do Ceará - Região Quixadá-Solonópole, financiado através do convênio FINEP/PADCT/UFC-FCPC, processo nº 42.86.0341.00. Em sua fase inicial o projeto contou com a colaboração de sete geólogos professores do Departamento de Geologia da UFC e com a colaboração de um geógrafo, professor do Departamento de Geografia da UFC. Nesta fase foram realizados trabalhos de mapeamento geológico do complexo granítico na escala de 1:100.000, no qual foram reconhecidos cinco litofacies e estabelecidas as relações temporais entre os mesmos e suas possíveis evoluções genéticas.

A complexidade exibida pelas relações estruturais intrafacies e complexidades petrográficas intrafacies, bem como as relações estruturais internas, nos estimulou a tentar solucionar os problemas encontrados durante os trabalhos desenvolvidos pelo Projeto Granitóides. Assim nasceu a idéia de produzir este trabalho.

De posse do mapa produzido pelo trabalho supracitado, foram selecionados três áreas chave (Fig. 1.1), cada uma cobrindo uma superfície de 100Km², definidas pelas seguintes coordenadas:

Área 1	05° 23' 21" - 05° 17' 32" Latitude Sul
	39° 21' 39" - 39° 16' 15" Longitude Oeste
Área 2	05° 23' 21" - 05° 17' 32" Latitude Sul
	39° 16' 39" - 39° 10' 13" Longitude Oeste
Área 3	05° 12' 03" - 05° 06' 41" Latitude Sul
	39° 13' 34" - 39° 08' 06" Longitude Oeste

II.1.1 - Trabalhos de Campo

Para o mapeamento dessas áreas foram utilizadas fotografias aéreas na escala de 1:25.000 ampliadas para a escala de 1:10.000 e cartas topográficas produzidas e

gentilmente cedidas pelo Instituto de Terras do Ceará. Referidas fotografias se mostraram eficazes em mostrar contrastes entre os facies mesocráticos e os félsicos, entretanto, quando tentamos identificar e separar os facies, elas se mostraram improdutivas. Assim sendo, as cartas topográficas na escala de 1:10.000 foram instrumentos de campo essenciais para a definição espacial dos contatos interfaciológicos. Os facies e sub-facies, como caracterizados mais adiante, foram definidos tomando como parâmetros básicos os padrões texturais e estruturais tais como granulação, presença ou não de megacristais, tamanho de megacristais, tipos de minerais máficos e sua distribuição, intensidade de deformação tectônica, etc.

A composição mineralógica, um excelente parâmetro para a definição de facies não foi usado para distinguir os facies, porque eles de modo geral, possuem composição mineralógica similar, diferindo apenas em seus índices de cor.

A presença ou ausência de anfibólio, estando ele associado ou não à biotita, foi um parâmetro inicialmente utilizado para a definição de divisões dentro de cada facies, entretanto, foi verificado posteriormente que estes eram, em grande parte, mimetizados pelas biotitas. Este fato gerou um problema sério porque seria necessário voltar ao campo e redefinir em que áreas as biotitas mimetizaram os anfibólios, um trabalho por demais estafante e que não traria resultados significativos para as conclusões. Assim, os sub-facies inicialmente definidos pelo parâmetro supra, foram abolidos.

Durante os trabalhos de análises petrográficas, um problema tornou-se evidente: como definir modalmente os litotipos do facies Serra Branca, se estes são porfíricos com megacristais cujo tamanho chega a alcançar a 20cm?. Para resolver este problema foi utilizado um mecanismo que nos foi sugerido (em 1982) pelo Prof. Galindo da UFRN, que consistia em colocar sobre o afloramento uma folha de plástico duro, com dimensão de 1m e desenhar sobre este plástico os megacristais. O passo seguinte é pesar a folha total e depois recortar os megacristais desenhados que são pesados em separado. A matriz, analisada em microscópio, tem sua moda normalizada para o percentual obtido na balança. O passo seguinte é normalizar todos os dados para 100% e aplicar os resultados no diagrama QAP de Streckeisen.

Para a coleta e seleção de amostras para geoquímica e geocronologia, foram utilizados os seguintes parâmetros: a) grau de representatividade do facies, ou seja, o

conjunto de amostras que definiriam melhor a variação composicional exibida pelo fácies; b) o grau de intemperismo, isto é, somente rochas aparentemente frescas foram enviadas para análise.

A maioria das amostras coletadas mostrava textura porfirítica. Rochas desta natureza podem ser referidas como “cumulus enriquecida”, isto é, são ricas em cristais que se originaram em algum lugar distante daquele no qual se consolidou a matriz. Se assim é, as composições químicas de tais rochas, não representariam a composição real dos líquidos magmáticos. Entretanto, algumas considerações sobre a viscosidade dos líquidos graníticos, bem como a disposição espacial dos megacristais com relação às zonas de cisalhamento e ainda, a não aleatoriedade de pontos em diagramas de variação, sugerem que tais megacristais cristalizaram no mesmo sítio que sua matriz. Isto nos leva a acreditar que as amostras estudadas representam os líquidos originais, ou se aproximam-se bastante deles.

Outro problema com relação a megacristais, foi causado pela presença de xenocristais de microclina e quartzo nos encaves. Algumas amostras coletadas aparentemente não continham tais cristais, entretanto, quando cortadas estas se mostravam porfiríticas. Com o objetivo de minimizar o problema, as amostras foram serradas em fatias antes de serem pulverizadas.

Amostras do fácies Serra Branca, onde são encontrados cristais de até 20cm de tamanho foram evitadas. Uma amostra representativa destas rochas, seria extremamente volumosa inviabilizando o transporte. Por isso foram analisadas somente quatro amostras, todas contendo fenocristais de cerca de 6cm de tamanho. Acreditamos que os resultados obtidos são consistentes, tendo em vista que, guardadas as proporções mineralógicas, as modificações possíveis de serem esperadas seriam somente quanto aos teores de Al_2O_3 e Európio, neste último caso, proporcionando uma menor anomalia negativa.

As amostras selecionadas para análise radiocronológica seguiram os mesmos critérios acima citados para as amostras analisadas quimicamente. Estas foram coletadas em locais diversos, mas dentro do mesmo fácies, sendo portanto as isócronas obtidas, referenciais de mesmo afloramento. A diversidade dos locais nos quais

foram coletadas as amostras, se deve ao objetivo de se obter uma ampla variação nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ o que nem sempre é obtido em um só afloramento.

II.1.2 - Trabalho de Laboratório

A. Petrografia das amostras - Com o objetivo de conhecer a composição modal e as texturas dos vários litotipos, foram confeccionadas cerca de 350 secções delgadas e estas analisadas em microscópio petrográfico. Algumas amostras representativas dos fácies foram analisadas no microscópio eletrônico de varredura da CBMM, em Araxá, Minas Gerais. Os dados modais obtidos foram plotados em diagramas QAP de Streckeisen, os quais permitiram definir as variações composicionais dos fácies já definidos na etapa de campo.

B. Geoquímica Rocha Total - Após a definição da variação composicional dos facies, foram selecionadas 54 amostras para a determinação de elementos maiores, menores e terras raras. Devido ao alto custo, somente 34 amostras foram selecionadas para a determinação dos elementos terras raras. Alguns elementos menores tais como Th, Ta, Sn, Mo e Nb se mostraram em teores abaixo do limite de detecção do método analítico utilizado. Com o objetivo de se obter possíveis zoneamentos geoquímicos, mais quarenta amostras foram analisadas somente para Rb, Sr, Ba e Zr. Todas as análises foram realizadas nos laboratórios da Geosol S.A..

C. Geocronologia - Com as relações temporais interfaciais estabelecidas em campo, foram selecionadas 52 amostras para análise geocronológica pelos métodos Rb/Sr e K/Ar, nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP. Amostras do facies Serra Branca, em virtude do seu padrão textural, não foram selecionadas para datação, uma vez que seriam necessárias grandes quantidades de material e nada garantiria a sua homogeneização.

II.1.3 - Trabalhos de Gabinete

Da associação dos dados de campo com os dados petrográficos resultou o mapa faciológico do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim que é apresentado em anexo, na escala de 1:200.000.

Os resultados das análises químicas foram tratados por computador utilizando o programa NEWPET. Através deste programa foram construídos diagramas de variação interelemental binários e ternários, bem como modelamentos matemáticos, utilizando elementos compatíveis versus elementos incompatíveis, para fusão parcial, cristalização fracionada e mistura de magmas.

CAPÍTULO III

GEOLOGIA REGIONAL

A região central do Estado do Ceará compreende um contexto geológico amplo e relativamente complexo, cujas rochas são predominantemente proterozóicas e possuidoras das mais variadas feições petroestruturais relacionadas a atuação de dois grandes ciclos orogênicos: o Transamazônico e o Brasileiro.

Embora haja atualmente inúmeros trabalhos desenvolvidos no âmbito dessa porção do Ceará, há ainda uma carência de dados geocronológicos e de observações petrográficas e litoestruturais mais detalhadas para definir o real posicionamento crono-estratigráfico das unidades existentes e seu significado geotectônico.

Com base em trabalhos anteriores (Cavalcante et alii, 1983; Torquato et alii, 1989; Caby e Arthaud, 1986; Pessoa e Archanjo, 1984; Mendonça e Braga, 1986; Pinheiro Barbosa, 1982, entre outros), é possível vislumbrar um panorama geológico regional adjacente ao Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, constituído por cinco grandes unidades lito-estratigráficas: o Complexo Pedra Branca, o Complexo Gnáissico-Migmatítico, o Grupo Ceará, os Granitóides intrusivos e Pegmatitos associados e o Vulcanismo Básico (Fig. 3.1). Referidas unidades têm recebido as mais diversas denominações. Por exemplo, o Complexo Independência e Rochas Plutônicas Granulares de Campos et alii, (1979), é igual a Complexo Pedra Branca (Gomes et alii, 1981) e Granitóides Intrusivos (este trabalho), respectivamente; Complexo Fundamental de Crandall, (1910) e Complexo Gnáissico-Migmatítico Indiviso de Dantas (1974), igual a Complexo Gnáissico-Migmatítico, (este trabalho), ainda Complexo Nordeste (Gomes et alii, 1983), igual a Complexo Gnáissico-Migmatítico, (este trabalho), Série Ceará de Crandall, (1910), igual a Grupo Ceará (Santos et alii, 1972).

Uma revisão histórica para estas e outras denominações pode ser encontrada em Gomes et alii, (1981).

III.1- O COMPLEXO GNAÍSSICO-MIGMATÍTICO

Esta denominação é dada para a unidade litológica que ocorre a leste da zona de cisalhamento Senador Pompeu e a oeste da zona de cisalhamento Orós, na região central do Estado do Ceará. Corresponde parcialmente ao Complexo Nordestino de Gomes et alii (1981) e Rochas sem Denominação de Cavalcante et alii (1983).

Esta unidade está composta principalmente por gnaisses de composição tonalítica, granodiorítica e granítica, alguns deles com granada, e migmatitos cujos paleossomas são biotita-gnaisses e biotita-hornblenda-gnaisses de composição que varia entre granítica e diorítica. São frequentes lentes de anfibolitos e meta-ultrabasitos. Cordões metassedimentares sinuosos (Grupo Ceará), apresentam-se embainhados neste substrato, configurando uma tectônica extensional, provavelmente transamazônica. Dezenas de corpos granitóides e pegmatóides intrusivos, também são encontrados (Fig. 3.1).

Em termos estruturais, verifica-se um autêntico mosaico em blocos, onde zonas de cisalhamentos dúcteis são frequentes e, via de regra, condicionam a ocorrência de faixas metassedimentares. Este comportamento dinâmico, aliado ao caráter claramente policíclico, mascarou as feições primárias superpondo-lhes novos padrões estruturais resultantes da última fase de deformação. Esta é caracterizada por uma foliação de direção predominante N-S, cujos mergulhos são sempre para leste e inferiores a 50°, com valores médios entre 20° e 25°, exceção feitas às zonas de cisalhamento, onde a foliação se verticaliza.

Este complexo está representado nas adjacências do CGQQ, pelos muscovita-biotita-gnaisses, biotita-hornblenda-gnaisses, migmatitos e eventualmente leucogranitóides.

Os Gnaisses - Estes são para e ortognaisses. Os paragnaisses são representados principalmente por biotita-muscovita-gnaisses com ou sem granada. Estes, em afloramento, apresentam-se bastante intemperizados e fraturados com foliação SE (bandamento composicional) de N10°E a N40°E e mergulhos variando de 10° a 50° sempre para SE. Ao microscópio exibem textura granolepidoblástica com as bandas félsicas constituídas por um mosaico granoblástico de quartzo e plagioclásio e as bandas máficas constituídas por muscovita, biotita e eventualmente hornblenda

Figura 3.1 - Mapa geológico da região central do Estado do Ceará (extraído de Cavalcanti et alii 1983). Aqui cinco grande unidades lito-estratigráficas podem visualizadas:

1) O *Complexo Pedra Branca (Unidade Mombaça)* - Os litotipos que compõem esta Unidade são aqueles legendados como PI(B) a oeste da zona de cisalhamento Senador Pompeu, delimitados entre as ZCs Senador Pompeu e Sabonete-Inharé

2) A leste da ZCSP PI(B) corresponde ao *Complexo Gnáissico Migmatítico*, assim como (PX em róseo), a oeste da ZC Sabonete-Inharé.

3) Sobrenadando no Complexo Pedra Branca são observados os metasedimentos da *Sequência Quixeramobim* do *Grupo Ceará* ((Pi) em verde musgo e Pce em verde claro). Ao lado do batólito Banabuiú, há uma longa faixa de rochas do *Grupo Ceará (Sequência Orós)* delimitada por duas ZC s sendo aquela mais a leste denominada ZC Orós. Uma outra pequena faixa de rochas do *Grupo Ceará* pode ser vista no vértice inferior esquerdo e ainda uma outra, circundando o batólito Senador Pompeu. Estas duas últimas ocorrências são similares a aquela que ocorre a oeste do Complexo, em Quixeramobim.

4) *Granitóides Intrusivos* - Dos três grandes grupos de de rochas granitóides que ocorrem na região central do Ceará, apenas dois estão delineados. Estes correspondem a: 1) Séries Cálcio-Alcalinas de Médio-K (Grupo III de Harris, et alii 1986), nos quais estão incluídos os batólitos Quixeramobim (Pxqu), batólito Senador Pompeu (PSγ), adjacente à cidade homônima, e o batólito Banabuiú (PSγ) e stocks associados, e 2) Série shoshonítica (Grupo IV de Harris et alii 1986), que corresponde aos monzonitóides do batólito Quixadá. Os leucogranitóides (Grupo II de Harris et alii 1986), são os granitóides tipo S que compõem o Complexo Gnáissico Migmatítico, nos quais estão intrudidos os granitóides do batólito Banabuiú. Estes granitóides S não estão individualizados no mapa. Manifestações pegmatíticas tardias ligadas ao funcionamento destral das zonas de cisalhamento, são observadas compondo a Província Pegmatítica Litífera do Sertão Central, que inclui os distritos pegmatíticos do Banabuiú e Solonópole.

5. *Vulcanismo Básico* - Este corresponde a um vulcanismo fissural com direção NE-SW, que ocorre de forma mais concentrada na região entre Senador Pompeu e Solonópole. Não há dados geocronológicos para estas rochas, entretanto, suas relações estruturais sugerem uma idade mesozóica, similar ao vulcanismo que ocorre no Rio Grande do Norte.

De leste para oeste, três grandes zonas de cisalhamento dúcteis podem ser observadas: A ZC Orós que abriga, em parte, os metasedimentos da Sequência Orós, a ZC Senador Pompeu que separa o Complexo Gnáissico Migmatítico (CGM) do Complexo Pedra Branca (CPB) e a noroeste a ZC Sabonete-Inharé que separa o CPB do CGM. Devem ser observadas também as zonas de cisalhamento secundárias, geradas ao longo dos contatos dos batólitos.

As foliações são de modo geral N-S, com inflexões para NE, e exibem mergulhos baixos, exceto nas ZCs, geralmente para leste.

actinolítica, epidoto e granada, arrançados numa trama lepidoblástica. "Kink bands" são frequentes nas micas, enquanto que as granadas exibem feições sintectônicas.

Os Ortognaisses- Estes estão representados principalmente por granitos gnáissicos com foliação variando entre N30°E e N40°E e mergulhos entre 85° e 60° para SE. Estas rochas são de coloração cinza, granulação média, porfíricas com megacristais que podem atingir até 3cm de comprimento. Sombras de recristalização assimétricas e simétricas são comuns nestes cristais. Estas feições atestam as atividades dos cisalhamentos simples e puro respectivamente, nestas rochas, com o cisalhamento simples, de natureza dextral, tendo atuado como uma fase tardia com relação ao cisalhamento puro. Estes megacristais, principalmente microclinas pertitizadas e plagioclásio, estão mergulhados em matriz de granulação média composta por biotita, muscovita, quartzo, plagioclásio e microclina. Minerais opacos, zircão e apatita aparecem como minerais acessórios. Modalmente podem ser classificados como granodioritos.

Os Migmatitos e Leucogranitos - Estes encontram-se intimamente associados aos paragnaisses, com os quais fazem contatos gradacionais. Nas zonas de migmatização a foliação, tão evidente nos gnaisses, desaparece dando lugar a uma associação rochosa caracterizada pela presença de leucogranitóides que apresentam uma débil e contorcida foliação definida pelo alinhamento de biotitas e moscovitas. Inseridos nestes leucogranitos são encontradas faixas e ou manchas de rochas máficas constituídas principalmente por biotita, quartzo e plagioclásio (paleossoma?). Os leucogranitos são constituídos por plagioclásio, microclina, quartzo, biotita e muscovita, com estes dois últimos perfazendo menos que 10% do volume modal. Granada é um mineral que pode estar presente. Conforme a variação nos percentuais dos feldspatos, estes leucogranitóides exibem composição que varia de granodiorítica a granítica. Veios pegmatíticos e aplíticos pitigmáticos e outros mais tardios são comuns.

Cerca de 88 determinações radiométricas, a nível estadual, são disponíveis. Na região em questão, diagramas isocrônicos Rb-Sr (Brito Neves, 1975, In Torquato et alii, 1989) indicam idades de cerca de 2020 ± 130 Ma, com $R_0 = 0,707 \pm 0,004$. Isto indica que o evento Transamazônico teve forte influência na formação deste Complexo.

Nas regiões de Fortaleza e Itapipoca-Santa Quitéria, determinações radiométricas em granitóides e migmatitos, similares aos da região em questão,

produziram idades de cerca de 680Ma. Esta idade é aqui admitida como início da granitização decorrente do processo de espessamento crustal Brasileiro que afetou a região. Nesta época foram gerados principalmente os granitos tipo S (Chappell e White, 1974), onde muscovita-granitos estão intimamente associados a migmatitos.

Idades K-Ar (Brito Neves, 1975) em anfibolitos e skarnitos (rocha total e anfibólio), variando de 642 a 584 Ma, confirmam a atividade brasileira na região.

III.2- O COMPLEXO PEDRA BRANCA

Este termo foi utilizado para caracterizar a associação polimetamórfica de natureza vulcano-sedimentar (Gomes et alii, 1983; Almeida et alii, 1984), de formato elipsoidal, cujo eixo maior estende-se desde as proximidades de Tauá ao distrito de Ibaçu, 30km a oeste da cidade de Madalena. Na sua porção oriental contata o Complexo Gnáissico-Migmatítico e faixas metassedimentares nele incluídas, através da zona de cisalhamento Senador Pompeu. Aí, como resultado de um intenso tectonismo (uma zona de colisão de microplacas?), se desenvolveu uma ampla área deformada delimitada pelas zonas de cisalhamento dúcteis Senador Pompeu e Sabonete-Inharé (Unidade Mombaça do Complexo Pedra Branca). Na sua porção ocidental, o contato com o Complexo Gnáissico-Migmatítico é normal (Hartmann et alii, 1984). O contato entre o Complexo Pedra Branca e o Grupo Ceará (Complexo Itatira de Gomes et alii, 1981), na região de Independência, é observado a 14 km a leste desta cidade. Aí, o Grupo Ceará repousa em contato anormal sobre o Complexo Pedra Branca. Este contato é representado por um cisalhamento de baixo ângulo, marcado por expressivo pacote de blastomilonitos (Arthaud, 1984). Na região de Quixeramobim as relações entre o Complexo Pedra Branca e o Grupo Ceará, são semelhantes às observadas em Independência.

Quatro grandes sub-unidades podem ser encontradas constituindo o Complexo Pedra Branca. A primeira está constituída essencialmente por rochas ortoderivadas e metassedimentos intercalados. Aí, são encontrados principalmente ortognaisses de composição granítica, granodiorítica e tonalítica com estes últimos predominando. Eles

são encontrados principalmente nos perfis Mineirolândia-Cruzeta e Pedra Branca - Boa Viagem. Encraves deformados e augen gnaisses derivados de granitos porfiríticos, atestam sua ortoderivação.

A segunda unidade está constituída por duas sub-unidades: a primeira é representada por rochas meta-básicas e meta-ultrabásicas tais como actinolita-tremolita-xistos, actinolita-tremolita-clorita-xistos, anfíbolitos, meta-hornblenditos, serpentinitos, cromita-clorita-xistos e cromititos. Estes últimos podem ser encontrados em localidades tais como Curiú, Mendes, Esbarro e Marruás.

Os xistos básicos, em afloramento, exibem coloração cinza-esverdeado, granulação fina e crenulação evidente. Ao microscópio mostram texturas ora lepidoblástica, ora nematoblástica e contêm principalmente clorita, actinolita-tremolita, plagioclásio e minerais opacos. Merece destaque o vermiculita-xisto que ocorre na altura do quilômetro 134 da BR-020. Esta rocha de natureza ultrabásica foi cortada por pegmatitos, o que ocasionou a formação de esmeraldas (ocorrência hoje "exaurida").

Metahornblenditos e anfíbolitos podem ocorrer em um mesmo corpo (sill?). Neste caso, metahornblenditos ocorrem na base e passam gradualmente a anfíbolitos com o aparecimento gradual de plagioclásio.

Os serpentinitos mostram feições texturais diversas dentre as quais podemos destacar a cumulática, onde os cristais de olivina estão completamente pseudomorfosados por serpentina (antigorita) ou as vezes por clinocloro e minerais de ferro. Espinélio hercínico e cromita são componentes eventuais destas rochas. Serpentinitos com textura milonítica são encontrados na vila denominada Açude.

Os cromititos, de natureza podiforme, se mostram em lentes que variam em espessura desde centimétrica a métrica. Acamamento ígneo é uma feição encontrada nestas rochas. Ao microscópio, as cromitas se mostram arredondadas, com formas nítidas de corrosão, mergulhadas em uma matriz composta por kamemerita. Em secções polidas, rutilo é observado incluso nas cromitas.

A segunda sub-unidade está constituída por uma sequência de rochas metassedimentares, entre as quais podem ser encontrados xistos grafitosos, mármore, formações ferríferas bandadas (fácies óxido e silicática), turmalinitos, quartzitos

micáceos e gnaisses quartzo-feldspáticos. Intercalados nesta sub-unidade podem ser encontradas rochas meta-máficas de natureza basáltica, caracterizando esta sub-unidade como uma sequência vulcano-sedimentar, com evolução em ambiente oceânico (Pessoa et al, 1984). Muscovita-granitos, localmente pegmatítico, não deformados, ou apenas perifericamente deformados e pegmatitos por vezes ricos em magnetita, cortam indiscriminadamente esta unidade.

Os contatos dessa unidade com a unidade tonalítica anterior, são feitos através de falhas inversas de baixo ângulo, como pode ser visto nas localidades Esbarro, Mendes, Curiú, Pitombeira e Salgado.

A terceira unidade constitui-se de biotita-gnaisses e hornblenda-biotita-gnaisses (ambos para-derivados), e migmatitos heterogêneos e nebulíticos. O neossoma é, em geral, de granulação grossa (pegmatítica), o mesmo ocorrendo com os núcleos nebulíticos. Esporadicamente verificam-se injeções básicas (orto-anfibolitos), petrograficamente semelhante aos da unidade 2.

A quarta unidade é composicionalmente similar à primeira, isto é, estão presentes os ortognaisses com intercalações de metassedimentos e anfibolitos, inclusive com lentes de rochas meta-ultrabásicas contendo cromita (p.ex. em Marruás.). Ela difere da primeira unidade essencialmente nas características estruturais, ou seja, enquanto que a primeira unidade exhibe foliação de baixo ângulo ($\pm 20^\circ$), esta se apresenta com foliações cujos mergulhos são superiores a 50° , atingindo a verticalização ou sub-verticalização nas zonas de cisalhamento dúcteis Senador Pompeu e Sabonete-Inharé. Difere ainda pela presença de núcleos diatexiticos, inexistentes na primeira. Em resumo, esta unidade pode ser definida como uma ampla zona ductilmente cisalhada, cujo metamorfismo atingiu ao fácies granulito, como observado a norte de Mombaça, nas vilas de Engenheiro José Lopes e Flores, na estrada que liga Mombaça a Senador Pompeu.

Pessoa et alii (1986), apresentaram seis unidades para o Complexo Pedra Branca: a grosso modo, pode ser feita a seguinte comparação: Primeira Unidade (este trabalho), igual a Sequência Pedra Branca (Pessoa et alii, 1986); Segunda Unidade igual a Sequência Tróia; Terceira Unidade igual a Unidade C de Pessoa et al (1984) e Quarta Unidade igual a Sequência Mombaça. Pessoa et al (1986), também apresentaram as unidades "Granítica do Cedro", Unidade "Tauá" e "Enxames de

Diques". Almeida et alii (1984) e Almeida (1987), têm demonstrado que estas três últimas unidades são intrusivas no Complexo Pedra Branca, inclusive sendo estas duas últimas tardi e pós-Brasilianas, respectivamente. Os corpos gabróicos de Boa Viagem e Madalena são considerados parte integrante do Complexo Gnáissico-Migmatítico e não do Complexo Pedra Branca.

Pessoa et al (1984), determinaram três fases de deformação no contexto do Complexo Pedra Branca. A primeira fase está caracterizada por um bandamento gnáissico (S_1) definido pela alternância milimétrica de hornblenda, hornblenda-biotita / plagioclásio-quartzo em metamáficas. Em diversos locais, sobretudo na sequência vulcano-sedimentar (sub-unidade da Unidade 2), esta fase é responsável pelo paralelismo entre estruturas primárias S_0 , contatos sedimento/vulcânicas e S_1

Uma lineação mineral L_1 é penetrativa nas rochas da Unidade 2, estando melhor representadas nos litotipos máficos, pela orientação de prismas de anfibólio. Possui caimento variável em função das deformações superpostas, apresentando valores estatístico de 20° a 50° Az. O metamorfismo atingiu o fácies anfibolito indicado pela associação íntima de andesina e hornblenda nas rochas metamáficas.

A segunda fase de deformação é conspicuamente penetrativa nas rochas das diversas unidades, sendo responsável pela tectônica de napes observada na região. Sua geometria assemelha-se a fatias embricadas (tectonic slides de Hutton, 1979 In Pessoa et al 1984), com vergência para oeste. Nas bordas destas fatias, faixas miloníticas são frequentes, atestando a alta deformação alcançada nestas zonas. Estas faixas se mostram com espessura variando de centimétrica a decamétrica, sobretudo nos ortognaisses ácidos.

Em sítios de acentuada deformação relativa a segunda fase de deformação (D_2), mesmo na ausência do estado milonítico, S_0 - S_1 paraleliza-se com S_2 configurando uma extensiva transposição. Uma forte lineação L_2 é bem evidente nos ortognaisses ácidos. Ai ela está representada por cordões de feldspatos em forma de "olhos", quartzos elipsoidais e hornblendas estiradas. Nas frentes de empurrão esta lineação se posiciona em alto "rake" com S_2

A esta fase de deformação estão relacionadas as dobras recumbentes, isoclinais invertidas e apertadas com foliação S_2 de plano axial. Seus eixos possuem caimento

para NE (0° a 35° E), rotacionando para NW ao se aproximar das frentes de empurrão. Este evento deformacional proporcionou um retrometamorfismo ao fácies xistos verdes, evidenciado por uma cloritização de biotitas, e pela transformação de hornblendas verdes em hornblendas verde-azulada clara e epidoto.

O dobramento das estruturas planares anteriormente desenvolvidas configura a terceira fase de deformação. É representada por dobras normais, suaves a abertas, localmente com a formação de uma clivagem plano axial espaçada e irregular (S_3). Em escala de afloramento, as dobras mostram na grande maioria uma orientação NE, com eixo de caimento suave (5° a 25° para NE e SW). Contudo, em menor escala e mais raramente a nível de afloramento, verificam-se dobras de mesmo estilo orientadas para W. Supõe-se que se tratam de dobras geradas num mesmo evento cujas orientações adversas resultam de diferenças composicionais e/ou mecânicas. Falhas transcorrentes com orientações NW cortam a área, completando o quadro deformacional.

Determinações geoquímicas de elementos maiores e menores, obtidas em rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Tróia (Almeida et alii, 1984), indicam teores de SiO_2 variando de 39,5 (cumulatos peridotíticos) a 51,6% (metabasaltos). As razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ variam de 0,107 a 0,45 em rochas cujos teores de MgO variam de 23,7% a 28,3%. Rochas metabasálticas com teores de 15,3% e 7,3% de MgO, exibem valores $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 2,3 e 0,76, respectivamente. Referidas rochas exibem teores de Cr variando de 2000 a 6000 ppm e teores de Ni entre 104ppm e 4660ppm. Nos cumulatos cromitíferos, o percentual de Cr_2O_3 atinge a 33,6%, com razão $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}=0,77$ e $\text{Cr}/\text{Fe}=1,42$. O teor de Zn é em torno de 32ppm.

Conforme Pessoa et alii (1986), as principais unidades paraestratigráficas que compõem o Complexo Pedra Branca são de idade Arqueana, com valores mínimos de 2.550 Ma (idade Rb-Sr em rocha total). Idades K-Ar variam de 679 Ma a 564 Ma.

III.3- O GRUPO CEARÁ

Sob esta denominação estão agrupadas inúmeras e estreitas faixas de rochas vulcano-sedimentares embainhadas em um substrato gnáissico-migmatítico. A definição de uma ambiência vulcano-sedimentar para as rochas que compõem o Grupo Ceará é devida a Braga et al (1984), que definiram as sequências de Orós e Jaguaribe e

a Souza et alii (1984) que definiram a Sequência de Ibicuitinga. Mais recentemente Goes e Fernandes (1992) deram a denominação de Sequência Quixeramobim para o pacote metasedimentar adjacente ao CGQQ.

Mendonça et al (1987) agruparam as diversas associações litológicas que ocorrem em Orós e Jaguaribe em sete domínios: vulcânico máfico a ultramáfico; vulcânico máfico a intermediário; vulcânico félsico; sedimentar psamítico; sedimentar pelítico/ vulcanoclástico; vulcano-químico e plutônico félsico. Muito embora na região de Ibicuitinga tenham sido observadas grande parte das associações supracitadas (Souza et alii, 1984), estas não foram agrupadas em domínios.

O domínio máfico-ultramáfico - Abrange uma associação de rochas vulcânicas metamáficas e metaultramáficas, metacherts, formações ferríferas, mármore dolomíticos e lentes de magnesita. Na faixa de Orós, aflora com larguras variáveis entre 20 e 1000m e extensão de até 10km. O corpo mais expressivo situa-se no sopé da Serra do Franco, a oeste do povoado de Santarém, com extensão aproximada de 10km e largura máxima de 1km.

Os tipos litológicos identificados são derivados de derrame máfico a ultramáfico e caracterizam-se por apresentar coloração verde e elevado conteúdo de ferro-magnesianos; formações ferríferas (BIFs), cumulado máfico a ultramáfico e metabasaltos encontram-se associados. Seus contatos com os demais domínios são bruscos. Petrograficamente são identificados clorita-actinolita-tremolita-xistos com 42% de actinolita-tremolita; 40% de proclorita; 10% de opacos, com destaque para a magnetita; 5% de epidoto e 3% de acessórios (zircão, apatita, titanita).

Os metacherts e formações ferríferas ocorrem dentro dessa unidade formando horizontes estreitos e de extensão quilométrica, intercalados com as rochas máficas e ultramáficas ou nas zonas de contato com os outros domínios. As formações ferríferas são formadas essencialmente por chert e especularita.

O domínio vulcânico máfico e intermediário - Esta associação está representada por metabasaltos, metatufos máficos e intermediários, metadacitos, metacherts e rochas cálcio-silicáticas associadas. Os metabasaltos parecem ser as rochas dominantes cujos contatos com as rochas ácidas, vulcanoclásticas e sedimentares são bruscos. Essa

associação é encontrada principalmente nas faixas de Jaguaribe e Ibicuitinga, estando ausente na faixa de Orós.

O domínio vulcânico félsico - Esta unidade está amplamente representada nas três sequências, sempre dominando sobre os demais domínios vulcânicos. Aí são encontrados metariodacitos, metariolitos, matatufos ácidos e matatufos chérticos. Em associação são encontrados metacherts e formações ferríferas.

- O domínio sedimentar psamítico - Este corresponde a quartzitos puros, sacaróides, ferruginosos ou micáceos com muscovita e biotita. Podem ocorrer semi-isotrópicos, com granulação fina a média, bandados e dobrados, exibindo as vezes alternância com material pelítico. De modo geral estão associados a xistos em estruturas sinformais.

Os metapsamitos finos são constituídos por metasiltitos com elevada proporção de quartzo. Sua natureza clástica fina e caráter rítmico de sua deposição favorecem uma origem a partir de sedimentos turbidíticos.

O domínio sedimentar pelítico e vulcanoclástico - Representa as associações de xistos e filitos com mármore, da porção superior do Grupo Ceará. Estes são metapelitos, matatufos, metacherts e formações ferríferas.

Os metapelitos compreendem biotita-xistos, moscovita-biotita-xistos, granada-biotita-xistos e granada-estaurolita-muscovita-biotita-xistos. Andaluzitas com cerca de 60cm de comprimento, dispostas em "xis", são encontradas nos biotitas-xistos que ocorrem no sangradouro do Açude de Orós. Seu relacionamento com os demais minerais constituintes do xisto, não foram ainda determinados.

Os constituintes químicos-exalativos e vulcanoclásticos acham-se entremeados em toda a faixa de Orós, em associações litológicas que compõem horizontes estreitos e alongados, bastante diversificados. No perfil Serra do Mirador-Pitombeiras, ocorrem associados metacherts, brecha quartzo-carbonática e formações ferríferas da fácies óxido com hematita encaixados em rocha cinza escuro, sedosa, finamente laminada ou impregnada por material ferruginoso pulverulento, que apresenta composição modal com 80% de sericita, 15% de opacos (grafita+óxidos de ferro) e 5% de biotita, clorita, apatita, Zircão, óxido de manganês e microinclusões. As formações ferríferas exibem

pequena espessura e são observadas geralmente nas zonas de contato com os demais domínios. Estas são do tipo facies óxidos com hematita+manganês e quartzo+especularita.

O domínio vulcano-químico - Corresponde aos sedimentos manganíferos, mármore e rochas cálcio-silicáticas. Os sedimentos manganíferos compõem horizontes de espessura métrica nos BIFs. Sua composição mineralógica apresenta moda com 43% de grunerita; 45% de espessartita; 10% de opacos e 2% de acessórios. Essa paragênese mineral é interpretada como característica de formações ferríferas de fácies silicato. Os mármore calcíticos ou dolomíticos com lentes esporádicas de magnesita ocorrem ao longo de todo o domínio como corpos lenticulares com espessura máxima de 3m, podendo repetir-se e, no conjunto, compor faixas de até 30m de largura. Esses mármore apresentam paragênese com calcita + dolomita + opacos. Tipos mais puros podem ocorrer com até 95% de calcita.

As rochas cálcio-silicáticas ocorrem como tipos finos e isotrópicos ou grossos de textura porfiroblástica. A fácies fina aflora na forma lajes com dimensões médias de 0,3 x 3,0m, localmente empacotadas, com textura semi-isotrópica, cor cinza escuro a esverdeado, composta essencialmente por anfibólios. Suas características de campo e químicas sugerem uma origem a partir de metamorfismo de rochas vulcânicas máficas (Braga et al, 1984). Outras ocorrências no âmbito dessas rochas cálcio-silicáticas apresentam coloração verde, bandadas com leitos maciços alternados a bandas onde se desenvolvem prismas de tremolita que cheguem a atingir até 10cm de comprimento. A composição modal deste litotipo apresenta 62% de tremolita; 20% de plagioclásio; 5% de opacos + apatita.

O domínio plutônico félsico é definido por uma sequência de gnaisses facoidais que ocorrem bordejando ou entremeando as faixas vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe. Os litotipos mais frequentes são os ortognaisses facoidais de composição granítica, raramente fitados, bem laminados e de granulação grossa. Os porfiroclastos são de microclina, que podem atingir dimensões de 5cm, e de quartzo. Sua composição modal apresenta 40% de microclina; 25% de quartzo; 15% de oligoclásio; 15% de biotita e 5% de acessórios.

As sequências vulcano-sedimentares constituem-se de duas faixas sinclínicas com suas metades sul encurvadas para sudoeste. Encontram-se assentadas em discordância sobre o embasamento gnáissico-migmatítico fortemente estirado. Apresentam deformações plásticas e ruptural em graus variáveis, preservando nas zonas de baixo "strain" (faixa de Orós), vestígios de estruturas primárias. Um forte achatamento é observado na faixa de Jaguaribe como decorrência da colocação de corpos graníticos sin a tardi-tectônicos e de falhamentos transcorrentes em antigas zonas de rifte (Mendonça et al, 1987).

Duas fases de dobramentos são observadas: a primeira (F1), do tipo cilíndrico, apresenta planos axiais verticalizados e dobramentos intrafoliares. Orienta-se na direção N-S e afeta todos os domínios, imprimindo-lhe ora vergência para leste (faixa Orós), ora para oeste (faixa Jaguaribe). A segunda fase (F2) resulta da torção de estruturas, provocando ondulações suaves de eixo NW-SE. A julgar pelas terminações periclinais dos dobramentos F1 e os contatos entre as rochas do domínio vulcânico máfico da faixa Jaguaribe, é possível que as superfícies S_0 dessas supracrustais tenham se orientado originalmente segundo uma linha WNW-ESE.

Uma deformação dúctil por zona de cisalhamento de ativações várias, gerou milonitos, blastomilonitos e ultramilonitos. Tais zonas de cisalhamento dispõem-se longitudinalmente à estrutura e refletem movimentações múltiplas (destras e sinistras). Movimentos de gravidade aproveitam principalmente as zonas de inflexão desses lineamentos para formar bacias do tipo meio-graben que estão preenchidas por sedimentos cretáceos.

III.4- GRANITÓIDES E PEGMATITOS ASSOCIADOS

Esta unidade, na região central do Ceará (Fig. 3.1), compreende, além do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, os batólitos Senador Pompeu e Banabuiú, os "stocks" Serra Azul, Milhã, Solonópole e São José do Solonópole e o distrito pegmatítico Solonópole. São incluídos ainda os leucogranitóides associados aos migmatitos não individualizados na Figura (3.1).

Os granitóides aí encontrados podem ser classificados em dois grandes grupos: os granitos tipo S (Chappell e White, 1974) e os granitos cálcio-alcálicos de médio K (Lameyre e Bowden, 1982).

Os granitos tipo S mostram-se intimamente associados aos migmatitos, com os quais mostram-se em contato gradacional e exibem estruturas metamórficas reliquias. Estão representados por leucogranitóides compostos por biotita-muscovita-granitos e granada-biotita-muscovita-granitos. Nestes tipos petrográficos as moscovitas são primárias e/ou derivadas da alteração de biotita. Cassiterita pode aparecer como mineral acessório de alguns desses granitóides.

Os granitóides cálcio-alcálicos que ocorrem a leste da zona de cisalhamento Senador Pompeu e a oeste da zona de cisalhamento Orós, exibem-se como grandes corpos elípticos alongados cujos eixos maiores variam de 3km a 60km (batólito Banabuiú). Estes corpos granitóides apresentam pouca expressão topográfica, alguns podendo entretanto formar pequenos serrotes cujas altitudes não ultrapassam a 50m.

De maneira geral, dois fácies litológicos são encontrados compondo estes granitóides cálcio-alcálicos. O primeiro está representado por um granito róseo ou cinza, leucocrático ($IC \approx 20$), de granulação média (0,2-0,4cm), geralmente afírico, composto principalmente por oligoclásio, microclina, quartzo e biotita. A variação nos percentuais de Pl, Kf e Qz, determinam que estes granitóides possam ser classificados como granodioritos, granitos 3b e granitos 3a, com os granitos 3b predominando.

O segundo fácies está representado por granitóides porfíricos, com fenocristais de feldspato potássico, geralmente eudrais, que atingem até 3cm de dimensão. Estas rochas são leucocráticas, de cor cinza, cujas matrizes possuem granulação média (3-5mm) e exibem foliação de fluxo magmático e/ou tectônica. São classificadas como biotita-granodioritos, onde eventualmente anfíblio pode estar presente. Encraves elípticos, mesocráticos de composição quartzo-diorítica-tonalítica, são comuns. Suas dimensões são sempre inferiores a 1m.

O fácies porfírico normalmente ocupa as porções centrais dos corpos graníticos, com o fácies afírico (granito cinza) ocupando as porções marginais.

III.4.1- O Distrito Pegmatítico de Solonópole

A Província Pegmatítica do Banabuiú compreende mais de seis dezenas de corpos pegmatíticos distribuídos nos municípios de Quixadá, Quixeramobim, Solonópole e Jaguaribe.

O distrito pegmatítico de Solonópole está centrado a noroeste da cidade de Solonópole (Fig. 3.1), cobrindo uma área de cerca de 60 km². Os corpos pegmatíticos aí encontrados apresentam pouca expressão topográfica, formas geralmente elipsoidais alongadas, com seus eixos maiores variando de 20 a 15m, geralmente transversais às rochas encaixantes (granitos, gnaisses e xistos gnaissificados), estando orientados predominantemente segundo N70°E e ocasionalmente N30°E. Seus contatos são bruscos e sub-verticais.

De maneira geral, estes corpos pegmatíticos apresentam diferenças no que diz respeito às estruturas internas e mineralizações. Com relação às estruturas os corpos pegmatíticos de Solonópole podem ser classificados como heterogêneos simples (pegmatitos zonados sem corpos de substituição), heterogêneos complexos (pegmatitos zonados com corpos de substituição) e pegmatitos homogêneos, ou seja, não apresentam estrutura interna zonada. Apenas os pegmatitos heterogêneos são mineralizados.

De mineralogia essencial relativamente simples, ou seja, quartzo, feldspatos e micas, especialmente muscovita, mas com uma ampla gama de minerais acessórios de interesse econômico, estes pegmatitos mineralizados podem ser subdivididos, a grosso modo, em pegmatitos lítio-berílio-nióbio-tantalíferos e pegmatitos estano-tantalíferos (Pinheiro Barbosa, 1982).

Os minerais de interesse econômico normalmente encontrados e explotados são os de lítio: amblygonita, espodumênio e lepidolita e os minerais de nióbio e tântalo: tantalita-columbita. Outros minerais explotados, porém de menor interesse econômico, são as turmalinas (preta e colorida), feldspatos e muscovita.

É notável, do ponto de vista estrutural, a influência das zonas de cisalhamento na ascensão e "emplacement" dos corpos pegmatíticos. Estes preenchem fraturas extensionais ligadas à movimentação dextral das zonas de cisalhamento. As direções dos eixos maiores de tais pegmatitos, variando entre N30°E e N70°E, confirmam este fato. Outro fator a ser destacado é que somente os pegmatitos situados entre as zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Orós são mineralizados. Pegmatitos fora desta área, porém não apresentam quaisquer indícios de mineralização.

III.5- O VULCANISMO BÁSICO

Esta unidade está representada na região por enxames de diques lineares de rochas básicas de direção predominante ENE- WSW. De comprimento variando de 1-5km e espessuras não determinadas, estes diques são caracterizados em campo, pelo alinhamento de blocos arredondados e normalmente intemperizados.

De modo geral, estas rochas são micro-gabros ou basaltos de cor cinza escuro, mesocráticas e compostas principalmente por labradorita e augita, dispostas numa trama subofítica, tendo como acessórios apatita e minerais opacos. Intercrescimentos granofíricos intersticiais são observados.

Este vulcanismo é provavelmente de idade jurássica, similar àquele que ocorre no Rio Grande do Norte.

III.6- A CONFIGURAÇÃO GEOTECTÔNICA DO ESTADO DO CEARÁ

É agora amplamente aceito que o episódio orogênico Pan-Africano, na África, e o Ciclo Orogênico Brasileiro, na América do Sul, representam o processo de criação das terras oeste-gonduânicas, através do mecanismo de colisão de antigas massas continentais separadas.

Um mecanismo de colisão continental tem sido invocado para explicar o cinturão Dahomeyano no oeste da África (Burke e Dewey, 1970) e o cinturão Pharusiano no noroeste da África (Black et al, 1972). O "locus" das geosuturas entre o cráton Oeste Africano e o cráton Saara-Congo é identificado por uma combinação de massas ofiolíticas ultramáficas e uma anomalia gravitacional positiva conspícua, traçável ao longo da borda oeste do cinturão Pharusiano. A mesma anomalia gravitacional é observável no cinturão Dahomeyano, ao sul, estando associada com lentes de serpentinitos da unidade tectônica *Tiele* e as massas ultrabásicas ao longo da borda este da unidade tectônica *Benim Plain*. Os limites das unidades tectônicas mencionadas são mega-zonas de cisalhamento de baixo ângulo, com mergulho para este, cujos prolongamentos atravessam a margem continental africana próximo a Accra, Ghana (Fig. 3.2).

No lado sul-americano, o limite entre o cráton arqueano e o cinturão Brasileiro deve ser observado ao longo da porção este do cráton São Luís, que tem sido reconhecido como um fragmento do cráton Oeste Africano (Hurley et al, 1967), por sob os sedimentos da bacia do Parnaíba.

Se a geosutura Pharusiano-Dahomeyano se estende através da margem atlântica da América do Sul e segue a margem sul do cráton São Luís, ela separa os continentes antigos Oeste África ou São Luís do bloco paleocontinental São Francisco (Almeida et al, 1976), estando o Estado do Ceará na porção central desta zona colisional.

Se uma tectônica colisional é invocada e aceita para explicar a estruturação geológica das regiões noroeste e oeste da África, fica difícil não invocar e aceitar o mesmo mecanismo colisional para explicar a estruturação geológica do Estado do Ceará, vista que estas regiões eram contíguas em épocas gonduânicas.

Figura 3.2 - Os segmentos Trans-Saara e Nigerianos do Cinturão Pan-Africano e o Cinturão Brasileiro mostrados em uma reconstrução pré-drift. As setas indicam as direções de movimento das nappes e das zonas de cisalhamento. Extraído de Caby et al (1986).

Trabalhos de regionalização tectônica e/ou integração regional (Pessoa et al, 1984; Caby et al, 1986; Matos Abreu, 1988; Petta et alii, 1989; Gorayeb et alii, 1989, p. ex.) mostram que o panorama geológico do Ceará está amplamente caracterizado por feições tipicamente geradas por uma extensiva tectônica horizontal, envolvendo unidades arqueanas basais e unidades proterozóicas. Uma feição proeminente em todas as unidades rochosas envolvidas é o desenvolvimento de uma foliação sub-horizontal, definida em rochas pelíticas por micas e ocasionalmente silimanitas fibrolíticas. Fábricas lineares (lineações mineral e de estiramento) com direção predominantemente N-NE e ocasionalmente E-W, são feições também geralmente presentes (Caby et al, 1986).

Na região noroeste do Ceará, a oeste do cisalhamento Sobral-Pedro II (possivelmente o prolongamento do cisalhamento 4°50' no oeste da África), é encontrado um vasto cinturão de cisalhamento (Matos Abreu, 1988), que se caracteriza pela ocorrência de unidades lito-estruturais de médio a alto grau metamórfico, que se alternam com unidades de baixo grau metamórfico. Dentre as unidades de alto grau metamórfico destaca-se aquela que ocorre entre Granja e Camocim, constituída por rochas orto e para-derivadas, do fácies granulito, embutidas em gnaisses tonalíticos parcialmente migmatizados. No perfil Martinópolis-Massapê (Fig. 3.3), é observada uma distribuição cartográfica de fácies metamórficas, que mostra a existência de rochas estabilizadas no fácies xistos verdes que se alternam bruscamente, ou são cavalgadas, por outras fácies de grau anfibolito médio com início de migmatização. Esses conjuntos lito-estruturais têm direção geral NE-SW com variações até E-W e mergulhos dominantes para SE e S. As foliações se apresentam em geral com mergulhos médios a altos com caimento para SE e S, que podem, em certos trechos, tornarem-se sub-verticalizadas ou mesmo reverter o sentido do caimento. Tal foliação/aleitamento tectônico desenham, em meso e macro-escala, dobramentos quilométricos abertos a fechados com planos axiais sub-verticalizados como no segmento Senador Sá e Martinópolis; deitados com flancos invertidos entre Pedro Linhares e Salão e dobras hectométricas a métricas apertadas com planos axiais de mergulho fraco a médio, como pode ser observado a norte de Massapê.

As lineações, principalmente de estiramento, apresentam valores baixos de mergulho, em torno de 10° a 20°, em domínios homogêneos chegando em alguns trechos a se horizontalizar.

A organização espacial desse conjunto é preferencialmente interpretada como configurando geometricamente um sistema de leques imbricados que em profundidade devem se projetar a partir de uma zona de “*decollement*” (Fig. 3.3). Os “*grabens*”, onde dominam rochas para-derivadas, representariam porções da supra-estrutura aprisionadas e amarrotadas entre blocos infra-crustais formadas por gnaisses tonalíticos alçados e tendo relação com uma tectônica compressiva onde predominam os processos de cisalhamento dúctil, até dúctil-frágil (Matos Abreu, 1989).

No perfil Jaibaras-Cariré, a leste da zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, também na região noroeste do Ceará, uma situação similar à do trecho Camocim-Granja é encontrada (Gorayeb, 1989). Aí é observado um conjunto de rochas supra-crustais de para-derivação e de rochas infra-crustais ortoderivadas submetidas a condições de fácies granulito a anfibolito alto, com importantes concentrações de deformação (milonitos e ultramilonitos) que limitam ou seccionam os conjuntos litológicos presentes, estabilizando assembléias minerais em fácies xistos verdes.

A presença dessas faixas lineares de rochas de alto grau, associadas com outras de baixo grau, evidenciam em um primeiro momento da deformação progressiva, a atuação de uma tectônica de alçamento de níveis infracrustais, no qual a componente do cavalgamento, da composição total do movimento, foi mais importante. A seguir, esse quadro se modificaria passando todo o sistema a funcionar com o predomínio da componente de transcorrência (Gorayeb, 1989).

As condições de metamorfismo de alto grau podem em algum momento ter se efetivado em condições de alta pressão, como evidenciado pela presença de rochas do fácies eclogito, compostas por granada+clinopiroxênio+cianita+quartzo+minerais opacos (densidade=3,8g/cm³), que ocorrem a cerca de 15km a sul de Cariré, na quadricula de Macaraú.

Na região de Independência, sudoeste do Ceará, um metamorfismo plurifacial é observado em rochas pelíticas que foram envolvidas em uma tectônica de napes em grande escala (Arthaud et al., 1984). Nesta região, a zonation metamórfica, do topo para a base da unidade alóctone está caracterizada por:

1) Xistos a duas micas com silimanita prismática e fibrolítica+plagioclásio+almandina; feldspato potássico é restrito a porções migmatíticas. Leucossomas ricos em Al_2O_3 , concordantes ou não, foram intrudidos como veios de granada-muscovita-leucogranitos. As fibrolitas são geralmente uma fase tardia, superpostas ao de discretas zonas de cisalhamento, que cortam até mesmo os mobilizados anatéticos.

2) Xistos a duas micas com uma assembléia metamórfica primária composta por quartzo + plagioclásio + biotita + granada + cianita + rutilo. Somente alguns poucos leucossomas (veios) granito-granatíferos estão presentes. Fibrolita tardia cresceu nos limites dos grãos e substituiu parcialmente a cianita, durante a reativação da clivagem sob condições metamórficas retrógradadas.

3) Filonitos retrógrados (100m de espessura) com bastante matriz de muscovita e biotitas neo-formadas, incluem "boudins" de pegmatitos, de rochas cálcio-silicáticas de tamanho variável e clastos dispersos (feldspatos e granada).

4) Ultramilonitos (menor que 10m de espessura) com diminutos cristais de biotita, agregados aciculares de granada e longos "ribbons" de quartzo. Clastos sub-esféricos de rochas grosseiramente granuladas podem estar presentes (granada-anfibolitos contendo escapolita, rochas cálcio-silicáticas, pegmatitos).

Esta zonação metamórfica invertida (Fig. 3.4) é consistente com um mecanismo de "emplacement" de nappes. A direção geral N-S das lineações de estiramento, a geometria e a zonação metamórfica invertida, são consistentes com uma direção de transporte tectônico para sul, deste "thrust sheet". A forma sigmoidal de alguns clastos observados e o desenvolvimento de bandas de cisalhamento mergulhando para norte evidenciam, numa fase tardia da evolução tectônica, um componente incremental de cisalhamento para norte, relacionado a um regime extensional.

Figura 3.4 - Tectônica horizontal na região de Independência, sudoeste do Ceará, onde é evidenciado um metamorfismo inverso do tipo Himalaiano. 1 - Ortognaisses arqueanos com matamáficas e metaultramáficas intercaladas, pertencentes ao Complexo Pedra Branca. Rochas proterozóicas do Grupo Ceará: (2 - $\pm$ cianita $\pm$ granada + muscovita + biotita - xistos; 3 - quartzitos; 4 - margas e rochas cálcio-silicaáticas; 5 - ortognaisses sub-alcalinos bandados; 6 - cisalhamentos de baixo ângulo representados por filonitos; 7 - granada - leuco - granitóides; 8 - escapolita - hornblenda - gnaisses; 9 - migmatitos; 10 - granitos sin-cinemáticos; 11 - granitos pórfiros tardi-cinemáticos). St = estaurolita; Ky = cianita; Sill = sillimanita; An = Anatexia. (Fonte: Cabv et al, 1986).

III.6.1 - As Megazonas de Cisalhamento

Uma das características mais marcantes da tectônica do Estado do Ceará é a existência de um padrão de lineamentos em escala regional (Fig. 3.5). Estes lineamentos são mega-zonas de cisalhamento dúctil transcorrentes (Arthaud et al, 1989), de extensão frequentemente superior a uma centena de quilômetros, algumas delas tendo o seu prolongamento na África. No campo elas são materializadas por faixas de terrenos deformados, cujas larguras podem atingir a uma dezena de quilômetros. Nestas faixas, uma foliação sub-vertical ou encontra-se superposta ou representam uma verticalização dessas foliações de baixo ângulo. É característico o desenvolvimento de faixas miloníticas-ultramiloníticas em bandas de largura variável e de distribuição descontínua.

Raramente é possível determinar as temperaturas nas quais se processaram as deformações, mas quando é possível, correspondem geralmente aos fácies xistos verdes alto ou anfibolito (Arthaud et al, 1989). O desenvolvimento da foliação milonítica e as condições de temperatura sugerem que os níveis atualmente expostos correspondem a profundidades superiores a 12km.

Essas estruturas recortam as sequências metamórficas mostrando que elas tiveram uma importante fase de atividade dúctil posterior a todas as fases de dobramento precambrianas. Por outro lado, estas zonas de cisalhamento interceptam sequências caracterizadas por uma intensa tectônica horizontal de idade Brasileira, tornando improvável que elas sejam feições mais antigas (p. ex., Transamazônicas), várias vezes reativadas.

Assim sendo, esta tectônica transcorrente deve representar os estágios finais de uma tectônica de colisão continental, com extravasamento lateral necessário para acomodar um importante encurtamento. Pelas idades disponíveis, esta colisão é de idade brasileira. Os dados sobre o metamorfismo regional associado à tectônica horizontal que precedeu ao desenvolvimento destas zonas de cisalhamento (fácies anfibolito alto, baixa pressão, zona da sillimanita), mostram que o Ceará ocupava uma posição relativamente central nesta cadeia de colisão, cuja sutura está, provavelmente, sob os sedimentos da bacia do Parnaíba (Arthaud et al, 1989).

Figura 3.5 - Mapa geológico simplificado do Estado do Ceará mostrando as principais zonas de cisalhamento do Ceará. São ressaltados alguns granitóides brasileiros e os enxames de diques de Cococí, Tauá e Independência (região sudoeste) e Macarú e Coreáu (região noroeste).

De acordo com o exposto, torna-se muito difícil não acreditar que a estruturação geológica do Estado do Ceará se deva à colisão continental que se processou no Precambriano Superior que também estruturou as regiões oeste e noroeste da África. Nesse contexto, quais os papéis que representam os complexos Pedra Branca e Gnáissico-Migmatítico, o Grupo Ceará e os Granitóides e Pegmatitos Associados, neste evento magmato-tectono-metamórfico?

O *Complexo Pedra Branca* até hoje tem sido interpretado como uma sequência vulcano-sedimentar de provável idade arqueana; um terreno granito-greenstone como proposto por Caby et al (1986)? Apesar de serem encontrados litotipos de alto grau similares aos da sequência thondjemito-tonalito-granito, a sequência máfica-ultramáfica, metamorfisada nos fácies xistos verdes e anfibolito, não apresenta geoquímica compatível com a de komatiitos e rochas diferenciadas (Almeida et al. 1994). Estruturas típicas de komatiitos, tais como "spinifex", nunca foram encontradas. Os depósitos cromitíferos, de natureza podiforme, encontrados na região de Tróia, são compostos por espinélios cromitíferos de baixo teor de Cr_2O_3 (33,6%) quando comparados às cromitas de greenstone belts (58%, valor médio). As razões Cr/Fe de cromitas de greenstones varia de 2,6 a 3,8 em depósitos não econômicos e 3,8 a 4,3 em depósitos econômicos. As razões encontradas em cromitas de Tróia são da ordem de 1,4. Os teores de Zn das cromitas em foco são da ordem de 32 ppm, valores baixos quando comparados aos de cromitas de greenstone belts.

Uma sedimentação em ambiente oceânico computado para a unidade 2 está confirmada pela presença de sedimentos químicos tais como cherts, formações ferríferas bandadas, calcários e, adicionalmente, turmalinitos maciços e estratificados. A íntima associação dos turmalinitos com BIFs, como por exemplo aqueles que ocorrem na estrada que liga as vilas de Mendes a Esbarro, proximidades de Tróia, tendo como hospedeiros metapelitos e metavulcânicas máficas, sugere que nesse ambiente o Boro foi introduzido por soluções salinas hidrotermais ricas em Boro e que esse ambiente de deposição foi um assoalho oceânico (Slack et alii, 1984).

Estes fatores associados à extensiva tectônica de nappes observada no âmbito do Complexo Pedra Branca, a qual foi responsável pela aloctonia dos metamagmatitos máficos e ultramáficos e sedimentos associados, colocando-os em contato direto com a sequência de alto grau, sugere que estes metamagmatitos e sedimentos associados sejam

fragmentos “obuctados” de uma peleo-crosta oceânica, cuja idade até agora não foi definida.

O *Complexo Gnáissico-Migmatítico* é uma entidade difícil de ser analisada. Regionalmente ele abriga longos, estreitos e sinuosos “grabens” nos quais estão depositadas as sequências vulcano-sedimentares que compõem o Grupo Ceará, cuja idade de sedimentação data do Transamazônico. Idades Rb-Sr em rocha total para este complexo variam desde 2,2Ga até 0,68Ga, com algumas localidades restritas exibindo idades Espinhaço. Rochas metamáficas e metaultramáficas inseridas no contexto do Complexo Gnáissico-Migmatítico são feições comuns em algumas regiões do Ceará (na região noroeste, p. ex.). Estas rochas máficas e ultramáficas, metamorfoseadas são restos de “greenstone belts”, com os quais estão associadas as ocorrências de ouro, como por exemplo em Reriutaba (noroeste do Ceará) e Milhã, 20km a leste de Senador Pompeu (Fig. 3.1).

Diante deste quadro, pode-se pensar que tal complexo teve sua evolução ligada ao Arqueano, variavelmente trabalhado nos ciclos Transamazônico e Brasileiro.

O que é realmente o *Grupo Ceará*? Foi a Crandall (1910) que coube dar a primeira resposta a esta pergunta. Segundo este autor, o Grupo Ceará (Série Ceará, por ele denominada), corresponde a uma associação de xistos paleozóica inferior, provavelmente cambriana, que tem como embasamento xistos e gnaisses cristalinos, que denominou de Complexo Fundamental. Nos anos subsequentes a esta definição, inúmeras outras sequências metassedimentares nos mais diversos rincões das terras nordestinas, e no Ceará em particular, receberam a denominação de Série Ceará (=Grupo Ceará). Nos anos 70 e posteriores, muitas das sequências tidas como Grupo Ceará, por um motivo ou por outro, tiveram suas denominações modificadas, como é o caso, por exemplo, do Complexo Novo Oriente, Complexo Itatira, Grupo Martinópole etc.. Braga e Mendonça (1984) individualizaram pela primeira vez na região de Orós, no âmbito do Grupo Ceará, rochas metavulcânicas máficas e félsicas intimamente associadas aos metassedimentos químicos-exalativos e psamíticos-pelíticos. Souza et alii (1984), na extensão setentrional do mesmo pacote metassedimentar, identificaram uma sequência idêntica à de Orós, na região de Ibicuitinga, 60 km a leste de Quixadá.

Idades Rb-Sr (1780 ± 54 M.a; Sá, 1991) em rochas metavulcânicas félsicas indicam uma deposição dos metassedimentos de Orós, muito provavelmente durante a fase extensional tardia da Orogênese Transamazônica. Ortognaisses alcalinos, como por exemplo aqueles encontrados na região de Independência, associados aos metassedimentos do Grupo Ceará, são mais uma evidência da tectônica extensional ativa durante a deposição destas sequências vulcano-sedimentares genericamente denominadas de Grupo Ceará. A natureza metamórfica monocíclica brasileira destas sequências, já conhecida desde Crandall (1910), é amplamente ressaltada por Caby et al (1986).

CAPÍTULO IV

OS GRANITOS DA PORÇÃO SETENTRIONAL DO NORDESTE DO BRASIL: UMA VISÃO HISTÓRICA

Por região nordeste setentrional do Brasil, entende-se aqui toda a porção a norte da zona de cisalhamento Pernambuco, cuja direção E-W coincide aproximadamente com o paralelo $8^{\circ}10'$. Desde o primeiro quarto do século atual, as rochas graníticas desta região são objeto de estudos geológico. Segundo Almeida et alii (1971), as primeiras descrições destes granitos são devidas a Djalma Guimarães, feitas em amostras coletadas por L. J. de Moraes, em suas viagens realizadas em 1924.

Em seus estudos sobre a geologia da região pegmatítica da Borborema, Almeida Rolff (1945, In Almeida et alii, 1971) reconheceu a presença de três tipos de granitos no Rio Grande do Norte: granitos cinza, granitos porfíricos róseos e granitos pegmatóides. Os primeiros, que contêm anfibólios verdes, segundo o autor, devem ser granodioritos e quartzo-dioritos. Estes são invadidos por granitos róseos, geralmente porfíricos com variedades de granulação fina. São exemplos citados por Almeida Rolff os batólitos do Acari, Picuí, Parelhas, Currais Novos e Lajes. Os granitos pegmatóides dominam na área de pegmatitos mineralizados. Almeida Rolff atribuiu aos granitos róseos, dioritos e sienitos e ainda aos pegmatitos, uma idade Caledoniana (570 - 370 M.a), enquanto que aos granitos cinza, uma idade Huroniana (2600 - 1600 M.a).

Na década de 50 e anos posteriores, diversos foram os trabalhos geológicos executados por geólogos da SUDENE. Dai resultaram mapas de reconhecimento geológico regional nos quais os corpos granitóides e rochas relacionadas estão bem representados, entretanto, descrições petrográficas sobre os mesmos são carentes.

Almeida et alii (1967) identificaram no Nordeste Setentrional três grandes grupos de rochas graníticas relacionadas ao Ciclo Orogenético Brasileiro: a) os granitos sin-orogênicos representados por granodioritos, tonalitos e granitos porfiróides cálcio-alcalinos; b) os granitos tardi-orogênicos representados por biotita-granitos, álcali-granitos, granitos peralcalinos, quartzo-sienitos e pegmatitos e c) os granitos pós-orogênicos e vulcânicas relacionadas. Em função da importância científica e histórica, o

trecho a seguir que descreve os grupos supracitados, foi literalmente extraído de Almeida et alii (1971). Ao leitor já familiarizado com o referido trabalho, sugerimos seguir ao próximo capítulo.

A. Rochas Graníticas Sin-Orogênicas

As rochas graníticas mais antigas da área Caririana são granodioritos e tonalitos, aqui referidos como granodioritos do tipo Conceição. Elas são rochas de cor cinza, de granulação fina a média nas quais os cristais de plagioclásio têm diâmetro de 3-5mm. Elas são homogêneas exceto quando apresentam estrutura foliada devido a deformações mecânicas, as quais foram frequentemente sujeitas. Inclusões de xenólitos melanocráticos são sempre abundantes, alguns com diâmetro de mais que 1m. Elas raramente contêm uns poucos fenocristais de plagioclásio.

Os corpos granodioríticos de Conceição constituem maciços perfeitamente circunscritos, sem o fenômeno de migmatização marginal, mas com claros efeitos de metamorfismo termal sobre os xistos encaixantes.

Um exame microscópico mostra que a composição deste grupo de rochas varia de granodioritos a tonalitos. Como silicatos ferro-magnesianos são notados biotitas marrons e quase sempre, pequenas quantidades de hornblenda. O granodiorito de Pedra Branca, sul de Itaporanga, também possui uma pequena quantidade de clinopiroxênio. Entre os acessórios deve ser ressaltada a presença de titanita, de epidoto primário, alanita, apatita, e zircão; magnetita primária é geralmente ausente.

Os granodioritos e tonalitos Conceição são rochas intrusivas. Suas relações com as estruturas adjacentes e a frequência com que elas mostram deformação mecânica, além

de sua composição mineralógica, indicam que elas constituem rochas sin-orogênicas.

Os granodioritos da região entre Brejinho e Itapetim são rochas ricas em andesina e possuem uma variedade típica de hornblenda com um pleocroísmo verde-azulado escuro.

As rochas graníticas mais importantes do Nordeste são os granitos róseos ou cinza, caracterizados pela abundância e tamanho dos porfiroblastos de microclina que alcançam diâmetros de até 15 cm imprimindo a rocha um bonito aspecto. Nós as temos denominado de granito de tipo Itaporanga, nome de uma cidade da Paraíba.

Além do caráter porfiroblástico típico, os granitos Itaporanga mostram sempre um aspecto gnáissico, não somente devido a orientação das biotitas, mas também à disposição orientada dos porfiroblastos de feldspato. Contrário aos granodioritos Conceição, os granitos Itaporanga ocorrem sempre associados a migmatitos que os circundam e com os quais se misturam, em escalas de 1cm a 1dam. Nestes migmatitos, entre os quais predominam embrechitos homogêneos bandados, são desenvolvidos igualmente os mesmos grandes porfiroblastos de microclina, cristais esses que podem também existir em diques de rochas básicas que atravessam o granito, como é observado na região de Itaporanga.

Um exame microscópico de amostras coletadas em cerca de 20 maciços graníticos do tipo Itaporanga, tem mostrado que a quantidade de plagioclásio é geralmente inferior a aquela da microclina, que é o feldspato potássico presente. Algumas dessas rochas correspondem a adamelitos ou granodioritos. Microclina que sempre é um mineral tardio, substitui plagioclásio que é coroado por um manto albitico,

inclui epidoto e é frequentemente saussuritizado. A microclina raramente tem uma estrutura micropertítica. No contato com o plagioclásio, lóbulos mirmequíticos que penetram a microclina, comumente se desenvolvem. Como minerais silicáticos ferro-magnesianos ocorrem comumente biotitas marrons cloritizadas e algumas vezes hornblenda verde, e, quantidades menores que a biotita. Apatita, zircão, alanita, epidoto, titanita, magnetita e pirita são os acessórios comuns.

B. Rochas graníticas tardi-orogênicas

Neste grupo estão incluídas rochas graníticas cujas relações de campo, estrutura e composição mineralógica, sugerem que elas tenham se formado após o clímax dos processos tecto-orogênicos Caririanos, muito embora as rochas deste grupo nem sempre possam ser distinguidas claramente daquelas do grupo precedente. Seus granitos são ou alcalinos ou peralcalino, embora granitos cálcio-alcalinos como os do grupo anterior, possam aparecer.

Sob o nome de granito do tipo Itapetim, nós distinguimos biotita-granitos com granulação milimétrica a sub-milimétrica; incluídos estão algumas variedades porfíriticas. Eles são rochas de cor cinza claro, por causa da pobreza de minerais ferro-magnesianos. Caracteristicamente, elas ocorrem em diques, que têm espessura que variam de centímetros a dezena de metros e estendem-se por mais de 1km.

As associações de campo, as composições mineralógicas idênticas leva-nos a supor que o granito do tipo Itapetim representa uma fase evoluída do granito Itaporanga, mobilizado pela acentuação dos processos que originaram este último. Sua intrusão fluida, seguindo a formação do granito Itaporanga, pode ser possivelmente tardi-orogênica, como julgado pelas relações de campo.

Granito Catingueira - Este nome foi dado a uma variedade de rocha granitóide de caráter alcalino e formação provavelmente tardi-orogênica, na história da tectogênese Caririana. Nele estão inclusos granitos peralcalinos, que passam por decréscimo de quartzo a sienitos. Tipicamente eles constituem diques com orientação E-W, introduzidos na zona de falha do lineamento Patos. A estrada entre Patos e Catingueira atravessa vários desses diques de granitos peralcalinos; outros existem a noroeste de Catingueira, próximo a Emas. Os diques maiores servem como suporte para altas serras como aquela de Catingueira e Urtiga, Oeste de Patos e aquela de Campo Grande, na região de Emas. Os diques menores têm espessuras de cerca de 10m.

As rochas do tipo Catingueira tem uma cor cinza muito clara, granulação fina e passa a microgranitos. Eles são compostos por microclina, albita, quartzo, biotita, egrina-augita (soda-augita); algumas variedades possuem eckermanita como anfibólio. Como acessórios são observados titanita, Zircão, apatita e magnetita. Fluorita pode ocorrer. A microclina é grandemente pertítica.

A albita, pálida e não zonada, pode constituir o feldspato mais abundante da rocha. A percentagem de quartzo nas rochas desses diques, varia de cerca de 25% a menos que 5%, chegando a quase zero no dique de sienito de São Gonçalo, que é a rocha que possui eckermanita. Tais variações são a causa da oscilação dessas rochas desde granitos peralcalinos a sienitos, passando por albita-granodioritos e quartzo-sienitos.

Os diques descritos penetram na zona de falha do lineamento Patos quando esta zona já tinha sofrido grandes deslocamentos. Entretanto, posterior às intrusões, movimentos mais uma vez ocorreram nestas falhas, causando milonitização das rochas dos vários diques.

Da mesma maneira que o sistema de diques descritos, nós também consideramos como tardi-orogênicas as grandes intrusões sieníticas e os diques com os quais estão associados, que ocorrem na região de Triunfo, em Pernambuco e Princesa Isabel, na Paraíba, de onde D. Guimarães (In L.J. de Moraes, 1924), descreveu umptekitos, lindoitos e nordmarkitos. O grupo de geólogos da SUDENE e PROSPEC, mapearam o maciço sienítico situado a SW de Salgueiro, em Pernambuco e o sistema de diques de umptekitos, shonkinitos e diques sieníticos com os quais estão associados.

C. Granitos Pós-Orogênicos

Na região noroeste do Estado do Ceará, próximo à bacia sedimentar de Jaibaras, ocorre o maciço granítico da Serra Meruoca. Ele é constituído de granitos róseos e granitos pórfiro, que são intrusivos nos sedimentos quase não metamorfoseados da bacia (R.Q. Cobra, 1963). Com tais granitos estão associados diques e efusões de quartzo-pórfiro, andesitos e basaltos, cujas relações de campo e determinações radiométricas de idade, mostram que estas vulcânicas e granitos são mais ou menos contemporâneas. Costa (1963), reporta a presença de intrusões de granodioritos nos sedimentos da bacia, enquanto que Scorza (In Kegel, 1958), tem descrito amostras de quartzo-diorito pórfiro da mesma região, no Coreaú-Aprazível.

O granito da Serra da Meruoca, de acordo com as amostras que nos foram doadas por P. Vandomos, é quase que inteiramente constituído por ortoclásio e quartzo, enquanto que subordinada mente, ocorrem oligoclásio e biotita e dispersamente, acessórios comuns. Ortoclásio, o mineral mais

abundante, ocorre em grandes cristais vermelhos com comprimentos de mais que 1cm.

O granito Meruoca é claramente pós-orogênico, tendo aparecido no cenário das deformações Caririanas após a cessação dos principais episódios tectogênicos, quando a cadeia de montanhas já se encontrava totalmente erodida. A intrusão do granito Meruoca, como a efusão do material vulcânico que está intercalado nos sedimentos da bacia, e a própria origem deles, parece estar relacionada com a atividade tardia da grande zona de falhas transcorrentes do lineamento Sobral-Pedro II.

Almeida et alii (1971) sugerem o seguinte esquema cronológico provisório para o desenvolvimento do fenômeno de “granitização” no Nordeste. O fenômeno teria começado no final do Pré-Cambriano Superior. A formação dos granodioritos sin-orogênicos, tonalitos e granitos cálcio-alcálicos teria ocorrido no intervalo de 650 a 520m.a.. Os granitos alcálicos e peralcalinos tardi-orogênicos, bem como os pegmatitos da Província Borborema, seriam principalmente cambrianos. A atividade pós-orogênica foi determinada em cerca 420 a 430Ma., idade K-Ar. do pluton da Serra da Meruoca e vulcânicas incluídas na bacia sedimentar de Jaibas.

Brito Neves e Pessoa (1974) também classificaram as rochas graníticas da região em três grandes grupos: rochas graníticas sin-tectônicas, intrudidas e/ou formadas durante os estágios iniciais e principais do desenvolvimento geossinclinal, em geral concordantes com as encaixantes; os granitos tardi-tectônicos e rochas afins inseridas na supra-estrutura da região geossinclinal de forma desarmônica e sem gradação com encaixantes e as rochas graníticas pós-tectônicas associadas ao desenvolvimento das molassas.

Santo e Melo (1978), caracterizam os granitos sin-orogênicos em duas associações distintas: *a associação diorito-granito porfiróide que constitui a fácies inferior ou zona de raiz dos maciços graníticos, onde os granitóides se associam às rochas máficas, geralmente meso-meladioritos (gabros), em parte metassomatizados, e a associação tonalito-granito que representa uma fácies superior, móvel,*

dominantemente intrusiva. Os granitóides tardi-orogênicos representam associações frequentemente pobres em sílica e com variado grau de alcalinidade. Quanto aos granitos pós-orogênicos, os supõem restritos ao Ceará e relacionados a movimentos gravitacionais de pós-inversão do sistema orogenético.

Wernick (1979) em seu estudo comparativo entre rochas granitóides das Regiões de Dobramentos Nordeste e Sudeste, subdivide a suite sin-tectônica em dois tipos de complexos granitóides: complexos anatexiticos e granitos porfiríticos. Os granitos anatexiticos apresentam estruturas remanescentes das estruturas migmatíticas (schlieren e nebulíticas), e de modo geral são concordantes com os gnaisses menos mobilizados e deformados; resultam da fusão parcial e remobilização mais ou menos intensa, quer das camadas metassedimentares basais brasileiras, quer do embasamento pré-brasiliano. Os granitos porfiróides incluem as associações autóctone-para-autóctone e para-autóctone e alóctone, equiparadas àquelas que Santos e Melo (1978) denominaram de associação de raiz (ou inferior) diorito-granito porfiróide e associação móvel (ou superior), tonalito-granito, respectivamente.

Na suite tardi-tectônica, Wernick (1979) descreve três grupos litológicos caracterizados pelas associações granito-tonalito, monzonito-adamellito e álcali-granito-sienito. Na suite pós-tectônica inclui duas associações sendo uma plutônica, em geral anidra ou pobre em pegmatitos e aplitos, com discreta auréola de contato, que inclui corpos cálcio-alcalinos e sub-alcalinos (inclusive alcalinas potássicas), representadas por granodioritos, granitos alaskíticos, monzonitos, álcali-granitos, sieno-granitos e quartzo-monzonitos, de posicionamento meso a epizonal, ou mesmo sub-vulcânicos, e uma associação efusiva fissural que acompanha as rochas plutônicas, sendo representadas por basaltos, andesitos, dioritos, riolitos e granodioritos pórfiros.

Jardim de Sá et alii (1981) propõem uma estratigrafia para os granitos que ocorrem na região do Seridó. Esta estratigrafia está baseada numa classificação de granitóides dentre os quais são reconhecidos os granitos tipos G1, G2, Gx, G3 e G4, e em suas relações estruturais com as fases de deformação que afetam a região, ou seja, F1, F2, F3 e F4.

Os granitos do tipo G1 são os mais antigos (provavelmente arqueanos) e dentre eles estão os granitóides que ocorrem na região de Caicó, a leste de Serra Negra e a leste de Açu (RN). Nesta última localidade ocorrem biotita-gnaisses de composição

granodiorítica a tonalítica, com ou sem hornblenda, cor cinza e granoblásticos. Os mesmos estão intercalados ou interfoliados com anfibolitos do embasamento e, em alguns pontos, o gnaissse exibe relação intrusiva com o anfibolito. Possuem um bandamento e fábrica de biotita, redobrados no evento F2. São também encontrados augen-gnaisses de composição predominantemente granodiorítica, cinza ou róseo. Localmente, é possível constatar a existência de uma sequência de fases, as mais antigas de composição diorítica, incluídas como xenólitos e intrudidas por tipos mais potássicos, róseos. Todos eles são afetados pelas estruturas F1.

As rochas granitóides associadas a F2 compreendem os granitos do tipo G2. Estes estão subdivididos em dois sub-tipos: G2a e G2b. O mais importante volumetricamente (G2a), reúne augen-gnaisses e ortognaisses porfiroblásticos, formados por feldspatização e anatexia (M2), pré a sin-tectônica (F2), de rochas do embasamento e níveis inferiores das rochas supra-crustais. A composição do material formado varia de granito-granodiorito com biotita e hornblenda subordinada (o protólito seria principalmente os gnaisses biotíticos supra-crustais), a granodioritos e tonalitos com predomínio de anfibólio sobre a mica (protomaterial do embasamento gnáissico anfibolítico). Exemplos de G2a podem ser encontrados na base das supra-crustais, por exemplo a leste de Caicó, serra do Feiticeiro, etc., ou em áreas do embasamento (Lages, leste de Açú, etc.).

O segundo sub-tipo (G2b) de granitóides não envolve a feldspatização observada no caso anterior, parecendo formado diretamente por anatexia do material do embasamento, ou da sequência metassedimentar. A composição é mais ácida, geralmente granítica a granodiorítica com biotita e hornblenda. Textura granoblástica é generalizada, bem como as faixas de quartzo estirados, estas últimas desenvolvidas na região de contato embasamento-cobertura, como efeito milonítico. Estes tipos variam de migmatitos bandados, nebulíticos e schlieren a ortognaisses mais homogêneos.

Os jazimentos variam de autóctones ou pouco deslocados nos corpos maiores, migmatíticos (diques e "sheets" com 1 a 2km de comprimento e algumas dezenas de metros de espessura). Para McReath e Jardim de Sá (1979, In Jardim de Sá et alii, 1981), uma idade de 2,2 Ga parece ser mais provável para os granitos G2. Segundo o Jardim de Sá os granitos G1 e G2 não encontram paralelo em classificações prévias, tais como as estabelecidas por Almeida et alii (1967) e Santos e Melo (1978).

No maciço de Acarí (RN), ao sul da Serra Negra do Norte e em diversos outros locais, ocorre uma associação plutônica de posicionamento e caráter ainda duvidosos (granitos Gx). Os granitos porfíricos do maciço de Acarí constituem uma sequência complexa de intrusões, desde pré ou cedo, sin a tardi-F3. Tais granitos incluem xenólitos ou cortam corpos de dioritos, tonalitos e granodioritos, de textura granoblástica, gnáissicos e localmente schlieren. Uma feição típica destes xenólitos é uma rocha diorítica a quartzo-gabróide, com pontuações de hornblenda alinhada por fluxo e/ou tectonismo, e que também ocorre em diques, inclusive cortando discordantemente o bandamento dos augen-gnaisses G2a, assim definindo sua cronologia.

A interpretação é duvidosa mas pode haver uma sequência de diferenciação de gabros e dioritos a tonalitos e granodioritos. A hornblenda pode ou não ser o ferro-magnesiano dominante. Os tipos mais ácidos exibem foliação mais evidente (biotita metamórfica) e incluem progressivamente rochas mais básicas em estruturas migmatíticas.

As rochas granitóides associadas à deformação F3 (granitos do tipo G3) são subdivididos em três sub-tipos: G3a, G3b, G3c. Numa sequência complexa de intrusões, mas mais antigas (G3a) correspondem a granitos porfíricos "dentes de cavalo", com hornblenda e biotita. Podem estar foliados nas bordas, efeito superposto à orientação dos fenocristais por fluxo de magma. São característicos os cristais zonados de microclina com inclusões de biotitas paralelas às faces e orlados por plagioclásio (textura rapakivi). Mais raramente, são observados cumulos de feldspato potássico, e bandamento rítmico (alternância feldspatos versus máficos). Os xenólitos encontrados incluem os de rochas supracrustais, rochas básicas e ultrabásicas e rochas da associação Gx. Exemplos incluem os granitos de Acarí (parte do batólito) e porções dos corpos do Monte das Gameleiras, Patu e Barcelona (RN).

O granito porfírico G3a em Patu está incluso em um granitóide cinza e róseo, equigranular com fácies nebulíticas e "schlieren", o tipo G3b. Essas estruturas são irregulares, sem controle pela foliação de plano axial F3, assemelhando-se a um bandamento ígneo em rocha altamente mobilizada. Xenólitos presentes incluem biotita-xistos e gnaisses, biotita-anfibolito e dioritos com hornblenda do tipo Gx. Talvez correlato no tempo à mobilização do tipo G3b, tem-se a formação de migmatitos bandados-porfiroblásticos como os observados na região de Barcelona.

As partes mais externas dos maciços são formadas por granitos e granodioritos porfiroblásticos ou equigranulares (G3c), de granulometria média e apresentando menor densidade de fenocristais. As fácies de borda são bem foliadas. A matriz também é mais fina. Os xenólitos incluem granitos “dente de cavalo”, rochas básicas, biotita-xistos e gnaisses e rochas da associação Gx.

O acúmulo de um maior volume de líquido anatético, talvez a partir dos granitos nebulíticos G3b, permitiu a formação de diques e “stocks” de granitos e granodioritos cinza a róseos, equigranulares, fino a médio, pouco ou não deformados (G4); as intrusões devem ser tardi a pós F3/F4 e podem mostrar estruturas de fluxo com xenólitos alinhados. Estes incluem granitos porfiríticos-porfiroblásticos e da associação Gx.

Os granitos G3a correspondem a maior parte dos granitos tipo Itaporanga de Almeida et alii (1967), enquanto que o granito G3b corresponderiam ao tipo Conceição. Os granitos G3c não encontram correspondentes na classificação de Almeida et alii (1967). Os granitos G4 seriam equivalentes aos granitos tipo Itapetim.

Os granitos G3 são de idade presumível em torno de 650 M.a., enquanto que os do tipo G4, teriam idade em torno de 560 M.a..

Almeida et alii (1984) e Almeida (1987) revelam a natureza peralcalina das rochas ácidas que compõem os enxames de diques lineares de Tauá e Independência, na região sudoeste do Ceará. Com base em isótopos de oxigênio propõem uma fonte de tipo I para estas rochas e uma fonte do tipo I com alguma assimilação crustal para as rochas sub-vulcânicas ácidas que compõem o enxame de diques lineares de Coreaú, associados ao granito Meruoca, na região noroeste do Ceará.

Sial (1987) adotando a proposição de Santos et al (1984), com algumas modificações, divide a Região de Dobramentos Nordeste em cinco domínios estruturais, a saber: Domínio Médio Coreaú, Domínio Cearense, Domínio Central, Domínio Centro Este e Domínio Sergipano. No Domínio Central, Sial (1987) com base em dados geoquímicos, individualiza quatro grandes grupos de rochas graníticas: a) cálcio-alcalinas potássicas, b) cálcio-alcalinas, c) granitóides com afinidades trondhjémíticas e d) plútons ultra-potássicos e shoshoníticos.

a) Os granitóides cálcio-alcálicos potássicos (tipo Itaporanga) representam uma associação diorito-quartzo-monzonito potássica. Eles estão intrudidos ao longo do limite norte do sub-domínio Cachoeirinha-Salgueiro (e.g. batólitos de Itaporanga, Serra da Lagoinha e Bodocó) e parecem ser contemporâneos com a fase da deformação regional F2. Evidências texturais e químicas sugerem que estas rochas sejam exemplos de mistura de magma (diorito potássico com um magma potássico mais félsico). Eles parecem ter intrudido diapiricamente e estão comumente expostos em um nível que corresponde ao pescoço do balão. Plutões comparáveis são encontrados no sub-domínio Seridó como por exemplo, o maciço sin-tectônico de Acari, um batólito polidiapírico intrudido sobre uma deformação dúctil transcorrente (Jardim de Sá et al 1987).

b) Os granitóides cálcio-alcálicos (tipo Conceição) são epidoto-granitóides a tonalitos intrudidos na área de afloramentos dos metassedimentos de baixo grau do Grupo Cachoeirinha. Tipicamente eles carregam inclusões de anfibólitos que podem representar fragmentos da rocha fonte. Valores de ^{18}O em rocha total são maiores que 11 permil, em contraste com os granitos tipo Itaporanga que apresentam valores de +7 a +8,5 permil. Estimativas preliminares para pressão de cristalização de dois desses corpos, usando o Al em anfibólio como um geobarômetro, produziram números entre 6,5 e 8 Kbar.

c) Granitóides com afinidades químicas trondhjemíticas (tipo Serrita) intrudiram metassedimentos do fácies anfibólito que compõem o Grupo Salgueiro. Em Serrita, eles formam o núcleo topograficamente inferior de duas estruturas anelares que gradam para egirina-sienitos, topograficamente mais altos, nas margens.

d) Granitóides shoshoníticos e peralcalinos do Domínio Central são os mais estudados dos quatro tipos de granitóides. As intrusões de vários egirina-sienitos sódico-potássicos a ultra potássicos foram controlados por "shear zones" ativas. Eles podem representar "cristal-mushes" de álcali-feldspatos suspensos em líquidos altamente evoluídos, ricos em sílica e álcalis. Eles mostram inclusões ovais e globulares de piroxenitos e estão associados com diques sin-plutônicos de mesma composição em uma associação piroxenito-sienito. Ao norte, a linha principal sienitóide muda para quartzo-monzonitos com afinidades shoshoníticas (e.g. Teixeira, Solidão)*. As relações de intrusão em algumas localidades indicam que os plutões shoshoníticos são

ligeiramente mais antigos que os plutões ultrapotássicos; entretanto, em outros locais (e.g. Salgueiro, Pernambuco) uma gradação entre os dois é observada.

Os granitóides da série peralcalina-shoshonítica possuem altos a extremamente altos teores de K, Ba, Sr, P, LREE e baixos teores de Nb e Ti. Uma idade de 660 Ma. (Rb-Sr em rocha total Brito Neves 1982, In Sial et al 1987) foi reportada para o batólito de Triunfo, o maior batólito da linha sienitóide principal. Rochas da associação gabro-sienito peralcalino em Ouricuri, ao longo do limite norte do Domínio Cachoeirinha-Salgueiro, mostra foliação de baixo ângulo e foram intrudidas provavelmente concomitantes com o batólito Triunfo. Outros plutões peralcalinos (saturados a supersaturados) não são foliados e intrudem os plutões ultrapotássicos da linha sienitóide principal (e.g. Diques terra nova em Pernambuco) ou intrudiram metassedimentos do grupo Cachoeirinha (e.g., Quandú, Riacho dos Cavalos, Serra da Cana Brava, em Pernambuco).

CAPÍTULO V

GEOLOGIA LOCAL

Três grandes unidades lito-estratigráficas compõem o conjunto rochoso que hospeda ao Complexo Granítico Quixadá Quixeramobim (CGQQ). A primeira e mais abundante, caracteriza-se pela presença de orto e paragneisses e migmatitos. Intercalações decimétricas a métricas de anfibolitos, rochas cálcio-silicáticas e granada-xistos são frequentes. Esta unidade, denominada de *Complexo Gnáissico-Migmatítico*, ocorre sempre a leste do Complexo Granítico Quixadá Quixeramobim, separada deste pela ampla zona de cisalhamento dúctil Senador Pompeu. A segunda unidade compreende uma sequência vulcano-sedimentar na qual são encontrados xistos pelíticos a muscovita, biotita, granada e eventualmente silimanita fibrolítica, com frequentes intercalações de quartzitos, mármore, rochas cálcio-silicáticas e sills máficos-ultramáficos. Esta sequência é comparável a aquelas de Orós, Ibicuitinga e Jaguaribe, sendo portanto definida como *Grupo Ceará*. Cavalcante et alii (1983), provavelmente em função da presença dos sills máficos e ultramáficos que ocorrem intercalados aos metassedimentos a definiram como parte integrante do Complexo Pedra Branca. Esta denominação não se justifica tendo em vista que esta sequência é de caráter litológico e estrutural diferente daquele que define o Complexo Pedra Branca. Esta unidade abriga a porção setentrional leste dos batólitos Quixeramobim e Quixadá e sua geometria superficial sugere que ela é a continuação daquela porção que ocorre a sudeste de Senador Pompeu (Fig. 3.1). A terceira unidade está representada pela “*Unidade Mombaça*” de Pessoa et alii (1986), do Complexo Pedra Branca. Esta unidade abriga as porções meridional e setentrional do batólitos. Está representada principalmente por ortogneisses tonalíticos, anfibolitos, rochas metamáficas e metaultramáficas e granulitos.

V.1- O Complexo Gnáissico-Migmatítico

Este complexo está representado nas adjacências do Complexo Granítico Quixadá Quixeramobim, pelos muscovita-biotita-gnaisses, biotita-hornblenda-gnaisses, migmatitos e eventualmente leucogranitóides.

Os gnaisses são subdivididos em para e ortogneisses. Os paragneisses são representados principalmente por biotita-muscovita-gnaisses com ou sem granada.

Estes, em afloramento, apresentam-se bastante intemperizados e fraturados com foliação SE (bandamento composicional) de N10°E a N40°E e mergulhos variando de 10° a 70° sempre para SE. Ao microscópio exibem textura granolepidoblástica com as bandas félsicas constituídas por um mosaico granoblástico de quartzo e plagioclásio e as bandas máficas constituídas por muscovita, biotita e eventualmente hornblenda actinolítica, epidoto e granada, arranjados numa trama lepidoblástica. "Kink bands" são frequentes nas micas, enquanto que as granadas exibem feições sintectônicas.

Os ortognaisses estão representados principalmente por granitos gnáissicos com foliação variando entre N30°E e N40°E e mergulhos entre 85° e 60° para SE. Estas rochas são de coloração cinza, granulação média, porfíricas com megacristais que podem atingir até 3 cm de comprimento. Sombras de recristalização assimétricas e simétricas são comuns nestes cristais. Estas feições atestam as atividades dos cisalhamentos simples e puro, respectivamente, nestas rochas, com o cisalhamento simples, de natureza dextral, tendo atuado como uma fase tardia com relação ao cisalhamento puro. Estes megacristais, principalmente microclinas pertitizadas e plagioclásio, estão mergulhados em matriz de granulação média composta por biotita, muscovita, quartzo, plagioclásio e microclina. Minerais opacos, zircão e apatita aparecem como minerais acessórios. Modalmente podem ser classificados como granodioritos.

Os migmatitos e leucogranitos encontram-se intimamente associados aos paragneisses, com os quais fazem contatos gradacionais. Nas zonas de migmatização a foliação tão evidente nos gnaisses, desaparece dando lugar a uma associação rochosa caracterizada pela presença de leucogranitóides que apresentam uma débil e contorcida foliação definida pelo alinhamento de biotitas e muscovitas. Inseridos nestes leucogranitos são encontradas faixas e/ou manchas de rochas máficas constituídas principalmente por biotita, quartzo e plagioclásio (paleossoma?). Os leucogranitos são constituídos por plagioclásio, microclina, quartzo, biotita e muscovita, com estes dois últimos perfazendo menos que 10% do volume modal. Granada é um mineral que pode estar presente. Conforme a variação nos percentuais dos feldspatos, estes leucogranitóides exibem composição que varia de granodiorítica a granítica. Veios pegmatíticos e aplíticos pitigmáticos e outros mais tardios são comuns.

V.2- O COMPLEXO PEDRA BRANCA

Este Complexo, nas adjacências do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, está representado pela “Unidade Mombaça” de Pessoa et alii (1986). Apesar de hospedar grande parte do complexo granítico, pouco é sabido sobre a petrografia dos litotipos desta “Unidade”. É sabido, entretanto, que orto e paragneisses com núcleos diatexiticos e metatexiticos, anfibolitos e metaultramáficas e ainda granulitos são constantes desta unidade. Além do que foi citado no capítulo Geologia Regional, vale destacar os granulitos ácidos e básicos que ocorrem, respectivamente, a 1,5 km da Vila Engenheiro José Lopes, na estrada que liga esta vila a Senador Pompeu e na vila denominada Flores, situada ao longo da estrada que liga as cidades de Mombaça a Senador Pompeu.

O primeiro tipo apresenta uma coloração creme-amarronzado, estrutura maciça e mostra uma grande concentração de granada. Ao microscópio, revela uma mineralogia essencial composta por plagioclásio, granada, epidoto e quartzo. A componente acessória se faz representar por piroxênio, titanita, zircão e carbonato. O plagioclásio ocorre em cristais tabulares subédricos e anédricos; mostra-se alterando para epidoto e carbonato e sua composição encontra-se dentro do intervalo An_{50-60} (método Michel-Levy). A granada representa um volume aproximado de 35%. Ocorrem cristais subédricos, extremamente fraturados e alterados para minerais do grupo do epidoto, e em pequena proporção para carbonato. Epidoto apresenta-se em cristais anédricos, subédricos e, às vezes, euédricos. São encontrados as três espécies: pistacita, clinozoisita e zoisita, com um amplo predomínio do primeiro termo. O volume do epidoto (cerca de 15%) resulta essencialmente da transformação da granada secundada por uma contribuição, em menor escala, dada por alteração do plagioclásio. O quartzo ocorre numa proporção entre 5 a 7%, em cristais anédricos com dimensões variadas e, vez por outra, como inclusões nas granadas. Entre os acessórios, destaca-se o piroxênio (com características de mineral do grupo do diopsídio) com uma percentagem de aproximadamente 2%.

O granulito na localidade de Flores apresenta uma coloração verde escura, uma estrutura maciça e encontra-se no campo, com aproximadamente 200 metros de espessura encaixado num pacote de gnaiss e anfibolito. A mineralogia essencial compõe-se de plagioclásio, quartzo, biotita e hiperstênio; os minerais acessórios

(cerca de 1,5%) são representados por zircão apatita e minerais opacos. O plagioclásio ocorre em cristais tabulares euédricos e subédricos; exibe um certo fraturamento e apresenta-se geralmente geminado segundo as leis da Albita e Albita-Periclina (combinadas). Mostra-se levemente alterado e apresenta inclusões de quartzo e biotita; alguns cristais encontram-se antipertíticos. O quartzo apresenta-se em cristais anédricos bem desenvolvidos, alcançando dimensões de até 2,0 mm; exibe fraturamento e mostra-se recristalizado. A biotita (cerca de 10%) ocorre em lamelas dispersas, raramente em agregados, e sem uma orientação preferencial. Sua origem encontra-se, ao que tudo indica, ligada à transformação do hiperstênio bem evidenciada em lâmina onde se observa todo um estágio de gradação, inclusive com algumas biotitas assumindo o hábito tabular do hiperstênio (mimetismo). Outro aspecto que reforça a transformação do hiperstênio para biotita, e não o inverso, é que são encontrados vários cristais com núcleo de hiperstênio e borda de biotita. O hiperstênio apresenta-se em cristais tabulares, às vezes granulares e com uma distribuição irregular.

Os minerais acessórios perfazem um total de aproximadamente 1,5% e encontram-se representados por zircão, apatita e minerais opacos, com um destaque para apatita, cujos cristais alcançam até 0,2mm. De acordo com as proporções minerais a rocha pode ser denominada de hiperstênio-granulito ou enderbito.

Além dos dois tipos, encontram-se, dentro dos gnaisses e migmatitos, manchas de rochas quartzo-feldspáticas, com ou sem granada, praticamente desprovidas de micas. Segundo proposição de Roger Mason (1978), rochas com tais características são classificadas como granulitos e correspondem aos leptinitos dos autores franceses.

V.3- O GRUPO CEARÁ

Os litotipos dessa sequência vulcano-sedimentar são encontrados em duas situações diferentes com relação aos batólitos Quixadá e Quixeramobim. Em toda a sua porção setentrional oeste, esta sequência aparece como hospedeira do corpo granitóide. As melhores exposições das relações intrusivas do batólito Quixeramobim nesta sequência são encontradas na Fazenda Serra Branca, ao longo do leito do rio Quixeramobim (Figs 5.1a;b;c;d), na pedreira encontrada ao longo da estrada Quixadá-Campos, no quilômetro três desta rodovia e na porção meridional leste do complexo,

onde as rochas desta sequência invaginam-se neste configurando um enorme megaxenólito, com dimensões de cerca de 8 km².

No primeiro caso, os litotipos desta sequência se distribuem segundo uma faixa elipsoidal alongada cujo diâmetro maior de direção aproximada N40°E mede cerca de 80 km de comprimento, com larguras máximas de 15 km (Fig. 3.1). Sua espessura, conforme Torquato et alii (1989), é em torno de 7 km. Nesta região, a sequência exhibe uma estruturação de sinclínio que a torna similar a um barco que navega sobre o Complexo Pedra Branca. A este pacote de metasedimentos foi dada a denominação de Sequência Quixeramobim (Goes e Fernandez 1992).

Aí são encontrados mica-xistos, quartzitos, mármore, rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos e rochas ultramáficas.

Os xistos- Os xistos do Grupo Ceará apresentam uma mineralogia essencial a base de quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita e sillimanita fibrolítica e como minerais acessórios encontram-se turmalina, minerais óxido de ferro (opacos), zircão, apatita, carbonato, epidoto e clorita. Esta associação é encontrada principalmente em regiões distantes do contato com o complexo granítico.

À medida que nos aproximamos do contato, os xistos, anteriormente com textura lepidoblástica, passam a apresentar uma estrutura gnáissica, evidenciada por um fino bandamento composicional caracterizado pela presença de bandas leucocráticas quartzo-feldspáticas de espessuras variadas (0,5 a 4 cm) que se interpõem aos planos de xistosidade (Figs. 5.1.c e 5.1.d). Nestes xistos gnaissificados podem ser encontrados, além dos minerais acima citados, granada, sillimanita e microclina. É possível que haja uma zonação metamórfica crescente em direção ao batólito, configurando uma auréola de metamorfismo termal, entretanto, até o momento esta não foi definida pelos mapeamentos prévios.

Os muscovita-biotita xistos, localizados mais distantes do contato, apresentam cor cinza escuro, granulação média a fina e xistosidade pronunciada com domínios quartzo - feldspáticos descontínuos entre domínios fortemente micáceos. Em secções delgadas mostram textura granolepidoblástica heterogênea. O quartzo mostra-se estirado, com extinção ondulante, contatos sinuosos ou denteados e por vezes, recristalizado. O plagioclásio é anedral, com raro maclamento, extinção ondulante e micro-fraturas. Biotitas e muscovitas são lamelares e bem desenvolvidas, orientadas,

Figura 5.1.a;b;c;d - Relações de contato do Batólito Quixeramobim com as rochas do Grupo Ceará.

a) Ao longo do leito do rio Quixeramobim, cuja direção é transversal ao contato do batólito com as supracrustais encaixantes, podemos observar várias intercalações de material de composição granítica (material de cor branca), posicionados ao longo das foliações dos granada-mica-xistos (material de cor escura). Estas injeções de material granítico são de espessura variável, com aquelas de maior possança mais próximas da linha limítrofe do corpo granítico. Em primeiro plano são vistos material de natureza pegmatítica, enquanto que ao fundo, no vértice superior direito, são vistas rochas do sub-facies Boa Fé.

c) Esta zona de contato, apesar de ser cartografada como uma zona de cisalhamento (ZC Quixeramobim), são raras as evidências de milonitização. Por outro lado, a verticalização da foliação e a transposição dos veios graníticos (por vezes pegmatítico) e ainda a estrutura dos quartzo "ribbon" e sombras assimétricas de recristalização em feldspatos não deixam dúvidas quanto a transcorrência a atuação de uma deformação não coaxial heterogênea sofrida por estas rochas.

b) Estas injeções de líquido granítico ao longo das foliações, dá ao conjunto litológico um aspecto bandado, o que fez com que no passado, estes litotipos fossem confundido com tipos migmatíticos. Este bandamento exhibe-se com direção N45°E, com mergulhos entre 45° e 90° em direção ao interior do batólito, gradacionalmente crescentes, com a verticalização sendo alcançada nas adjacências do corpo granítico.

d) Em zonas de maior deformação, a foliação torna-se verticalizada e o bandamento gnáissico é fortemente acentuado. Nestas zonas a milonitização é mais flagrante. Cianitas, por vezes, são aí desenvolvidas

constituindo domínios descontínuos que circundam os minerais fêlsicos; apresentam-se deformados, por vezes mostrando "kink bands". A biotita aparece com pleocroísmo variando de amarelo claro a marrom avermelhado. A muscovita mostra minerais opacos exsolvidos ao longo de sua clivagem.

Os xistos gnaissificados exibem quartzo com granulação variável, mostrando processos de recristalização; nas proximidades do contato com o granito, mostram uma textura poligonal distinta, reflexo do reaquecimento provocado pela intrusão. As micas (biotita e muscovita) ocorrem em percentuais que variam de 40 a 60%; verifica-se um predomínio da biotita sobre a muscovita. Embora possa ser encontrada como resultante de uma cristalização primária, a muscovita aparece em maior volume como produto de transformação da biotita. Com frequência, essas micas aparecem dobradas com uma estreita zona de charneira e ângulos entre as lamelas bastante fechadas, indicando uma deformação fria. Os plagioclásios mostram-se geralmente geminados (Lei da Albita e Albita-Periclina), em cristais tabulares subédricos ou euédricos (quando observados nas bandas fêlsicas) e anedrais quando em contato com as micas constantes das bandas xistosas. A microclina ocorre em proporções menores que o plagioclásio, podendo até estar ausente, como acontece nas proximidades do açude Quixeramobim. Ocorre sempre nas bandas composicionais fêlsicas associadas a plagioclásio e quartzo, em cristais predominantemente subédricos com geminação às vezes precária e mostra alteração para argilo-minerais. A granada apresenta-se em cristais euédricos, de tamanhos variáveis, mas sempre bem desenvolvidos, com uma dimensão que chega a alcançar os 2cm. Dos aspectos texturais observados, pode-se concluir que tais granadas são pré-cinemáticas com relação à movimentação dextral que afetou a região. Silimanita ocorre em fibras resultantes da desestabilização da biotita.

Quartzitos- Os termos mais representativos destes litotipos são aqueles que ocorrem intercalados aos xistos granatíferos gnaissificados encontrados na parede do açude Quixeramobim. Neste local o quartzito ocorre em bancos cuja espessura pode atingir a 2m. Em sua composição mineralógica, além de quartzo, são encontrados muscovita e microclina, estes em percentuais que atingem no máximo 15%.

Mármore e rochas cálcio-silicáticas- Intercalados aos micaxistos gnaissificados, estas rochas são encontradas em lentes ou camadas que chegam a alcançar proporções consideráveis, notadamente os mármore. Nos limites da fazenda Betânia (5 km a NE de Quixeramobim) a camada de mármore alcança espessura em

torno de 500 m e comprimento aproximado de 35 km, em afloramentos descontínuos. Esta rocha apresenta coloração cinza claro e granulação média a grossa, onde se observam cristais de calcita com até 1 cm. Em alguns níveis de coloração verde acinzentado, observa-se a presença de diopsídio e tremolita. Níveis ou concentrações de impurezas no mármore fazem com que essa rocha possa variar localmente para cálcio-silicáticas típicas. Nesses locais sua mineralogia geralmente inclui epidoto, diopsídio, tremolita e plagioclásio. Na localidade de Pedra Redonda, 35 km a sudeste de Quixeramobim, o mármore apresenta em alguns níveis, granada e flogopita. Uma presença marcante nestes mármore fica por conta da ocorrência de porfiroblastos de tremolita que atingem até 2 cm de comprimento.

Anfibolitos - Esses são representados por sills de espessuras e comprimentos variáveis. Os mais expressivos apresentam espessura de cerca de 800 m e comprimento de 33 km. No campo exibem-se com granulação fina, estrutura orientada, frequentemente bandada e coloração verde escuro. Sua mineralogia essencial está representada por plagioclásio, anfibólitos e quartzo. Os acessórios comuns são titanita, apatita, zircão, minerais opacos, epidoto e biotita. O plagioclásio ocorre em percentual entre 35% e 45%. Apresenta-se em cristais predominantemente subedrais e anedrais e frequentemente alterados para argilo-minerais. Os anfibólitos são representados geralmente pela hornblenda e compreendem cerca de 50% da rocha. Localmente estes anfibolitos gradam para metahornblenditos. Ocasionalmente são encontradas actinolita-tremolita, em percentuais que não ultrapassam a 10%. Ocorrem em minerais prismáticos, geralmente orientados, alteram para biotita ou clorita e com frequência mostram inclusões de plagioclásio, zircão e quartzo. Este último ocorre em percentuais inferiores a 10% e parece ser resultante da transformação metamórfica da associação primária. Meta-ultramáficas plutônicas e metagabros, ocorrem de forma esparsa ao longo da estrada que liga a CE-021 a fazenda Normal. Algumas rochas metaultramáficas se mostram brechadas, com comportamento estrutural similar ao de uma brecha de falha.

Na porção sudeste do batólito Quixeramobim pode ser encontrada uma enorme faixa de meta-sedimentos que adentra ao batólito. Nela são encontrados biotita-muscovita-xistos, quartzitos e rochas cálcio-silicáticas. Esta associação difere daquela anteriormente descrita e da que ocorre a nordeste do complexo granítico, por não apresentar anfibolitos e mármore. Com relação aos mica-xistos é notada a ausência de

granadas, estando presente entretanto, sillimanitas fibrolíticas (Arthaud, com. oral) e localmente cianita. Intercalados ao longo da foliação verticalizada destes metassedimentos, são encontrados "sheets" graníticos cujas composição e textura são similares a aquelas exibidas pelos litotipos do facies Muxuré Novo.

As estruturas das rochas que ocorrem ao longo do contato oeste do batólito Quixeramobim foram estudadas por Goes e Fernandes (1991). Estes autores retrataram um quadro evolutivo no qual, em uma primeira fase de deformação, foram geradas dobras cerradas a isoclinais com plano axial paralelo à foliação e eixos sub-horizontais, bem como dobras em bainha de eixo curvo. Num "continuum" de deformação, foi gerada uma segunda fase S_2 , esta paralela a S_0 (bandamento composicional) e S_1 . Esta fase está caracterizada por uma foliação de baixo ângulo de direção NE-SW e uma lineação de estiramento paralela aos eixos das dobras da 1ª fase. Estas foliações de baixo ângulo caracterizam uma tectônica de nappes. Uma terceira fase deformacional S_3 , está materializada por uma tectônica transcorrente (zona de cisalhamento Quixeramobim), que se iniciou na zona de sillimanita, verticalizou e defletiu a foliação regional, milonitizando-a localmente.

A lineação de estiramento anteriormente citada, aparece ao longo da zona de cisalhamento com alto ângulo de mergulho. As lineações de estiramento geradas por S_3 são horizontais ou sub-horizontais e estão presentes principalmente nos litotipos graníticos do batólito Quixeramobim. Uma reativação mais tardia do cisalhamento, agora em transtensão e no regime de transição dúctil-frágil, foi caracterizada na zona da biotita e posteriormente da clorita. A fase S_3 provocou uma intensa transposição nas dobras S_1 e S_2 . Uma quarta fase de deformação S_4 , gerada em transpressão e regime frágil, resultou em uma clivagem de crenulação, cujos eixos das microdobras constituem uma lineação paralela à zona de cisalhamento, ou seja $N40^\circ E$.

V.4- As Zonas de Cisalhamento Senador Pompeu e Quixeramobim

Dentre as feições estruturais que ocorrem no Ceará, chamam a atenção os mega-lineamentos. Alguns destes, o Sobral-Pedro II, na região NW do Ceará por exemplo, são transcontinentais tendo suas projeções no continente africano. Estes lineamentos ou geofraturas são desde há muito tempo conhecidos. Kegel (1956) por exemplo, concebia tais lineamentos como limites naturais de blocos orogênicos. Melo et

al (1978) adotaram o modelo de regmagênese de Moody & Hill (1956) para explicar estas estruturas. Segundo o modelo, os lineamentos estariam relacionados a uma tectônica rúptil comandada por falhas transcorrentes de grande extensão. Apesar de há tanto serem conhecidos, foram Caby & Arthaud (1986) quem primeiro definiram tais lineamentos como zonas de cisalhamento dúcteis.

Dentre eles, a zona de cisalhamento dúctil Senador Pompeu figura como um dos mais importantes. No Ceará sua extensão é de cerca de 400 km, com espessura de aproximadamente 10 km. Nas porções nordeste e sudoeste do Ceará, a referida zona desaparece, respectivamente, por sob os sedimentos litorâneos e sedimentos da bacia do Parnaíba.

Com direção N40°E, esta zona de cisalhamento limita cerca de 70% da porção leste do batólito Quixeramobim. Isto significa que desde a vila denominada Belém, a zona de cisalhamento tem sua porção central se distanciando gradativamente do corpo granítico, de forma que o batólito Quixadá (porção setentrional do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim) dista aproximadamente 12 km desta zona.

Apesar da grande importância geotectônica deste cisalhamento, pouco se conhece desta feição. Kegel (1956), por exemplo, a definiu como um limite natural entre os blocos orogênicos Banabuiú e Santa Quitéria, e Banabuiú e Itapajé. Os dados petroestruturais constataam uma deformação inicial em alta temperatura ($T \cong 500^{\circ}\text{C}$), o que resultou na formação generalizada de milonitos (ultramilonitos, milonitos, blastomilonitos e protomilonitos) e uma deformação posterior, em baixa temperatura ($T < 200^{\circ}\text{C}$) com a formação de cataclasitos e brechas. Pseudo-taquilitos, alguns dos quais contendo vesículas e/ou amígdalas, são frequentes, porém sempre em espessuras centimétricas. Os milonitos exibem foliações cujos mergulhos variam de 90° a 70° e lineações de estiramento com "rakes" variando entre 10° e 20° , o que evidencia o caráter transcorrente deste cisalhamento. Por outro lado, Souza et alii (1984) encontraram nas proximidades de Ibicuítanga estrias sub-verticalizadas, o que implica na presença de uma componente vertical ativa durante um dos estágios de funcionamento desta zona.

Crítérios cinemáticos rotacionais tais como sombras assimétricas de recristalização e fábricas S-C, indicam que seus últimos movimentos em condições dúcteis foram dextrais.

Da mesma forma o lineamento Quixeramobim foi definido como uma zona de cisalhamento dúctil por Arthaud et al (1987). Ela corresponde a uma estreita faixa (± 1 km) de rochas verticalmente foliadas (rochas do grupo Ceará) e com deformação relativamente forte (rochas graníticas), que ocorre ao longo do contato entre as rochas do Grupo Ceará e as do batólito Quixeramobim. Sua extensão é de cerca de 60 km e está restrita ao contato supracitado, tendo suas terminações NE e SW nas localidades Uruquê e Vinte, respectivamente.

Conforme anteriormente citado, as rochas do Grupo Ceará (Sequência Quixeramobim), quando distantes do contato com o granito, estas se apresentam com direção $N0^{\circ}\pm 10^{\circ}$ e mergulhos em torno de 30° SE. A medida que se aproxima o contato com o granito, tais rochas têm suas foliações gradativamente rotacionadas em direção a $N40^{\circ}$ E (direção da zona de cisalhamento), com seus mergulhos variavelmente crescentes à verticalização. Apesar desta verticalização da foliação, processos de milonitização são restritos a bandas de pequena espessura. Por outro lado, quando ultrapassamos o contato e adentramos no corpo granítico, tornam-se mais conspícuos os sinais de milonitização, estes traduzidos pela ocorrência de "augen-gnaisses", nos quais sombras de recristalização assimétrica, fábricas S-C e lineações de estiramento, indicam uma cinemática transcorrente dextral para esta zona de cisalhamento.

CAPÍTULO VI

O COMPLEXO GRANÍTICO QUIXADÁ - QUIXERAMOBIM

- ASPECTOS PETROGRÁFICOS -

O Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim está composto por dois grandes batólitos: o batólito Quixadá e o batólito Quixeramobim. O batólito Senador Pompeu é parte integrante deste Complexo, entretanto, ele não foi estudado. Em função da textura, composição e grau de homogeneidade, o batólito Quixeramobim foi subdividido em sete facies (ou unidades mapeáveis) denominados informalmente de: *facies Muxuré Velho*, *facies Muxuré Novo*, *facies Água Doce*, *facies Serra Branca*, *Facies Uruquê e Mobilizados Tardios*. Ao facies Muxuré Novo foi acrescentado o *sub-facies Boa Fé* e ao longo dos contatos do Uruquê com o Muxuré Novo, foi descrito o *sub-facies Uruquê-Transicional Muxuré Novo*.

O batólito Quixadá, apresenta apenas três grandes facies: o facies genericamente denominado *Quixadá*, os *Encraves* e os *Granitos Finos* tardios. Em função de sua homogeneidade textural, o facies monzonito pórfiro, apesar de extremamente abundante, não teve os seus litotipos subdivididos em sub-facies, isto porque os vários litotipos, os dioritos por exemplo, não se apresentam em domínios específicos que possam ser locados em mapa. Os encraves, por suas características texturais e mineralógicas, constituem sem qualquer dúvida, uma associação ímpar dentro do batólito, entretanto, o tamanho de cada um deles (30 cm, tamanho médio), é impede que sejam representados como uma entidade em separado, no mapa apresentado em anexo. A classificação das rochas aqui adotada é aquela de Streckeisen et al (1976).

VI.1 - O BATÓLITO QUIXERAMOBIM - FACIES MUXURÉ VELHO

Sob esta denominação estão incluídas todas as rochas de coloração cinza-escuro, de granulação fina (0,2 cm, tamanho médio), com textura porfírica ou afírica inequigranular que ocorrem como encraves, diques sinplutônicos ou formando grandes "sheets", como por exemplo na fazenda Muxuré Velho (cerca de 15 km a sudoeste de Quixeramobim). Ele está dividido em dois grandes sub-facies: o Muxuré Velho I e o Muxuré Velho II. O primeiro está caracterizado por apresentar o anfibólio como mineral

COMPLEXO GRANÍTICO QUIXADÁ-QUIXERAMOBIM
MAPA LITOFACIOLÓGICO

- Vulcanismo Básico
- Batólito Quixadá: suite monzonítica
- Mobilizados Tardios Leucogranitóides de granulação média
- Facies Mururé Velho 2 Biotita quartzo-dioríticos mesocrático, grã fina
- Facies uruquê Biotita leuco granodioritos de granulação media-fina
- Facies Muxuré Velho Hornblenda-biotita-quartzo-dioritos de grã fina
- Facies Serra Branca: Hornblenda-biotita-granodioritos de grã grossa
- Facies Muxuré Novo Hornblenda-biotita-granodioritos de grã média
- Facies Água Doce Hornblenda-biotita-tonalitos; granodioritos de grã média
- Granitóides cálcio-alcálinos não estudados
- Rochas encaixantes: Complexo Pedra Branca; Complexo Gnáissico-Migmatítico e Grupo Ceará

- Zona de Cisalhamento com sentido de deslocamento
- Mergulho da foliação
- Zona milonítica
- Estradas
- Cursos d'água
- Cidade ou povoado

máfico dominante com relação à biotita e o segundo, pela dominância da biotita sobre o anfibólio e/ou pela ausência deste mineral. Na forma de encraves, estes corpos exibem formas que podem ser ovaladas, elipsoidais ou em charutos. Seus contatos com as rochas hospedeiras variam de bruscos a gradacionais. Suas estruturas internas são caracterizadas por uma foliação magmática e/ou tectônica, sempre paralela à foliação da rocha hospedeira.

Estes encraves ocorrem em todos os outros facies que constituem o Complexo, mas sua frequência diminui nos facies mais tardios.

Na forma de diques sinplutônicos, mostram espessura variável, desde centimétrica a hectométrica e podem ser contínuos ou descontínuos. Suas abundâncias são inversas com relação aos encraves, ou seja, são mais frequentes nos facies tardios. Algumas vezes, tais injeções são tão próximas, abundantes e pouco espessas que dão ao conjunto aflorante um aspecto bandado, semelhante ao de rochas gnáissicas.

Quando em grandes “sheets”, formam plutões relativamente homogêneos, como é o caso daqueles que ocorrem nas fazendas Muxuré, Canhotinho, Muxinatô (0,5 Km a sul do Km 20, na CE 021).

VI.1.1 - Os Encraves

O termo *encrave microgranular* é aqui utilizado para definir “pequenos” corpos de rocha que possuem textura e composição ígneas, com formas ovaladas, elipsoidais ou em charuto, que ocorrem no interior dos corpos magmáticos (graníticos, no nosso caso) maiores. Corpos esferoidais são raros. Eles, por outro lado, não exibem formas angulosas, o que os diferem dos xenólitos que são fragmentos angulosos de rochas encaixantes imersos no corpo granítico. Ele é aqui aplicado com o mesmo significado que *encraves microgranulares básicos* (Didier 1973) e dos *encraves microgranitóides* (Vernon, 1983). No nosso caso, entretanto, eles nunca são básicos, mas intermediários ($53\% < \text{SiO}_2 < 60\%$), com composição predominantemente quartzo-diorítica podendo, entretanto, apresentar variações até granodioritos.

VI.1.1.a - Ocorrência, distribuição, forma e tamanho

Os *encraves microgranulares* (EM) que compõem o facies Muxuré Velho são encontrados em todos os facies que compõem o batólito Quixeramobim. Nos facies

Muxuré Novo, Água Doce e Serra Branca eles são abundantes o que não acontece no facies Uruquê. Sua ocorrência não se restringe (como acontece com os xenólitos) às porções marginais do batólito (zonas de contato) mas, principalmente, ao longo do eixo central. Eles são particularmente abundantes nas adjacências das fazendas Muxuré Velho (15 km a sudoeste de Quixeramobim; localidade da qual foi tomado o seu nome), e Tanquinhos (30 km a sudoeste de Quixeramobim), locais nos quais ocorrem grandes intrusões de material diorítico-tonalítico que compõem este facies. Distantes destes distritos, os encraves microgranulares podem ser encontrados na forma de diques desmembrados ou segmentados com espessuras que variam de 1 a 200 m, como no por exemplo na fazenda Cajueiros, nas adjacências de Uruquê.

De maneira geral, os encraves ocorrem na forma de glóbulos ovalados ou elipsoidais, discoidais achatados com dimensões variando desde centimétrica a decamétrica com aqueles em torno de 40 cm sendo os mais frequentes. Quando ocorrem na forma de charutos (Figs. 6.4), exibem razões comprimento/largura de até 60/1. encraves microgranulares esféricos são raros, sugerindo que suas formas foram grandemente definidas pela deformação que também afetou suas hospedeiras. Ocasionalmente os encraves apresentam maior grau de deformação que seu hospedeiro (Fig. 7.11), corroborando o fato de que a deformação num sistema heterogêneo se pronuncia com maior intensidade no componente de mais baixa viscosidade (Gay, 1968), mesmo que a deformação tenha se processado quando o magma granítico hospedeiro ainda apresentava um comportamento Newtoniano, ou seja, estava com baixo percentual de cristais.

Neste estado, quando as viscosidades de ambos os magmas são baixas, as forças superficiais que agem nos limites dos glóbulos de magmas são da mesma ordem que as forças viscosas ativas. Neste caso, a forma de equilíbrio dos glóbulos de magmas que vão constituir os encraves imediatamente após a fragmentação, é esférica.

Por que estes glóbulos são afetados pelo mesmo "strain" que o granito hospedeiro, as suas razões comprimento/largura são usadas para definir o elipsóide de "strain" e o tipo de intensidade da deformação no granito hospedeiro. Entretanto, pelo acima citado, tal método deve ser usado com cuidado, porque ele está respaldado pelo contraste de reologia entre os dois magmas e este pode variar consideravelmente e até se inverter durante a evolução magmática dos plutões (Fernandez et al. 1981).

VI.1.1.b - Contatos

Os contatos entre os encraves microgranulares e seus hospedeiros são geralmente bruscos, entretanto, localmente podem ser gradacionais. Porque os contatos correspondem a uma interação entre os cristais dos componentes mesocráticos e félsicos, quanto maior a granulação do encrave, mais gradacional o contato parece, de modo que algumas vezes, principalmente quando a granulação do encrave é relativamente grossa, o contato torna-se difuso (Fig. 6.5). Contatos cuspidos e crenulados são raros, mas podem ser encontrados principalmente nos encraves que ocorrem nos facies Água Doce e Muxuré Novo. Bordas resfriadas típicas com cristais de granulação muito fina são ausentes, entretanto, uma ligeira variação na granulação pode ser observada, com os núcleos dos encraves sendo mais grossos. Megacristais de microclina, cristalizados a partir do magma granítico, podem estar cortando perpendicularmente o contato entre o encrave e a hospedeira (Fig. 6.2)

VI.1.1.c - Estruturas internas

Muitos dos encraves estudados, principalmente aqueles que ocorrem no domínio central do batólito Quixeramobim (Bqxb), e na porção central do batólito Quixadá (BQxd), exibem evidências de terem sido deformados, adquirindo uma foliação em condições sin-magmáticas. Tal foliação de fluxo magmático, como definido em secção posterior, está caracterizada pela ausência de deformação plástica intracristalina e está materializada pelo alinhamento sub-paralelo, às vezes estatístico, de megacristais (Fig. 6.5), sejam de K-feldspato, plagioclásio ou prismas de hornblenda. Os encraves que apresentam apenas foliação magmática são sempre elipsoidais, com baixa razão comprimento/largura (da ordem de 2/1), cujos eixos maiores são sempre paralelos à foliação encontrada no granito hospedeiro, exceção feita a situações nas quais o encrave deve ter atingido o solidus muito antes da parada de fluxo do hospedeiro, comportando-se daí por diante como um objeto rígido. Por outro lado, encraves similarmente alongados, exibem fortes indícios de deformação plástica (Fig. 6.6), sugerindo agora que uma deformação tectônica está superposta àquela adquirida em estágios magmáticos.

Megacristais de feldspato potássico e plagioclásio são comumente observados, tanto nos encraves como no granito hospedeiro. Exceção feita ao tamanho deles (aqueles observados nos encraves são geralmente menores), estes megacristais, ambos apresentam as mesmas feições estruturais, como por exemplo, inclusões similares.

Figura 6.1 - Dentre os encraves que ocorrem no batólito Quixeramobim, chama atenção aqueles que são compostos essencialmente por biotitas (95%). Eles são os xenólitos "surmicaceous", e constituem os restos da fusão parcial de metasedimentos pelíticos. São os "mica-restitos" que resistiram ao processo de fusão parcial cuja temperatura não foi suficiente para desestabilizar as biotitas. Minerais aluminosos do tipo sillimanita, e topázio, podem ser encontrados. Observar estrutura sedimentar preservada. Local: Pedreira da Perdição, estrada Quixadá-Quixeramobim, próximo Uruquê.

Figura 6.2 - Os xenólitos são fragmentos de rochas encaixantes que são incorporados ao magma, por ocasião da ascensão e emplacement do líquido magmático. Dependendo da temperatura e composições do magma e dos xenólitos, estes podem ou não ser assimilados parcial ou totalmente, pelo magma gerando, localmente magmas de composições diferentes. Aqui pode ser observada a assimilação parcial de um fragmento de rocha cálcio-silicática do Grupo Ceará, por magmas do batólito Quixadá. Local: Estrada Quixadá-Campos, Km 3.

Figura 6.3.- Os encraves encontrados no Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim variam em tamanho, forma e composição. Em função de suas composições e temperaturas nós temos variações nas viscosidades. Estes encraves resultaram da cristalização de glóbulos de magmas básicos que foram injetados nos magmas graníticos nos mais diversos estágios de cristalização deste hospedeiro. O contraste de viscosidade as vezes pode ser tão contrastante que o glóbulo de magma básico pode tornar-se altamente deformado, enquanto que o hospedeiro, pouco ou nada deformou. Interações físicas durante a deformação, são comuns. Local: fazenda Cajueiros, Uruquê.

Figura 6.4. - Encraves duplos não são frequentes nos batólitos, entretanto, na fazenda M. Velho são encontrados encraves microgranulares inseridos em encraves microgranulares (Facies M. Velho). Obviamente nada excepcional encontrar injeções básicas em material básico. Observar rotação do enclave em resposta ao esforço não coaxial.

Figura 6.5 - Até agora temos comentado que os encraves são o resultado da cristalização de glóbulos resultantes da fragmentação de magmas básicos injetados em diversos estágios de cristalização do magma granítico hospedeiro. Estas injeções se fazem através de condutos lineares, com a coluna de magma básico se consolidando na forma de diques contínuos ou descontínuos, conforme a viscosidade do hospedeiro. Quando injetados em magmas com baixos percentuais de cristalização, os magmas básicos formam diques sinplutônicos descontínuos, cujas rochas mostram alto grau de interação com o hospedeiro. Local: Fazenda Vacaria, Uruquê.

Figura 6.6 - Enclave fortemente deformado, com lineação marcada pelo estiramento de feldspatos. Observar que o granito hospedeiro mostra-se pouco deformado, demonstrando que em sistemas constituído por objetos de diferentes propriedades deforma-se mais aquele de mais baixa viscosidade.

Referidos megacristais são aqui interpretados como xenocristais que tiveram sua origem a partir da cristalização do magma granítico e que foram englobados mecanicamente pelo encrave, quando este ainda estava líquido.

Assim como os feldspatos potássicos, são também observados nos encraves cristais redondos de quartzo que se sobressaem, como se fora megacristais (fenocristais). Entretanto, diferente dos K-feldspatos, estes cristais quase sempre exibem uma coroa de minerais máficos (biotita $\pm$ anfibólio), caracterizando uma textura ocelar. Estes, da mesma forma que os feldspatos potássicos, também são xenocristais.

VI.1.1.d - Mineralogia

Os encraves microgranulares são, de maneira geral, de granulação mais fina (0,5-2mm) que os granitóides encaixantes (4-10mm). Eles são facilmente identificáveis no campo por sua cor escura contrastante com a cor clara do hospedeiro. Tal cor é o reflexo do percentual de minerais máficos, que normalmente atinge a 35-40% e da granulação relativamente fina. Muitos encraves são porfíricos, com megacristais de feldspato potássico, plagioclásio e hornblenda, este último encontrado principalmente nos encraves que ocorrem no fácies Mururé Novo. De modo geral, estes megacristais só são encontrados nos encraves se os hospedeiros que os contém também são porfíricos. No fácies Água Doce, por ex., onde o quartzo está presente em pequenas proporções modais e sempre restrito aos espaços intersticiais, ele é ausente como megacristal nos encraves.

A proporção de megacristais com relação a matriz varia desde 0% (encraves afíricos) a 20%, estes encontrados principalmente no fácies Serra Branca. Tendo em vista que a distribuição dos megacristais não precisa necessariamente ser homogênea, alguns encraves se mostram afíricos, isto podendo entretanto, ser apenas efeito do corte erosivo.

No diagrama QAP de Streckeisen (1976), a composição modal das rochas corresponde a série cálcio-alcálica tonalítica (Lameyre e Bowden, 1982), composta essencialmente por dioritos, quartzo-dioritos, tonalitos e granodioritos, com os dois primeiros predominando sobre os demais (fig. 6.7).

Ao microscópio, são observados plagioclásio, biotita, clinoanfibólios, microclina e quartzo como minerais essenciais e minerais óxidos de ferro e titânio, apatita, titanita,

Figura 6.7 - Diagrama Quartz-Álcali-feldspato-Plagioclásio (QAP), exibindo a variação composicional modal de rochas representativas do facies Muxuré Velho.

allanita, epidoto magmático e zircão como minerais acessórios. Carbonato (calcita), mica branca, epidoto clorita e argilo-minerais são produtos de alteração dos minerais primários. O plagioclásio é o mineral predominante nestas rochas. Em rochas pouco ou não deformadas, ocorre como fenocristais euédricos ou subédricos e na matriz, normalmente anedrais. Geminados conforme as leis da Albita, Periclina (mais comum), Albita-Periclina e mais raramente Albita-Carlsbad, apresentam extinção ondulante fraca, fraturas irregulares e às vezes microfalhas; alguns fenocristais se apresentam com zonação oscilatória. Estrutura poiquilítica onde as inclusões são de apatita, zircão, biotita e ocasionalmente anfibólio são frequentes. Saussuritização no núcleo destes minerais é um fenômeno relativamente comum, indicando uma composição mais cálcica desta porção do mineral. Na matriz, os cristais são anedrais e ocasionalmente, quando em contato com microclina pode intercrescer com o quartzo formando textura mirmequítica. Sobrecrecimento de plagioclásio sobre plagioclásio, seja fenocristal ou não, pode ocorrer, porém não é comum.

Em rochas deformadas, os megacristais de feldspatos se mostram ovalados, arredondados sem ou com sombras assimétricas de recristalização (Fig. 7.18), denunciando um fluxo no estado sólido, resultante de uma deformação não coaxial.

Tabela 6.1 - Composição modal de rochas representativas do facies Muxuré Velho.

	BM 13	BM 73x	BM 124	BM 336	BM 48	BM 146	BM 150	BM 25b	BM 29	BM 37	BM 128
qz	12,9	22,3	15,6	13,6	15,8	14,0	16,6	11,0	5,50	9,20	3,7
pl	47,0	41,6	50,7	52,4	44,2	35,8	47,9	55,0	65,0	53,3	51,4
kf	-	x	-	-	-	x	x	-	-	-	-
Bi	31,2	26,9	20,3	23,2	27,0	37,4	24,8	27,0	23,0	22,3	32,4
hbl	-	-	8,80	6,70	7,50	4,10	1,30	3,10	4,80	10,2	4,10
ti	0,80	1,50	1,10	0,80	1,60	1,60	0,70	0,60	0,30	0,50	-
AP	1,10	0,50	0,20	0,30	0,10	0,30	0,80	0,30	0,70	1,70	2,40
all	x	x	0,10	0,30	x	x	0,10	x	-	-	0,40
epi	3,90	4,50	1,10	2,00	1,60	2,70	0,60	2,30	x	0,50	3,70
zr	-	x	0,10	x	0,10	0,10	x	x	x	x	x
clt	-	x	0,50	x	-	0,30	0,10	-	-	-	-
mus	0,20	0,20	-	x	-	-	-	-	x	x	x
carb	2,20	1,50	0,20	-	1,60	0,70	1,50	0,10	0,20	1,20	1,20
mirm	x	0,50	0,10	0,10	-	-	-	-	-	-	-
opc	0,20	x	0,10	0,10	-	x	x	x	x	x	x
clzt	-	0,20	-	0,30	-	0,10	-	0,30	-	-	-

Tabela 6.1 - Cont. Composição modal de rochas representativas do facies Muxuré Velho.

	FD 34	FD 102	FD 117	FD 117F	FD 62	FD 52D	FD 8B	BM 281A
qz	22,3	22,2	21,1	17,4	14,0	13,1	9,11	10,1
pl	48,1	44,5	46,8	41,8	39,2	48,7	20,0	56,0
kf	1,50	x	6,25	3,70	1,96	1,80	2,30	0,60
bi	22,2	20,1	21,0	28,1	26,8	19,3	28,3	31,6
hbl	x	x	0,40	-	8,50	1,42	37,4	x
per	x	6,61	x	1,10	4,30	x	x	-
mirm	0,80	0,80	3,90	1,10	-	0,90	x	-
ti	2,10	1,10	0,40	4,0	2,61	1,60	1,60	0,30
ap	0,40	0,30	x	0,30	x	x	0,30	x
all	0,40	0,80	-	0,40	x	-	-	-
zr	x	x	x	x	x	x	x	x
opc	x	0,30	x	x	0,30	x	x	x
clt	-	0,30	-	x	0,30	-	-	-
clzt	0,20	x	-	x	0,60	x	0,30	-
carb	1,0	2,90	x	1,50	x	-	x	-

(x)=minerais traços; (-) mineral não encontrado ou ausente.

qz=quartzo; pl=plagioclásio; kf=feldspato alcalino; bi=biotita;

anf=anfíbólio; ti=titanita; ap=apatita; all=allanita; epi=epidoto; zr=zircão;

opc=opacos; mirm=mirmequita; pert=pertita; clt=clorita;

mus=muscovita; car=carbonato (calcita).

A biotita ocorre em cristais lamelares dispersos, ou por vezes em concentrações irregulares heterogeneamente distribuídas na rocha. Seu pleocroísmo varia de castanho

claro a castanho escuro, com alguns cristais mostrando tons avermelhados, como é o caso da amostra SC105E (vide análise tabela 10.1); localmente forma agregados com minerais neo-formados tais como muscovita, titanita e minerais-óxido-de ferro. Também são observadas no núcleo ou bordas de anfibólios, sugerindo sua origem a partir da desestabilização deste mineral. Inclusões de apatita, zircão e plagioclásio são frequentes.

O quartzo é anedral e ocorre comumente como cristais intersticiais; extinção ondulante é frequente em minerais cujas rochas sofreram fraca deformação, entretanto, onde a deformação foi mais intensa, os grãos se apresentam com formas lenticulares (ribbon-quartz), ressaltando a foliação impressa.

O anfibólio é a hornblenda verde ou a hastingsita, conforme o anfibólio presente na rocha hospedeira. Podem constituir fenocristais (grãos euedrais ou subedrais) ou, mais raramente, fazer parte da matriz. Neste caso mostram-se parcialmente transformados para biotita com epidoto ocasionalmente também presente como produto desta transformação.

A microclina é rara, aparecendo em cristais anedrais e intersticiais e sempre geminados segundo a lei da Periclina. Seus contatos são irregulares e amoldam-se aos cristais maiores adjacentes.

As titanitas constituem cristais euédricos, subédricos ou anédricos. Os dois primeiros exibem formas losangulares, e normalmente apresentam inclusões de apatita e zircão. Geminações lamelares podem ocorrer. As titanitas anedrais são normalmente o produto da desestabilização das biotitas ou mais raramente de anfibólios.

A allanita está presente em cristais geralmente bem formados (euedrais), com zonação conspicua, tendo alguns deles um manto de epidoto (pistacita?), que pode ou não acompanhar a forma do mineral interno.

Apatita, zircão (quase sempre do tipo P; Pupin, 1980)) e minerais óxidos de ferro e titânio são os minerais acessórios mais frequentes. Os primeiros ocorrem com hábitos aciculares, cujas razões comprimento/largura são normalmente baixas, entretanto, em alguns encaves esta razão pode atingir a 20/1. Magnetita, ilmenita e ocasionalmente pirita, são os opacos presentes. Zircão, quase sempre euedral, ocorre, como os demais acessórios, sempre incluídos nos demais minerais.

Ordem de cristalização

Minerais óxidos de ferro, apatita, e zircão, porque quase sempre eudrais e incluídos em megacristais (fenocristais), devem ter sido as primeiras fases precipitadas. Seguindo a estes, anfibólio e plagioclásio cristalizam concomitantemente. Biotita, plagioclásio (2), quartzo e microclina compõem nesta ordem a matriz. É importante ressaltar que ocorrem cristais eudrais de epidoto bem como de allanita ambos provavelmente primários, entretanto, o epidoto por sua associação íntima com biotita e quartzo, parece resultar não diretamente de uma nucleação homogênea ou mesmo heterogênea do líquido magmático, mas de uma reação do anfibólio com o líquido enriquecido em K₂O. Os megacristais de microclina, como já discutido, são xenocristais.

VL2 - O FACIES MUXURÉ NOVO

Este facies ocorre em toda a porção central do batólito, indo desde o distrito de Juatama, porção setentrional do batólito, até as proximidades da cidade de Senador Pompeu, extremidade meridional. Ele é portanto, a unidade litológica mais abundante e está caracterizada por conter rochas porfíricas de composição granodiorítica, com fenocristais de feldspatos cuja dimensões variam de 1cm a 6cm.. Nele foram identificados os seguintes sub-facies:

- a: biotita-granitóides com fenocristais de 3 a 6 cm,**
- b: anfibólio-biotita granitóides com fenocristais de 1,5 a 3 cm,**
- c: biotita-granitóides com fenocristais de 1,5 a 3 cm,**
- d: biotita-granitóides com fenocristais aproximadamente equidimensionais de tamanho em torno de 2,5 cm (sub-facies Boa Fé e**
- e: biotita-granitóides afiricos inequigranulares.**

As porções deste facies que se posicionam próximas aos contatos com as encaixantes (vide secções Contato Leste e Contato Oeste), exibem forte deformação no estado sólido, enquanto que as porções centrais do batólito, mostram foliação de fluxo magmático, com exceção é claro, de pequenas “shear bands” resultantes da deformação heterogênea que afetou todo o Complexo.

A associação dos litotipos que compõem estes sub-fácies constituem uma série cálcio-alcálica granodiorítica (médio potássio) composta por quartzo-dioritos, granodioritos e monzogranitos, com granodioritos dominantes (Fig. 6.8). Tonalitos e granitos e quartzo-monzodioritos são termos eventuais. Todos os litotipos são de cor

cinza claro, onde ressaltam os megacristais de plagioclásio e feldspato potássico imersos em uma matriz de granulação média a grossa (0,5 a 1,2 cm), constituída essencialmente por feldspatos, biotita e quartzo. Anfibólios são fenocristais eventuais. Titanita em cristais eudrais de até 1 cm e allanita são acessórios universais. Os fenocristais constituem de 0% a 30% do volume dos litotipos, entretanto, podem eventualmente formar agregados lenticulares, elipsoidais ou ovalados. Distribuídos de maneira relativamente homogênea, estes fenocristais estão geralmente orientados segundo N40E, materializando uma lineação cujos mergulhos variam de 0° a 15° exceção feita aos litotipos que ocorrem ao longo do leito do rio Quixeramobim, nas proximidades do contato, que apresentam lineação mineral com mergulho sub-vertical. Suas dimensões variam de 1,5 a 6 cm ao longo de seu eixo C e, de maneira geral, caracterizam uma textura porfírica serial, com exceção das rochas do sub-facies Boa Fé, onde os fenocristais são de dimensões aproximadamente “constantes”.

Figura 6.8 - Diagrama QAP exibindo a variação composicional de rochas representativas do fácies Muxuré Novo (Cruzes). Rochas do fácies Muxuré Velho (Círculos) são plotadas para comparação.

Em rochas pouco ou não deformadas, os fenocristais de feldspato potássico são eudrais ou subedrais (Fig. 7.15), com inclusões não orientadas de plagioclásio ± anfibólio, e exibem inclusões de biotitas crescidas epitaxialmente ao longo de linhas de crescimento deste mineral. Os fenocristais de plagioclásio são, em geral, subédricos, zonados e, quase sempre livres de inclusões. Por outro lado, podem mostrar aglomerados de epidoto anedral e carbonato, como produtos de alteração de seu núcleo.

As rochas contendo anfibólio como fenocristal são de composição menos ácida, isto é, com teores mais baixos de quartzo e K-feldspato. Já as rochas essencialmente biotíticas são mais ácidas e contém percentuais modais de quartzo superiores a 20% do volume total da rocha.

Ao microscópio, as rochas do fácies Muxuré Novo exibem uma matriz constituída por plagioclásio, biotita, feldspato potássico e quartzo, os quais constituem uma textura inequigranular hipidiomórfica, onde os cristais de biotita podem estar dispersos ou constituindo “clots”. Os acessórios comumente encontrados são titanita, allanita, apatita, zircão, minerais-óxidos-de-ferro e titânio, epidoto magmático e muito raramente pirita. Carbonato, epidoto, mica branca, clorita e argilo-minerais são os produtos de alteração dos minerais primários.

O plagioclásio é o mineral mais abundante. Ocorre com hábito tabular, seja eudral ou anedral, e exibe geminações típicas de seu grupo. Intercrescimento com quartzo formando textura mirmequítica é frequente. A microclina, a exemplo do plagioclásio, ocorre tanto como fenocristal como na matriz. No primeiro caso está presente como cristais eudrais ou subedrais e, no segundo, como cristais anedrais. Exibem geminação típica segundo a lei da Periclina, são normalmente pertitizados (estrutura em “flame shadow” e em manchas) e fraturados. Quando deformados, exibem sombras assimétricas de recristalização. Inclusões de hornblenda, plagioclásio e biotita são comuns, além de apatita, zircão e minerais opacos.

Tabela 6.2 - Composição modal de rochas representativas do fácies Muxuré Novo.

	FD 5X	FD 55Y	FD 108	FD 242	FD 143	FD 241	FD 200	FD 25	FD 168	FD 354
qz	30,3	27,3	25,4	24,7	23,5	23,3	21,5	20,6	20,6	19,4
pl	40,2	37,6	36,0	44,6	41,5	40,8	47,7	32,2	48,4	39,4
kf	8,82	13,0	13,1	15,3	19,1	18,1	x	7,86	18,0	21,9
bi	7,44	7,67	14,2	9,20	10,5	8,90	9,22	8,60	11,7	12,5
anf	x	x	x	0,22	x	x	5,03	x	x	4,7
ti	-	-	1,64	0,22	0,40	0,74	0,28	0,74	-	0,30
ap	x	x	x	1,30	0,50	0,28	x	x	x	x
epi	x	x	x	1,00	-	x	1,12	x	x	-
zr	0,28	x	x	x	x	x	x	x	x	x
all	-	-	0,27	x	-	x	0,28	x	x	x
mus	1,93	2,00	0,82	x	x	x	x	x	0,26	x
mir	2,48	9,00	1,91	4,70	1,90	4,95	1,40	3,69	0,52	1,20
per	7,71	2,67	6,01	x	2,25	-	12,3	26,0	0,26	-
opc	x	x	0,27	x	0,25	x	0,28	x	x	x
clt	x	x	0,37	x	x	x	0,18	x	x	x
mus	-	-	x	-	0,26	x	0,25	0,26	-	-
car	x	x	x	-	x	x	x	x	-	-

Tabela 6.2 (Cont.)- Composição modal de rochas representativas do fácies Muxuré Novo.

	FD 112	FD 18B	FD 165	FD 222	FD 110	FD 232	FD 145	FD 94	FD 214	BM 281A
qz	18,8	18,7	17,3	17,0	16,4	15,7	14,4	12,4	10,3	10,1
pl	45,9	36,0	44,6	41,8	40,0	42,0	54,1	37,2	38,8	56,0
kf	12,0	1,28	0,31	4,80	22,3	25,0	7,61	2,07	6,48	0,60
bi	17,7	11,1	21,7	30,3	16,8	13,7	18,3	8,58	17,7	31,6
anf	x	5,54	x	1,60	x	0,80	x	x	17,7	-
ti	1,2	1,78	1,26	2,70	0,41	0,80	2,25	x	1,9	0,30
ap	0,40	0,26	x	0,60	x	x	0,56	x	x	0,30
all	0,40	x	-	-	0,41	0,27	x	0,30	x	-
epi	0,40	1,71	x	0,60	-	-	1,69	0,30	0,95	0,30
zr	0,40	0,21	0,31	0,30	-	-	-	-	x	x
opc	0,70	0,30	x	x	x	x	0,59	x	x	0,30
mirm	3,00	1,30	1,26	0,30	3,25	1,70	0,85	2,66	2,67	x
pert	x	21,8	12,3	x	x	x	x	32,0	17,9	x
clt	-	x	-	0,30	-	-	x	0,59	x	-
mus	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
car	-	x	-	-	x	-	-	x	-	-
mb	-	0,60	0,63	-	-	-	0,28	2,66	x	-

Tabela 6.2 (Cont.)- Composição modal de rochas representativas do fácies Muxuré Novo.

	BM 27	BM 16	BM 208	BM 338	BM 121	BM 141	BM 26	BM 100	BM 25A	BM 124	BM 80a
qz	27,1	24,5	22,5	22,1	21,8	21,1	20,3	18,8	16,9	16,6	16,3
pl	51,0	47,9	57,3	49,4	53,0	58,4	52,1	54,8	67,5	65,8	68,3
kf	7,20	10,0	5,30	16,6	3,20	5,30	10,4	10,8	0,70	5,80	1,70
bi	10,5	14,2	11,4	10,1	17,2	9,60	8,30	9,70	13,4	8,40	10,3
anf	x	x	-	x	-	-	x	x	x	x	-
ti	0,40	0,80	0,30	0,10	1,00	x	0,70	0,60	0,70	0,50	1,40
ap	x	x	x	x	0,50	0,70	x	x	x	x	x
all	x	x	-	x	0,80	-	-	0,30	x	x	x
epi	x	x	x	x	0,50	-	-	x	x	-	0,50
zr	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
mirm	0,80	0,50	0,30	1,30	x	-	0,30	x	x	x	x
opc	0,40	x	x	x	x	x	2,40	x	x	x	x
clt	x	-	0,10	x	x	-	-	-	-	-	-
musc	1,60	1,70	1,10	0,50	0,20	4,60	1,90	3,40	0,30	1,70	x
carb	0,80	-	1,10	x	-	-	0,90	0,30	-	-	-

Tabela 6.2 (Cont.)- Composição modal de rochas representativas do fácies Muxuré Novo.

	AI 4	AI 33B	AI 05	AI 06	AI 16A	AI 16B	AI 1A	AI 1B
qz	35,5	22,0	19,0	15,0	14,4	9,70	9,00	5,00
pl	36,5	52,0	57,0	55,0	32,0	77,5	56,1	61,0
kf	10,1	6,00	x	9,00	x	x	10,0	1,80
bi	4,30	11,0	26,0	16,4	18,3	3,50	15,5	20,6
anf	-	2,00	-	-	-	-	-	-
ti	x	0,52	0,30	0,20	x	x	2,00	x
ap	x	x	x	0,20	x	x	x	x
epi	-	2,00	-	0,30	x	0,80	x	x
zr	x	x	x	x	x	x	x	x
all	-	0,8	x	x		1,40	x	x
mir	1,80	2,00	-	2,00	2,30	0,39	1,10	0,30
pert	x	x	x	0,30	x	-	-	-
opc	x	x	x	x	0,30	x	x	x
clt	x	2,00	-	-	-	-	0,20	0,30
mus	11,6	-	0,60	1,20	0,78	1,00	4,00	8,10
carb	-	-	-	-	0,21	-	-	1,50

qz = quartzo; pl= plagioclásio; kf=feldspato alcalino; bi=biotita; anf=anfíbólio; ti=titanita;
 ap = apatita; all=allanita; epi=epidoto; zr=zircão; opc=opacos; mirm=mirmequita;
 pert=pertita; clt=clorita; mus=muscovita; car=carbonato (calcita).

A biotita é o mineral máfico mais abundante. Ocorre em cristais subédricos na forma de lamelas, geralmente orientadas conforme uma orientação preferencial, conferindo à rocha uma foliação que normalmente é de direção N40°E, com mergulhos variáveis entre 20° e 50°, exceto feita às bandas de cisalhamento onde a foliação é sub-vertical. São frequentes as inclusões de opacos, apatita e zircão. Alteram-se para clorita $\pm$ muscovita $\pm$ titanita $\pm$ opacos. Alguns cristais alterados para clorita, exibem estrutura sagenítica (cristais entrecruzados de rutilo formando ângulos de 60° e 120°). O anfíbólio presente é a hornblenda verde que ocorre em cristais euedrais ou subedrais (fenocristais) ou muito raramente a actinolita-tremolita, este provavelmente o produto da transformação de um clinopiroxênio. As hornblendas quando inclusas em outros fenocristais são sempre de menor tamanho que aquelas externas aos fenocristais. Alteram para biotita $\pm$ epidoto $\pm$ quartzo. Contém inclusões de apatitas e zircões.

Apatita e zircão são euedrais e ocorrem sempre incluídos nos demais minerais. Os primeiros são aciculares com razão comprimento/largura de até 10/1, enquanto que os zircões ocorrem quase sempre na forma de bastões do tipo P (Pupin, 1980).

Allanitas ocorrem em quantidades significativas, como cristais euedrais, geralmente zonados e manteados por epidoto granular. Estes cristais estão intimamente

associados com biotita, sugerindo uma relação genética entre ambos. O epidoto (pistacita) além de ocorrer mantendo a allanita, ocorre em separado, na forma de cristais euédricos ou subédricos muitas vezes em ângulos de equilíbrio com a biotita. Também são encontrados cristais anedrais granulares resultantes da alteração do plagioclásio.

A titanita, sempre frequente nestas rochas, ocorre como mineral primário ou secundário. No primeiro caso, são grãos euedrais, losangulares, com ou sem geminação lamelar. Ex-solução de ilmenita é um fenômeno comum. Como mineral secundário ela é um produto de alteração da biotita e/ou do anfibólio.

Carbonato (calcita), epidoto, mica branca e minerais-argila são produtos de alteração de plagioclásios, enquanto que sericita e minerais-argila e clorita $\pm$ titanita $\pm$ quartzo $\pm$ muscovita são produtos de alteração de feldspatos potássicos e da biotita respectivamente.

Ordem de cristalização

Apatita, minerais óxidos de ferro e zircões abrem a sequência de cristalização, seguidos por allanita, plagioclásio e anfibólio ou anfibólio-plagioclásio. Microclina concomitante com biotita dão sequência seguidos por plagioclásio(2), quartzo e microclina (2).

VL2.1 - O SUB-FACIES BOA FÉ

Os granitóides Boa Fé estão restritos a uma estreita faixa com largura variando entre 500 e 700 metros, bordejando sinuosamente a leste o facies Água Doce e a oeste o facies Serra Branca. Ele se estende desde as imediações da fazenda Serra Branca até o leito do rio Quixeramobim, nas imediações da cidade homônima. É uma faixa contínua onde os afloramentos constituem morrotes de 10 a 20 metros de altura. Este sub-facies inclui granodioritos e monzogranitos quartzo-dioritos como encraves (Tab. 6.3), sugerindo sobre o diagrama QAP um "trend" cálcio-alcálico granodiorítico de médio potássio (Fig. 6.9). São rochas de cor cinza claro a cinza-esbranquiçado, porfíricas, com matriz de granulação média e índice de cor variando de 9 a 20. Os fenocristais são predominantemente tabulares e equidimensionais, variando entre 2,5 a 3 cm de comprimento; dispõem-se orientados, constituindo os principais marcadores da foliação; são na maioria plagioclásios e constituem um volume aproximadamente constante de cerca de 20% do volume total. Distribuem-se homogeneamente e juntamente com o

feldspato potássico e ocasionalmente o anfibólio constituem a assembléia de fenocristais (megacristais), acompanhados de apatita, zircão e minerais opacos (microfenocristais).

Ao microscópio a matriz exibe-se com textura inequigranular hipidiomórfica com os plagioclásios e biotitas constituindo a trama principal e quartzo e microclina, o cimento. Titanita, apatita, zircão, allanita, epidoto e magnetita-ilmenita são os minerais acessórios.

Figura 6.9 - Diagrama exibindo a variação composicional de rochas representativas do sub-facies Boa Fé (Asteriscos). Rochas do facies Muxuré Velho (Círculos) e Muxuré Novo (Cruzes) são plotadas para comparação.

Estes minerais exibem comportamento similar aos que compõem as rochas do facies Muxuré Novo anteriormente descritos, fazendo ressalva a alguns cristais de titanita que apresentam um halo avermelhado, sugerindo mudanças composicionais durante sua cristalização. Apatita ocorre com formas hexagonais, em bastões, conforme a secção analisada, e está sempre incluída nos demais.

Ordem de cristalização

A sequência de cristalização começa com apatita, zircão, titanita e allanita; anfibólio e plagioclásio cristalizam em seguida, e logo após, concomitantemente, os fenocristais de microclina e biotita. Microclina(2), biotita(2) e quartzo, este último sempre intersticial, compõem o estágio final da cristalização.

Tabela 6.3 - Composição modal para rochas representativas do facies Boa Fé.

	BM 267	BM 360	BM 243	BM 268	BM 322	BM 329
qz	22,0	22,0	11,0	20,0	22,0	21,0
pl	36,0	30,0	74,0	52,0	54,0	36,0
kf	14,0	27,0	3,00	8,00	5,00	22,0
bi	20,0	10,0	6,00	12,0	9,00	6,00
anf	1,00	4,00	1,00	3,00	3,00	4,00
ti	0,10	0,80	0,10	0,60	0,90	0,10
epi	0,70	2,00	2,00	2,00	2,00	1,00
zr	x	x	x	x	x	x
clt	x	-	x	x	0,20	x
ap	0,10	x	x	x	x	x
all	0,10	0,10	x	x	x	x
mus	-	-	-	-	0,20	10,0
carb	-	-	-	-	-	0,70
mirm	3,00	3,00	2,00	2,00	3,00	2,00
pert	1,00	-	x	-	1,00	2,00
epi	-	0,80	-	0,20	-	-
opc	x	x	x	0,80	x	x

Abreviações como na Tabela 6.2

VI.3 - O FACIES SERRA BRANCA

As rochas que compõem este facies caracterizam-se pela presença universal de megacristais de feldspato potássico que podem atingir 20 cm de comprimento ao longo de seu eixo *c*. O granitóide Serra Branca ocorre nas porções marginais leste e oeste do batólito, formando grandes “sheets” com espessuras que atingem a 3 km e 20 km de comprimento. Ocorre também na forma de diques, de espessuras e comprimentos variáveis, ao longo do eixo central, intrudidos em rochas do facies Muxuré Novo.

Os litotipos constituintes do facies Serra Branca são predominantemente granodioríticos a biotita e anfibólio, com quartzo-monzodioritos e monzogranitos subordinados (Fig. 6.9). São rochas de cor cinza claro, com índice de cor entre 7 e 22, porfíricas, com matriz de granulação média e geralmente foliadas. Esta foliação está materializada pelo alinhamento de megacristais e encraves microgranulares. Quando deformadas no estado sólido, biotitas e quartzo estirado (ribbon quartz) acentuam a foliação, que normalmente tem direção N40E e mergulhos acentuados.

Os granodioritos exibem-se com estrutura porfírica, com megacristais (fenocristais) de K-feldspatos e plagioclásio, imersos em uma matriz de granulação média (0,6 a 1cm), de composição tonalítica.

Figura 6.10 - Diagrama QAP exibindo a variação composicional de rochas representativas do facies Serra Branca (Quadrados). Tonalito circulado corresponde a matriz. Rochas dos facies M. Velho (círculo), M. Novo (cruzes) e Boa Fe (asteriscos) são plotadas para comparação.

São constituídos principalmente por plagioclásio, K-feldspato, anfibólio, biotita e quartzo. Titanita, allanita, magnetita, ilmenita, pirita, zircão, apatita e epidoto são os acessórios.

A assembléia de fenocristais

Esta assembléia está constituída por microclina, oligoclásio, anfibólio hastingsítico, apatita, zircão, allanita e magnetita. A microclina representa a única fase que ocorre como megacristal. Os outros ocorrem incluídos na microclina, que mostra uma distribuição heterogênea e serial com tamanhos que variam de 6 a 20 centímetros, com dominância dos cristais com 8 cm. Em rochas não deformadas, as microclinas se mostram essencialmente euédricas e geminadas conforme as leis Albita-Periclina e Albita-Carlsbad. Exibem inclusões orientadas ou não de plagioclásio, anfibólio, zircão, titanita, biotita e quartzo. Muitos megacristais evidenciam fraturas sin-magmáticas (fig. 7.15; 7.17), ou seja, suas fraturas não continuam na matriz, caracterizando uma quebra quando o magma não estava totalmente cristalizado. Estruturas de exsolução, com filetes de plagioclásio constituindo em média 20% do cristal, são frequentes. Alguns aglomerados podem ser encontrados, como por exemplo, ao longo da estrada Quixeramobim-Belém no Km3. Entelhamentos de megacristais, evidenciando um fluxo em estágio magmático, também são comuns.

Os plagioclásios inclusos nos feldspatos potássicos, aparecem geminados conforme a lei da Albita, são subédricos e podem mostrar figura de corrosão.

Ocasionalmente se mostram parcialmente saussuritizados, resultando em aglomerados de epidoto e calcita. Seu teor de An não pôde ser determinado.

Os anfibólios hastingsíticos são subédricos, geminados e distribuídos aleatoriamente no K-feldspato. Quando imersos na matriz, estão geralmente transformadas parcialmente para biotita, epidoto e quartzo.

A matriz

De granulação média, cinza claro e composição tonalítica (Tab. 6.4), esta mostra-se composta por plagioclásio, biotita marrom avermelhado, quartzo e microclina.

Quartzo é geralmente intersticial, ocorrendo alguns grãos com formas lenticulares com extinção ondulante média e algumas bandas de deformação. Conforme o grau de deformação, mostra-se em sub-grãos, textura poligonal ou fraturas.

A titanita ocorre em cristais subedrais (primários) ou anedrais (secundários), em frequente associação com o anfibólio. Exibe inclusão de plagioclásio e zircão.

Os minerais de grupo do epidoto ocorrem com formas losangulares ou irregulares. A pistacita subedral, geralmente manteia cristais idiomórficos de allanita. Clinozoizita é rara e ocorre em cristais granulares arredondados. Apatita e zircão são euedrais e seus cristais aciculares e prismáticos, respectivamente, geralmente estão inclusos nos essenciais.

Tabela 6.4 - Composição modal para as rochas do fácies Serra Branca.

	BM 247	BM 292	BM 290	BM 320
qz	18,2	22,4	11,5	22,9
pl	52,4	52,3	52,6	56,4
kf	5,8	5,4	24,1	0,2
bi	14,2	13,3	4,9	13,4
hbl	3,8	0,7	-	0,5
tit	1,4	1,2	0,4	1,0
apt	0,6	0,3	-	0,2
all	0,4	x	0,4	-
epi	2,0	0,8	0,4	x
zr	x	0,1	-	x
cl	-	0,1	x	1,2
ser	0,2	0,7	1,0	1,2
mirm	0,6	0,5	1,0	-
clzt	-	-	0,1	-
pert	-	1,5	3,8	x

qz = quartzo; pl= plagioclásio; kf=feldspato alcalino; bi=biotita; anf=anfibólio; ti=titanita;
ap = apatita; all=allanita; epi=epidoto; zr=zircão; opc=opacos; mirm=mirmequita;
pert=pertita; clt=clorita; mus=muscovita; car=carbonato (calcita).

Ordem de cristalização

Minerais acessórios tais como apatita, zircão, titanita e allanita abrem a sequência de cristalização. Anfibólio e plagioclásio sucedem a estes minerais, seguidos pela microclina. A precipitação destes minerais promoveu um enriquecimento no líquido residual de SiO_2 , K_2O e H_2O , favorecendo a cristalização de biotita, seguida pelo plagioclásio (2), microclina (2) e quartzo.

VI.4 - O FÁCIES ÁGUA DOCE

Este fácies ocorre, essencialmente, na porção central do batólito (Fazenda Água Doce e adjacências, área 1), e está inserido no fácies Mururé Novo, mostrando com este contatos gradacionais. Seus litotipos constituintes são geralmente leucocráticos, de cor predominantemente cinza azulado, granulares e exibem agregados biotíticos distribuídos homogeneamente em espaços intersticiais deixados pela fábrica feldspática. Estruturas fluidal e porfírica raramente são observadas, as últimas sendo encontradas principalmente nas proximidades do contato com o Mururé Novo. A estrutura fluidal está materializada por uma foliação planar primária (magmática), desenvolvida pelo alinhamento sub-paralelo de biotita. Os megacristais quando ocorrem, são pouco frequentes (5-10%), geralmente euedrais ou subedrais, com distribuição irregular e podem atingir até 3 cm ao longo de seu eixo cristalográfico *c*. Estes são frequentemente plagioclásios e muito raramente anfibólios, que ocorrem mergulhados em uma matriz de granulação média (0,5cm, tamanho máximo), composicional e mineralogicamente similar à matriz dos litotipos do fácies Mururé Novo.

Ao microscópio, as rochas deste fácies apresentam textura inequigranular hipidiomórfica, eventualmente porfírica, com matriz inequigranular de granulação média e localmente, fina e apresentando localmente sinais de deformação. Plagioclásio, biotita, quartzo e microclina são os minerais essenciais. Os acessórios são apatita, allanita, zircão e minerais óxidos de ferro. Epidoto e mica branca e ainda clorita e carbonatos são os minerais de alteração dos primários. A variação sistemática nos percentuais dos minerais essenciais (Tabela 6.5), revela uma associação quartzo-diorito + tonalito + granodiorito e eventualmente quartzo-monzodiorito, sendo os quartzo-dioritos os termos predominantes. Estes constituem uma série tonalítica de baixo potássio (Fig. 6.11).

Figura 6.11- Diagrama QAP exibindo a variação composicional modal do facies Água Doce (Quadrados abertos). Os facies M. Velho, M. Novo, Serra Branca e Boa Fé foram plotados para comparação. Símbolos como na figura 6.10.

Nos quartzo-dioritos, a andesina é o mineral mais abundante (média 55%) e define a trama principal da rocha na qual estão inseridos os demais minerais. Eles são, normalmente, tabulares, subedrais, com geminações polissintéticas típicas. São geralmente zonados, sobrescidos, e às vezes formam aglomerados. Ocasionalmente estão intercrescidos com quartzo para formar mirmequitas. Inclusões de quartzo e microclina subedrais sugerem um processo complicado de cristalização, vista que, estes minerais são, de modo geral, intersticiais. São encontradas ainda outras inclusões, mas não necessariamente nos mesmos cristais, de apatita, zircão e hastingsita subedral. Alterações para mica branca, calcita e epidoto são comuns.

Tabela 6.5 - Composição modal de rochas representativas do fácies Água Doce.

	BM 64	BM 108	BM 24	BM 133	BM 91	BM 344	BM 281	BM 46A
qz	13,7	28,3	14,7	21,9	10,8	15,0	26,0	24,3
pl	65,4	43,4	50,6	56,8	63,6	59,5	53,5	48,0
kf	-	6,4	4,6	5,9	3,6	6,4	4,7	4,8
bi	17,1	13,3	21,8	10,4	14,8	10,6	9,4	17,5
hbl	-	-	-	-	-	0,5	-	-
ti	0,3	0,6	x	1,1	1,6	0,4	0,5	0,6
ap	x	0,2	0,2	x	1,1	x	0,5	0,9
all		x	-	-	0,1	x	x	x
epi	2,9	-	3,6	x	3,6	0,2	0,5	0,5
zr	x	x	x	x	x	x	x	x
clt	x	-	-	-	-	0,6	-	-
musc		x	5,5	0,4	1,1	-	1,9	-
carb	0,3	1,3	-	0,1	-	2,5	0,5	0,5
mirm	x	0,6	2,9	2,1	-	2,7	1,7	2,2

A biotita é o segundo mineral em abundância (cerca de 15%), e ocorre em lamelas orientadas, intersticiais ao plagioclásio, conferindo à rocha uma foliação incipiente. São biotitas marrons que eventualmente se alteram para clorita + muscovita + titanita + opacos e mostram íntima associação com epidoto subedral. Esta associação sugere uma natureza sub-solidus para alguns cristais de biotita.

O quartzo, com cerca de 15%, aparece predominantemente anedral, com grãos ocupando espaços intersticiais. Em zonas deformadas, o quartzo se mostra com contatos suturados, extinção ondulante forte e algumas vezes, quando recristalizados, formam conjuntos fitados, orientados segundo a direção da foliação N40E.

A microclina (cerca de 4%), aparece em cristais anedrais, intersticiais com formas amoldadas contra os vizinhos precoces. Inclusões de biotita e apatita são comuns. Alterações pouco frequentes para mica branca são observadas. Ocasionalmente estão pertitizados.

A titanita é o mineral acessório mais abundante. Ocorre em cristais euedrais, losangulares e ocasionalmente geminados. Seus contatos com o plagioclásio indicam uma relação de equilíbrio, sugerindo uma precipitação precoce da titanita. Por outro lado, cristais anedrais ocorrem por desestabilização da biotita, intimamente associados com cloritas.

As allanitas são euedrais, prismáticas e geralmente manteadas por epidoto, que também ocorrem por alteração do plagioclásio e/ou decorrente da transformação do anfibólio. Os acessórios apatita, zircão e minerais óxidos de ferro, são também euedrais e constituíram uma fase do liquidus.

Ordem de cristalização

Os minerais acessórios tais como apatita, zircão e minerais óxido de ferro abrem a sequência de cristalização. O plagioclásio segue a eles. A presença ocasional de anfibólio como inclusão em plagioclásio sugere ser este a primeira fase essencial a precipitar. Ainda a presença de inclusões de microclina e quartzo em alguns cristais de plagioclásio, sugere a presença de pelo menos dois tipos de plagioclásios provavelmente precipitados a partir de sistemas diferentes, ou seja, estamos diante de tipos rochosos que são o resultado de uma mistura mais ou menos homogênea de magmas, o que é corroborado pela presença marcante de encaves microgranulares e pelo fato de fases tais como microclina e quartzo cristalizarem precocemente com relação a plagioclásio,

o que é inadmissível em se tratando de rochas quartzo-dioríticas. A íntima associação da biotita com o epidoto sugere que ambos sejam o produto da desestabilização do anfibólio, feição esta bastante comum nos litotipos de outros facies, como visto anteriormente. Microclinas e quartzo intersticiais revelam sua cristalização tardia.

VI.5 - O FACIES URUQUÊ

Rochas deste facies ocorrem principalmente na região que abrange os distritos de Uruquê e Juatama, mas são encontrados em todos os outros facies na forma de diques e "sheets", excluindo o facies Muxuré Velho. Na região de Uruquê onde elas são mais abundantes, seus contatos com o facies Muxuré Novo variam de bruscos a gradacionais, gerando nestas porções o sub-facies Uruquê-Transicional Muxuré Novo, sugerindo que quando de sua intrusão, algumas porções do facies Muxuré Novo ainda não estavam totalmente cristalizadas.

As rochas que compõem este facies estão caracterizadas macroscopicamente por uma coloração cinza-claro, granulação média a fina (0,2 cm, tamanho médio) e estrutura geralmente afírica. Nas zonas de transição para o Muxuré Novo, mostra-se com fenocristais dispersos. São predominantemente de estrutura maciça e inequigranulares entretanto, são encontradas rochas com foliação magmática e/ou tectônica, esta última sendo encontrada ao longo das bandas de cisalhamento e nas proximidades com o facies Muxuré Novo.

Quando em diques, estas rochas cortam todas as outras litologias e até mesmo invadem no próprio plutão Uruquê (autointrusão). Estes diques se exibem com geometrias diversas, alguns com espessuras regulares, outros altamente variável. Muitas vezes possuem foliação concordante com a da hospedeira, enquanto que outras, mostram foliação discordante. A grande maioria dos contatos destes diques com as encaixantes são bruscos, especialmente naqueles diques onde as espessuras são regulares entretanto, nos de espessura variável, os contatos podem ser difusos ou gradacionais.

Ao microscópio são identificados oligoclásio, microclina, biotita e quartzo como minerais essenciais. Apatita, zircão, titanita e minerais óxido de ferro são os acessórios. Clorita, muscovita, epidoto carbonato (calcita), e argilo-minerais são os minerais de alteração. A variação sistemática dos minerais essenciais (Tabela 6.6), permite traçar, no diagrama QAP de Streckeisen (1976), uma série granodiorítica de

médio potássio (Lameyre & Bowden, 1982), com granodioritos predominantes (Fig.6.12).

O plagioclásio (oligoclásio) é o mineral mais abundante e ocorre quase sempre como grãos subedrais, tabulares, constituindo a trama principal da rocha; na condição de fenocristais, são geminados, ocasionalmente zonados e podem conter inclusões de apatita, zircão e titanita. Alteram-se para epidoto, mica branca e carbonato (calcita).

O quartzo está presente em cristais anedrais, na maioria das vezes, com extinção ondulante. Recristalização em sub-grãos e estiramento são comuns em zonas deformadas. Formam, em associação com o plagioclásio as mirmequitas.

As biotita ocorrem em percentuais que variam de 5 a 15%, conferindo um índice de cor holo a leucocrático às rochas deste facies. Os tonalitos que compõem este facies, apesar de hololeucocráticos, não apresentam características químicas de thronhjemitos. Estas biotitas, em geral., mostram-se alteradas para muscovita+biotita verde ou clorita+minerais óxidos de ferro, que se posicionam ao longo de planos de clivagem das moscovitas. Contém inclusões de apatita, zircão metamíctico e ocasionalmente allanita.

A microclina é quase sempre anedral e pertitzada. Alterações para mica branca e minerais argila são frequentes. Ocupa espaço intersticial, revelando sua cristalização tardia.

Tabela 6.6 - Composição modal de rochas representativas do facies Uruquê.

	FD 52	FD 10A	FD 19	FD 50	FD 20	FD 8a	FD 9a	FD 28	FD 34a	FD 52b	FD 49
qz	33,2	33,0	32,2	27,1	26,4	25,4	24,7	22,7	22,7	21,2	21,1
pl	39,2	38,1	37,3	44,0	40,8	50,8	45,7	46,0	45,1	42,3	29,2
kf	18,1	7,20	11,3	3,20	9,80	x	13,0	7,10	6,50	5,60	12,7
bi	2,40	10,6	13,5	20,7	5,30	16,3	5,60	10,2	10,1	15,5	8,60
per	5,60	1,60	-	-	5,60	-	2,70	6,20	14,2	12,7	17,0
mir	1,10	6,4	4,10	x	2,10	-	2,70	0,60	0,50	0,80	9,10
ti	x	x	0,60	0,70	x	1,80	x	1,10	0,20	0,50	0,30
ap	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
all	0,30	-	-	-	x	0,20	-	-	0,20	0,80	-
zr	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
opc	x	x	1,20	x	x	x	x	0,30	x	x	x
clt	-	-	-	-	0,30	-	0,40	-	-	-	0,20
musc	-	2,1	-	-	4,00	2,30	-	3,70	-	-	-
cpi	-	-	-	-	x	0,50	0,20	-	-	-	-
carb	-	-	0,20	0,80	0,50	-	-	0,50	-	-	-

Tabela 6.6 (Cont.) - Composição modal de rochas representativas do facies Uruquê.

	BM 124	BM 308a	BM 279	BM 31	FD 50b	FD 49	BM 259	BM 99b	BM 176
qz	32,3	31,3	28,9	27,3	20,6	19,3	18,4	17,7	14,4
pl	54,1	40,1	45,1	51,5	48,3	37,5	62,7	63,6	62,5
kf	0,90	6,40	8,70	11,3	3,80	11,1	4,40	9,50	10,9
bi	11,1	12,1	5,50	8,40	10,3	8,00	3,20	7,20	9,60
ti	0,20	x	0,10	x	0,30	x	x	x	x
ap	x	x	x	x	x	x	x	x	x
zr	x	x	x	x	x	x	x	x	x
epi	-	0,60	-	x	x	x	0,60	0,50	-
all	-	x	-	-	0,50	0,60	x	x	-
mirm	0,20	2,30	x	0,60	0,50	4,70	0,40	1,10	x
pert	x	x	0,10	x	15,6	14,9	1,30	x	x
opc	x	0,20	x	x	x	0,90	x	x	x
clt	x	x	x	x	x	x	x	x	x
musc	0,40	5,20	x	0,30	x	x	6,40	x	0,60
carb	x	0,40	1,80	x	-	-	-	-	-

qz = quartzo; pl= plagioclásio; kf=feldspato alcalino; bi=biotita; anf=anfíbólio; ti=titanita;
 ap = apatita; all=allanita; epi=epidoto; zr=zircão; opc=opacos; mirm=mirmequita;
 pert=pertita; clt=clorita; mus=moscovita; car=carbonato (calcita).

Figura 6.12 - Diagrama QAP exibindo a variação composicional modal do facies Uruquê (Círculos fechados). Amostras dos facies M. Velho, M. Novo, Serra Branca, Boa Fé e Água Doce foram plotadas para comparação. Símbolos como na Fig. 6.10.

VI.5.1 - SUB-FACIES URUQUÊ-TRANSICIONAL MUXURÉ NOVO

Sob esta denominação estão incluídas todas as rochas que ocorrem ao longo dos contatos gradacionais entre os facies Uruquê e Muxuré Novo. São rochas de coloração cinza-clara, textura porfíritica, na qual os fenocristais de microclina e

plagioclásio ($Pl > Kf$) estão mergulhados numa matriz de granulação fina composta por plagioclásio, biotita, microclina e quartzo.

As rochas que compõem este sub-facies são essencialmente granodioritos e, localmente, monzogranitos. Elas são muito provavelmente o produto da interação entre os dois magmas das facies supracitadas, ou seja, que os magmas Uruquê, em parte, quando intrudiram o Muxuré Novo, este ainda estava parcialmente líquido, permitindo a interação entre ambos. Esta hipótese está respaldada pelo fato de que estas rochas só ocorrem ao longo de parte dos contatos entre eles. De modo geral, diferem das rochas do Muxuré por se apresentarem com matriz cuja se mostra com granulação bem mais fina (0,1 cm, tamanho médio).

VI.6 - MOBILIZADOS TARDIOS

Sob esta denominação estão incluídas todas as rochas micro-graníticas, pegmatíticas e aplíticas que ocorrem, principalmente, em diques de espessuras que variam de centimétrica a métrica e com comprimentos diversos. Situam-se principalmente nas imediações dos contatos entretanto, podem ser encontrados nas porções centrais, cortando todos os facies.

Estas rochas caracterizam-se essencialmente pela presença de cristais de muscovita primária, o que as separa daquelas rochas do facies Uruquê, que mostram moscovitas, mas oriundas da transformação de biotitas.

VI.7 - O BATÓLITO QUIXADÁ - PETROGRAFIA

O batólito Quixadá constitui a porção setentrional do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim. Ele aflora numa extensão areal por cerca de 260km², com suas melhores exposições nas adjacências da cidade de Quixadá. Ali, os litotipos são destacados como monólitos isolados, mameliformes, que constituem um mar de inselbergs que atingem alturas de até 150 m (Fig. 1.2g). Sua forma superficial lembra a de uma de uma pêra (Fig. 7.7) com seu eixo maior de direção ENE-WSW estendendo-se por cerca de 25 km.

Em toda a sua porção meridional mostra-se intrudido em biotita-gnaisses da Unidade Mombaça do Complexo Pedra Branca, exibindo contatos sinuosos, porém bruscos. Aí, a foliação da rocha encaixante apresenta mergulhos que variam entre 50° e 80° geralmente dirigidos para o interior do batólito. Os mergulhos mais forte são encontrados a cerca de 5 km do contato, onde a zona de cisalhamento Senador Pompeu é mais atuante. Toda a sua porção setentrional está intrudida em uma sequência supracrustal (Grupo Ceará), constituída por mica-xistos com ou sem fibrolita, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos e metavulcânicas básicas. Nesta porção, especialmente na estrada que liga Quixadá a Choró-Limão, no Km3, xenólitos de tais rochas ocorrem em profusão, com muitos deles mostrando-se parcialmente fundidos (Fig. 6.2), conferindo ao conjunto um aspecto migmatítico. As rochas encaixantes, de modo geral, possuem foliação paralela aos contatos e à foliação interna do corpo granítico, inclusive contornando-o em suas porções terminais, sugerindo um processo de baloneamento.

Os litotipos que constituem o batólito Quixadá são, porfiríticos com fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio que variam de 2 a 8 cm de comprimento ao longo de seu eixo *c* cristalográfico, imersos em uma matriz de cor preto esverdeado e granulação grossa. Os fenocristais são, via de regra, euedrais, com as geminações características de cada grupo visíveis a olho nu. Muitos cristais de feldspato potássico mostram linhas de crescimento marcadas por biotitas epitáxicas ao feldspato, sugerindo modificações constantes na atividade química do Fe e Mg durante a cristalização progressiva. Na estrada que une o centro da cidade de Quixadá ao açude do Cedro, são comuns em quartzo-monzonitos, feldspato potássicos ovalados ou não, manteados por plagioclásio (Fig. 7.14), com mantos cujas espessuras variam de 3 a 6 mm de espessura.

Nas proximidades dos contatos os fenocristais são de modo geral deformados e estão alinhados sub-paralelamente ao contato, conferindo a rocha uma marcante foliação, que também é evidenciada por um alinhamento de encraves magmáticos elipsoidais, de composição frequentemente diorítica. Nas porções centrais do corpo estes litotipos não mostram alinhamento de cristais ou encraves, sugerindo que aí nenhum fluxo não concorreu para a orientação da rocha. Evidências de uma deformação não coaxial heterogênea, ressaltada principalmente pela ocorrência de bandas de cisalhamento, são observadas em todas as porções do batólito. Suas espessuras variam desde centimétrica a decamétrica. Nessas zonas a rocha toma um aspecto facoidal com sombras de recristalização em megacristais de feldspatos, geralmente indicando uma movimentação destal para tais zonas.

Aglomerados de feldspatos, sejam ovalados, elipsoidais ou lenticulares são bastante comuns. Um mecanismo de "filter pressing" para as acumulações lenticulares e uma acumulação por reversão na direção do fluxo para os demais, são os mecanismos propostos para a geração destes aglomerados.

Feições ocasionalmente observadas são as do tipo "layering". Ai se alternam acumulados de feldspatos na forma de faixas ou lentes, com concentrações "schlieren" de material máfico, especialmente anfibólio. Estas possuem poucos metros de comprimento por alguns centímetros de espessura, Estas feições tanto podem sugerir misturas de dois materiais com composições químicas contrastantes, como uma marcante sedimentação rítmica durante a cristalização.

O entelhamento de megacristais de feldspatos é uma outra feição esporadicamente presente; eles definem uma orientação preferencial de fluxo magmático por movimento destal, o que sugere a atuação da zona de cisalhamento Senador Pompeu sobre o magma Quixadá ainda no estágio magmático.

O batólito Quixadá está constituído essencialmente por uma série cálcio-alcalina monzonítica (Lameyre & Bowden 1982), com monzonitos, sienitos e suas variedades quartzosas predominantes (fig.6.13). Os dioritos e quartzo-dioritos desta série ocorrem na forma de encraves e diques sinplutônicos. Eles compõem o facies aqui denominado "Encraves". Monzodioritos, monzonitos, sienitos e sienogranitos compõem cerca de 90% do total de litotipos presentes. Estes constituem o facies "Quixadá". Granodioritos e granitos, ambos hololeucocráticos, são encontrados na forma de diques

de espessura e comprimento variáveis, intrudidos nas rochas supracitadas. Estes compõem o denominado facies "Granitos Finos".

Figura 6.13- Diagrama Quartzo-Álcali-feldspato-Plagioclásio (QAP) exibindo a variação composicional modal do batólito Quixadá (pegadas). Rochas das facies M. Velho (círculos), M. Novo (cruzes), Serra Branca (quadrados fechados), Boa Fé (asteriscos), Água Doce (quadrados abertos) e Uruquê (círculos fechados), todos constituintes do batólito Quixeramobim foram plotadas para comparação.

VI.7.1 - O FACIES MONZONITO

Os litotipos que constituem este facies são universalmente porfíricos, com fenocristais de feldspato potássico, plagioclásio, anfibólio e ocasionalmente clinopiroxênio. Sua matriz está constituída essencialmente por anfibólio e biotita, com plagioclásio, microclina e quartzo como acessórios. São ainda encontrados, titanita, allanita, apatita, zircão, magnetita/ilmenita pirita e epidoto. Carbonatos, clorita, actinolita-tremolita, minerais-argila e minerais óxido de ferro são os produtos de alteração dos minerais primários. O conjunto de minerais máficos confere a estas rochas índices de cor que variam de 15 a 50%, com os termos mesocráticos predominando. Eventualmente, aglomerados máficos podem ser encontrados, elevando neste caso o índice de cor a termos próximos de 100%.

Na assembléia de fenocristais, bem como na matriz, o feldspato potássico está representado pela microclina que se apresenta como megacristais, via de regra euedrais, exibindo suas geminações características, de cor cinza-claro a amarelado e tamanhos variando entre 2 e 8 cm, com os cristais de 3 cm sendo os mais abundantes. São geralmente pertíticos, com estruturas em mancha e "flame shadow" predominantes. Alguns megacristais, especialmente em monzonitos, exibem-se ovalados ou não com mantos plagioclásicos (Fig. 7.14) de espessuras que variam de 3 a 6 cm. Estes mantos

apresentam contatos bruscos, porém anastomosados, com os seus hospedeiros. As espessuras dos mantos independem da dimensão do cristal manteado, porém suas morfologias externas são quase sempre similares à do cristal interno e apresentam-se geralmente livres de inclusões. Muitos dos megacristais exibem até três linhas de crescimento marcadas por cristais de biotitas crescidas epitaxialmente aos feldspatos.

Inclusos de forma dispersa nestes megacristais, são encontrados cristais eudrais de plagioclásio, anfibólio, zircão e apatita. Outras inclusões, estas de cristais não eudrais, são de minerais óxido de ferro, epidoto, clorita e epidoto em intercrescimentos lamelares e quartzo, que só ocorre nas bordas dos megacristais.

O plagioclásio exibe comportamento similar ao do microclina, ou seja, ocorrem em megacristais de tamanhos variando entre 3 e 8 cm com aqueles de 3 cm predominando. São de cor branco leitoso, às vezes túrbidos em função das alterações para argilo-minerais e inclusões de anfibólio, titanita, zircão, minerais óxidos de ferro e apatita. Ao microscópio exibem zonação simples ou oscilatória e crescimento em sinneusis.

Alterações para carbonato de cálcio e terras raras são frequentes, bem como alterações para epidoto e calcita sem terras raras. Dados óticos e espectrométricos sugerem que estes feldspatos sejam do tipo andesina sódica, entretanto, oligoclásio também pode ocorrer, principalmente nos sienitos.

Minerais do grupo da hastingsita com pleocroísmo marrom esverdeado e marrom claro e os do grupo da actinolita-tremolita, com os primeiros dominantes, são os anfibólios presentes nos litotipos do batólito Quixadá. De modo geral, possuem hábitos prismáticos, com tamanhos que podem alcançar a 1,5 cm ao longo de seu eixo *c*. Alguns cristais exibem em seu núcleos clinopiroxênios (augita diopsídica) reliquias, sugerindo que pelo menos alguns destes anfibólios sejam o produto da reação clinopiroxênio + líquido magmático rico em H₂O e álcalis. Ao microscópio eletrônico os anfibólios hastingsíticos exibem zonação onde o núcleo está constituído por um mineral aluminoso, enquanto que suas bordas estão constituídas por anfibólio pouco aluminoso. Ao microscópio polarizado isto está refletido pela mudança no pleocroísmo nas bordas do mineral, agora se mostrando verde claro a verde azulado e incolor.

Incluídos no anfibólios hastingsíticos, são encontrados cristais de apatita, magnetita com ilmenita exsolvida e raro sulfo-sal de Pb+Cu+Fe+S e zircão. Os cristais

de apatita que ocorrem no núcleo são sempre de tamanho bem menor que aqueles que ocorrem nas bordas. Allanitas e titanitas também são encontrados inclusos em anfibólios.

As biotitas são, de modo geral, marrons com muitos dos cristais observados sendo produtos da transformação de anfibólios. Elas pseudomorfizam o anfibólio de maneira tal que, a olho nu, pensa-se que o único máfico presente na rocha é o anfibólio, entretanto, mesmo tendo diferentes formas de aparecimento, espectros tirados em SEM/EDS mostram que cristais internos aos anfibólios são similares aos externos, não havendo, qualitativamente, diferenças composicionais.

Quando cloritizadas as biotitas apresentam-se esverdeadas com lamelas de ilmenita ao longo dos planos de clivagem. Apatitas, zircão, titanita, rutilo, magnetita, ilmenita, allanita, quartzo e plagioclásio são as inclusões encontradas nas biotitas. De maneira pouco peculiar, são encontradas lamelas de biotitas avermelhadas formando enxames dentro de plagioclásio, dispostos de forma tal a assemelhar-se com simplectitos. Tais biotitas vermelhas também foram encontradas em encraves.

Apatitas se mostram, via de regra, euedrais, colunares, com pequenas razões comprimento/largura. Estas quando analisadas por catodoluminescência, se mostram invariavelmente zonadas de modo concêntrico, desde núcleos de cor lilás a cinza-azul até bordas de cor verde-amarelado brilhante. Tal esquema pode corresponder a zonação dos ETR, com concentrações decrescentes do núcleo para a borda, e de Mn^{2+} , crescente do núcleo para a borda (Markunin 1979; Marshall 1988).

Tabela 6.7 - Composição modal de rochas representativas do batólito Quixadá.

	QC 19	QC 23	QC 37	QC 68	QC 63	QC 48	QC 68	QC 22	QC 48	QC 63B	QC 22
qz	0,8	4,2	2,2	3,7	3,9	2,8	6,8	2,8	2,5	1,6	25,0
pl	31,4	33,8	23,9	30,2	35,6	36,9	15,2	13,6	7,8	2,9	18,5
kf	36,2	31,5	39,6	32,8	39,8	39,6	45,6	35,7	45,3	55,3	51,6
anf	20,2	6,2	19,6	19,3	14,6	14,3	16,3	32,2	31,8	25,9	-
bi	10,1	22,0	13,2	11,6	3,4	2,9	15,2	14,8	10,5	10,6	12,3
epi	0,2	0,3	-	-	x	x	x	x	0,15	x	-
tit	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
ap	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
zr	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
all	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	-
carb	-	x	x	x	x	-	-	-	-	x	-
cpx	x	-	-	-	-	x	-	x	-	-	-
clt	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x

Para abreviações vide Tabela 6.4

Alguns cristais maiores que mostram contatos que parecem irregulares quando analisados por microscopia convencional, são na verdade, aglomerados de cristais que se formaram, talvez por sinneusis. Além disso a apatita é muito mais abundante do que se suspeita através de exames convencionais. Associa-se preferencialmente aos minerais ferro-magnesianos, sendo mais comum sua ocorrência nos contatos desses minerais, na forma de agrupamentos de cristais euédricos. As inclusões nos anfibólios tendem a ficar concentradas em direção às bordas destes cristais. As vezes sua disposição geométrica sugere que a cristalização ocorreu ao longo de uma face de crescimento do anfibólio.

A apatita também ocorre como inclusões em minerais félsicos, e novamente tende a se concentrar nas partes mais externas deles. Por SEM/EDS, a zonação observada através das imagens de elétrons retroespalhados é sutil e algo irregular. Os ETRL e Fe foram detectados em todas as porções examinadas dos cristais, havendo somente poucos indícios de zonação destes elementos. Por outro lado, o Ytrio foi detectado apenas nas partes mais claras (bordas) o que sugere que há zonação dos ETRP.

As titanitas exibindo sua cor mel característica, são relativamente abundantes e grandes, com alguns cristais podendo alcançar 1cm. Duas gerações podem ser encontradas: aquelas primárias, quase sempre euedrais, losangulares, geminadas e precoces na ordem de cristalização e aquelas anedrais irregulares oriundas da transformação de biotitas. Ocorrem como inclusões nos minerais máficos, especialmente nos anfibólios e nas interfaces dos minerais principais. Este último tipo hospeda com frequência, apatita, torita e ilmenita (Fig. 6.15). Por SEM/EDS, verifica-se uma zonação com geometria irregular. Manchas nas imediações dos núcleos dessas titanitas podem, ou não, conter ETRL (especialmente Ce) acima do limite de detecção, enquanto que os ETRP foram detectados apenas nas bordas

As allanitas ocorrem sistematicamente associada às biotitas (exceção feita aos cristais que ocorrem incluídos no plagioclásio). Elas se mostram quase sempre prismáticas, euedrais, zonadas e com um manto de epidoto. Observações com SEM/EDS revelam zonação oscilatória com relação aos teores de ETR e Th, porém nos núcleos a concentração de ETR é um pouco maior. Assim como a titanita, a allanita e o epidoto associado podem ser encontrados ao longo dos planos de clivagem de anfibólios.

Figura 6.14 - Nos minerais félsicos, são observadas inclusões com a morfologia típica da allanita que se encontram-se pseudomorfosados por minerais fibrosos de Ca e ETR, possivelmente fluor-carbonatos ou óxidos e minerais pontuais de Th e Si, possivelmente a thorianita. Estes minerais fibrosos de cálcio e terras raras foram encontrados também nas bordas de alguns cristais de plagioclásio, ao longo de seus planos de clivagem, e ao longo de algumas de suas interfaces.

Figura 6.15- As titanitas são relativamente abundantes e grandes com alguns cristais podendo alcançar a 1cm. Duas gerações podem ser encontradas: aquelas primárias, quase sempre eudrais, losangulares, geminadas e precoces na ordem de cristalização e aquelas anedrais irregulares oriundas da transformação de biotitas. Ocorrem como inclusões nos minerais máficos, especialmente nos anfibólios e nas interfaces dos minerais principais. Este último tipo hospeda com frequência, apatita, torita e ilmenita. Por SEM/EDS, verifica-se uma zonação com geometria irregular. Manchas nas imediações dos núcleos dessas titanitas podem, ou não, conter ETRL (especialmente Ce) acima do limite de detecção, enquanto que os ETRP foram detectados apenas nas bordas

Nos minerais félsicos, inclusões com a morfologia típica da allanita encontram-se pseudomorfosadas por minerais fibrosos de Ca e ETR, possivelmente fluorcarbonatos ou óxidos (Fig. 6.14) e de minerais pontuais de Th e Si, possivelmente a thorianita. Minerais fibrosos de cálcio e terras raras foram encontrados também nas bordas de alguns cristais de plagioclásio, ao longo de seus planos de clivagem, e ao longo de algumas de suas interfaces.

Os cristais de epidoto encontrados ocorrem em três diferentes formas: 1) em cristais subedrais sistematicamente associados a biotita e/ou anfibólio, mantendo com eles uma estreita relação de equilíbrio, como evidenciado pelos contatos retos entre ambos; 2) em cristais granulares, mantendo os cristais de allanita. Estes exibem uma forma externa de um cristal bem formado, eudral ou subedral; este manto varia em espessura independente do tamanho dos cristais de allanita do núcleo e 3) em cristais anedrais oriundos da desestabilização do plagioclásio.

Os cristais de zircão são sempre muito pequenos (5 a 10 micra) e ocorrem inclusos em cristais máficos, especialmente biotitas. Um ou outro cristal, entretanto, chega a atingir a 50 micra. Os núcleos desses cristais não apresentam catodoluminescência. Em direção às bordas, surge uma zonação aproximadamente concêntrica, muito fina, em que a catodoluminescência alterna entre quase ausente, branco azulado brilhante até um branco ligeiramente amarelado. Devido ao pequeno tamanho das zonas, não foi possível verificar sua origem através de SEM/EDS. As cores observadas por catodoluminescência, entretanto, podem ser atribuídas à zonação seja de U e Th (Grauert & Wagner, 1975), seja aos ETR (Markunim 1979).

Embora não sejam quantitativos, os resultados obtidos podem ser comparados aos de Sawka (1988). É possível que alguns dos padrões de zonação observados sejam devidos a diferentes velocidades de difusão de íons M^{3+} no magma durante a cristalização. A presença de compostos secundários de Ca e ETR alerta para a possibilidade de migração desses elementos inter e intracristalina durante as últimas etapas de cristalização dos magmas. Nesse caso, modelos simples de partição dos elementos-traços são inaplicáveis.

CAPÍTULO VII

O COMPLEXO GRANÍTICO QUIXADÁ-QUIXERAMOBIM

- ASPECTOS ESTRUTURAIS INTERNOS -

VII.1 - A FOLIAÇÃO MAGMÁTICA PRIMÁRIA E A FOLIAÇÃO TECTÔNICA SUPERPOSTA

Para estudar a foliação magmática primária e a foliação tectônica superposta, o Complexo Granítico Quixadá Quixeramobim (CGQQ) foi repartido "In totum" em quatro domínios principais: o domínio Eixo Central, que corresponde a toda a porção central do Complexo que se estende desde a porção meridional às imediações do distrito de Juatama (extremidade norte do batólito); o domínio Contato Oeste, que corresponde principalmente à região afetada pela zona de cisalhamento Quixeramobim; o domínio Contato Leste, que corresponde à região afetada pela zona de cisalhamento Senador Pompeu, e o domínio batólito Quixadá. Estes são domínios maiores que poderiam ser divididos vários sub-domínios menores, entretanto, os critérios adotados, quais sejam intensidade de deformação e tipo de esforço que afetou cada uma dessas porções, são abrangentes o suficiente para cobrir todos os padrões deformacionais que afetaram o Complexo em seus estágios líquido, transição líquido-sólido e sólido de cristalização. Os sub-domínios seriam portanto, apenas particularidades destes padrões de deformação maiores.

Neste momento, nos parece ser conveniente definir o que nós chamamos de estágios líquido, sólido e transicional líquido-sólido de cristalização de um corpo granítico.

Um líquido silicático comporta-se aproximadamente como um fluido Newtoniano, cuja viscosidade depende principalmente da composição química do líquido, da pressão e da temperatura (Bottinga & Weill, 1972). As viscosidades dos líquidos silicáticos comuns são bem conhecidas a partir dos experimentos (Shaw, 1965; Bottinga et al, 1972; Murase et al, 1973) e podem ser facilmente calculadas a partir dos dados composicionais usando modelos empíricos (e.g. Shaw, 1972). Devido ao teor variável de água magmática e em menor extensão às variações na temperatura,

os magmas graníticos mostram ampla faixa de viscosidades, variando de 10^2 Pas a 10^{18} Pas.

Se um magma contém cristais suspensos, ele pode ser tratado como uma suspensão e como tal, pode ser modelado simplesmente como um fluido newtoniano com sua viscosidade efetiva dependendo da viscosidade do líquido, da fração de sólidos (cristais, xenólitos, etc.) suspensos. A distribuição das partículas e o tipo de fluxo devem ser considerados em análises mais rigorosas (veja-se por exemplo McBirney et al, 1984). Por exemplo, Roscoe (1953) prediz a viscosidade de uma suspensão concentrada como segue:

$$\eta_s = \eta_0 (1-Rw)^{-2,5}$$

onde μ^s é a viscosidade da suspensão, μ_0 é a viscosidade do líquido, w é a fração de partículas suspensas, R é uma constante e w refere-se à fração cristalina presente na suspensão. Nesta formulação existe uma fração cristalina máxima ($w_{\max}$) na qual a viscosidade efetiva torna-se infinita (quando $1 - Rw = 0$) e a suspensão perde a mobilidade. Angel Fernandez (com. pes.) sugere as seguintes fórmulas para os cálculos da viscosidade efetiva:

$$\eta_s = \eta(1-1,35.\phi)^{-2,5} \quad (1)$$

$$\eta_s = \eta(1-\phi)^{-2,5} \quad (2)$$

onde η_s é a viscosidade efetiva da suspensão, ϕ é o percentual de cristais e η é a viscosidade do líquido magmático. A primeira fórmula deve ser aplicada para suspensões com cristais equidimensionais, enquanto que a segunda para suspensões com cristais de tamanhos diferentes.

Estas relações e duas outras sugeridas por Mooney (1951) e Krieger & Dougherty (1959), in Wickham (1987), são plotados na Figura (7.1), para vários valores de R . Também são mostradas curvas experimentais de viscosidades relativas de suspensões crescentemente mais densas, compiladas por Thomas (1965). A Figura é então uma compilação de dados experimentais e curvas empíricas ajustadas aos dados experimentais. Essas curvas sugerem pequenas mudanças nas viscosidades efetivas para

w menor que 0,25. Isto implica que corpos de magmas graníticos com baixos teores de cristais (25%) terão viscosidades similares aos mesmos líquidos magmáticos sem cristais. Além disso, a viscosidade não cresce mais que uma ordem de magnitude quando $w=0,5$ (análogo a 50% de magma cristalizado).

A fração reológica crítica (FRC) é usada para distinguir o ponto em que um magma muda seu comportamento de uma suspensão densa para uma estrutura granular. As viscosidades efetivas destes dois estágios (suspensão versus estrutura granular), variam de valores típicos de líquidos graníticos hidratados (cerca de 10^6 Pas), a valores típicos de rochas (cerca de 10^{18} Pas). Arzi (1978) escolheu um valor de $20 \pm 10\%$ de líquido residual para a fração reológica crítica. Resultados experimentais de Van der Molen & Paterson (1979), sugerem que com 80% de cristais e 20% de líquido residual, os magmas exibem um “yield strength” com somente uma ordem de magnitude menor que uma rocha totalmente cristalizada. Wickham (1987) propõe valores próximos a 60% de cristais e 40% de líquido residual para FRC. Sua proposta fundamenta-se no empacotamento aleatório de esferas, na mecânica de solos e principalmente no fato de que rochas vulcânicas algumas vezes chegam a ter 60-65% de fenocristais (a lava dacítica Chao, no Chile), mas nunca quantidades de fenocristais superiores a esta.

Figura 7.1 - Variação na viscosidade relativa de suspensões com crescentes frações de partículas sólidas. Observar as diferentes tendências de crescimento ao infinito, para diferentes w_{max} , correspondentes a partículas sólidas em diferentes arranjos. (hcp = hexagonal close packing; rp = random packing e ccp = cubic close packing)

Isto sugere que cerca de 65% de cristais, representa a fração cristalina limítrofe acima da qual um magma não pode chegar à superfície, porque sua viscosidade efetiva é muito alta (Fig. 7.2)

Figura 7.2 - Diagrama mostrando o rápido decréscimo no “strength” de uma rocha parcialmente fundida, com uma crescente fração líquida, em uma velocidade de “strain” de 10^{-5} s^{-1} e 3 Kbar de pressão confinante (Wickham, 1987).

É claro que a FRC deve variar em diferentes sistemas de rochas com diferentes texturas, tamanho de grãos, geometria dos grãos e heterogeneidades composicionais macroscópicas (por ex., presença de xenólitos), e é por isso infrutífero tentar especificar um valor exato para a FRC. Parece ser suficiente dizer que dentro de uma faixa 30 a 50% de líquido residual em sistemas graníticos, ocorre uma mudança radical no comportamento mecânico (Wickham, 1987). Diante do exposto, admitimos aqui que se um sistema magmático granítico contém entre 0 e 35% de cristais, ele é considerado estar no estágio líquido. Se ele contém entre 35 e 65% de cristais é considerado estar no estágio transicional líquido-sólido e que se ele contém mais que 65% de cristais é considerado um sistema sólido (Wickham, 1987).

VII.1.1. A Foliação Magmática Primária - Os Domínios Quixadá e Eixo Central do Batólito Quixeramobim.

Foliações em rochas granitóides podem se desenvolver em consequência dos seguintes mecanismos: 1° - fluxo durante a ascensão; 2° - “ascensão” diapírica e expansão radial (baloneamento); 3° - “emplacement” durante uma deformação regional; 4° - deformação regional “post-emplacement” e 5° - combinação de dois ou mais destes mecanismos (Paterson et alii, 1989).

No Complexo Granítico Quixadá Quixeramobim (CGQQ), as foliações registradas no estágio magmático (estágio no qual os cristais podem rotacionar livremente no líquido magmático, sem suficiente interferência para causar deformação plástica) foram definidas pelos seguintes critérios: a) alinhamento de megacristais eudrais de feldspatos (Fig.7.3a); b) presença de aglomerados de cristais de quartzo que não exibem deformação, em torno de megacristais de feldspatos (Fig.7.3a); c) imbricação ou entelhamento de megacristais (Fig. 7.3b) e d) alinhamento de encraves magmáticos elipsoidais (Fig. 7.3c).

Figura 7.3 a, b, c - Critérios usados para definir foliações impressas no CGQQ no estágio sin-magmático.

As duas primeiras feições são sempre encontradas em uma mesma amostra. À primeira feição deve ser acrescida a ressalva de que os megacristais orientados não exibem quaisquer indícios de deformação plástica ou recristalização. Os megacristais assim observados, evidenciam que durante a deformação eles estavam em um magma que continha bastante líquido e poucos cristais, o que propiciou uma fácil rotação dos mesmos sem a interveniência de outros cristais. Por outro lado, a presença de cristais anedrais de quartzo agregados aos megacristais de feldspatos alinhados implica em que a orientação destes megacristais se fez em um meio líquido (magmático); isto se deve ao fato de que cristais de quartzo não apresentam orientação preferencial de

forma (embora possam apresentar orientação preferencial cristalográfica), em granitos não deformados. Além disso, o quartzo sofre deformação plástica mais facilmente que qualquer outro mineral componente dos granitos, quaisquer que sejam as condições de pressão, temperatura e composição de fluidos, de forma que ele é um indicador sensível de fluxo no estado sólido (Marre, 1986).

O entelhamento de megacristais de feldspatos tem sido interpretado como o resultado de um fluxo magmático não coaxial envolvendo a rotação e as vezes também a translação de megacristais em um meio líquido (Blumenfeld et alii, 1988).

O alinhamento de encraves magmáticos elipsoidais, os quais nós interpretamos como glóbulos solidificados de um segundo magma, indicam deformação sin-magmática quando não apresentam indícios de deformação plástica ou recristalização. Os padrões de orientação preferencial dos minerais constituintes dos encraves são, comumente, similares ou mesmo mais fortes que aqueles apresentados pelos minerais componentes dos granitos encaixantes magmaticamente foliados.

102155
Há, entretanto, um fator complicador na utilização única deste critério para definir a foliação como sendo resultante de um fluxo magmático. Como é sabido, os encraves atingem o "solidus" mais rapidamente que o granito hospedeiro, principalmente quando a diferença no teor em SiO_2 entre os dois magmas é superior a 15%. Se durante sua cristalização o sistema (encrave + hospedeiro) está sofrendo deformação contínua, provocada por ex., por uma expansão radial do pluton (baloneamento), este encrave, porque ele atinge o solidus ou pelo menos uma alta viscosidade mais rapidamente que seu hospedeiro, vai registrar uma deformação impressa no estado sólido, mesmo quando esta deformação ocorreu em estágios sin-magmáticos com relação ao granito hospedeiro. Neste caso, o encrave deve se comportar como um sólido em meio viscoso que está sofrendo deformação. Um dos resultados pode ser uma ligeira rotação do encrave com relação à foliação do granito hospedeiro. Por outro lado, existem casos em que pode haver uma forte interação entre os dois magmas, ou seja, entre o magma básico e o magma ácido hospedeiro. Isso ocorre principalmente quando os teores de SiO_2 dos dois magmas não são muito diferentes. Como resultado da interação, o encrave sofre modificações químicas e mineralógicas, que podem ser confundidas com recristalização.

VII.1.1.a - O Domínio Quixadá

As foliações registradas no estágio magmático, como definidas pelas feições acima citadas, embora possam ser encontradas por todo o Complexo, são melhor visualizadas nos domínios Quixadá e Eixo Central do batólito Quixeramobim.

Como já descrito, o batólito Quixadá corresponde à porção setentrional do CGQQ. Este corpo, com cerca de 280 Km² de superfície, se exhibe com forma superficial elipsoidal, cujo eixo maior com direção NE-SW, estende-se por cerca de 25 Km e o menor, cerca de 10 Km.

O batólito Quixadá caracteriza-se por mostrar litotipos porfiríticos e isotrópicos em sua porção central. Ocasionalmente podem ser encontradas foliações definidas estatisticamente pelo alinhamento de biotitas, encraves e megacristais de feldspatos. Da porção central, em direção aos contatos, a foliação torna-se gradativamente mais nítida, atingindo a conspicuidade nas imediações dos contatos. Na porção periférica do corpo as foliações se mostram sub-verticais (Fig. 7.5) e paralelas aos contatos, formando um “trend” circular (Fig. 7.7). A sub-verticalização das foliações faz com que, em afloramento, pense-se que a rocha seja isotropa (Fig. 7.4). Lineações de estiramento são ausentes. As rochas encaixantes imediatamente adjacentes aos contatos, exibem-se com foliações paralelas aos contatos com mergulhos que variam de 50 a 80°, dirigidos para o interior do batólito.

Muitos autores têm sugerido que durante o “emplacement” final os “diápiros” podem se expandir ou balnear e que durante esta expansão, uma foliação é desenvolvida na porção periférica já solidificada do pluton (por ex. Ramsay, 1975; Holder, 1981; Bateman, 1985 e Mahmood, 1985). Estes autores utilizam os seguintes critérios (Fig. 7.6) para respaldar a hipótese de balneamento durante o “emplacement” final de diápiros: a) zoneamento concêntrico dos plutões; b) desenvolvimento de foliações na auréola de contato, paralelas às margens dos plutões; c) crescimento sin-cinemático de porfiroclastos em rochas que compõem a auréola de contato; d) as foliações nas bordas do pluton são paralelas às foliações da auréola e decrescem de intensidade em direção ao núcleo do pluton; e) evidências de que o “emplacement” final ocorreu por uma deformação coaxial heterogênea (por ex., carência de lineações de estiramento ou presença de estruturas do tipo “milipede” como descritas por Bell &

Figura 7.4 - Encraves microgranulares de composição quartzo-diorítica inseridos em monzonitos do batólito Quixadá. O enclave com forma elipsoidal de tamanho maior, mostra-se aparentemente sem nenhuma deformação (foliação), enquanto seu hospedeiro mostra-se com uma aparente foliação definida por megacristais e pelo eixo maior dos encraves. Os contatos do enclave maior são bruscos, enquanto que aqueles do menor são difusos. Observar a ausência de megacristais de feldspatos no enclave maior, enquanto que no menor, vários são os megacristais observados.

Figura 7.5 - Nesta figura são observados encraves microgranulares inseridos em rochas monzoníticas do batólito Quixadá. Aqui pode-se observar que os encraves elipsoidais tem os seus eixos maiores verticalizados, com uma foliação interna também verticalizada, paralela à foliação da encaixante. Isto explica porque, em muitos encraves que ocorrem nas bordas do batólito, não são observadas as foliações internas, dando a impressão de uma rocha isótropa, similar ao exemplo acima citado (Fig.6.2.4). Porque estes corpos (glóbulos de magmas) foram achatados, seus eixos intermediários se tornaram muito grandes com relação ao eixo menor, de modo que, quando os encraves são cortados perpendicularmente ao eixo maior, o eixos intermediários passam a constituir uma foliação aparente.

Rubenack, 1980); f) dobras definidas por diques aplíticos derivados do líquido residual do pluton, exibem planos axiais paralelos às foliações externas do pluton.

Guardadas as proporções dimensionais, o batólito Quixadá ($\cong 280 \text{ Km}^2$) exhibe estruturas similares às exibidas pelo granito Canibal Creek ($\cong 110 \text{ Km}^2$; Bateman, 1989); pelo pluton Ardara ($\cong 30 \text{ Km}^2$; Holder, 1981); pelo batólito Chindamora ($\cong 120 \text{ Km}^2$; Ramsay, 1981), pelo pluton Zaer ($\cong 400 \text{ Km}^2$, Mahmood, 1985), exceção feita ao zoneamento composicional.

Figura 7.6 - Alguns critérios para definição de diápiros a) zoneamento concêntrico; b) foliações internas paralelas às foliações externas e aos contatos; planos axiais de veios dobrados paralelos aos contatos e c) estrutura "milipede".

Van der Eeckout et al (1986) e Bateman (1986) têm discutido a confusão na literatura, relacionada aos termos "diapirismo", definido como a ascensão de material móvel através de (piercing diapir = diápiro intrusivo), ou em (non-piercing diapir) rochas suprajacentes plasticamente deformadas e "diápiros baloneados" definidos como um diápiro não intrusivo (non-piercing diapir) expandido radialmente. Os plutões supracitados (Canibal Creek; Ardara, etc) são tidos como diápiros baloneados nos quais pelo menos algo do baloneamento ocorreu por expansão quando a porção periférica dos plutões já estava no estado sólido.

As estruturas primárias exibidas pelo batólito Quixadá foram tentativamente interpretadas como consequência de um mecanismo de "emplacement" do tipo diapirismo, seja ele intrusivo ou não intrusivo, ou mesmo de um diápiro baloneado. Estas tentativas de enquadrar o batólito Quixadá nestes conceitos falharam porque alguns pontos demonstram uma incompatibilidade conceitual com os fatos observados em campo. Estes pontos são os seguintes: 1) Em suas porções leste e norte o batólito Quixadá mostra-se em contato brusco com as rochas encaixantes (litotipos da sub-unidade Mombaça do Complexo Pedra Branca), enquanto que uma boa porção do lado oeste, o batólito Quixadá exhibe feições que indicam um "thermal softening" nas encaixantes. Estas feições são melhor observadas no Km 3 da rodovia Quixadá-Campos.

Figura 7.7. Imagem de satélite mostrando o Complexo Granítico Quixadá - Quixeramobim e suas encaixantes. Para uma melhor visualização, foram delineadas as mega-feições, tais como os batólitos, as mega-zonas de cisalhamento e as foliações das rochas encaixantes. Na porção superior, exibindo-se com a forma de uma pêra, observa-se o batólito Quixadá. No seu interior, (extremidade sul do batólito) chama a atenção o açude do Cedro, situado na periferia sul da cidade de Quixadá. Uma atenção maior deve ser reservada para as foliações das rochas encaixantes que ocorrem na porção norte do batólito. Aí as foliações mostram trends circulares que acompanham os contatos do pluton com a encaixante. Estas rochas são metasedimentos pelíticos do Grupo Ceará, que parecem ter sofrido um metamorfismo de contato, com área de abrangência definida na foto por uma cor mais escura. As rochas do Complexo Pedra Branca, que ocorrem a sul e leste do batólito, não parecem ter sido afetadas termicamente, entretanto, a sul açude, onde elas separam espacialmente os dois batólitos, pode ser observada uma estrutura elipsoidal atípica, muito provavelmente resultante da superposição do movimento dextral sobre um movimento sinistral anterior.

Aqui o batólito Quixeramobim estende-se majestoso desde a cidade de Senador Pompeu (confluência das foliações N-S internas com a ZC Senador Pompeu), até Juatama (extremidade norte do batólito). No interior do batólito, ao longo do contato leste (ZC Sen. Pompeu), são observadas foliações que, formam ângulos de até 30° com a linha de contato. Estas foliações são maiormente definidas por rochas encaixantes que adentram ao batólito, alternando-se com os litotipos do facies M. Novo, configurando um "sheeting". Foliações externas, sejam no Complexo Gnáissico-Migmatítico, a leste, ou no Grupo Ceará, a oeste, denotam uma movimentação dextral das zonas de cisalhamento Sen. Pompeu e Quixeramobim. Observe que esta última zona de cisalhamento está restrita à porção mais larga do batólito, não se prolongando para nordeste, em direção ao batólito Quixadá. No lado leste, duas linhas paralelas estão delineadas. Elas delimitam um duplex transcorrente, gerado pelos últimos movimentos dextrais transpressivos. O semicírculo visto na base da foto delineia a extremidade norte do batólito Senador Pompeu.

Aí os metassedimentos do Grupo Ceará foram parcialmente fundidos (Fig. 6.2), gerando localmente migmatitos.

Conforme as definições de diapirismo acima discutidas, o batólito exibe feições de diápiro intrusivo nas suas porções leste e norte e de diápiro não intrusivo na sua porção oeste. É conveniente neste instante ressaltar que, conforme as definições acima, os termos diápiro intrusivo e diápiro não intrusivo revelam comportamentos reológicos completamente diferentes para o comportamento mecânico das rochas encaixantes, o primeiro traduzindo um regime frágil e o segundo um regime dúctil.

Traduzindo os conceitos frágil e dúctil em termos de níveis crustais significa dizer que as encaixantes que estão em regime dúctil se encontram em maiores profundidades, enquanto que as que estão em regime frágil se encontram em níveis crustais mais rasos. Ora, em campo, as relações estratigráficas mostram que as rochas do Grupo Ceará (aquelas que exibem "thermal softening") são supracrustais e estão assentadas sobre as rochas do Complexo Pedra Branca (as mais profundas e que não mostram "thermal softening" no contato com o granito).

Este comportamento, adverso do que deve ser esperado, sugere que os primeiros pulsos de magmas ascenderam através de rochas que exibem um comportamento dúctil-frágil, e não através de, ou mesmo em rochas plasticamente deformadas. A nossa interpretação para os comportamentos das rochas encaixantes é: os magmas ascenderam através destas rochas com temperaturas altas o suficiente para fundir parcialmente (ocasionando um "thermal softening") os metassedimentos do Grupo Ceará (Fig.6.2) mas não tão altas para provocar anatexia nas rochas ortognáissicas e associadas da unidade Mombaça do Complexo Pedra Branca.

A foliação interna periférica do batólito Quixadá é paralela à foliação das rochas encaixantes imediatamente adjacente ao batólito. Distante do contato, as foliações divergem daquelas que são encontradas no interior do corpo granítico. Esta foliação interna está definida pelo alinhamento de megacristais e de encraves microgranulares elipsoidais. Como já citado, os encraves são considerados como glóbulos de magmas. Assim sendo, o seu alongamento ou elipsidade deve ter ocorrido quando este material se encontrava só parcialmente cristalizado, ou seja, em alta temperatura e com viscosidade baixa o suficiente para permitir o alongamento (Fig. 7.8). A baixa viscosidade do encrave é comprovada também pelo englobamento parcial ou total de fenocristais oriundos do magma granítico (por ex., Fig. 7.5.).

Figura 7.8 - Alongamento de encaves por deformação coaxial (achatamento)
a) encrave não deformado; b) alongamento do encrave e c) englobamento de fenocristal

O acima citado, respalda a hipótese de uma deformação por achatamento, quando o batólito Quixadá estava só parcialmente cristalizado (teor de cristais $< 40\%$) e não no estado sólido ou com percentual de cristais em torno de 70% (fração reológica crítica de Arzi et al, 1978), fração esta que já define o magma granítico como um corpo sólido.

Paterson et alii (1989) definiram o fluxo magmático como “uma deformação por deslocamento de líquido com consequente rotação de cristais (corpos rígidos), sem suficiente interferência entre cristais para causar deformação plástica”. Esta definição não discrimina a causa do deslocamento: se fluxo ascensional, se cisalhamento puro, ou simples; ou se dois ou os três mecanismos agindo ao mesmo tempo. No primeiro caso (fluxo ascensional), os minerais precoces tendem a formar uma lineação mineral vertical, o mesmo ocorrendo no segundo caso (cisalhamento puro). No terceiro caso (cisalhamento simples), uma lineação mineral horizontalizada deve ser o resultado.

Os autores acima citados propõem que grande parte das estruturas primárias encontradas no granito Canibal Creek, sejam resultantes de um fluxo magmático. Como antes observado, as estruturas primárias exibidas pelo batólito Quixadá são idênticas as do Canibal Creek. Entretanto, não acreditamos que as estruturas primárias observadas no batólito Quixadá sejam o resultado de um fluxo magmático vertical, mas o resultado de uma deformação compressiva “in situ” causada pela expansão radial do corpo granítico quando este estava só parcialmente cristalizado. É claro que esta deformação provocou rotação dos cristais e achatamento dos encaves, produzindo uma deformação similar àquela que é produzida por um fluxo magmático vertical.

Os motivos que nos levam a não acreditar em um fluxo magmático vertical como o responsável pelas estruturas primárias observadas no batólito Quixadá são as seguintes: 1) Os encaves contém xenocristais que cristalizaram a partir do magma granítico. A abundância dos xenocristais, cujas dimensões são sempre muito inferiores às dos fenocristais do corpo encaixante, sugere uma interação dos encaves com o corpo

granítico, quando este se encontrava nos estágios iniciais de cristalização com um percentual de cristais em torno de 10%; 2) Os encraves exibem composições mineralógica e química que sugerem uma forte interação entre ambos os magmas; 3) Os fenocristais dos hospedeiros, cujas dimensões variam entre 3 e 8cm (4 cm é a dimensão mais frequente), constituem de 25 a 40% do volume total da rocha. Estes megacristais contém inclusões de anfibólios e biotita, o que significa que quando o “totum” dos megacristais, foi alcançado, o percentual de cristalização já era em torno de pelo menos 45%. Se somarmos este percentual de cristais ao de encraves (cerca de 10%), obtemos cerca de 55% de fase sólida contra 45% de líquido. Nessas condições a viscosidade já é muito elevada para que o fluxo pudesse se processar e alcançar o nível crustal no qual ele cristalizou. Por outro lado, se tivesse havido uma ascensão com tal percentual de fases sólidas, o grau de interação física seria tão grande que deformações intracristalinas seriam uma constante nos cristais destas rochas, o que não acontece.

VII.1.1.b - O Batólito Quixeramobim - Domínio Eixo Central.

O batólito Quixeramobim está maiormente limitado por duas grandes zonas de cisalhamento. As rochas que ocorrem ao longo dos contatos apresentam intensa deformação resultante da atuação dos últimos movimentos destas zonas. Estas rochas maiormente deformadas, correspondem aos domínios Contato Leste, ao longo da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e domínio Contato Oeste ao longo da Zona de Cisalhamento Quixeramobim. A intensidade da deformação decresce gradualmente a medida que nos afastamos dos contatos, de forma que distante dos contatos, a deformação desaparece. Esta porção de rochas não deformadas corresponde ao domínio central cujos limites, em função da gradação da deformação, não podem ser definidos por linhas. Desta forma o domínio Eixo Central está representado por um conjunto de rochas graníticas que abrange litotipos dos fácies Mururé Novo, Água Doce, Uruquê e Mururé Velho que, distantes das zonas de cisalhamento principais, não apresentam deformações intracristalinas impressas no estado sólido.

Grande parte dos litotipos, pouco ou nada deformados, correspondem aos que compõem o fácies Água Doce. Estes litotipos exibem uma foliação incipiente definida pelo alinhamento estatístico de biotitas. Em raros casos, megacristais de plagioclásio também compõem a foliação. Cristais matriciais de quartzo, apesar de

exibirem extinção ondulante e ocasionalmente lamelas de deformação, jamais se apresentam recrystalizadas. Os litotipos que se apresentam foliados, principalmente aqueles do fácies Mururé Novo, exibem uma fábrica dominante definida pelo alinhamento de megacristais de feldspatos, de lamelas de biotitas, de encraves e ocasionalmente pelo alinhamento de prismas de anfibólio. Esta é uma fábrica do tipo S (conforme nomenclatura de Berthé et alii, 1979). As rochas citadas, por não apresentarem indícios de recrystalização, mas somente alguns poucos de deformação plástica, não foram classificadas conforme a nomenclatura de Sibson et alii (1977) para rochas deformadas.

No seio destas rochas pouco deformadas, estão inseridas várias bandas de cisalhamento cujas espessuras, comprimento e espaçamento são extremamente variáveis.

As porções pouco deformadas se caracterizam por apresentar foliações que variam sua direção de 0° a 30° Az, com mergulhos que variam de 20° a 65° sempre para NW. Eixos *c* de megacristais de feldspatos orientados segundo direções que variam de 15° a 35° NE, materializam uma lineação mineral, cujos mergulhos variam de 0° a 20° . Encraves magmáticos elipsoidais também materializam referidas lineações.

Tendo em vista que os cristais de quartzo não apresentam indícios de recrystalização, o que seria um indício de deformação no estado sólido e que somente poucos indícios de deformação plástica estão presentes, concluímos que a deformação que resultou na orientação dos litotipos se processou quando este material se encontrava no máximo no estágio transicional líquido-sólido, através da atuação da zona de cisalhamento Senador Pompeu.

VII.1.2- A Deformação no Estado Sólido: os Domínios Contato Leste e Contato Oeste - Batólito de Quixeramobim

Conforme já citado, um corpo granítico é considerado um sistema sólido quando sua fração reológica crítica é atingida. Em muitos dos casos, este percentual de líquido residual é inferior a 35%. No batólito Quixeramobim a foliação impressa neste estágio está configurada pela atuação dos cisalhamentos Senador Pompeu (CSP) e Quixeramobim (CQ), sobre os diversos litotipos componentes do batólito. A atuação do cisalhamento Senador Pompeu resultou na formação de uma zona deformada com

espessura média de cerca de 5 Km, enquanto que a zona deformada decorrente da atuação do Cisalhamento Quixeramobim pode chegar a uma espessura de 0,5 Km. As espessuras citadas não incluem as rochas encaixantes. Ao longo do eixo central, a deformação no estado sólido está materializada por bandas de cisalhamento que variam em espessura desde centimétrica a decamétrica e comprimentos respectivos que variam poucos metros a vários quilômetros. No domínio Quixadá referidas bandas de cisalhamento são encontradas superpostas à foliação magmática impressa pela deformação coaxial. Neste domínio, uma das bandas de cisalhamento mais expressivas pode ser encontrada no interior da cidade de Quixadá, em afloramentos do lado direito da estrada, a 1,5 Km do Hotel Municipal.

VII.1.2.a - O domínio Contato Leste

Ao conjunto de rochas fortemente deformadas pela atuação do Cisalhamento Senador Pompeu, cujos protólitos foram rochas dos fácies Mururé Novo, Mururé Velho, Serra Branca e metassedimentos do Grupo Ceará, é dada aqui a denominação de *Domínio Contato Leste*. Em função de sua abrangência litológica, a área 1 (vide figura 1.1) foi escolhida para aí serem estudadas as modificações mineralógicas, texturais e, com certas restrições, as modificações químicas sofridas pelos protólitos.

A deformação quente ($T > 450^\circ$) observada nesta região está materializada pela presença de blastomilonitos, protomilonitos, milonitos e ultramilonitos (conforme classificação de Sibson et al 1977). Esta deformação se processou principalmente através de um mecanismo de deformação não coaxial heterogêneo. Esta afirmação está baseada nas seguintes feições: 1) A descontinuidade e anastoseamento das faixas miloníticas e ultramiloníticas que se intercalam em protomilonitos e blastomilonitos; 2) a lineação de estiramento sub-horizontal; 3) a presença de milonitos do tipo S-C (grupos I e II de Lister et al. 1984) e 4) predominância das sombras de recristalização assimétricas sobre as simétricas.

VII.1.2.a.1 - Mineralogia e aspectos texturais das rochas ductilmente deformadas

O Domínio Contato Leste (constituído por rochas ductilmente deformadas cujos protólitos são principalmente aqueles do fácies Mururé Novo anteriormente

descrito), está composto por milonitos (sentido amplo) de composição quartzo-diorítica, tonalítica e granodiorítica com predominância dos dois primeiros, estabelecendo no diagrama de Streckeisen (1976), um "trend" cálcio-alcálico de baixo potássio (cf. Lameyre e Bowden, 1982).

Macroscopicamente, as rochas se apresentam com cor cinza chumbo escura, porfíricas reliquiar ou blastoporfíricas com matriz de granulação média a fina. A estrutura porfírica se deve à preservação de uma quantidade relativamente grande de megacristais (10-25%) de plagioclásio, cujos eixos maiores variam de 1 a 4cm, apresentando formas tabulares (protomilonitos, Fig. 7.9) , ovais (blastomilonitos, Fig.7.10) e lenticulares (ultramilonitos). A forma dos feldspatos não necessariamente caracteriza um critério de classificação das rochas citadas, mas que eles são dominantes nestes tipos de rochas. Nas porções terminais desses megacristais quase sempre estão desenvolvidas sombras de recristalização dinâmica, que predominantemente denotam uma deformação não coaxial. Os megacristais tabulares mostram inclusões de biotitas, por vezes orientadas, e mais raramente exibem zoneamento composicional, evidenciado microscopicamente. Estes estão mergulhados em uma matriz de cor cinza escuro de granulação média a fina (0,2 cm - 0,5 mm), composta por plagioclásio, biotita, clorita e quartzo. Em zonas de mais alto "strain", se desenvolvem bandas miloníticas com espessuras de até 100 m de espessura e extensão variável (métrica a decamétrica) e bandas de ultramilonitos, estas com espessuras centimétricas, podendo atingir a métrica ao longo da "linha" do cisalhamento (Figs. 7.13 e 7.14). Estas bandas se apresentam anastomosadas e descontínuas, cujo espaçamento é amplamente variável. Milonitos S-C (Fig. 7.9) são comuns nestas bandas.

Ao microscópio, verifica-se que a variação modal não causa mudanças significativas nas fábricas dos litotipos, podendo os granodioritos, tonalitos e quartzo-dioritos mostrarem estruturas desde blastomiloníticas a ultramiloníticas. Nos protomilonitos, onde são ainda preservadas parcialmente as texturas primárias, os megacristais de plagioclásio se mostram envolvidos por lamelas de biotitas orientadas ou por agregados de grãos de quartzo recristalizados. Estes megacristais podem mostrar pequenas sombras assimétricas de recristalização e deformação plástica (Figs. 7.9; 7.12). Bandas de cisalhamento de espessura milimétricas são comuns. Além dos plagioclásios, raros cristais de anfibólio podem ser observados como megacristais. Além dos minerais

Figura 7.9b - Bandas de cisalhamento dúcteis, secundárias com relação à Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), são muito frequentes nos litotipos do batólito Quixeramobim. Estas bandas são o resultado de uma deformação não coaxial heterogênea, cujos critérios cinemáticos, como por exemplo as relações S-C (S=planos paralelos a base da foto e C são os planos inclinados marcados pelo alinhamento de biotitas) indicam uma movimentação dextral.

Figura 7.12 - Milonitos S-C do tipo 1 de Lister et al (1984), como aquele mostrado na fig. 6.2.3.2, são comuns no Bqbm, entretanto Milonitos do tipo δ de Simpson e Paschier (1986), também são comuns principalmente ao longo da ZCSP. Como os anteriores estes milonitos também indicam uma dinâmica dextral para o último movimento dúctil deste cisalhamento.

Figura 7.10 - Os planos S-C desenvolvidos ao longo de ZCs mostram ângulos entre si que variam de cerca de 30° a 0° conforme a intensidade da deformação. Em níveis de acentuada deformação, os planos tendem a se paralelizar. Nestes níveis altamente deformados, a granulação diminui com os clastos de feldspatos sendo os mais "visivelmente" afetados. Aí são observados longas sombras assimétricas de recristalização, bem como muitos trens de ribbons de quartzo.

Figura 7.13 - Nas imediações dos contatos do BQbm com as rochas paraderivadas, são comuns os afloramentos onde são observados granitóides contendo encraves, ambos fortemente deformados, onde se destacam porfiroclastos milimétricos, imersos em uma matriz na qual a clorita é o mineral essencial. Estas rochas constituem bandas que são provavelmente tardias com relação ao cisalhamento principal.

Figura 7.11 - Neste sítio de acentuada deformação, além de um paralelismo nos planos S e C, são também observadas lineações de estiramento marcadas pelo estiramento de feldspatos. Convém salientar, entretanto, que este estiramento só se desenvolve em temperaturas superiores a 500°C. Esta foto corresponde ao estiramento de um encrave que ocorre na fazenda Cachoeira, imediações de Uruquê.

Figura 7.14 - Bandas de cisalhamento similares às mostradas na fig. 6.2.3.6, mas de espessura maior, são encontradas nos facies M. Novo, ao sul da cidade de Quixeramobim, nas bordas do cisalhamento principal. Estas bandas caracterizam um estágio de transição do comportamento dúctil/frágil - frágil.

já citados são encontrados ainda titanita, minerais do grupo do epidoto, apatita, zircão e minerais óxido de ferro, clorita, calcita, e sericita, como minerais acessórios.

O plagioclásio é o mineral mais abundante em todas as rochas e aparece como cristais eudrais, subedrais e anedrais; possui formas sub-retangulares e irregulares (matriciais) geminados segundo as leis da Albita e Albita-Periclina (predominante). Grãos menores recristalizados se exibem em agregados poligonais. Os megacristais (fenocristais) se dispõem com seus eixos *c* paralelos à foliação micácea e contém inclusões de biotita, muitas vezes orientadas paralelas às suas bordas. Com o quartzo podem formar intercrescimentos mirmequíticos. Os sinais de deformação plástica nestes minerais incluem extinção ondulante, recristalização em seus vértices e ocasionalmente textura mortár. Alguns cristais se mostram saussuritizados.

As biotitas ocorrem como cristais lamelares fortemente orientados, ora bordejando os megacristais de plagioclásio, ora os cristais de anfibólio, ou formando agregados micáceos. O seu pleocroísmo varia de castanho claro a castanho escuro. Cristais de zircão e apatita são observados inclusos nestas biotitas. Alteram parcialmente para clorita e ocasionalmente muscovita + clorita + óxido de ferro, e titanita.

Os cristais de quartzo, sempre matriciais, são xenomórficos constituindo grãos arredondados, lenticulares, amebóides e poligonais conforme a intensidade crescente de deformação. Todos eles, a exceção dos poligonais, exibem extinção ondulante ou bandas de deformação. Quando em grãos estirados ("ribbons"), se dispõem paralelos à foliação micácea.

O anfibólio é comum nas rochas menos deformadas com sua proporção modal caindo em rochas que sofreram maior deformação. Ele se faz presente como cristais subedrais constituindo fenocristais ou anedrais como parte integrante da matriz. Quando em corte favorável observa-se que os anfibólios se mostram prismáticos, alinhados segundo a foliação micácea. Seus contatos com biotitas e algumas titanitas mostram que estes cristais são produtos de sua transformação. Suas características óticas indicam que se tratam de hornblenda verde.

A microclina é o feldspato potássico presente e é encontrada nos tonalitos e granodioritos preenchendo espaços intersticiais. São normalmente peritíticas e ocasionalmente estão presentes como megacristais.

Duas gerações de titanita são encontradas: uma primária representada por cristais subedrais, com bandas de deformação e ocasionalmente, inclusões de plagioclásio e geminação simples. Os cristais de segunda geração são anedrais e oriundos da transformação da biotita.

Os minerais do grupo do epidoto aparecem em cristais subedrais e anedrais sempre associados a anfibólios e/ou biotitas e ocasionalmente a plagioclásio. A pistacita ocorre frequentemente em grãos anedrais que mantêm alanitas zonadas e arredondadas. Embora os cristais que compõem o manto sejam anedrais, o conjunto se mostra subedral. A clinozoizita é mais rara e sua associação com plagioclásio, sugere que estes sejam produtos de saussuritização. Apatita e zircão são sempre euedrais e aparecem inclusos em minerais maiores principalmente em biotitas.

Ao microscópio as bandas de cisalhamento milimétricas apresentam uma matriz milonítica quartzo-clorítica, fortemente orientada, na qual estão inseridos clastos de plagioclásio que constituem cerca de 25% do volume da rocha, aos quais a foliação se amolda. Titanita e epidoto também podem aparecer como porfiroclastos. Quartzo e plagioclásio exibem intenso processo de recristalização.

Inseridos nos litotipos do Domínio Contato leste, são encontrados encraves microgranulares e diques sinplutônicos representantes do fácies Mururé Velho e Mobilizados Tardios. Os encraves, de maneira geral, se apresentam estirados com razões comprimento/largura que variam de 7/1 a 500/1. Os mais estirados chegam a constituir faixas de largura centimétrica e correspondem, obviamente, a zonas de mais alto "strain". Estes corpos deformados diferem mineralogicamente dos anteriores já descritos (vide item Petrografia-Muxuré Velho), pela ausência total de anfibólio, com correspondente aumento no teor de biotitas e clorita. O teor modal de quartzo decresce, e é verificada a presença de mirmequita, geralmente ausente nos encraves deformados nos estágios líquido e líquido-sólido. Estruturas miloníticas de altas temperaturas são predominantes nos corpos mais estirados (Fig. 7.11).

Intercalados aos milonitos do domínio Contato Leste são encontradas faixas estreitas e alongadas de rochas paraderivadas, constituintes do Grupo Ceará, nas quais são observados xistos, quartzitos e rochas cálcio-silicáticas. Esta associação corresponde ao domínio pelítico superior, diferindo daquele já descrito para a região de Orós pela

ausência de estaurolita e granada e pelo aparecimento de sillimanita fibrolítica e cianita. Estes metassedimentos constituem faixas arrasadas e estreitas, podendo entretanto, alcançar espessura de até 1Km, tendo esta faixa maior, suas melhores exposições nas imediações das fazendas Caiçara, Tapajós e Guarujá (área 2). Apesar dos eixos longitudinais destas faixas formarem ângulos de até 30° com a direção da zona de cisalhamento Senador Pompeu, as foliações exibidas pelos metassedimentos são paralelas ou sub-paralelas à direção da zona, ou seja, aproximadamente N30°E, o que significa que as foliações pretéritas foram apagadas e/ou superpostas pela movimentação dextral do cisalhamento Senador Pompeu. Este movimento dextral está materializado, principalmente nos xistos, através da presença de estruturas S-C do tipo II de Lister et alii (1984).

Os *xistos* são comumente a biotita e/ou muscovita, representados por rochas de coloração cinza-esbranquiçada e xistosidade bem definida. As vezes, entretanto, as bandas micáceas se alternam com filmes quartzo-feldspáticos de granulação fina a média, lembrando um bandamento gnáissico. As bandas micáceas são compostas essencialmente por lamelas subedrais e anedrais de muscovita e biotita, quartzo e plagioclásio. Minerais óxido de ferro, zircão, apatita e ocasionalmente fibrolita ou cianita são os minerais acessórios. As micas brancas (muscovita e provavelmente fengita) se formam de duas maneiras diferentes: A muscovita tem sua geração a partir da desestabilização da biotita e a fengita, pela desestabilização do plagioclásio. As micas, modalmente dominantes sobre quartzo e plagioclásio, determinam uma textura lepidoblástica, com feições dobradas evidenciadas por “kink bands” nas micas. “Peixes de micas” são feições comuns em zonas de mais alto “strain”.

Os cristais de quartzo se mostram alongados, podendo formar “ribbons”. Em geral, aparecem circundados por micas brancas. Os cristais de plagioclásio figuram como cristais anedrais alongados, com bordas alteradas, em geral maclados segundo as leis da Albita e Albita/Periclina combinadas. Sua desestabilização dá origem a mica branca.

As bandas quartzo-feldspáticas se apresentam de cor cinza-claro, constituídas essencialmente por quartzo, microclina (que as vezes se comportam como porfiroclastos) e lamelas anedrais de mica branca. Em zonas de alto “strain”, estes minerais se mostram fortemente recrystalizados.

Os *quartzitos* compõem bancos de espessura métrica, intercalados nos xistos acima descritos. São rochas de coloração branca, eventualmente ocre, e granulação fina. Ao microscópio estes quartzitos se mostram compostos por um agregado policristalino, inequigranular formado por quartzo, plagioclásio, microclina, carbonato, mica branca, biotita e minerais opacos. Esta associação determina uma textura granolepidoblástica com a clivagem ardosiana definida pelas micas presentes.

O quartzo, modalmente dominante, se apresenta normalmente recrystalizado, definindo uma textura em mosaico, ou em “ribbons”, conforme a intensidade da deformação. Com o plagioclásio apresenta contato de interpenetração e as vezes formam mirmequitas. O plagioclásio, normalmente xenoblástico e alongado, aparece tanto na matriz como compondo porfiroclastos. Em ambos os casos apresentam indícios de recrystalização dinâmica. As micas, em geral, exibem estruturas do tipo “kink band”, e ocasionalmente formam “peixes”.

As *rochas cálcio-silicáticas* constituem lentes geralmente centimétricas que se mostram intercaladas nos xistos. São rochas de coloração cinza ou esverdeada de granulação fina. Exibem foliação conspicua definida por plagioclásio, hornblenda actinolítica, quartzo, escapolita e epidoto, com quantidades subordinadas de biotita, titanita e carbonato.

VII.1.2.b - O domínio Contato Oeste

Apesar de mostrar-se distribuído por quase todo o batólito inclusive no contato leste, a porção do fácies Serra Branca que ocorre ao longo do contato oeste (desde a fazenda Serra Branca até as adjacências da cidade de Quixeramobim), foi escolhida para representar a deformação no estado sólido impressa pelo cisalhamento Quixeramobim, nos litotipos do batólito Quixeramobim.

Os litotipos que constituem o fácies Serra Branca exibem, de maneira sistemática, uma foliação de alto ângulo de direção N40°E. Esta foliação de natureza tectônica está marcada principalmente pela orientação, em planos subverticais, de megacristais de feldspato potássico, de lentes de quartzo e de minerais máficos e ainda pelo estiramento de encraves magmáticos. A intensidade desta deformação, assim como o grau de reorientação dos feldspatos, é variável de local para local. Da mesma forma,

o aspecto lenticular do quartzo é mais ou menos marcado; em certos casos, apresenta uma forma ovalada, em outros, uma forma extremamente alongada (2 a 3cm por 2 mm).

Esta foliação não representa para a rocha um plano de partição preferencial e a sua superfície (plano XY) raramente é observável. Em contrapartida, os afloramentos se apresentam na forma de extensos lajeiros subhorizontais, tornando bem exposto o plano XZ do elipsóide de deformação.

Nestes afloramentos são comuns megacristais que apresentam uma deformação plástica, acompanhada de recristalização dinâmica, formando sombras de pressão assimétricas. A assimetria características dessas sombras, bem como fábricas S-C (por ex., Figs. 7.9 e 7.12.), comprovam que a deformação se desenvolveu em regime de cisalhamento simples (Arthaud et alii, 1988).

Pequenas faixas de milonitos e ultramilonitos paralelas à foliação são facilmente encontradas. Estas faixas são geralmente estreitas (1 a 2 cm) e frequentemente bordejadas por veios de quartzo ou quartzo-feldspáticos. Elas são normalmente de cor escura, em função da presença de clorita finamente granulada. Quantidades variáveis (5-10%) de plagioclásio clástico são observadas inseridos nestas faixas. Próximo à zona de cisalhamento Quixeramobim, estas faixas podem atingir espessuras de até 1m (Figs. 7.13 e 7.14). Apesar de serem na maioria das vezes concordantes com a foliação principal, há alguns casos em que existem relações de intersecção, mostrando que representam o resultado de um incremento tardio da deformação, quando a rocha já estava "fria".

A foliação também é marcada pelo estiramento de encraves microgranulares de composição quartzo-diorítica. Estes encraves exibem foliação idêntica à do granito hospedeiro, ou seja N30°E/70°E - N40°E/70°E.

A quase inexistência de afloramentos exibindo claramente o plano XY torna difícil a observação de uma lineação. Nos casos onde ela foi determinada, trata-se de uma lineação de estiramento de quartzo ou marcada pelo alinhamento de feldspatos. Em ambos os casos, é uma lineação paralela ao eixo X do elipsóide de deformação. Esta é sub-horizontal com mergulhos máximos da ordem 15-20° para NE ou SW. A foliação é quase sempre plana, sendo as dobras muito raras (Arthaud, 1988).

A partir dos dados supracitados acerca dos domínios Contato Leste, Contato Oeste e eixo Central, são os seguintes os indícios de deformação no estado sólido que podem ser extraídos:

a) Os cristais mostram as seguintes evidências microscópicas de deformação plástica: 1) extinção ondulante e “kink bands” em micas; 2) estruturas de recuperação tais como textura em sub-grãos de quartzo e recristalização para formar agregados mono, ou poliminerálicos. Os cristais que formam tais agregados possuem granulação mais fina que os cristais primários. Os agregados monominerálicos sugerem casos de regeneração “sensu strictu” (caso dos feldspatos); já os poliminerálicos sugerem neocristalização como resultados de reações metamórficas (vide texto mais adiante).

b) A combinação da redução do tamanho dos grãos e alongamento desses agregados finamente granulados resulta na formação de uma foliação definida por “ribbons” de quartzo recristalizado e agregados lenticulares de muscovita e de agregados de biotita+muscovita+titanita que neocristalizaram a partir de biotitas deformadas.

c) Estruturas S-C.

d) Boudinagem de diques sinplutônicos.

e) Fraturamento e boudinagem de feldspatos com consequente preenchimento do “neck” por micas brancas e quartzo.

f) Recorrências do cisalhamento formando fraturas frágeis e formação de diques e veios.

VII.2- OS CRITÉRIOS CINEMÁTICOS DOS CISALHAMENTOS

De acordo com os processos que lhes deram origem, as diferentes estruturas acima citadas têm a propriedade de definir o caráter, a intensidade, o mecanismo e sentido da deformação e as condições reológicas das rochas ao serem deformadas.

Atualmente aceita-se que a deformação plástica natural é principalmente não coaxial, tendo como modelo mais representativo o do cisalhamento simples. A deformação não coaxial está marcada nas rochas por estruturas típicas, as quais, conhecidas suas origens, são utilizadas como critérios de cisalhamento; quando a hipótese do cisalhamento simples é aceita, pode auxiliar na estimativa do “strain” total (Ramsay, 1980).

As várias estruturas observadas evidenciam um caráter heterogêneo não coaxial dúctil, para a deformação tectônica que foi impressa nos granitóides quando eles estavam em avançados estágios de cristalização (>70% de cristais), e que por todo o Complexo exibe-se com taxas significativamente variáveis. Por outro lado, feições de deformação coaxial (sombras de pressão simétricas) e resultados quantitativos, mostram a participação de uma componente de cisalhamento puro nesta deformação.

Como já foi citado, as feições tectônicas (deformação pós-cristalização) se concentraram nos domínios Contato Leste e Contato Oeste, sendo os litofácies Serra Branca e Mururé Novo os possuidores dos melhores critérios cinemáticos, particularmente devido às suas texturas porfíricas.

A aplicação dos critérios do cisalhamento simples em rochas dúcteis será mostrado utilizando-se os exemplos das relações de obliquidade dos planos de cisalhamento © com os planos (S) definidos pela foliação magmática, sombras de recristalização dinâmica, megacristais e fraturados.

VII.2.1 - Estruturas S-C

O termo milonito S-C é derivado de uma nomenclatura usada por Berthé et al. (1979), que descreveram a evolução de milonitos em um ortogneisse deformado na zona de cisalhamento South Armorican (França). Esses autores reconheceram dois tipos de foliação: a) superfícies S relacionadas à acumulação do “strain” finito e b) superfícies relacionadas a altos “strain” localizados (C= cisalhamento). Em tais rochas a foliação anastomoseia-se dentro e fora das zonas de alto “shear strain” local de maneira tal que ele está provavelmente relacionada à flutuação da intensidade do “strain” finito (Fig. 7.9a e b). Outros tipos de milonito S-C foram reconhecidos a posteriori (e.g., Lister et al.

1984 e Passier & Simpson 1986). No âmbito do Complexo, dois tipos de milonitos S-C podem ser encontrados:

a) Tectonitos S-C do tipo I de Lister et al (1984)- estes são os mais comuns no interior do Complexo e podem ser encontrados principalmente compondo as bandas de cisalhamento que ocorrem comumente tanto nos fácies Mururé Novo, Boa Fé e no domínio Quixadá.

Figura 7.9a - Fábricas S-C. Os planos C constituem discretas zonas de cisalhamento com até dezenas de centímetros de comprimento e espessura milimétrica, espaçados em intervalos centimétricos. Os planos S descrevem um sigmóide, ente dois planos C adjacentes

Correspondem, em escala microscópica, a rochas que são caracterizadas pela presença de microbandas ultramiloníticas compostas por agregados de quartzo+clorita+sericita. Tais bandas, separadas por uma distância proporcional ao tamanho do feldspato, anastomoseia, delimitando porções menos deformadas de rocha nas quais o quartzo não é extensivamente poligonizado e mostram contatos serrilhados e extinção ondulante. Tais planos anastomosados, correspondem aos planos de cisalhamento ©, entre os quais as biotitas estão arranjadas obliquamente (planos S), e os feldspatos aparecem como augens assimétricos, evidenciando uma deformação rotacional (cisalhamento simples), bem como um sentido de cisalhamento predominantemente dextral (Fig. 7.9b). Os ângulos formados pelos planos S e C são geralmente da ordem de 20°, entretanto, existem os casos extremos onde S e C são

paralelos (Fig. 7.10). Nestes casos, os milonitos deixam de constituir bandas de cisalhamento para constituírem “diques” miloníticos.

b) Tectonitos S-C do tipo 2 de Lister et al (1984)- estes são encontrados apenas nos quartzo-micaxistos do Grupo Ceará que ocorrem intercalados com os granitóides, ao longo do contato leste. A principal característica microestrutural destes tectonitos são os “peixes” de mica produzidos pelo fraturamento e boudinagem de moscovitas preexistentes (Lister et al 1984). Os “peixes” individuais de muscovita são separados por descontinuidades e zonas, na escala de grão, de “strain” muito alto. Essas descontinuidades e microcisalhamento são geralmente marcadas por “trails” de micas, opacos e ocasionalmente grãos fragmentados de feldspatos, todos muito finamente granulados. Esses “trails” definem a superfície C. A geometria dos “peixes” de muscovita indica, em todos os casos observados, uma dinâmica dextral para o último movimento dúctil do cisalhamento Senador Pompeu.

Em alguns tectonitos do tipo 1, uma terceira fábrica está orientada em um ângulo que varia entre 10 e 30° com a fábrica C. Esta é uma fábrica C' (terminologia segundo Ponce de Leon et al 1980), cuja presença resulta em um encurvamento sigmoidal dos planos C.

Enquanto os tectonitos S-C do tipo 1 são observáveis em escala mesoscópica, os do tipo 2 só são identificados em escala microscópica.

VII.2.2- O Fraturamento de Megacristais

Este critério foi utilizado somente no fácies Serra Branca, cujos litotipos exibem megacristais de até 20 cm de comprimento, o que facilitou enormemente a visão macroscópica do referido critério. Muitos destes megacristais se encontram fraturados, em meio a uma matriz dúctil (quartzo lenticular), na qual a descontinuidade observada no megacristal não prossegue na matriz (Figs. 7.16; 7.18). Este critério não se mostrou totalmente confiável, vista que podem ser encontrados cristais que apresentam fraturamento em alto ângulo (Fig. 7.16) com o plano de foliação, e não somente como aqueles sugeridos por Etchecopar (1977), nos quais os cristais que se apresentam em baixo ângulo com o cisalhamento exibem planos de fratura cujos deslocamentos são sintéticos com relação ao cisalhamento (Fig. 7.18).

Figura 7.15 - Megacristais de microclina que ocorrem em monzonitos do batólito Quixadá podem se mostrar manteados por plagioclásio. Três tipos texturais podem ser definidos, entretanto há um continuum entre eles. O primeiro consiste de uma coroa de plagioclásio de espessura variada mas individualizável. Um segundo tipo está caracterizado por uma difusão crescente de plagioclásio sobre os núcleos cada vez menores de microclina. No terceiro tipo há um entranhamento de plagioclásio tal que o conjunto torna-se similar a uma estrutura pertítica do tipo patchy". Estrada Quixadá-Cedro (vacaria).

Figura 7.17 - Megacristais que ocorrem em uma matriz dúctil tendem a rotacionar quando o sistema é submetido a uma deformação não coaxial. Esta rotação pode ser usada para determinar o sentido do cisalhamento e está registrada pela formação de uma cauda composta de material finamente recristalizado a partir da periferia do próprio pórfiro. Caudas que desenham um *S* indicam cisalhamento destrai. Faz. Serra Branca

Figura 7.19 - As caudas ou sombras assimétricas de recristalização diferem substancialmente das sombras de pressão e das franjas de pressão. As primeiras resultam da recristalização dinâmica de material derivado do megacristal. Sombras de pressão são agregados policristalinos que diferem das franjas de pressão por não apresentarem fábrica de forma interna. Sombras e franjas de pressão são ausentes nos granitóides, entretanto, as sombras de recristalização (destrais) são abundantes nos litotipos do fácies Serra Branca e traduzem com confiança o sentido de movimento dúctil da zona de cisalhamento Quixeramobim. Faz. Serra Branca.

Figura 7.16 - Megacristais de feldspatos em milonitos exibindo microfraturamentos com deslocamentos antitéticos com alto ângulo em relação à deformação principal. Este tipo de deslocamento é algumas vezes descritos como do tipo "bookshelf sliding" ou "efeito dominó", quando o ângulo agudo entre ao deslocamento e o plano de foliação é reduzido por sua rotação em direção ao plano de cisalhamento. O sentido do cisalhamento na matriz pode ser deduzido a partir de tal "bookshelf sliding", entretanto ele não é muito confiável. Fazenda Serra Branca

figura 7.18 - Quando as microfraturas estão orientadas em baixo ângulo com relação plano de foliação, o deslocamento dos fragmento sobre os planos de fratura são considerados sintéticos. Tais microfraturas de baixo ângulo na escala de um grão, podem ser usadas seguramente para determinar o sentido do cisalhamento na matriz. Fazenda Serra Branca

Figura 7.20 - Com uma crescente deformação as caudas se alongam na matriz, de forma que caudas grandes tendem a ter sua parte maior, paralelas à foliação aqui definida em por "ribbons" de quartzo e alinhamento de biotita. Observe que aqui, de modo diferente das anteriores, a sombra assimétrica de recristalização desenha um *Z*, configurando um movimento com sentido sinistral. Estas caudas são ausentes ou não foram observadas na ZC Quixeramobim, entretanto, no âmbito da ZC Senador Pompeu, estas são podem ser encontradas, sugerindo uma recorrência de um movimento sinistral anterior. A dominância de caudas destrais, associada a critérios outros tais como planos S-C, indicam que o último movimento dúctil foi destrai. Fazenda Canhotinho (Área 1).

VII.2.3- Sombras de Recristalização Dinâmica

Estas estruturas são originadas pela rotação de feldspatos imersos em uma matriz de granulação mais fina; os planos da foliação são distribuídos assimetricamente (cisalhamento simples) ou simetricamente (cisalhamento puro), de maneira que os cristais se apresentam com uma forma retorcida (1º caso) ou ovalada (2º caso), com caudas de material recristalizado, finamente granulado da mesma composição que o megacristal ou o porfiroclasto, estendendo-se segundo a direção do cisalhamento. Contrário às implicações genéticas do termo porfiroclasto que envolve uma redução no tamanho dos grãos por processos cataclásticos, o material finamente granulado que compõem as caudas, é geralmente o produto da recristalização dinâmica. Esta redução no tamanhos dos grãos está associada com “strain softening” (Simpson et al., 1983). Sombras de pressão assimétricas em forma de (S) indicam um cisalhamento cujo sentido de movimento foi dextral (Figs. 7.17; 7.19), enquanto que aquelas em forma de (Z) indicam um sentido sinistral (Fig. 7.20). As sombras de pressão assimétricas são comuns em todo o Complexo e predominam enormemente sobre aquelas que indicam movimentação sinistral, que só são encontradas nas proximidades da zona de cisalhamento Senador Pompeu. Sombras de pressão simétricas, embora raras, também podem ser encontradas tanto nos fácies Serra Branca como no sub-fácies Mururé Novo. A presença destas feições sugere que uma componente deformacional do tipo cisalhamento puro também atuou sobre o Complexo.

VII. “3” - A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO

A deformação é a mudança de forma e/ou volume de uma rocha em resposta a um esforço. Como a variação da tensão segue uma lei elipsoidal, a deformação pode ser referida a um sistema de eixos triortogonais, que define o elipsóide de esforços (Fig. 7.21); σ_1 é o eixo maior e corresponde sempre a uma compressão; σ_3 é o eixo menor e corresponde a uma extensão; σ_2 é o eixo intermediário e pode corresponder tanto a uma compressão ($<\sigma_1$) como a uma extensão ($<\sigma_3$) ou ser neutro.

Por outro lado, a deformação de uma rocha é geralmente materializada pela transformação (tridimensional) de uma esfera em um elipsóide, conhecido como elipsóide de deformação (Fig. 7.21); o eixo X corresponde ao maior estiramento ou fluxo de massa; Y é intermediário e pode corresponder a um estiramento, um encurtamento ou ser neutro; Z é o eixo de maior encurtamento.

Figura 7.21 - Elipsóide de esforços (A) e elipsóide de deformação (B).

Em relação a estes eixos, três casos podem se apresentar definindo três regimes de deformação (Fig. 7.22):

- não há deformação na direção Y (Domínio plano)
- há estiramento na direção Y (Domínio do achatamento)
- há encurtamento segundo Y (Domínio da constrição)

Os regimes acima podem ser representados graficamente através do diagrama de Flinn (Fig. 7.22). Neste diagrama, os domínios podem ser determinados pelos parâmetros de Flinn:

$$K = (a-1)/(b-1); \text{ onde } a = X/Y \text{ e } b = Y/Z$$

Como mostrado antes, os granitóides estudados exibem variadas feições estruturais que qualificam o fluxo magmático e os cisalhamentos simples (tectônico) e puro (baloneamento), como incrementos de uma deformação finita de modo que a interferência destes “stresses” é responsável pela última configuração registrada nas rochas.

Figura 7.22 - (A) Domínios da deformação: a) constricção; b) plana e c) achatamento; (B) - Diagrama de Flinn.

Na tentativa de se estimar semi-quantitativamente o “strain” total nos granitóides, foi utilizado o método de Fry em pontos pré-determinados e com diferentes taxas de deformação. Dez diagramas foram construídos na área 1 e nove na área 3. De modo geral, os resultados obtidos são satisfatórios em relação ao esperado para áreas de maior e menor deformação.

Na figura, relativa as áreas 1 e 3 são apresentados os diagramas em seus respectivos pontos e litofacies. Os mesmos foram obtidos no plano XZ do elipsóide de deformação, com apenas diagrama mostrando o plano XY.

Na área 1 (Figura 7.23a), os diagramas 9 e 1 (ambos no domínio do Facies Serra Branca) representam, respectivamente, os extremos mais (elipsidade 2,8:1) e menos deformados (elipsidade 1:1) do Domínio Contato Oeste. Neste último diagrama, talvez uma maior quantidade de pontos definisse uma elipsidade diferente, entretanto os dados de campo sugerem que esta elipsidade seja razoável, haja vista a quase ausência de cristais de quartzo estirados. Os diagramas 2 e 6 (ambos em rochas do facies Muxuré Novo), mostram elipsidades baixas de 1,3:1 e 1,25:1 respectivamente, estando de acordo com as baixas taxas de observadas nestes pontos. O diagrama 4 (F. M. Novo) foi obtido numa porção muito pouco deformada, cujo círculo resultante ou, mais certamente, uma baixa elipsidade, é o que melhor representa o domínio Eixo Central.

Os diagramas 3a e 3b foram utilizados para a determinação do regime de deformação no diagrama de Flinn (Fig. 7.22b). Eles mostram elipsidades de 2,4:1 e 1,6:1 respectivamente, sendo o valor K igual a 0,8, o que corresponde ao domínio do achatamento.

Figura 7.23 - Diagramas de Fry mostrando as diferentes elipsidades obtidas nas áreas 1 (A) e 3 (B). Em B são dadas as elipsidades e direção do eixo maior em cada ponto. Os pontos (+) estão plotados nos locais aproximados de onde foram tomados os parâmetros estruturais.

O diagrama 5 corresponde à zona de cisalhamento Senador Pompeu (Domínio Contato Leste). Ele exibe uma elipsidade de 2,8:1, superior às anteriormente apresentadas e de acordo com a intensidade de deformação nessa zona.

Os diagramas 7 e 8 não mostraram resultados que representassem a deformação observada nos respectivos pontos, onde as taxas são semelhantes à do ponto 235 (diagrama 2) e a foliação tectono-magmática dispõe-se em torno de N30°E. É bastante possível que a foliação NW observada, seja o registro da deformação sinistral pretérita, que atuou no corpo quando este ainda não totalmente cristalizado.

Na área 3 (figura 23b), o método foi aplicado em nove estações, sendo oito delas no facies Muxuré Novo e uma no facies Muxuré Velho. Os resultados são mostrados ao lado de cada um dos diagramas, sendo eles bastante similares aos observados na área 1, com as elipsidades ficando em torno de 2:1. A pequena variação na elipsidade sugere um padrão de deformação relativamente homogêneo dentro de cada domínio. A orientação dos eixos maiores são coincidentes com o “trend” impresso pelas zonas de cisalhamento, entretanto, como observado na área 1, orientações diversas resultantes de deformações pretéritas, são ainda encontradas.

Nas estações em que foi aplicado o método Fry, foi realizado também um estudo de orientação dos fenocristais, utilizando em média 150 cristais para cada estação. Os resultados obtidos indicaram N38°E como uma orientação preferencial média, com variações no intervalo N15°E a N55°E. Resultados anômalos foram encontrados no ponto 221, com fenocristais indicando NW como direção preferencial.

A elipsidade dos encraves - Este método foi aplicado em 750 encraves da área 3. Os resultados obtidos indicaram uma elipsidade de variando de 2:1 a 8:1, predominando uma elipsidade de 4:1. A variação na elipsidade dos encraves parece ser o resultado unicamente da diferença de viscosidade entre o magma hospedeiro e encrave, vista que, conforme mostrado no método Fry, a deformação atuante em cada domínio exibe um certo grau de homogeneidade. Desta forma, os encraves com elipsidades maiores indicam menor contraste de viscosidade entre os dois materiais, com o magma hospedeiro exibindo baixa viscosidade permitindo assim um maior estiramento do encrave. Contrariamente, os encraves com elipsidades pequenas, refletem alto contraste de viscosidade, indicando assim, injeções mais tardias do magma básico, num granito hospedeiro já exibindo alta taxa de cristalização. Como resultado os encraves não

alteram em muito as suas formas esféricas originais, adquirindo apenas um ligeiro padrão elíptico.

VII.3- AS TRANSFORMAÇÕES MINERALÓGICAS NAS ZONAS DE CISALHAMENTO DÚCTEIS

Os protólitos das zonas de cisalhamento estudadas foram os granodioritos leucocráticos constituintes do fácies Mururé Novo e os quartzo-dioritos do fácies Mururé Velho. As mudanças mineralógicas foram concluídas a partir de comparações de análises petrográficas de amostras não deformadas no estado sólido com amostras do interior das bandas de cisalhamento.

Os protólitos granodioríticos contém medianamente 20-25% de quartzo, 45-55% de feldspatos (plagioclásio>K-feldspato), 10-15% de biotita, 0-15% de anfibólio hastingsítico. Os protólitos de quartzo-diorito apresentam composição média que varia de 5-10% de quartzo, 50-60% de feldspato (Plagioclásio/Feldspato Potássico $\cong$ 5/1), anfibólio 5-10%, biotita 20-30%. A figura (7.24) resume as principais mudanças mineralógicas observadas:

De longe, as reações mais importantes são aquelas formadoras de celadonita e clorita. A alteração celadonítica dos feldspatos é interpretada ter ocorrido por um processo de hidrólise (Hemley & Jones, 1964), produzindo uma mica celadonítica a partir de plagioclásio e feldspatos potássicos. Para o feldspato potássico a reação conforme Losh (1989), pode ser escrita como segue:

A alteração do plagioclásio do granodiorito para produzir celadonita, é interpretado ter ocorrido de maneira análoga:

Todos os componentes são assumidos serem móveis, incluindo alumínio (Anderson & Burnham, 1983). Isto é evidenciado pela presença de pequena quantidade de clorita em veios de quartzo.

Em zonas de baixo “ strain “, ou seja, nas bordas das zonas, observa-se clorita intercrescida ao longo de planos {001} de biotitas. A associação das duas fases lado a lado, com a ausência de outras fases envolvidas na reação, sugere um mecanismo simples de hidrólise-hidratação como o processo responsável pela quebra de biotita com formação da clorita. Dentro da zona de cisalhamento, a biotita é totalmente convertida para clorita, exceto em ocorrências pouco frequentes de biotita-milonitos. A associação biotita + clorita coexistentes em granitos pouco alterados, sugere uma reação da seguinte forma:

Várias amostras contêm titanita intercrescida com clorita ao longo de (001); por outro lado, somente em poucas amostras são observados minerais opacos associados com clorita. Como no caso das reações produtoras de celadonita, a cloritização de biotita libera sílica, em quantidades que são cerca de 15% da clorita produzida.

Reações em Quartzo-dioritos

As modificações mais notáveis nestas rochas deformadas, é o decréscimo gradual de anfibólios, até o seu desaparecimento, na assembléia mineral. Anfibólios são considerados os minerais silicáticos mais resistentes à deformação (Broodie & Rutter, 1985). Se formam a trama da rocha, eles não se deformarão plasticamente em temperaturas inferiores a 600°C. Plagioclásio, outro mineral relativamente forte, decresce em abundância de cerca de 10%, quando os fenocristais são substituídos por epidoto e mica branca. Em alto “ strain “, o plagioclásio cresce a seus valores originais, através da nucleação e crescimento de plagioclásio sódico na matriz. O epidoto cresce com o decréscimo inicial de plagioclásio e então permanece constante com “ strain “ crescente. O Acréscimo no teor de biotita e clorita acompanha ao decréscimo de anfibólio. Os filosilicatos são minerais relativamente fracos cuja presença em

quantidades significativas propicia a deformação de uma rocha. A seguir são apresentadas algumas reações totais, ou seja, assembléias não deformadas versus assembléias de rochas deformadas:

Uma vez formada a assembléia mineral estável, o processo de ductilidade favorecido por reações pára, mesmo que o "strain" se eleve. Nas finas bandas de xistos verdes, o tamanho do grão é pequeno e uniforme, com epidotos subedrais cujas razões axiais são menores que 2:1. A figura (7.24) resume de maneira simplificada, as reações observadas nas zonas de cisalhamento dúcteis.

Figura 7.24 - Principais modificações mineralógicas ocorridas em rochas deformadas. Caixas do lado esquerdo representam minerais de rochas não deformadas.

VII.4- TEMPERATURAS NAS ZONAS DE CISALHAMENTO

As temperaturas durante a deformação podem ser estimadas com base em assembléias metamórficas e na posição da transição dúctil-frágil para quartzo versus feldspatos. A quebra da biotita para clorita e a abundância relativamente grande de sericita, sugere relativamente altas atividades de H_2O e temperaturas entre 425° e 450° (Ferry, 1985). A presença de biotita e sericita em alguns milonitos sugere a exumação destes produtos desde níveis estruturalmente abaixo daquela isoterma e indica ainda que, embora a água estivesse presente nesses produtos quando eles se deformaram em temperaturas mais altas, os fluidos não fluíram através desses produtos quando eles foram transportados a níveis mais rasos, nos quais a clorita retrógrada se formou. Esta estimativa de temperatura é reforçada pela abundante deformação frágil em feldspatos que ocorrem tipicamente em torno de 450 a $500^\circ C$, para velocidades de “strain” típicas de zonas de cisalhamento, isto é, 10^{-12} a 10^{-14} km/s (cf. White, 1975). Uma temperatura mais baixa é imposta pela deformação dúctil do quartzo, o que leva a indicar temperaturas mínimas em torno de $300^\circ C$, em similares velocidades de “strain” (Sibson, 1977).

VII.5 - DIQUES SINPLUTÔNICOS

Diques e veios de natureza ígnea são feições estruturais comuns em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Nesses dois últimos tipos de rochas, os diques e veios são normalmente interpretados como tardios, ou seja, que o “emplacement” desses corpos tabulares ocorreu quando a rocha encaixante se encontrava fria ou com viscosidade muito alta, de forma que mesmo esforços de baixa velocidade são capazes de formar fraturas, ao longo das quais os líquidos magmáticos se alojam formando os diques. Em rochas graníticas, entretanto, muito dos diques encontrados mostram características estruturais que evidenciam que o “emplacement” ocorreu quando o corpo hospedeiro não estava totalmente cristalizado. Estes são os chamados diques sin-plutônicos, conforme terminologia adotada por Roddick & Armstrong (1959). Deve ser ressaltado, entretanto, que estes autores acreditavam que:

“as rochas plutônicas, enquanto estavam evoluindo por metassomatismo e recristalização, eram capazes de se fraturar” e que “os diques sin-plutônicos mostram que muito da história de cristalização das rochas plutônicas

ocorreu no estado sólido, no qual a rocha pode se fraturar, e por recristalização, cicatrizar essas fraturas de maneira tal que remove todos os indícios de sua presença prévia “. (Tradução nossa)

Goldspeed (1955), estudando diques sin-plutônicos básicos da área de Cornucopia, Oregon (EUA), escreveu:

“ é geralmente assumido que diques pórfiros são formados em um estágio ligeiramente tardio da cristalização de um “ stock “ granítico e que são injetados como diques através de uma rocha ígnea já consolidada. Nesta região (Cornucopia), onde aparentemente existem diques pórfiros cortando as rochas granodioríticas, é difícil encontrar evidências de que os diques sejam mais jovens que os granodioritos adjacentes e ainda, secções delgadas de seus contatos mostram extensão cristaloblástica do granodiorito no dique. Por isso, os diques são mais antigos que os granodioritos adjacentes e não foram injetados como diques no granodiorito, mas provavelmente representam corpos relictos que foram formados antes, nas rochas metamórficas originais e foram menos susceptíveis à granitização”. (Tradução nossa)

Assim, Goldspeed (1955) introduziu o conceito de “diques relictos” para tais corpos que ele interpretou como relictos que haviam sobrevivido à granitização, tida como responsável pela conversão das rochas regionais em granitos e ainda o conceito de “pseudo-diques relictos,” para relictos tabulares da própria rocha regional. Neste aspecto Goldspeed seguiu as idéias de Miller (1945) que sugeriu o termo pseudo-dique para os xenólitos longos, estreitos e retos com forma de diques. “Ambos são os “Skialiths” (Goldspeed, 1948): inclusões que são interpretadas como relictos estáticos em rochas metassomáticas.” (Tradução nossa)

Contrários à idéia metassomatista que dominou a filosofia geológica até os anos 60 na Europa e EUA e anos 70 no Brasil, Pitcher & Read (1960), concluíram sobre uma ocorrência dos referidos diques no granito Donegal que: “*parece razoável sugerir que o material que compõe o dique foi injetado antes que o granito estivesse totalmente sólido “.* (Tradução nossa)

Watterson (1965), interpretou diques relictos na Groenlândia como tendo sido injetados no intervalo entre dois períodos separados de atividade plutônica; “*Durante o segundo período houve uma reativação de muitos granitos previamente formados durante a qual os diques básicos foram desmembrados ou migmatizados...*”. Os

granitos encaixantes são descritos por Watterson (1965), como “ *mostrando evidências de fluxo no estado sólido.* (Tradução nossa)

A presença de diques sin-plutônicos básicos dilacerados inclusos nos granitos tipo Itaporanga, levou Almeida et alii (1967), a concluir que estes se tratavam de migmatitos. Eles escreveram: “ *nestes migmatitos, entre os quais predominam embrechitos homogêneos bandados, são desenvolvidos igualmente os mesmos grandes porfiroblastos de microclina, cristais estes que podem também existir em diques de rochas básicas que atravessam o granito, como é observado na região de Itaporanga* “.

Walker (1969) propôs que corpos viscosos de magmas graníticos poderiam ser fraturados desde que os “ stresses “ sejam aplicados com velocidades suficientes para quebrar o magma ácido. Assim:

“Uma fratura pode ser propagada desde que a velocidade de acomodação da aplicação do esforço na extremidade do dique, exceda à velocidade de acomodação do esforço por flutuação no magma ácido. O dique então congela no seio do corpo de magma granítico...; Dois tipos de mudanças subsequentes, são prováveis para modificá-los: 1º) o dique pode ser movido, deformado ou intrudido pelo granito, e sua continuidade pode ser quebrada - no caso extremo, o dique pode ser dilacerado e convertido em xenólitos e 2º) os minerais que compõem o dique que não estão em equilíbrio com o magma granítico, podem ser transformados em novas fases minerais que estejam em equilíbrio com o magma granítico...”. (Tradução nossa)

Walker (1969) ainda sentindo o peso das idéias metassomatistas, conclui que: “ *os referidos diques - que ele os denominou de sin-graníticos - não precisam estar confinados a granitos magmáticos; eles podem também se formar em granitos metassomáticos, com os primeiros sendo intrudidos durante o período de granitização ativa e os segundos se aproximariam dos diques relictos de Goldspeed (1955)* (Tradução nossa).

VII.5.1- Os Fatores Ambientais que Determinam o Fraturamento

As relações esforço-deformação que ilustram os comportamentos plástico-elástico sob diferentes condições de pressão confinante, velocidade de “strain “ e temperatura são bem conhecidos (Heard, 1960; Griggs et al., 1960; Murrell, 1965). O grau de cristalização e a disponibilidade de fluidos intersticiais em uma estrutura granular de minerais, e como ele se comporta sob “stress“ ainda não é, entretanto, bem conhecido. Rochas completamente fundidas se comportam com um fluido newtoniano ideal, com seu comportamento sendo uma função direta da viscosidade. Quando a cristalização avança, cristais são formados e rodeados por líquidos e daí o comportamento newtoniano muda gradualmente para aquele de um fluido de Bingham com comportamento plástico (Shaw et alii., 1968). O aumento no percentual de cristalização produzirá contato grão a grão, menor quantidade de líquido residual, maior rigidez e maior “ yield stress “.

O percentual de líquido residual no qual o líquido magmático muda seu comportamento newtoniano para um comportamento plástico, foi estudado por Arzi (1978) e Van der Molen & Paterson (1979). Eles introduziram o conceito de Fração Crítica de Líquido (FCL), que define valores entre 30 e 35% de líquido residual distribuído nos espaços intersticiais de uma estrutura granular. Um magma que possua percentuais de líquido residual inferiores ao da fração crítica de líquido, estará apto a transmitir “ stresses “ compressivos através da estrutura granular. A partir dessa habilidade de rochas parcialmente cristalizadas transmitirem “ stresses “ cisalhantes, pode ser deduzido que as rochas se deformarão plasticamente ou elasticamente, dependendo dos fatores ambientais.

VII.5.2 - Investigações Experimentais Sobre o Fraturamento de Rochas

O processo de formação de diques foi estudado por Anderson (1936, 1951). Ele concluiu que os diques tendem a se alinhar paralelos ao “ stress “ máximo principal. Hubberty & Willis (1957), Fairhurst (1964), Phyllips (1972), Knapp & Knight (1977), estenderam os estudos de Anderson (1951), investigando o fraturamento hidráulico de rochas quando a pressão de fluidos na rocha excede o “tensile strength” da massa rochosa e o campo de “stress” regional. Foi observado a partir de testes de laboratório e de campo que, em uma rocha fraturada (fratura preenchida por fluidos sob pressão),

a fratura estende-se em um plano perpendicular ao menor esforço principal e paralela ao esforço máximo principal (Ave Lallement & Carter, 1970).

Van der Molen & Paterson (1979) também observaram que os líquidos magmáticos gerados durante a deformação se redistribuem em filmes perpendiculares ao esforço mínimo principal e paralelos ao esforço máximo.

Observações sobre diques e veios que recortam o batólito Quixeramobim revelam que estas intrusões ocorreram em todos os estágios de cristalização, ou seja, nos estágios sólido (percentual de cristais >65%), transicional sólido-líquido (percentual de cristais entre 35 e 65%) e líquido (percentual de cristais <35%). Estes últimos sugerem que o fraturamento pode ocorrer em estágios de cristalização cujos percentuais de líquido residual são bem superiores àqueles sugeridos por Arzi (1978). Desta forma, os diques observados podem ser caracterizados como segue:

VII.5.2.1 - Fraturamento e Formação de Diques no Estágio Sólido.

Neste item estão incluídos todos os diques e veios que intrudiram quando o granito hospedeiro possuía quantidades de líquido residual menores que 35%. Estes podem ser subdivididos em corpos que se alojaram quando: a) o corpo hospedeiro de encontrava com 0% de líquido residual; b) entre 0 e 5% de líquido residual; c) entre 5 e 15% do líquido residual e d) entre 15 e 30% de líquido residual. Estes são caracterizados como segue:

a) 0% de líquido residual

A ausência de líquido residual endógeno implica que o corpo hospedeiro ou se encontrava frio ou com viscosidade e permeabilidade suficientemente altas para não permitir a migração de fluidos que porventura estivessem escapando. As rochas que compõem tais diques são de composição diversa, indo desde básica até ácida e podem ou não ser parte integrante do sistema magmático Quixadá-Quixeramobim.

Estes diques são caracterizados por mostrar contatos definidos por planos retilíneos, espessura constante e, às vezes, bordas resfriadas (Fig. 7.30). Suas direções são variáveis. Aqueles diques que estão relacionados aos movimentos tardios do cisalhamento Senador Pompeu se mostram em direções aproximadamente E-W

Figura 7.25- Diques segmentados “en-echelon” consistem de segmentos que são paralelos uns aos outros e oblíquos ao envelope encaixante. A dilatação é oblíqua ao envelope e perpendicular aos segmentos. A segmentação é o resultado de uma rotação do campo de “stresses” regionais, em torno de um eixo paralelo à direção de propagação. Estes segmentos, entretanto, podem coalescer por dilatação de suas paredes, formando um segmento contínuo. Nesta foto são observados os vários estágios intermediários do processo de coalescência de segmentos, conforme modelo proposto por Nicholson et al (1985). Faz. Serra Branca.

Figura 7.28 - Par de fraturas preenchidas em diferentes tempos, por material endógeno e exógeno (mais interno). A grande quantidade de material endógeno e rico em biotita, aliado a uma geometria fortemente anastomosada, sugere um fraturamento inicial quando a encaixante possuía FLR em torno de 30%, enquanto que a fratura mais tardia parece ter gerada quando a encaixante possuía cerca de 15% de líquido residual. Diferentes composições sugerem diferentes fontes para os alógenos. Local: Pedreira Perdição, Uruquê.

Figura 7.26 - A coalescência de fraturas, geralmente torna os diques contínuos, entretanto, quando o processo não se completa, é possível a observação das porções terminais dos seguimentos que estão coalescendo. Aqui parece que as rochas encaixantes estão invadindo o dique, quando na realidade ela está sendo engolfada. Xenólitos, as vezes, são incorporados desta forma. Leito do rio Quixeramobim, em Quixeramobim.

Figura 7.29 - Em exemplos anteriores, nós vimos diques formados por materiais endógenos e alógenos. Aqui a fratura que parece ter sido formada quando o percentual de líquido residual era em torno de 15%, foi preenchida somente por material endógeno. Pedreira Perdição.

Figura 7.27- Diques e veios ácidos são, de maneira geral, manifestações tardias resultantes de um processo de diferenciação magmática. Eles podem ser de natureza endógena (líquido oriundo de espaços intersticiais adjacentes à fratura) ou alógena (líquidos oriundos das porções mais internas da câmara magmática, ou uma fonte externa à câmara). Eles normalmente ocupam fraturas extensionais geradas quando o magma hospedeiro já possuía estrutura rígida, ou seja, quando a “Fração do Líquido Residual” (FLR) era menor que 30%. As geometrias das fraturas são, em geral, conforme a FLR. Nesta figura, o ângulo entre a fratura e a foliação superior a 30°, os planos de fratura retilíneos sugerem uma altíssima viscosidade da encaixante, entretanto, a presença de uma componente endógena mais externa, sugere um fraturamento destrai em encaixante com FLR em torno de 5%. Pedreira Perdição, Uruquê.

Figura 7.30 - Tão abundantes quanto os diques ácidos são os diques “básicos”. Estes magmas foram injetados na câmara magmática granítica em todos os seus estágios de cristalização. Aqui um dos diques menos frequentes que são aqueles injetados quando a encaixante se mostrava fria, totalmente cristalizada. Espessura regular, contatos retilíneos, ausência de endógenos e ocasionalmente, bordas resfriadas, são características destes diques. Fazenda Canhotinho.

($\cong$ N80E), enquanto que aqueles não relacionados aos movimentos do cisalhamento Senador Pompeu se mostram perpendiculares à foliação do granito hospedeiro.

b) 0 - 5% de líquido residual.

O fraturamento e formação de diques neste estágio é bastante difícil de ser distinguido daquele que ocorre quando a rocha está totalmente cristalizada (0% de líquido residual). Isto se deve à alta viscosidade do material granítico hospedeiro, o que ocasiona a formação de planos de fratura bem definidos, contatos bruscos, espessura constante, etc. Uma possível distinção seria a presença macroscópica de finos filmes de material pegmatítico quartzoso endógeno, separando o material exógeno da rocha hospedeira (Fig. 7.30)

c) 5 - 15% de líquido residual

Neste caso, o dique mostra espessura relativamente regular, entretanto, os contatos apesar de bruscos, são sinuosos (Fig. 7.29). Uma das características deste estágio é a presença de uma camada de material pegmatítico de natureza endógena que separa a rocha encaixante do material exógeno (Fig. 7.27)

A espessura da camada pegmatítica não parece ser função da magnitude da fratura, enquanto que sua composição modal depende da quantidade de líquido residual. Na figura (7.27), o pegmatito mostra granulação grossa (1- 2 cm), com espessura variável (1-4cm), sem evidência de resfriamento contra o granito encaixante, mas ao contrário, contatos gradacionais. Ao longo dos contatos entre o pegmatito e o leucogranito exógeno, são observados finos leitos descontínuos de biotitos cuja origem é ainda motivo de especulação. Quando a camada pegmatítica não está presente, a caracterização do percentual de líquido residual é feita utilizando os critérios acima, auxiliados por uma observação microscópica dos contatos. Ao microscópio, alguns dos cristais que compõem o granito hospedeiro se mostram fraturados, enquanto outros foram apenas rotacionados (Fig. 7.31c).

Os leitos pegmatíticos acima citados são de origem diversa daquela dos leucogranitos que compõem o dique, vista que seu posicionamento na borda do dique é exatamente o contrário daquele que se pode esperar em zonas de contato, quando a evolução se dá por diferenciação do material que compõe o dique. Quando esse é o caso,

na zona de contato devem ser encontrados litotipos menos ácidos e de granulação mais fina. Desta forma, é possível pensar nestes pegmatitos como sendo de natureza endógena, ou seja, quando o magma granítico parcialmente cristalizado se fratura, o líquido intersticial residual tende a migrar para uma zona de menor pressão, ou seja, a fratura (Fig. 7.31a). A camada, de natureza pegmatítica como acima descrita, pode ser também de natureza aplítica, dependendo apenas da quantidade de líquido residual.

Fig. 7.31 a,b,c - Formação e preenchimento de fraturas para a formação de diques. Estágio 1- Formação da fratura; Estágio 2- dilatação da fratura e fluxo de líquido para o interior da fratura.; Em a) injeção de líquido em rocha totalmente cristalizada; b) injeção em sistemas com líquido residual em torno de 15% e c) injeção de líquido em um sistema com cerca de 30% de líquido residual.

O leucogranito (ou qualquer outro material) que constitui a porção central é de natureza exógena e pode ser ou não um líquido tardio, produto da diferenciação magmática do granito hospedeiro que residia nas porções mais internas da câmara magmática. Modelamento matemático em elementos traços poderia confirmar a fonte do leucogranito. A presença de camadas pegmatíticas independe da composição do material que compõe o dique sin-plutônico.

d) 15 - 30% de líquido residual

Aqui os diques sin-plutônicos são caracterizados por uma extrema irregularidade na espessura, contatos gradacionais e sinuosos e forma anastomosada. Bordas resfriadas não são encontradas. Ao longo dos contatos, muitos dos cristais do granito hospedeiro mostram sinais de rotação e nenhuma evidência de fraturamento, podendo até mesmo alguns deles serem arrastados pelo magma invasor, vindo a constituir xenocristais nas rochas que formam o dique (Fig. 7.31c)

Conforme o acima exposto, o processo de formação de diques em litotipos dos batólitos, quando estes possuíam percentuais de líquidos residual menor que 30% pode ser resumido da seguinte forma: 1°. Formação de fratura extensional como resultado da dinâmica dextral da zona de cisalhamento Senador Pompeu e 2°. Invasão de magmas exógenas e/ou endógenos. As relações do magma invasor com o sistema granítico hospedeiro são mostradas esquematicamente na figura 7.31.

A formação de diques sin-plutônicos em rochas com percentual de líquido residual superior a 30% será discutida no capítulo referente aos encraves magmáticos, isso porque, como já visto anteriormente, estes magmas apresentam reologia diferente e daí uma resposta diferente aos esforços aplicados, o que implica em diferentes morfologias dos diques sin-plutônicos.

VII.5.2.2 - Aspectos Geométricos dos Diques Sinplutônicos

Em termos geométricos, um dique individual pode ser visto como a combinação de um conjunto de segmentos de fraturas e um campo de dilatação vetorial. Um segmento de fratura é um elemento planar contínuo que pode ser linear ou curvo, neoformado ou uma fratura preexistente (Fig. 7.36). Os segmentos podem estar ou não conectados.

Diques segmentados “en echelon” (Fig. 7.25) consistem de segmentos que são paralelos uns aos outros e oblíquos à rocha encaixante. A dilatação é oblíqua à encaixante e normal aos segmentos. Esta geometria está de acordo com um modelo para a segmentação “en echelon” que aparentemente foi proposto pela primeira vez por Anderson (1942, cf. Pollard 1982). Neste modelo, a segmentação é o resultado de uma rotação do campo de esforços regionais, em torno de um eixo paralelo à direção de propagação (Fig. 7.32). Este modelo assume explicitamente que os segmentos estão conectados em profundidade a uma fratura parente.

A figura 7.25 mostra também que a ocorrência de segmentos “en echelon” implica que a quantidade de magma (e por conseguinte a pressão de fluidos) não foi suficiente para dilatar os segmentos tornando os diques contínuos, como aconteceu nos casos mostrados pelas figuras 7.26, 7.35 e 7.36. Uma das características dos diques que coalesceram, ou seja, que se tornaram contínuos por dilatação das fraturas, é a presença de contatos em zig-zag com projeções (chifres) de material do dique na rocha encaixante e eventualmente a inclusão de porções de rochas encaixantes (Figura 7.35).

Figura 7.32 - Modelo de segmentação en échelon conforme proposto por Anderson (1942).

O termo boudinagem é geralmente utilizado para quaisquer estruturas produzidas por extensão heterogênea de vários marcadores em rochas deformadas. Em um sentido mais restrito, o termo boudinagem descreve a deformação de camadas estendidas que são menos dúcteis que a matriz adjacente. As camadas competentes são fraturadas e os fragmentos progressivamente separados.

Figura 7.33a - Diques sinplutônicos mostram geometrias diversas conforme a fração do líquido residual no momento do "emplacement"; a taxa de deformação; e a anisotropia das encaixantes. Suas geometrias, entretanto, podem ser modificadas por um continuum deformacional, durante ou após o período de cristalização. Aqui observamos um aparente estiramento de diques básicos quando eles ainda não estavam totalmente cristalizados. Esta interpretação encontra dois entraves para sua aceitação. Em primeiro, nós observamos que os diques mostram contatos (segue)

Figura 7.35 - Os diques sinplutônicos lineares resultantes de uma coalescência de segmentos de fraturas, mostram contatos planares geralmente simples que podem ser traçados por várias dezenas de metros, entretanto, desvios comuns desta geometria simples é a presença de apófises de rochas básicas em forma de chifres que invadem as rochas encaixantes. Localmente, fragmentos de rochas encaixantes são englobados por estas apófises. Fazenda Guarani, (Área 1).

Figura 7.33.b - Detalhe da figura 7.32.a - (Cont) - retos implicando em alta viscosidade da encaixante; 2° - As composições dos materiais que supostamente foram no(s) dique(s) são idênticas às composições dos materiais mais distantes, implicando em que ele não é residual, o que deveria se fosse o caso de um estiramento. Assim, temos aqui um caso de propagação, preenchimento e coalescência de fraturas "en échelon". Fazenda Guarani, Quixeramobim, Área 1.

Figura 7.36 - No campo muitos diques podem ser traçados até suas extremidades. Estas são geralmente triangulares, com as extremidades sendo adelgadas em direção a um ponto. Estas geometrias são indicativas de uma deformação elástica das rochas encaixantes durante o "emplacement" dos segmentos (Rogers et al 1987). Estas terminações e as projeções em forma de chifre nas rochas encaixantes sugerem que a coalescência das fraturas seguiu um caminho de propagação curvo. Adjacências da ponte do rio Uruquê, saída de Uruquê..

Figura 7.34- Entrecruzamento de diques são fenômenos relativamente ubíquos. Nestes casos, há geralmente um deslocamento do mais antigo, levando a uma interpretação errônea de idade relativa. Estes deslocamentos são um resultado da inibição local da propagação da fratura, devido a presença de uma heterogeneidade mecânica. Se a resistência é aumentada, a propagação requer um "stress" de maior intensidade no entrecruzamento, que distante dele. Do outro lado da descontinuidade a fratura pode se propagar fora do plano, resultando em um deslocamento próximo ao entrecruzamento. Assim, o dique mais jovem é sempre o deslocado. Faz. Muxuré.

Figura 7.37 - Algumas vezes as fraturas que hospedam os diques sinplutônicos máficos continuam além do término do dique. Nestes casos não é possível dizer se o dique está preenchendo uma fratura pré-existente ou se a fratura está se propagando, quando o dique está se colocando. Faz. Serra Branca.

Várias geometrias podem se formar de acordo com as importâncias relativas do comportamento dúctil versus rompimento frágil (ver Lloyd et al. 1982; Malavierlle et al. 1988; Van der Molen, 1985). As figuras 7.33a e 7.33b entretanto, exibem ou um processo de boudinagem incipiente, bastante diferente do que já foi mostrado na literatura ou um também diferente processo de coalescência de fraturas. Se foi um processo de boudinagem, estas sugerem que quando o boudinamento iniciou, o dique sinplutônico estava com ductilidade alta o suficiente para se romper quando o sistema foi submetido a tração. O preenchimento do espaço vazio gerado pelo material granítico é feito da mesma forma que os boudins normais. É aqui que encontramos o principal entrave à idéia de um boudinamento: a composição do material que está no interior do "boudin" é similar ao material mais distante. Ele deveria ser residual se o processo fosse o de boudinamento. Assim nos parece que esta figura é mais representativa de um processo de coalescência de fraturas.

VII.6- ENCRAVES "SURMICACEOS"

Sob esta denominação estão incluídos os agregados de granulação grossa, biotíticos que ocorrem principalmente na pedreira Perdição (15 Km a nordeste de Quixeramobim, ao longo da rodovia CE-021) e na região de Juatama. Sua ocorrência está restrita às porções marginais do batólito Quixeramobim. Estes encraves estão constituídos por cerca de 95% de biotita, 3% de quartzo e 2% de minerais óxido de ferro e ocasionalmente, fibrolita. São, normalmente, angulosos com contatos bruscos e/ou transicionais com o granito encaixante. Possuem tamanhos que variam de centimétricos a métricos com os menores ocorrendo na forma de "schlieren" e os maiores sendo maciços. Ambos os tipos são cortados por veios de quartzo e quartzo-feldspáticos. Em alguns destes encraves, ainda observa-se um fino bandamento composicional indicado pela alternância de leitos centimétricos "claros" e escuros (Fig. 6.1). Seu padrão estrutural é similar ao da rocha encaixante, ou seja, exibe foliação planar verticalizada com direção N40°E. Se havia outras estruturas anteriores, elas desaparecem completamente.

A hipótese de "restitos" para o desenvolvimento de suites graníticas tem sido bastante enfatizada (White & Chapell 1977; Chen et alii 1990). O modelo restito diz que "os produtos da fusão parcial (ambos, minerais refratários e líquido) podem ascender em massa, para formar plutões graníticos (White & Chapell 1977). Feições

esperadas em “micas restitos” são inclusões de silimanita e agregados grosseiros foliados (Phillips et al., 1981). Na pedreira da Perdição os leucogranitos equigranulares com “clots” biotíticos que são encontrados adjacentes aos encraves surmicaceous, mostram evidências texturais de que eles são o produto da fusão parcial do encrave. Feições de mistura do leucogranitóide com o granito encaixante são eventualmente observadas (vide também figura 6.2.).

Este conjunto de feições encontradas em tais encraves, concorrem fortemente para a caracterização destes encraves como “mica restitos”, ou seja, o produto refratário da fusão parcial de metassedimentos do Grupo Ceará (biotita-muscovita-xistos), encaixantes, adjacentes ao batólito.

VI.7- XENÓLITOS

Sob esta denominação estão incluídos todos os fragmentos de rochas encaixantes inseridos no seio dos litotipos dos batólitos Quixadá e Quixeramobim. Estes diferem dos encraves surmicaceous por preservarem totalmente sua mineralogia e estruturas originais. Estes, como é de se esperar, ocorrem predominantemente nas zonas de borda dos batólitos Quixadá e Quixeramobim. Os mega-encraves de metassedimentos do Grupo Ceará, antes citados, podem ser encontrados na porção central do batólito. Seus tamanhos são variáveis desde centimétricos a quilométricos. Na região entre Quixadá e Juatama, onde há a separação espacial dos dois batólitos, são frequentes os megaxenólitos, especialmente na porção marginal do Quixeramobim.

São encontrados xenólitos de rochas cálcio-silicáticas, mica-xistos e gnaisses anfibolíticos. Em muitos dos casos estes xenólitos preservam grandemente suas mineralogia e estruturas originais e são angulosos, porém, ocasionalmente são encontrados xenólitos que tiveram suas arestas e vértices destruídos por fusão parcial o que modificou sua geometria original para uma forma arredondada ou ovalada (Fig.6.2.). Neste caso o padrão textural original foi transformado em um padrão granoblástico, com estrutura maciça e completa recristalização de grãos.

VII.8- OS AGLOMERADOS FELDSPÁTICOS

Nos fácies Serra Branca e Mururé Novo, bem como nos monzonitos de Quixadá, são comuns os aglomerados feldspáticos, cujas formas mais comuns são em lente e ovalada. Nesses aglomerados, os feldspatos, cujos tamanhos variam de 3 a 15 cm, se empilham deixando apenas pequenos espaços intersticiais, ocupados por quartzo, biotita e feldspatos, são observados. É interessante notar que nos aglomerados ovalados, ocorrem quase sempre limitados por uma concentração de biotitas.

Muitos desses aglomerados têm sido interpretados como produtos da acumulação gravitacional de feldspatos. Entretanto, a geometria e disposição espacial dos aglomerados lenticulares sugerem que estes são melhor interpretados como produtos de “filter pressing”, enquanto que os ovalados podem ter sido o resultado da acumulação de cristais em zonas de reversão do fluxo, ou da acumulação em zonas de baixa energia de fluxo magmático.

CAPÍTULO VIII

O MECANISMO DE ASCENSÃO E "EMPLACEMENT"

"There are granites and granites... some formed in one way and some in another" (A.H. Green 1882, in Read 1957). Na visão de Green (1882) os granitos ocorrem em três diferentes formas; nas palavras de Green:

"nós temos observado que os granitos ocorrem sob três formas: na primeira ele ainda retém traços de acamamento ou indubitavelmente está interestratificados com rochas acamadadas; aqui há pouca dúvida de que o granito é uma rocha intensamente metamorfoseada. Na segunda forma, o granito ocorre em massas amorfas, que gradam insensivelmente em todos os lados para estratos inalterados e não mostram nenhuma evidência de ter penetrado violentamente através das camadas adjacentes, mas parece que eles preencheram espaços anteriormente ocupados por rochas similares a aquelas que o rodeiam. Tais ocorrências são melhor explicadas supondo-se que porções da massa rochosa, no coração dos quais essas bossas ocorrem, tenham sido alteradas para granito, com o metamorfismo neste local tendo sido mais intenso que aquele que produzir a primeira forma da rocha, porque o acamamento foi apagado, mas não foi enérgico o suficiente para fazer com que o granito se comportasse de maneira intrusiva. Sob a terceira forma, os granitos dão prova de ter intrudido de maneira forçada nas rochas entre as quais ele ocorre e seu comportamento intrusivo pode ser razoavelmente atribuído a um crescente grau de energia nos processos metamórficos que lhe deram origem". (Tradução nossa).

Dispensando quaisquer comentários a respeito das gêneses propostas por Green, mas detendo-se sobre as formas de ocorrência por ele apresentadas, nota-se que desde o século passado, o problema da ascensão e "emplacement" dos granitos tem recebido grande atenção por parte dos pesquisadores.

Observa-se ainda que, de certa forma, as propostas genéticas eram gradualmente condicionadas às formas de ocorrência dos plutões. Este condicionamento gênese versus ocorrência fez com que no início deste século, duas grandes escolas de pensamento científico fossem reafirmadas. A escola "transformista" composta principalmente por pesquisadores europeus, defendia que os granitóides eram formados por metassomatismo. Assim, na interpretação de um dos seus expoentes:

"... granodioritos tinham se desenvolvido a partir de rochas sedimentares hornféisicas e que sua evolução dependia da introdução e precipitação de certos constituintes junto com a migração interna, fixação e remoção de outros constituintes. Os constituintes básicos a serem introduzidos no sistema para que ocorresse a granitização eram Na, Ca, Si e o material removido do sistema no final do processo era rico em Al, Fe, Mg e Ca" (Reynolds 1944, p. 234) (tradução nossa).

A escola "magmatista", composta principalmente por pesquisadores americanos, defendia a hipótese de que os granitóides eram formados a partir da consolidação de magmas. Suas hipóteses estavam respaldadas na natureza intrusiva exibida por lacólitos (Gilbert 1877, in Read, 1947) e outras massas menores tais como diques e sills.

A diversidade de propostas genéticas conflitantes para os granitos tinham, no início do século e até os anos 60, como raiz principal o problema do espaço, ou seja, se as imensas massas batolíticas plutônicas são o resultado da consolidação de magmas, o que aconteceu com as rochas que inicialmente ocupavam aquele espaço hoje ocupado pelo granitóide?

VIII.2 - Stopping - Daly (1903) propôs que os magmas graníticos ascendiam na crosta através de fraturas que foram produzidas pela fragmentação termal do pacote rochoso sobreposto ao magma, com os blocos resultantes, afundando no magma. Este mecanismo ascensional foi por Daly, denominado "magmatic stopping".

Daly respaldou sua hipótese na frequente ocorrência, nas margens de muitos plutões, de fragmentos angulosos de rochas encaixantes. Realmente, a ocorrência de tais xenólitos é comum, principalmente em granitos epizonais (como é o caso dos granitos Mucambo, NW Ceará; Ponta da Serra, SE Ceará, p.ex.). Entretanto, é muito difícil provar que tais blocos foram o resultado de uma fragmentação termal, pois a presença de

xenólitos angulosos, implica que a rocha encaixante ao ser invadida pelo magma, estava fria, com viscosidade alta o suficiente para sofrer ruptura plana. Além disso, esforços termais podem ser absorvidos por uma deformação por uma deformação plástica das rochas encaixantes, evitando assim a fragmentação. Isto acontece, por exemplo, com as rochas encaixantes dos plutões baloneados.

Mayo (1941) contestou veementemente a hipótese de "stopping", afirmando que em muitos dos granitos que tiveram sua ascensão interpretadas através deste mecanismo, a estratigrafia e estrutura das rochas encaixantes podem ser traçadas dentro do granito, e que os blocos inclusos no plutão não se moveram.

Outra objeção ao "stopping" é por exemplo: se os blocos desagregados afundam no magma é porque o magma já ocupava bastante espaço. Como ele conseguiu tal espaço?. Mesmo supondo que ele tenha sido obtido pela fusão total de uma porção crustal, o magma gerado deveria exercer uma pressão sobre o pacote sobrejacente, formando fraturas similares àquelas propostas por Anderson (1936) para a formação de "cone-sheets" e "ring dykes". Neste momento cabe a pergunta: comportam-se as rochas dúcteis adjacentes à câmara magmática formada, da mesma maneira que aquela proposta por Anderson (1936) para a formação das fraturas? Se assim se comportam e se os blocos se desagregam continuamente, quando e quanto este magma deve ascender tendo em vista que blocos cada vez mais frios, deverão entrar em contato com o magma granítico? Ainda uma outra pergunta: o que acontece com a temperatura, viscosidade do magma invasor e com os blocos afundados? respostas plausíveis do tipo: "a temperatura do magma decrescerá substancialmente, o que deverá causar cristalização". "Os blocos afundados, se não forem consumidos totalmente (assimilados) pelo magma devem agora compor a fase sólida do magma". Estes dois fatores devem elevar a viscosidade do magma granítico a níveis tais que o magma se imobilizará antes que alcance os níveis crustais nos quais hoje ele é encontrado (os corpos graníticos que ostentam grande quantidade de xenólitos normalmente são epizonais). Por outro lado, se há assimilação dos blocos, seja ela total (pouco provável) ou parcial, esta deveria estar refletida por modificações petrográficas em torno dos blocos ou em locais restritos à porção onde ocorreu a assimilação. Não há na literatura quaisquer referências à frequência destes fenômenos.

Assim, de acordo com o supracitado, nos parece que o "stoping" como inicialmente definido por Daly (1903), não deve funcionar efetivamente como mecanismo ascensional de magmas graníticos.

VIII.3 - Diapirismo - Uma simples e rápida observação sobre o mapa geológico do Brasil, particularmente sobre a sua região nordeste, mostra que a grande maioria dos corpos graníticos ali plotados está associada a zonas de cisalhamento. Estes corpos exibem, normalmente, margens que foram deformadas pela atuação dos cisalhamentos adjacentes. Tais deformações foram desde há muito reconhecidas e embora já se tenha sugerido que tais estruturas maiores controlaram o "emplacement" destes corpos granitóides (Pitcher & Russel 1977; Leake 1978) poucas foram, até recentemente, as tentativas de estabelecer uma ligação cinemática entre aquelas feições estruturais e o mecanismo de ascensão e "emplacement" dos magmas graníticos (veja por ex. Davies, 1982; Castro, 1986; Hutton, 1988; McCaffrey, 1992). Isto se deve em grande parte à grande atração que os pesquisadores da década de 60 manifestavam pelo mecanismo de ascensão por diapirismo, visto como um mecanismo fisicamente eficiente, fácil de ser modelado matematicamente e que não requereria outros esforços externos além da força gravitacional. Além disso, exemplos de ascensão análogos são fornecidos, na natureza, por materiais de baixa densidade tais como sal e serpentinitos.

Os trabalhos experimentais desenvolvidos por Ramberg (1967; 1970) e Dixon (1975) resultaram em modelos diapíricos cujas formas e estruturas internas podem ser comparadas com exemplos naturais de domos de sal (Talbot & Jackson, 1987) e alguns granitos que ascenderam por penetração forçada (Pitcher, 1979; Bateman, 1984). Tais comparações claramente influenciaram na escolha de critérios para o reconhecimento de corpos diapíricos tais como os discutidos por Bateman (1984); Van der Eeckout et alii, (1986) e Bateman, (1986), entre outros. Dentre estes critérios citamos os seguintes:

- 1) São corpos de baixa densidade com forma circular ou sub-circular, rodeados por rochas encaixantes mais densas.
- 2) A foliação das rochas encaixantes que constituem a auréola, devem ser paralelas, contínuas e contemporâneas com aquelas do corpo intrusivo.
- 3) As foliações da auréola e do corpo intrusivo devem apresentar "trends" circulares fechados nas proximidades do contato.

- 4) Desenvolvimento de um cinturão sinformal fechado em torno do pluton.
- 5) Extensão sub-horizontal nas porções superiores da estrutura diapírica e um decréscimo na intensidade da deformação desde o contato ao centro do corpo.

Enquanto que estes e outros critérios citados anteriormente definem a geometria de um diápiro, o termo diapirismo refere-se à cinemática e a dinâmica de certas estruturas antiformais observadas na natureza, caracterizada pela ascensão (cinemática) por flutuação de um material menos denso em um pacote sobrejacente mais denso (dinâmica) (Van der Eeckout et alii, 1986).

Tal ascensão é a resposta a uma inversão gravitacional derivada de diferenças composicionais entre o corpo ascendente mais leves e as encaixantes mais densas (Spera, 1980). Gary et al, (1972) afirmam que o diapirismo inclui "o processo de ruptura ou intrusão das rochas suprajacentes domeadas ou soerguidas pelo material plástico do núcleo... seja por esforços tectônicos... ou por efeitos da carga geostática". "Da mesma forma Visser, (1980) define diapirismo como a intrusão de um material rochoso relativamente leve e móvel, através ou em uma sequência rochosa suprajacente mais densa". Ambas as definições mencionam sal, argila e magma como materiais que podem ascender por diapirismo.

Conforme as definições citadas, os diápiros podem ser classificados em dois tipos: diápiros intrusivos e diápiros não intrusivos. Em consequência, dois comportamentos reológicos diferentes são esperados para as rochas encaixantes. No caso dos diápiros intrusivos, as encaixantes devem apresentar comportamento frágil; no segundo caso, um comportamento dúctil. Um dos sérios problemas com relação à natureza intrusiva dos diápiros é que nas estruturas experimentalmente observadas, tais como aquelas de Ramberg (1967), Dixon (1975) e Cruden (1989), os diápiros não intrudem suas encaixantes de maneira rúptil.

Em concordância com o ponto de vista comum dos estruturalistas, as rochas que compõem os diápiros devem ser mais leves (menos densas) que suas encaixantes. Na natureza, entretanto, é comum observar-se que corpos com estrutura diapírica constituídos por rochas mais densas, têm intrudido em encaixantes menos densas. A questão que surge é se estas estruturas podem ser chamadas de diápiros, com ascensão

por mecanismos diapíricos ou se sua forma geométrica final foi desenvolvida por um outro mecanismo.

Dúvidas como estas levaram os pesquisadores, a partir dos anos 80, a desenvolverem pelo menos duas novas linhas de pensamento, ambas nitidamente contrárias ao diapirismo como um mecanismo efetivo na ascensão de magmas graníticos. Em primeiro lugar, foi observado que o diapirismo era muito mais um processo termal que um processo de flutuação, dado que os diápiros graníticos precisavam aquecer e tornar dúctil as rochas encaixantes para que a ascensão pudesse se efetivar. Assim, considera-se agora que a ascensão de um diápiro convectante, termalmente isolado, (Marsh 1982; Castro 1986; por exemplo) é limitada à crosta inferior quente e dúctil e com limitada aplicabilidade na crosta superior mais fria e mais rúptil (Daly & Raefsky, 1985; Brun et al., 1990). Em segundo lugar, vários estudos sobre a deformação associada aos prováveis diápiros graníticos { Ardara; Holder 1979; Chindamora; Ramsay, 1989), mostraram que estes plutões alcançaram suas formas finais por extensão lateral "in situ", ou seja, no nível crustal do "emplacement" (baloneamento). Evidências de diapirismo tem sido identificadas em um grande número de plutões como por exemplo, Criffel; (Courrioux, 1987); Arran (England, 1980); Zaer (Mahmood, 1987); Castores e Santa Rosa (Suarez et alii, 1987) entretanto, é agora admitido, muito mais que antes, que em tais plutões feições relacionadas com a fase de ascensão, podem ser facilmente confundidas com, ou mesmo perfeitamente superpostas por, feições relacionadas com o mecanismo de "emplacement". Assim, o que nós vemos no sítio do "emplacement", pode estar relacionado somente com este processo e não ter nada ou pouco a ver com o mecanismo de ascensão.

VIII.4 - A Formação e Propagação de Fraturas Extensionais

A formação de fraturas extensionais é um fenômeno comum em corpos que sofrem esforço cisalhante. Na crosta terrestre elas são comuns em regiões de domínio frágil, ou seja, em níveis crustais superiores. Muitos foram os autores que se dedicaram a estudos experimentais tentando explicar o comportamento de corpos rígidos que sofriam esforços triaxiais, mas a prática de campo tem mostrado que a teoria de formação de fraturas concebida por Griffith (1921, 1925) é a que melhor se aplica para rochas crustais (Secor, 1965) e é a mais representativa para rochas parcialmente fundidas (Shaw, 1980).

A teoria de Griffith se refere a um método de análise baseada no balanço de energia envolvida no crescimento (propagação) de uma fratura existente. O fato de que muitas rochas e minerais contêm microfraturas e imperfeições de vários tipos torna esta teoria um ponto de partida lógico para a discussão sobre a propagação de fraturas, particularmente para rochas que contêm uma fase fluida seja na forma de filmes intergranulares ou como um plexo de fraturas preenchidas por fluidos.

Uma maneira particularmente conveniente de representar as condições de esforços para o fraturamento, é por meio de um envelope de "stress" para ruptura sobre um diagrama de Mohr (Fig.8.1). A forma deste envelope é definida por Secor (1965), como segue:

$$\tau^2 - 4 K \sigma - 4 K^2 = 0$$

Os relacionamentos entre os "stresses" cisalhante e normal e o "tensile strength" — K são mostrados na Fig.(8.1), extraída de Secor (1965). Nesta figura pode ser visto que o "stress" cisalhante para $\sigma=0$ é dado por:

$$\tau_0 = 2 K$$

e o "tensile strength" é por isso —K= — $\tau_0/2$. Em valores de "stresses" superiores a 2K o envelope é assumido ser linear conforme a lei de Coulomb (veja equação sobre a Fig.8.1.b). Por isto este diagrama é referido como sendo um diagrama composto, no qual são identificados regimes de fraturas desde fraturas extensionais puras a fraturas de cisalhamento puro.

Na figura (8.1c), há um locus de pontos (τ , σ); (A, B) onde teoricamente as fraturas extensionais podem ocorrer. Os círculos tangentes em A, teoricamente dão fraturas extensionais puras, ao longo de planos que fazem 90° com σ_3 . Os círculos tangentes entre os pontos A, B e C envolvem teoricamente ângulos α de fraturas decrescentes desde 90° até cerca de 70° com relação ao eixo σ_3 . O círculo tangente ao ponto C, está centrado em + 4 K com $\sigma_1 = 8 K$ e $\sigma_3 = 0$.

Figura 8.1 - Diagramas de Mohr composto ilustrando as leis de fraturas de Griffith e Griffith mais Coulomb. Diagrama A mostra a forma parabólica do envelope de Griffith e as relações dos interceptos sobre os eixos σ e τ. O diagrama B mostra o envelope composto e as equações das porções linear e parabólica. O diagrama C mostra uma família de círculos de Mohr. O círculo tangente em A dá, teoricamente fraturas extensionais puras ao longo de planos perpendiculares a σ_3 . Círculos tangentes entre A e B dão fraturas com ângulos entre 90° e 70° com σ_3 , com componentes extensionais e compressionais (Extraído de Marsh 1981).

Em valores maiores do "stress" efetivo, todos os "stresses" são compressivos. Por isso o ponto C marca uma posição no envelope de fratura, além do qual a abertura de fratura, qualquer que seja o material (teoricamente), não pode ocorrer.

Conforme já antes citado, a teoria de Griffith tem como base principal de sustentação, a presença de fases fluidas nas microfraturas e/ou nas imperfeições dos minerais. Se a magnitude da pressão de fluidos ou pressão do magma (P_f) é igual à pressão litostática ambiente, as fraturas somente se abrirão se o "stress" normal à superfície da fratura for tensil. Em outras palavras, quando $P_f = P_{lit.}$, a injeção de magma só pode ocorrer se os valores dos "stresses" corresponderem a aquela parte negativa do envelope de Mohr (Fig. 8.1.c). Esses estados de "stresses" correspondem ou a formação de fraturas extensionais perpendiculares ao eixo do "stress" principal mínimo, ou a um conjugado de fraturas de cisalhamento inclinadas com relação aos "stresses" principais, de forma tal que o ângulo agudo da intersecção das fraturas conjugadas é bissectado pela direção de σ_{1eff} (sigma um efetivo) (Fig. 8.2).

Nesta figura são mostradas as principais deformações associadas às zonas de cisalhamento. Em parte ela é o resultado de estudos experimentais realizados por H. Cloos & W. Riedel em 1928 e 1929 em blocos de argila dispostos sobre duas placas contíguas que podiam se deslocar uma com relação a outra. Em tal dispositivo era possível variar a espessura da argila e seu teor em água. Segundo as condições da experiência, foram feitas as seguintes observações.

1) Formação de pequenas fraturas conjugadas R e R', fraturas estas denominadas de Riedel, que fazem ângulos de aproximadamente $\theta/2$ com as direções teóricas do cisalhamento (Fig. 8.2).

2) Formação de fraturas T extensionais que se desenvolvem por tração indireta a cerca de 45° com a direção do cisalhamento principal. Estas fraturas foram também obtidas por Cloos (1955) e Wilcox (1973) em argilas com maiores teores de água que aqueles utilizados por Riedel (1929). Conforme Shaw, (1980) tais fraturas podem formar ângulos de até 25° com a direção principal de cisalhamento, entretanto, neste caso a fratura apresenta uma componente cisalhante, além é claro, da componente extensional.

Outros pesquisadores sugeriram que o desenvolvimento de outras feições estruturais poderia ocorrer. Skempton (1966), baseado em estudos experimentais

análogos aos de Cloos e Riedel, chamou a atenção para uma outra família de fraturas que pode ocorrer segundo uma orientação simétrica às fraturas R, com relação ao plano do cisalhamento principal. Estas fraturas foram denominadas de fraturas P (Fig. 8.2).

Fig.8.2 - Orientação de dobras e falhas em um regime de cisalhamento simples destruído.

Wilson (1970) acha que certas dobras "en échelon" podem se produzir a cerca de 45° com a direção do cisalhamento principal e a 90° com as fraturas extensionais. Ainda outros autores (p. ex. Vialon et. al 1976) ressaltaram que uma xistosidade pode se desenvolver perpendicularmente aos planos das fraturas extensionais.

As fraturas extensionais são comuns em terrenos crustais superiores (regime frágil), e era suposto que tais fraturas fossem restritas a este ambiente. Entretanto, Shaw (1980) tem mostrado teoricamente que a formação de fraturas extensionais, e consequentemente a possibilidade de injeção de magmas através delas, pode ocorrer em qualquer profundidade, até no manto. Com efeito, a ocorrência de kimberlitos, lamproitos, álcali-basaltos etc., são provas incontestas da presença destas fraturas no

manto. Nicolas (1986) tem ressaltado a ocorrência abundante de diques básicos cortando os peridotitos de alta temperatura que compõem os ofiolitos de Liguria e Lanza.

Fig. 8.3 a e b - Geometria de feições secundárias associadas a zonas de cisalhamento dúcteis (cf. Blés & Fenga 1981): (A). Par de zonas de cisalhamento sinistrais; As fratura extensionais T, em ângulos retos com σ_3 , pode estar acompanhada por fraturas Riedel (R) e Skempton (P). As fraturas antitéticas Riedel (R') também são mostradas. A foliação S está desenvolvida em ângulo reto com a direção de σ_1 . (B) Uma zona de cisalhamento sinistral, mostrando a posição das fraturas extensionais e Riedel.

Ele conclui que a extração destes líquidos básicos, ocorrem em profundidades correspondentes a pelo menos o campo de estabilidade dos espinélio-lherzolitos, ou seja, profundidades superiores a 30 Km. Profundidades ainda maiores são inferidas para os locais de geração e extração de magmas kimberlíticos e lamproíticos.

VIII.5 - A Aplicação da Teoria de Propagação de Fraturas Extensionais a Ascensão de Magmas. Exemplos do Estado do Ceará.

Anderson (1951) desenvolveu um modelo de "emplacement" de diques por acunhamento, no qual um ligeiro excesso de pressão do magma sobre o "stress" (tectônico) compressivo da rocha encaixante, causa uma tensão na extremidade da

cunha. Como ressaltado por Pollard et al (1973; 1975), tal força agindo através de uma extremidade estreita gera uma alta tensão localizada e esforços cisalhantes que facilmente se sobrepõem à resistência da rocha encaixante e permitem uma rápida propagação da extremidade da fratura. Por causa da necessidade de um ligeiro excesso de pressão para permitir que a propagação ocorra, Anderson (1951) propôs que os diques devam se alinhar perpendiculares ao esforço principal mínimo (σ_3) e paralelos ao esforço compressivo máximo (σ_1) formando enxames.

Na região sudoeste do Estado do Ceará, nos municípios de Tauá e Independência, são encontrados dois enxames de diques lineares sub-paralelos (Fig.8.4a), cujos comprimentos variam de 0,2 Km a 5 Km e espessuras de 1-70 m. São normalmente simples. Ocasionalmente são encontrados diques diferenciados e diques compostos.

Fig.8.4 a e b - Mapas geológicos simplificados das regiões de Tauá (A) e Sobral (B), CE. Em (A) são observados os enxames de diques Tauá e Independência associados à zona de cisalhamento Tauá (N-S). Em (B), são observados os enxames de diques de Macaraú, associados à zona de cisalhamento Forquilha (NE). (1) bacias molássicas; (2) enxames de diques; (3) granitóides intrusivos; (4) foliação regional e (5) rochas proterozóicas.

Os litotipos constituintes são dacitos, traquitos, riodacitos, riolitos e microgranitos, (estes três últimos peralcalinos). Com direção N60°W, estes diques cortam transversalmente os metassedimentos do Complexo Pedra Branca. A geometria destes diques com relação à zona de cisalhamento Tauá, ou seja, formando ângulos de

aproximadamente 40°, sugere que estes diques muito provavelmente preencheram fraturas extensionais geradas pelos movimentos sinistrais da zona de cisalhamento Tauá (N20°W) que ocorreram em épocas cambrianas, no final do Ciclo Brasileiro (Almeida et alii, 1984; Almeida, 1987).

De maneira similar, ou seja, preenchendo fraturas extensionais, estas ligadas à zona de cisalhamento Forquilha (N40°E), são encontrados os diques lineares que compõem a Província Subvulcânica de Macaraú, na região noroeste do Ceará (Fig. 8.4b). Estes diques possuem comprimentos que atingem a 3 Km e espessuras variáveis, sendo as máximas em torno de 15m. Com direção N-S, estes diques são simples e constituídos por quartzo-andesitos, dacitos, riolitos e riolitos, estes últimos peralcalinos. Deve ser observado mais uma vez que estas fraturas extensionais (diques) formam ângulos de cerca de 40° com a zona de cisalhamento, de maneira similar àquela predita por modelos teóricos para a formação de fraturas extensionais associadas a zonas de cisalhamento dúcteis.

Análises radiocronológicas Rb-Sr em rocha total forneceram idades em torno de 510 ± 15 M.a. (Torquato, com. oral).

Como citado anteriormente, só há pouco os pesquisadores tem voltado sua atenção para a influência de estruturas tectônicas maiores sobre o controle da ascensão e "emplacement" dos magmas graníticos. Muitos dos modelos apresentados foram desenvolvidos levando em conta basicamente as estruturas internas e externas, o sentido do cisalhamento e a geometria dos plutões com relação ao cisalhamento. Assim é que surgiram modelos tais como "pull aparts" romboédricos (granito Mortagne; Guineberteau et. alii, 1987), fraturas extensionais (Extremadura Central; Castro, 1986); terminações de zonas de cisalhamento (Strontian; Hutton, 1988a); e em vazios produzidas por gradiente de strain ao longo de zonas de cisalhamento - sheeting - (Main Donegal granite; Hutton, 1992; granito Pedra Lisa; Neves, 1989; Ox Mountains; McCaffrey, 1992). Em todos estes modelos, um forte apelo é feito à criação de espaços em\ou adjacentes às zonas de cisalhamento ativas que propiciaram a ascensão dos magmas.

Os dados estruturais internos e externos dos batólitos Quixeramobim e Quixadá, quando ajustados aos modelos cinemáticos apresentados, permitem concluir que ambos os batólitos ascenderam através da crosta ao longo de fraturas extensionais

associadas à zona de cisalhamento Senador Pompeu. Tal proposição tem respaldo nos seguintes aspectos.

1- Aspecto Geométrico - Comparando-se o mapa esquemático da Fig. 8.5a na qual são mostrados os batólitos Quixeramobim e Senador Pompeu com a Fig. 8.5b na qual é observado o posicionamento teórico das fraturas extensionais com relação a uma zona de cisalhamento, nota-se a grande similaridade entre ambas, com uma pequena diferença angular exibida pelo batólito Quixeramobim. Deve-se entretanto ressaltar que o modelo experimental retrata um fraturamento em regime frágil, cujos ângulos entre a fratura extensional e σ_3 variam entre 90° e 70° , e que o batólito está intrudido em uma porção crustal submetida a um regime dúctil frágil.

Deve ser ressaltado ainda a atuação da fase transpressiva que atuou sobre o corpo granítico e sobre as rochas encaixantes. Tal fase ocorreu durante o movimento dextral da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, o que resultou no desenvolvimento, nos xistos do Grupo Ceará, de uma clivagem de crenulação com eixos paralelos ao contato, e rotacionou o batólito para leste gerando o duplex transcorrente que é observado em Juatama na extremidade norte do batólito Quixeramobim (Torquato, com. oral).

2- Aspecto Geológico - Ao longo de todo o contato leste, ou seja, ao longo de toda a ZCSP em contato com o granito, são observadas intercalações do granito (normalmente o fácies Mururé Novo) com rochas encaixantes. Estas faixas de encaixantes são de espessuras e comprimentos variáveis, indo desde decamétrica a quilométrica. Mica-xistos quartzitos e rochas cálcio-silicáticas são as encaixantes que compõem as faixas que ocorrem na porção mediana do batólito, enquanto que nas imediações de Senador Pompeu e no distrito de Juatama são comuns os biotita-gnaisses. Todas essas rochas encaixantes possuem em comum uma foliação verticalizada cuja direção é idêntica ($\cong N40^\circ E$) à do granito invasor.

Chama atenção uma faixa de metassedimentos do Grupo Ceará (mica-xistos eventualmente com cianita e quartzitos) que se estende desde as adjacências de Senador Pompeu até o rio Quixeramobim, com cerca de 8 Km de comprimento e aproximadamente 1 Km de largura. Esta consiste de biotita-muscovita-xistos, nos quais a cianita ocorre localmente, intercalados com quartzitos, sequência esta similar a aquela

Fig. 8.5a e b - Geometria do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim com relação às zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Quixeramobim; 1) Rochas encaixantes Proterozóicas; 2) Batólito Senador Pompeu e 3) Complexo Granítico Quixadá Quixeramobim. As fraturas extensionais nas quais foram alocados os magmas Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu, são aproximadamente paralelas às fraturas extensionais do modelo (b) mostrado em anexo.

que compõe o Grupo Ceará que ocorre na barragem do rio Quixeramobim, na cidade homônima, contato oeste do batólito.

Esta faixa, como várias outras menores adentram ao corpo granítico fazendo um ângulo de cerca de 30° com o eixo maior do batólito. Como resultado da atuação dextral não coaxial heterogênea do cisalhamento Senador Pompeu sobre estas rochas, observa-se a formação de milonitos S-C do tipo 2 de Lister (1984), nos quais peixes de mica são abundantes. Os planos S-C fazem ângulos entre si que variam entre 20 e 30°. Tais ângulos são também encontrados nos granitos invasores que se alternam com estas faixas.

Anteriormente, estas faixas eram interpretadas com "roof pendants", mas a continuidade delas fora do corpo granítico, mostrando que elas não se mexeram do seu lugar original, vai contra tal interpretação. Assim preferimos acreditar que tais faixas sejam o testemunho de rochas encaixantes que sofreram fraturas extensionais, ao longo das quais os magmas fluíram para compor o batólito Quixeramobim.

Situações similares encontradas em outras partes do mundo, por ex. em Ox Mountains Granite (Mc Caffrey 1992) e no Donegal Granite (Hutton 1992) eram, desde os tempos de Green (1892), interpretadas como "estratigrafia fantasma" nas quais as porções de encaixantes eram tidas como "resistors". Interpretações atuais (ver Hutton, 1992) concordam que tais corpos foram construídos por "sheeting", ou seja, pelo preenchimento e coalescência de fraturas.

VIII.6 - A ÉPOCA DA ASCENSÃO E "EMPLACEMENT" COM RELAÇÃO AOS MOVIMENTOS DAS ZONAS DE CISALHAMENTO SENADOR POMPEU E QUIXERAMOBIM.

Um resumo dos dados estruturais apresentados anteriormente, fornece um quadro consistente da cronologia relativa da ascensão "emplacement" e deformação dos batólitos que compõem o Complexo Granítico Quixadá Quixeramobim. No batólito Quixeramobim observamos que todos os fácies foliados apresentam evidências de deformação tectônica superposta a uma foliação desenvolvida em estágio magmático. Os cristais de biotita e quartzo foram deformados ductilmente como evidenciado por extinções ondulantes, "kink bands", flexuras e recristalização. A biotita, em zonas de maior fluxo de água e de maior intensidade de deformação (bandas de cisalhamento), sofreu reação metamórfica como indicado pela neocristalização de muscovita + biotita

verde (ou em casos mais críticos, clorita verde) + titanita $\pm$ epidoto e minerais óxidos de ferro (hematita?). Os feldspatos mostram evidências tanto de deformação dúctil (sombras de recristalização, extinção ondulante, etc), como de deformação frágil ("kink bands", microfraturamentos).

Estes dados, portanto, revelam que as foliações do batólito Quixadá foram formadas por processos cristal-plásticos como definidos por Hobbs (1966) e Paterson et alii (1987), que se efetuaram em temperaturas em torno de 500°C (deformação dúctil). Aplitos e pegmatitos, produtos magmáticos tardios, também apresentam deformação no estado sólido.

Conforme o supracitado, podemos dizer que a deformação dúctil impressa no granito Quixeramobim, ocorreu quando este estava totalmente solidificado, ou possuía no máximo, um percentual de líquido residual bastante inferior à fração reológica crítica, o que permitiu o registro deformacional naquele corpo hoje observado.

Os indicadores cinemáticos, tais como sombras assimétricas de recristalização, planos S-C, bandas de cisalhamento, etc, em sua quase totalidade indicam que o último movimento dúctil do cisalhamento Senador Pompeu foi de natureza dextral. Isto implica necessariamente que a ascensão e o "emplacement" deste corpo se fez em época, de pré-cisalhamento dextral.

Ao afirmar que este corpo tem idade relativa pré-cisalhamento dextral e que ele ascendeu através de fraturas extensionais associadas à zona de cisalhamento Senador Pompeu, estamos obrigatoriamente dizendo que o movimento que gerou tais fraturas extensionais foi de natureza sinistral.

De fato, a geometria dos batólitos Quixeramobim e Senador Pompeu (Figs. 3.1 e 8.5) é um argumento bastante sugestivo de que foi através destes movimentos que foram geradas as fraturas extensionais através das quais os magmas ascenderam. Se assim foi, então alguma evidência ou critério cinemático deste movimento deve ter sido preservada, mesmo após a reversão do movimento. Dentre estas evidências podem ser citadas as seguintes:

1- Ao longo da zona de cisalhamento Senador Pompeu, principalmente na cidade de Juatama, são observadas dobras assimétricas sinistrais.

2- Ao longo de todo contato leste, são observadas intercalações de granitos com rochas encaixantes, que adentram ao batólito formando ângulos de até 30° com o eixo maior do batólito (Fig. 8.5).

3- A ocorrência de sombras assimétricas de recristalização em megacristais de feldspatos (Fig. 7.20), confirmando a recorrência sinistral, mesmo após início da reversão do sentido de movimento.

Por outro lado, conforme mostra a figura (8.4) a zona de cisalhamento Tauá (ZCT), porque conjugada à zona de cisalhamento Tauá, deve ter-se formado a partir do mesmo esforço deformacional. Teoricamente, um corpo que sofre esforços triaxiais com $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (cisalhamento simples) e σ_1 e σ_3 horizontais e σ_2 vertical, como mostrado na Figura (8.6), deve apresentar feições estruturais como aquelas mostradas nas Figuras (8.2 e 8.3). Comparando a Figura (8.4a) com a figura (8.3), observamos que a configuração das zonas de cisalhamento Tauá, Senador Pompeu e Sabonete-Inharé, sugere um campo de esforços não hidrostáticos com σ_{1h} de direção Norte-Sul (esta é a direção atual e não leva em conta a deriva continental pós-Gondwana), σ_3 Leste-Oeste e σ_2 vertical. Como resultado primário nós devemos ter, portanto, as zonas de cisalhamento NE-SW com movimento sinistral e aquelas NW-SE dextrais.

Isto implica necessariamente que inicialmente a zona de cisalhamento Tauá deve ter-se movimentado dextralmente, enquanto que a Senador Pompeu, e Sabonete-Inharé sinistralmente (Fig. 8.6).

Figura 8.6 - Bloco diagrama exibindo par de fraturas conjugadas desenvolvidas a partir de um sistema triaxial de esforços com σ_1 e σ_3 horizontais e σ_2 vertical. σ_1 de direção N-S e σ_3 E-W geraram fraturas extensionais que abrigaram os magmas Quixeramobim. Uma rotação no campo de esforços inverteu os sentidos das zonas de cisalhamento e gerou fraturas que abrigam os diques Tauá.

A zona de cisalhamento Tauá (Fig. 8.4a), com direção N20°W, foi há muito reconhecida como sendo de natureza dúctil (Arthaud, 1986). Seus movimentos dúcteis estão bem documentados em granitóides, onde os indicadores cinemáticos apontam que seu último movimento dúctil foi de natureza sinistral. Ela aflora por cerca de 200 Km com espessura variável entre 2 e 3 Km. Os efeitos do cisalhamento, entretanto, podem ser observados a distâncias de até 5 km, seja para leste ou para oeste da zona de cisalhamento, na forma de lâminas e lentes de milonitos verticalizados, que "cortam" a foliação metamórfica regional de baixo ângulo. O cisalhamento também está marcado por uma forte lineação de estiramento N-S, sub-horizontal.

Vários corpos intrusivos ocorrem ao longo da zona de cisalhamento e em áreas adjacentes. Como exemplo temos o granitóide Pedra Lisa que ocorre ao longo da zona de cisalhamento Tauá como lentes alongadas, sub-paralelas e descontínuas ("en échelon") intercaladas por rochas metamórficas (Fig. 8.7).

Os granitóides Pedra Lisa constituem uma série cálcio-alcálica de médio potássio, composta principalmente por granodioritos e monzodioritos porfíricos, com biotita e mais raramente hornblenda como principais minerais máficos. Encraves microgranulares dioríticos ou quartzo-dioríticos são comuns (Neves, 1989).

Sieno-granitos de granulação fina ocorrem como corpos elipsoidais e diques intrudidos nas rochas do Pedra Lisa (aí estes corpos são sub-paralelos à direção da ZC) e nas rochas metamórficas encaixantes, onde eles fazem ângulos de até 15° com a direção do cisalhamento (Fig. 8.7).

Nas adjacências da zona de cisalhamento Tauá são encontrados diques graníticos e lentes de pegmatitos com direção aproximada de N60W, portanto transversalmente as rochas metamórficas regionais que compõem o Complexo Nordeste. Suas direções gerais correspondem a aquelas dos enxames de diques de Tauá e Independência, anteriormente citados.

As geometrias das várias intrusões com relação à zona de cisalhamento Tauá, apontam para uma história relativamente complexa. Os granitóides Pedra Lisa intrudiram ao longo de uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, sob regime dúctil cuja componente transtensional dilatou a zona de cisalhamento em ângulos aproximadamente retos com sua direção.

Figura 8.7 - Geometria de corpos graníticos que ocorrem ao longo e em porções adjacentes à zona de cisalhamento Tauá (ZCT). 1) Rochas encaixantes; 2) Milonitos da zona de cisalhamento Tauá 3) Granitóides Pedra Lisa; 4) Granitóides intrusivos e 5) Pegmatitos tardios pEN = Complexo Nordeste; pECe = Grupo Ceará. (Extraído de Neves, 1989).

Os corpos de sieno-granitos ocupam fraturas que se desenvolveram em um ambiente algo mais frio (nível crustal mais raso?); isto ocorreu sob um regime dúctil-frágil ainda sob os efeitos da movimentação dextral. Os diques pegmatíticos e graníticos estão posicionados aproximadamente perpendiculares à principal foliação metamórfica regional e formam cerca de 40° com a ZC Tauá. Estas fraturas hoje preenchidas por tais diques e pelos enxames de diques de Tauá e Independência, foram desenvolvidos em

nível crustal raso, durante uma fase cisalhante sinistral. Este movimento sinistral está documentado pelos indicadores cinemáticos encontrados tanto nos granitóides como nas rochas encaixantes.

Os plutões que compõem o batólito de Donegal (Hutton, 1992) e Ox Mountains Granite (Mc Caffrey, 1992) foram construídos de maneira similar ao Pedra Lisa.

Conforme o supracitado, podemos concluir que em função de esforços não coaxiais com σ_1 horizontal de direção N-S e σ_3 horizontal, E-W, foram geradas zonas de cisalhamento NE-SW (por ex. a zona de cisalhamento Senador Pompeu) e NW-SE (por ex. a zona de cisalhamento Tauá.), as primeiras sinistrais e as segundas dextrais. Feições estruturais menores e secundárias R, P e S acompanharam as megafeições. Magmas graníticos ascenderam na crosta, seja ao longo de porções transtensionais das zonas de cisalhamento ou ao longo de fraturas extensionais. Neste estágio do Ciclo Orogênico Brasileiro, apenas magmas cálcio-alcálicos foram gerados.

A posteriori, seja em função de um relaxamento crustal ou de eventos colisionais resultantes da movimentação do craton São Francisco em direção ao craton São Luís, os esforços principais rotacionaram, agora com σ_1 horizontal ($\cong$ E-W) e σ_3 horizontal ($\cong$ N-S) e σ_2 vertical, resultando na inversão dos movimentos anteriores das zonas de cisalhamento com a zona de cisalhamento Senador Pompeu se movimentando dextralmente e a zona de cisalhamento Tauá sinistralmente. Localmente, os enxames de diques de Tauá e Independência (Andersonianos) formados neste período, sugerem que σ_1 teve direção aproximada de N60W e σ_3 N30E.

A geometria do batólito Quixadá com relação à zona de cisalhamento Senador Pompeu sugere que foi durante este movimento dextral último que aconteceu sua ascensão e "emplacement". Sua natureza shoshonítica é compatível com este final de ciclo orogênico.

Com a inversão dos movimentos da zona de cisalhamento Senador Pompeu, surgiu na região de Quixeramobim uma feição tectônica secundária que há muito é sujeito de especulação. Ela é a zona de cisalhamento Quixeramobim. Cavalcanti et alii (1983), com base em interpretações fotogeológicas, inferiram sua existência com aproximadamente 250 Km de comprimento. Arthaud (1986) com base em análises estruturais nos granitóides Quixeramobim, a reconheceu como uma zona de

cisalhamento dúctil de natureza dextral. Uma análise de campo mais detalhada mostra que referida zona de cisalhamento, ao contrário do já propalado, se restringe à porção central do batólito Quixeramobim, sugerindo que quando da inversão do movimento da zona de cisalhamento Senador Pompeu, uma forte componente transpressional atuou na região, arrastando as rochas encaixantes (Grupo Ceará) contra o batólito ou vice-versa, provocando provavelmente uma rotação dextral do batólito, a partir do seu sítio original de "emplacement". Ainda como consequência desta atuação transpressional, desenvolveram-se nos metassedimentos do Grupo Ceará, adjacentes ao batólito (Fig.3.1) dobras em chevron e clivagem de crenulação (S4), cujos planos axiais são paralelos aos contatos com o granitóide. Quando associamos a foliação interna dos granitóides com as foliações das rochas encaixantes, elas desenham uma estrutura em "flower" positiva caracterizando de forma definitiva uma transpressão naquela região, durante a movimentação dextral (Arthaud, 1989).

Fenômenos deste tipo, ou seja, o desenvolvimento de zonas de cisalhamento pelo arrasto de encaixantes contra os plutões graníticos ou vice-versa, são comuns no Estado do Ceará e em outras partes do mundo. Castro (1986 p. ex.) cita comportamentos análogos em plutões que compõem o batólito Extremadura Central, na Espanha.

CAPÍTULO IX

ASPECTOS GEOQUÍMICOS

As análises químicas aqui apresentadas, foram realizadas nos laboratórios da Geosol S.A., em Belo Horizonte. Levando em conta a representatividade dos facies, foram selecionadas 53 amostras para determinação de elementos maiores (SiO_2 ; TiO_2 ; Al_2O_3 ; Fe_2O_3 ; FeO ; MnO ; MgO ; CaO ; Na_2O ; K_2O ; P_2O_5), elementos traços (Rb; Sr; Ba; Zr; Y; V; Ni; Cr; Ta; Nb; Mo; Sn; Th, U e Li), elementos terras raras (Lu; Ce; Nd; Sm; Eu; Gd; Dy; Ho; Er; Yb e Lu) e ainda os teores de H_2O^+ e H_2O^- , Cl, F, S e CO_2 . Para a determinação de ETR foram selecionadas apenas 34 amostras. De acordo com a metodologia usada pela Geosol, diversos elementos, em muitas amostras, não tiveram seus teores quantificados satisfatoriamente pois se apresentavam em quantidades inferiores às detectadas pelo método. Assim, nas tabelas a seguir, estes elementos serão mostrados precedidos por < (menor que).

A confiabilidade destas análises pode ser traduzida parcialmente através da comparação dos diagramas (A - B) de Debon & Lefont (1983), Q. A. P. de Le Maitre (1989) e Ab - An - Or (Figs. 9.1a; b; c) com os diagramas Q. A. P. de Streckeisen (1976) apresentados no capítulo VI. Nas figuras 9.1a e 9.1b [$A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$ versus $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$] estão plotadas as análises de rocha total correspondentes aos batólitos Quixeramobim e Quixadá, respectivamente. O parâmetro (A) corresponde ao clássico "Alumina Index" de Shand (1927) e (B) é proporcional ao volume de minerais máficos. Cada setor (I a VI) corresponde a uma composição mineralógica específica. Observar nestes "plots" que estas associações rochosas são predominantemente fêmicas, onde biotita e anfibólios predominam. Amostras que plotam nos campos III e I traduzem relativamente bem as transformações de biotita em muscovita observadas em rochas dos facies Muxuré Novo e Uruquê. O diagrama Q. A. P. (Fig. 9.1c) mostra a variação composicional observada nos batólitos. Diferenças observadas com relação aos diagramas Q. A. P., construídos a partir de dados modais, são relativas a ausência de dioritos na Figura (9.1c). Isto pode ser explicado na medida em que neste diagrama todo o K_2O é computado para o Ortoclásio, não levando em conta a partição deste óxido entre ortoclásio e biotita. Desta forma, somente rochas com biotita modal ausente, plotam no campo 10.

Figuras 9.1a,b,c - Distribuição das rochas dos batólitos Quixadá (a) Quixeramobim (b) sobre o diagrama A - B [A = Al - (K + Na + 2Ca) versus B = Fe + Mg + Ti]. Os campos I, II e III correspondem às rochas peraluminosas onde em (I) muscovita > biotita; (II) biotita > muscovita e (III) biotita (geralmente sozinha ou com um pequeno percentual de anfibólio. Os campos IV a VI correspondem às rochas metaluminosas onde ocorrem (IV) biotita + anfibólio ± piroxênio; (V) clinopiroxênio ± anfibólio ± biotita. LG correspondem aos leucogranitóides.

C) Diagrama Quartzo - Alkali-feldspato - Plagioclásio (molecular), com divisões similares às do diagrama QAP de Streckeisen (1976). Símbolos: Círculos abertos = facies Muxuré Novo; Cruzes = facies Muxuré Velho; Asteriscos = facies Uruquê; Quadrados abertos = facies Água Doce; Pontos fechados = facies Serra Branca; Triângulos = facies Quixadá; Triângulos fechados = encaves do batólito Quixadá e Triângulos invertidos = granitos finos intrusivos no batólito Quixadá.

O FACIES MUXURÉ VELHO

Este facies está constituído essencialmente por rochas intermediárias, porém, rochas básicas também podem ser encontradas. Os teores de SiO_2 variam de 50,5% a 64%, com uma importante descontinuidade entre 51,7% e 56,2%. Esta descontinuidade poderia estar relacionada a uma falha amostragem entretanto, diferente de outras amostras deste facies, as rochas mais básicas apresentam uma mineralogia preservada com piroxênios e olivina (traços) não alterados. Seus padrões texturais sugerem tratar-se de rochas cumuláticas. Seus teores de Al_2O_3 variam de 13,5% a 16,9%, com os teores em torno de 16% sendo os mais frequentes. Suas proporções moleculares relativas às proporções moleculares de Na_2O , K_2O e CaO , revelam uma série eminentemente metaluminosa (Fig. 9.2) com corindon normativo ausente e com consequente anortita e diopsídio normativos presentes.

Os teores de MgO variam entre 8 e 1,6% e os de FeO^* de 8,34% a 4,86%, implicando em números $\text{Mg\#}$ $[100 \times \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3)]$ decrescendo de 71,5 a 28 conforme cresce os valores de SiO_2 . As rochas deste facies são as amostras que possuem os mais altos teores de CaO do batólito Quixeramobim. Estes variam de 10,7 a 3,7%. Aquelas mais básicas e consequentemente com os mais altos teores de CaO , ocorrem incluídas no facies Uruquê. O baixo grau de interação física entre as rochas deste facies com as do facies Uruquê, são a explicação mais provável para o “gap” de SiO_2 observado. Os litotipos são de maneira geral, ricos em álcalis quando comparados aos análogos com teores iguais de SiO_2 . Os teores de Na_2O são sempre superiores aos de K_2O com este último sendo relativamente alto indo de 1,1% a 4,0%. Estes altos teores de K_2O refletem muito mais uma grande quantidade de biotita que de feldspato potássico. São essencialmente quartzo-normativas, entretanto, uma das amostras se apresentam olivina normativas. Chamam atenção os seus altos teores de TiO_2 .

No diagrama de Harker, (Cruzes são os símbolos para este facies) Ferro total (plotado como FeO), MgO e CaO , mostram uma costumeira correlação negativa com SiO_2 , exibindo “trends” lineares ou curvilíneos. Na_2O exibe um “trend” descontínuo, comportando-se de maneira incompatível até cerca de 60% de SiO_2 e daí em diante decrescendo, com a concomitante elevação no teor de sílica. K_2O exibe um “trend”

Figura 9.4 - Diagrama de Shand (1927), na versão de Maniar & Piccoli, (1989), para rochas do batólito Quixeramobim. Neste diagrama observamos que estas rochas são essencialmente metaluminosas com exceção de alguns espécimens dos fácies M. Novo, Uruquê e S. Branca. Símbolos como na figura 9.1.

Figura 9.5 - Diagrama K_2O - Rb, para as rochas do batólito Quixeramobim. Observar os dois possíveis "trends" formados pelas rochas do fácies M. Novo (círculos), e a linearidade dos litotipos do fácies Água Doce (quadrados abertos) e os altos teores de Rb do fácies M. Velho (cruzes).

Figura 9.6 - Diagrama Ab - An - Or (molecular) de Kosinowsky (1981), para as rochas de Quixeramobim. Ai observa-se o caráter sódico destas rochas mas com uma nítida evolução em direção a um enriquecimento potássico.

Tabela 9.1 - Análises químicas em rocha total representativas do facies Muxuré Velho. Elementos maiores e normas CIPW correspondentes.

	FD8B	SC105e	QC101B	TL8D	P275	FD25E	1630	1612B	EF23
SiO ₂	50,50	51,70	56,20	57,80	58,20	59,00	60,50	61,10	64,00
TiO ₂	1,10	0,91	0,63	0,97	1,0	1,50	1,30	1,20	0,68
Al ₂ O ₃	13,50	14,90	14,70	16,50	16,90	15,80	15,60	15,10	16,30
Fe ₂ O ₃	2,00	3,00	0,85	1,10	1,20	2,20	2,70	0,70	2,40
FeO	6,80	5,64	4,90	5,10	4,80	4,80	2,85	4,23	2,85
MnO	0,09	0,14	0,09	0,09	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07
MgO	12,10	8,00	7,30	3,70	2,60	1,50	1,30	2,30	1,60
CaO	7,50	10,70	6,10	5,40	5,20	4,90	4,50	4,40	3,70
Na ₂ O	2,00	2,20	3,10	4,10	4,80	4,80	4,80	4,70	4,40
K ₂ O	2,00	1,10	1,40	2,90	2,70	2,80	3,30	4,00	2,90
P ₂ O ₅	0,33	0,32	0,37	0,70	0,77	0,57	0,85	0,68	0,31
H ₂ O ⁺	0,86	0,50	0,46	0,46	0,73	0,89	-	0,37	-
H ₂ O ⁻	0,08	0,05	0,05	0,05	0,012	0,04	-	0,05	-
NiO	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	<0,01	-
Cr ₂ O ₃	0,03	0,05	0,02	0,02	<0,01	<0,01	-	<0,01	-
Qz	-	2,75	-	5,84	5,03	8,61	11,49	6,96	16,87
C									
Or	11,82	6,50	26,00	17,14	15,96	16,55	19,50	23,64	17,14
Ab	16,92	18,62	26,23	33,85	40,62	40,62	40,62	39,77	37,23
An	21,95	27,53	13,20	18,00	16,59	13,30	11,27	8,29	16,16
Wo									
Di-Di	8,33	14,66	8,96	2,03	2,03	3,05	3,46	4,33	0,90
Di-Hd	2,21	4,26	3,19	1,35	1,73	3,31	0,94	3,51	0,50
Hy-En	17,20	13,13	9,19	8,28	5,54	2,32	1,63	3,72	3,94
Hy-Fs	5,24	4,37	3,75	6,31	5,42	2,89	0,51	3,47	2,23
Ol-Fo	6,36	-	3,39						
Ol-Fa	2,14	-	1,53						
Mt	2,90	4,35	1,23	1,59	1,74	3,19	3,91	1,01	3,48
Il	2,09	1,73	1,20	1,84	1,90	2,85	2,47	2,28	1,29
Ap	0,78	0,76	0,86	1,66	1,02	1,35	2,01	1,61	0,73
FeO*	8,60	8,34	5,67	6,09	5,88	6,78	5,28	4,86	5,01
F/F+M	0,418	0,515	0,441	0,626	0,696	0,820	0,805	0,682	0,760
Rb/Sr	0,250	0,027	0,136	0,073	0,036	0,042	0,121	0,067	0,165
K/Rb	128	481	304	349	374	474	288	373	142
K/Ba	-	-	17,1	11,9	12,5	-	20,1	-	21,1
Mg#	71,49	63,09	69,66	51,99	44,07	28,28	30,50	45,75	36,27
den	2,64	2,62	2,52	2,49	2,48	2,47	2,43	2,45	2,42

Tabela 9.2 - Análises químicas em rocha total de amostras representativas do facies Muxuré Velho. Elementos traços.

	FD8B	SC105E	TL8D	P275	FD25E	1630	1612B	EF23	QC101B
Rb	130	19	69	60	49	120	89	170	120
Sr	520	700	950	1690	1160	990	1330	1030	880
Ba			2020	1791	1630	1360	2020	1140	2140
BaO	0,049	0,08							
Th		<15				<15	<15	<15	
Ta		<15				<15	<15	<15	
Nb		<20				<20	<20	<20	
V			136						110
Sn			<5						<5
Mo			<5						<5
Y			52						16
Zr	190	210	440	400	390	500	640	186	180
U		<15				<15	<15	<15	
La		18,28	40,65			70,70	56,60	30,70	34,76
Ce		36,35	80,54			128,5	112,5	55,50	65,40
Nd		22,83	52,07			64,20	56,97	29,90	38,74
Sm		4,17	9,38			12,50	8,76	5,60	6,18
Eu		1,23	2,00			2,30	2,10	1,30	1,52
Gd		3,44	5,79			9,90	5,42	4,10	3,68
Dy		2,56	3,62			6,50	2,72	2,70	2,23
Ho		0,61	0,61			1,10	0,56	0,45	0,46
Er		1,53	1,51			3,30	1,21	1,10	1,26
Yb		1,10	1,05			2,30	0,66	1,00	1,12
Lu		0,19	0,12			0,32	0,09	0,16	0,13
ΣETR		92,29	197,3			301,6	247,5	132,5	155,48
			4			2	9	1	
CO ₂	0,40	0,55	0,60	0,40	0,50	0,65	0,65	-	0,43
Cl	58	280	140	-	180	-	440	-	66
F	0,25	0,05	0,14	0,10	0,136	-	0,20	-	0,19
S	0,013	0,03	0,017	0,02	0,018	-	0,04	-	0,01
Li			27			43		54	36

sanfonado com teores altos e baixos alternados. Comportamentos similares ao do K são observados para Al_2O_3 , P_2O_5 e TiO_2 (Fig. 9.7). Convém lembrar que cada uma das amostras analisadas corresponde a um sistema particular, ou seja, cada uma delas é um corpo diferente e distante, cuja química deve ser analisada em conformidade com o seu hospedeiro. Assim, os diferentes padrões apresentados são os referentes a diferentes graus de interação entre encrave e hospedeiro.

Os teores de NiO estão sempre abaixo de 0,01%, enquanto os de Cr_2O_3 , podem atingir a 0,08%. A figura (9.8) representa um diagrama Rb-Ba-Sr. Aí, as rochas deste facies estão plotadas normalmente no campo dos quartzo-dioritos e granodioritos. O teor relativamente alto de Rb deve-se à grande quantidade de biotita presente nas amostras, acrescido de algum xenocristal de K-feldspato que porventura escapou quando da preparação da amostra. Os teores de Nb (< 20 ppm), Ta (<15 ppm), U e Th (<15 ppm), Sn e Mo (< 5 ppm), ocorrem sempre em teores abaixo dos valores mínimos de detecção dos métodos usados pela Geosol. Os teores de Zr são os mais altos encontrados no Complexo, com valores variando entre 210 e 640 ppm.

Os teores totais de ETR crescem com o teor de sílica até 60%, e daí decrescem; mostram comportamento idêntico ao de Na_2O e P_2O_5 . O facies Muxuré velho mostra enriquecimento de 37 a 122 vezes com relação aos ETR totais dos condritos (Fig. 9.5). As razões Ce/Yb (33 a 170) evidenciam um forte fracionamento de elementos terras raras leves (ETRL) com relação aos elementos terras raras pesados (ETRP). As razões Ce/Sm variam de 8 a 12 enquanto as de Dy/Yb permanecem quase constantes. Anomalias negativas de Eu, quando existentes, são muito fracas (Fig. 9.5b).

O FACIES MUXURÉ NOVO

Constituído essencialmente por rochas ácidas (apenas quatro amostras se apresentaram com teores abaixo de 65%), com teores de SiO_2 variando continuamente entre 62,6 e 72,8%, o facies Muxuré Novo, apresenta química de elementos maiores muito similar a de outros granitos do Nordeste do Brasil (ver Sial et al., 1987). Seus litotipos são essencialmente metaluminosos com variações peraluminosas, com corindon normativo chegando a atingir 2,07%. Apesar deste valor tão alto, minerais aluminosos

Figura 9.5 - Em (A) são observadas as abundâncias de elementos traços incompatíveis de rochas do facies Muxuré Velho, normalizadas com relação ao manto primitivo. Em (B) padrões de elementos terras raras de rochas do facies Muxuré Velho, normalizadas com relação ao manto primitivo. Valores para a normalização são aqueles de Taylor e McLennan (1985).

primários (por ex., muscovita) não são encontrados. São rochas relativamente pobres em MgO (2,5-0,33%) e FeO* (4,14-1,59) com os teores mais baixos sendo encontrados nos tipos mais ricos em SiO₂. Estes valores propiciam números *Mg#* variando entre 14,95 a 56,79 com dominância daqueles superiores a 40. São relativamente ricas em álcalis (7,10 - 9,80) com razões Na₂O/K₂O variando entre 0,54 e 1,7 com dominância daquelas superiores a 1, caracterizando estas rochas como essencialmente sódicas (Irvine & Baragar, 1971). Estes razões traduzem muito bem o porque da dominância dos granodioritos sobre os granitos *sensu strictu* (Figs. 9.1c e 9.4).

No diagrama SiO₂ versus demais óxidos maiores, FeO*, MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅ e MnO decrescem com SiO₂. Na₂O e K₂O ambos tendem a crescer com SiO₂, entretanto, sua distribuição se faz de forma dispersiva, com Al₂O₃ acompanhando este comportamento. As correlações com CaO, FeO e MgO, especialmente os dois primeiros, se fazem de forma aproximadamente lineares.

No diagrama Rb-Ba-Sr (fig. 9.8), o fácies Muxuré Novo mostra uma graduação entre quartzo-dioritos e granitos normais, passando por granitos anômalos. No diagrama K₂O/Rb, dois trends podem ser observados. Tais trends são bisetados pela razão K₂O/Rb=400. Valores tão altos para tais razões são propiciados pelos baixos teores de Rb exibidos por estas rochas. Teores também bastante altos são os de Sr e Ba, particularmente este último que quase sempre se mostra em teores acima de 2000ppm. Estes altos teores de Sr aliados aos baixos teores de Rb, resultam em baixíssimas razões Rb/Sr, dificultando sobremaneira a obtenção de isócronas com abcissa ampla. Th, Ta, Nb, Sn, Mo e U estão sempre em teores abaixo do método de detecção do método utilizado pela Geosol S.A.

Os teores totais de ETR apresentam comportamento relativamente duvidoso onde duas interpretações podem ser feitas: 1) eles correspondem a dois trends decrescentes, constituindo por consequência duas séries que evoluíram a partir de dois magmas diferentes ou 2) eles apresentam trend sanfonado com picos e vales traduzindo pulsos diversos. Mostram comportamento idêntico ao de Na₂O e P₂O₅. O fácies Muxuré Novo mostra enriquecimento de 36 a 124 vezes com relação aos ETR totais dos condritos (Fig. 9.6). As razões Ce/Yb (58 a 193) evidenciam um forte fracionamento de elementos terras raras leves (ETRL) com relação aos elementos terras raras pesados

Tabela 9.3 - Análises químicas em rocha total de amostras representativas do facies Muxuré Novo. Elementos maiores e normas CIPW.

	P145	P144	P165	TL8C	FD16	235	MB289	P250	1332A
SiO ₂	62,60	63,70	63,80	63,90	65,10	65,90	66,30	66,70	66,70
TiO ₂	0,93	0,63	0,84	0,59	0,48	0,68	0,35	0,59	0,54
Al ₂ O ₃	17,70	17,50	16,30	16,50	16,10	17,20	17,00	16,10	14,70
Fe ₂ O ₃	0,93	0,52	0,78	0,10	0,85	1,10	,011	0,72	0,83
FeO	3,30	2,50	2,90	3,30	2,20	2,30	2,60	2,50	1,60
MnO	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	0,03
MgO	1,50	0,93	1,10	2,50	1,30	1,10	1,80	0,81	2,00
CaO	3,60	3,20	3,00	3,50	3,20	3,60	3,10	2,60	2,80
Na ₂ O	4,20	5,50	4,60	5,00	5,00	4,10	3,60	4,90	3,30
K ₂ O	3,30	3,90	4,60	2,90	4,20	2,50	3,50	3,30	4,90
P ₂ O ₅	0,44	0,27	0,39	0,32	0,25	0,31	0,24	0,25	0,39
H ₂ O ⁺	0,36	0,38	0,47	0,35	0,55	0,30	0,46	0,65	0,30
H ₂ O ⁻	0,04	0,09	0,11	0,06	0,06	0,11	0,07	0,10	0,04
NiO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mg#	39,25	35,83	35,24	56,79	43,86	37,84	54,31	31,44	53,11
Qz	14,86	8,27	11,26	11,25	11,66	12,77	11,23	17,91	19,56
C	1,55					1,77	2,07		
Or	19,50	23,05	27,18	17,14	24,82	14,77	20,68	19,50	28,96
Ab	35,34	46,54	38,93	42,31	42,31	34,69	30,46	41,46	27,92
An	15,48	11,55	10,24	14,01	9,08	16,33	14,23	11,67	10,83
Wo									
Di-Di	-	1,20	1,05	0,85	2,71	-	-	-	0,54
Di-Hd	-	1,44	1,13	0,60	1,92	-	-	-	0,27
Hy-En	3,74	1,76	2,25	5,83	1,98	2,74	4,48	2,02	4,73
Ol-Fo									
Ol-Fa									
Mt	1,35	0,75	1,13	0,14	1,23	1,59	1,16	1,04	1,20
Il	1,77	1,20	1,60	1,12	0,91	1,29	0,66	1,12	1,03
Ap	1,04	1,64	0,92	0,76	0,57	0,73	0,59	0,59	0,92
FeO*	4,14	2,97	3,60	3,39	2,97	3,29	2,70	3,15	3,15
F/F+M	0,736	0,764	0,769	0,578	0,699	0,751	0,603	0,797	0,614
Rb/Sr	0,051	0,045	0,110	0,076	0,063	0,031	0,102	0,045	0,078
K/Rb	360	443	318	430	349	340	264	403	447
K/Ba	-	11,30	-	9,60	-	8,60	14,0	13,9	-
den	2,43	2,39	2,40	2,42	2,39	2,40	2,40	2,38	2,39

Tabela 9.3 - Cont. (facies Muxuré Novo).

	EF168	P46	P16A	MB61	P360	1321	1632B	FD219	MB93
SiO ₂	67,40	67,60	67,70	67,90	68,40	70,10	70,30	71,50	72,80
TiO ₂	0,80	0,49	0,52	0,46	0,51	0,51	0,57	0,26	0,17
Al ₂ O ₃	13,90	15,20	15,60	15,20	14,90	12,90	13,50	13,80	14,10
Fe ₂ O ₃	1,50	0,23	0,64	0,31	0,98	0,52	2,50	0,47	0,10
FeO	1,60	2,40	2,30	2,60	2,00	2,68	1,40	1,20	1,50
MnO	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,06	0,02	0,02
MgO	1,10	1,80	0,85	1,30	0,94	1,10	0,36	0,32	0,36
CaO	3,40	3,10	2,80	2,90	2,30	1,90	1,90	1,60	1,70
Na ₂ O	4,40	4,70	4,60	4,10	3,80	3,10	4,10	3,90	3,90
K ₂ O	4,30	2,90	3,30	3,30	4,90	5,70	4,60	5,90	4,20
P ₂ O ₅	0,60	0,27	0,26	0,28	0,26	0,25	0,07	0,09	0,11
H ₂ O ⁺	-	0,41	0,25	0,56	0,23	0,32	-	0,14	0,10
H ₂ O ⁻	-	0,07	0,08	0,05	0,11	0,07	-	0,04	0,06
NiO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	<0,01	0,02	<0,1	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mg#	39,92	55,16	34,50	44,59	36,76	38,31	14,95	26,00	27,00
Qz	19,56	19,33	20,36	22,14	21,01	24,21	25,32	22,86	28,85
C				0,13					0,08
Or	25,41	17,14	19,50	19,50	28,96	33,69	27,18	34,87	24,82
Ab	37,23	39,77	38,93	34,69	32,16	26,23	34,69	33,00	33,00
An	5,48	11,81	12,17	12,96	9,13	4,45	4,85	2,72	3,50
Wo									2,35
Di-Di	5,14	1,06	0,18	-	0,47	1,41	0,68	1,63	-
Di-Hd	0,77	0,72	0,22	-	0,37	1,66	1,93	2,53	-
Hy-En	0,36	3,99	2,03	3,24	2,12	2,09	-	0,04	0,82
Hy-Fs	0,06	3,08	2,80	3,83	1,92	2,82	-	0,08	2,43
Ol-Fo									
Ol-Fa									
Mt	2,17	0,33	0,93	0,45	1,42	0,77	3,06	0,68	0,14
Il	1,52	0,93	0,99	0,87	0,97	0,97	1,08	0,49	0,32
Ap	1,42	0,64	0,62	0,66	0,62	0,59	0,17	0,21	0,26
FeO*	2,95	2,61	2,88	2,88	2,88	3,16	3,65	1,62	1,59
F/F+M	0,732	0,594	0,774	0,692	0,757	0,743	0,912	0,837	0,830
Rb/Sr	0,099	0,084	0,043	0,114	0,103	0,224	0,207	0,147	0,175
K/Rb	361	359	421	304	304	430	318	445	459
K/Ba	17,8	13,3	12,2	13,8	17	47,1	47,1	-	11,2
den	2,39	2,39	2,38	2,38	2,39	2,36	2,35	2,33	2,34

Tabela 9.4 - Análises químicas em rocha total de amostras representativas do facies Muxuré Novo. Elementos traços.

	FD145	P144	FD165	TL8C	FD16	P235	MB289	P250	1332A
Rb	76	73	120	56	100	61	110	68	91
Sr	1500	1610	1090	735	1600	1960	1080	1500	1160
Ba	2418	2866	-	2510	2300	2418	2070	1970	2300
BaO(%)			0,29						
Th									<15
Ta									<15
Nb									<20
V				68			60		
Sn				<5			<5		
Mo				<5			<5		
Y				11			<10		
Zr	490	410	380	380	370	400	96	330	480
La				59,74			53,16		54,90
Ce				101,20			86,80		94,53
Nd				41,94			35,63		42,95
Sm				4,89			4,65		6,71
Eu				1,33			0,99		1,67
Gd				2,40			2,57		4,51
Dy				1,31			1,50		2,77
Ho				0,21			0,28		0,55
Er				0,52			0,76		1,28
Yb				0,54			0,75		0,89
Lu				0,065			0,10		0,13
ΣETR				214,145			187,19		210,89
CO ₂	0,40	0,40	0,50	-	0,25	0,25	0,43	0,40	0,65
Cl	100	20	98	64	<20	<20	<20	<20	82
F	0,12	0,06	0,096	-	0,072	0,056	0,076	0,06	0,06
S	0,013	0,012	0,015	-	0,008	0,01	0,012	0,01	0,01
Li							27		

Tabela 9.4 - Cont. (Elementos traços; facies Muxuré Novo)

	EF168	P46	P16A	MB61	P360	1321	1632B	FD219	MB293
Rb	99	67	65	90	120	110	120	110	76
Sr	1000	765	1520	790	1170	490	580	750	435
Ba	2000	1810	2239	1980	2149	1590	810	-	3120
BaO(%)								0,17	
Th	<15					<15	<15		
Ta	<15					<15	<15		
Nb	<20					<20	<20		
V		74		56					
Sn		<5		<5					
Mo		<5		<5					
Y		<10		<10					
Zr	480	220	330	172	350	450	300	270	-
La	87,60	29,70		32,20		58,46	49,70		24,68
Ce	152,60	50,40		60,95		105,10	92,70		45,88
Nd	57,50	25,64		28,43		43,57	43,60		21,70
Sm	8,30	3,74		3,81		6,35	8,00		2,97
Eu	2,10	1,10		0,95		1,20	1,50		0,92
Gd	5,20	2,15		2,40		3,94	5,90		1,92
Dy	2,50	0,98		1,11		2,36	3,70		0,82
Ho	0,41	0,18		0,19		0,51	0,80		0,12
Er	0,99	0,48		0,43		1,17	2,00		0,42
Yb	0,79	0,37		0,46		0,79	1,60		0,43
Lu	0,11	0,055		0,12		0,12	0,24		0,066
ΣETR	318,1	114,79		131,05		223,57	209,74		99,926
		5							
Cl	-	26	41	48	<20	<20	-	42	<20
CO ₂	-	0,60	0,50	0,60	0,25	0,55	-	0,50	0,60
F	-	0,064	0,04	0,078	0,067	0,06	-	0,03	0,03
S	-	0,011	0,011	0,012	0,010	0,024	-	0,02	0,01
Li	25	18		18			39		18

Figura 9.6 - Em (A) são observadas as abundâncias de elementos traços incompatíveis de rochas do facies Muxuré Novo, normalizadas com relação ao manto primitivo. Em (B) padrões de elementos terras raras de rochas do facies Muxuré Novo, normalizadas com relação ao manto primitivo.

(ETRP). De modo similar aos teores totais de ETR, as razões Ce/Yb quando plotadas contra SiO₂, exibem ou dois “trends” decrescentes ou “trends” sanfonados. As razões La/Sm variam de 6,2 a 12,2 enquanto as de Dy/Yb permanecem quase constantes. Anomalias tanto positivas como negativas de Eu, são observadas. (Fig. 9.6b). Os granitóides Muxuré Novo são pelo menos duas vezes mais ricos em elementos terras raras leves que outros granitóides cálcio-alcálinos que ocorrem no mundo (por exemplo, Loch Doon; Tindle, 1992). Por outro lado, são similares aos granitóides Caledonianos jovens (por exemplo, Harmon et alii, 1984) e aos granitos tipo Itaporanga (Almeida et alii, 1967), que ocorrem no Nordeste do Brasil (Sial et al, 1987).

FACIES ÁGUA DOCE

Este facies está caracterizado por teores de SiO₂ bastante restritos (60-62%). Igualmente restritos, mas altos, são os teores de FeO*, variando entre 4,25 e 4,58. Também relativamente altos são os teores de MgO, propiciando números *Mg#* que variam de 36,9 a 60,3 com os valores superiores aos *Mg#* crustais (37) predominando. Os teores de Fe₂O₃ estão sempre abaixo de 1%, revelando a fraca oxidação sofrida por estes magmas. Estes litotipos são metaluminosos, com teores relativamente altos de CaO (4,50-3,80%) e de álcalis (Na₂O+K₂O = 6,6 a 8,5%). As razões Na₂O/K₂O são sempre superiores a 1.

Dada a sua restrição no teor de sílica, tais rochas não podem ser analisadas a luz do diagrama de Harker, entretanto, nestes diagramas pode ser notada sua boa coerência geoquímica com os demais facies, principalmente no que diz respeito ao facies Muxuré Novo.

O diagrama K₂O/Rb (Fig. 9.3) revela razões em torno de 400 para este facies, com o Rb crescendo curvilinearmente com o K₂O. Os teores de NiO estão abaixo de 0,01%, enquanto que todas as amostras analisadas mostraram de Cr₂O₃ em torno de 0,02%. Os teores de Rb variam de 51 a 84 ppm enquanto os de Sr variam de 900 a 2300 ppm, com razões Rb/Sr variando entre 0,037 a 0,681. Valores tão baixos inviabilizam, de certa forma, as tentativas de obtenção de idades Rb-Sr confiáveis. Teores igualmente altos são os de Ba que variam de 662 ppm a 2300 ppm com os valores superiores a 1500 predominando. No diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 9.8), o facies Água Doce plotá no campo do quartzo-diorito com leve diferenciação em direção aos granitos anômalos. Os teores de Sn e Mo estão abaixo de 5 ppm. V mostra variação entre 78 e 48 ppm, enquanto que

Y varia de 24 a 12 ppm. O Zr não segue um padrão regular com seus teores distribuídos aleatoriamente entre 60 e 300 ppm.

Tabela 9.5 - Análises químicas em rocha total de amostras representativas do facies Água Doce. Elementos maiores e normas CIPW correspondentes.

	MB354	QC101A	MB258	MB11	FP16	P93A
SiO ₂	60,50	61,40	62,00	62,10	62,10	63,50
TiO ₂	0,75	0,68	0,77	0,71	0,81	0,67
Al ₂ O ₃	16,50	17,20	16,60	17,00	16,80	16,90
Fe ₂ O ₃	0,25	0,78	0,48	0,49	0,22	0,73
FeO	4,00	3,80	3,80	3,70	4,30	3,30
MnO	0,07	0,09	0,07	0,06	0,07	0,06
MgO	3,60	3,40	2,40	2,40	2,30	1,30
CaO	4,50	4,30	3,90	4,40	3,90	3,80
Na ₂ O	5,20	3,60	4,90	4,90	5,30	5,80
K ₂ O	2,70	3,00	3,00	2,50	2,80	2,30
P ₂ O ₅	0,45	0,31	0,45	0,44	0,49	0,35
H ₂ O ⁺	0,41	0,51	0,56	0,39	0,31	0,31
H ₂ O ⁻	0,06	0,06	0,07	0,05	0,05	0,10
NiO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Mg#	60,29		46,21	50,81	47,68	39,63
Qz	4,55	13,05	9,22	10,16	7,16	10,51
C		0,89				
Or	15,96	17,73	17,73	14,77	16,55	13,59
Ab	44,00	30,46	41,46	41,46	44,85	49,08
An	13,71	19,47	14,40	17,01	13,78	13,29
Wo						
Di-Di	3,17	-	1,06	1,10	1,15	1,30
Di-Hd	1,86	-	0,84	0,85	1,14	1,56
Hy-En	7,50	8,47	5,49	5,47	5,20	2,64
Hy-Fs	5,04	5,38	4,99	4,88	5,90	3,63
Ol-Fo						
Ol-Fa						
Mt	0,36	1,13	0,70	0,71	0,32	1,06
Il	1,42	1,29	1,46	1,35	1,54	1,27
Ap	1,07	0,73	1,07	1,04	1,16	0,83
FeO*	4,23	4,50	4,23	4,14	4,50	3,96
F/F+M	0,544	0,575	0,642	0,636	0,665	0,766
Rb/Sr	0,037	0,070	0,061	0,057	0,681	0,056
K/Rb	374	296	336	407	363	248
K/Ba	9,7	14,4	15,7	9,8	12,2	28,8
den	2,46	2,45	2,44	2,44	2,44	2,42

Tabela 9.6 - Análises químicas em rocha total de amostras representativas do fácies Água Doce. Elementos traços.

	MB354	QC101A	MB258	MB11	FP16	P93A
Rb	60	84	74	51	64	77
Sr	1620	1200	1210	900	940	1380
Ba	2300	1730	1590	2120	1900	662
Th						
Ta						
Nb						
V	78	74	50	64	48	
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	
Mo	<5	<5	<5	<	<5	
Y	25	12	14	15	14	
Zr	300	60	340	260	240	350
La	66,05	31,29	52,87	54,85	67,33	
Ce	116,00	60,02	91,01	92,47	110,90	
Nd	57,37	33,02	45,23	49,71	53,33	
Sm	8,44	5,13	6,66	7,44	7,56	
Eu	1,93	1,60	1,49	1,78	1,55	
Gd	4,93	0,32	3,68	4,569	4,12	
Dy	2,46	2,11	1,90	2,75	1,99	
Ho	0,45	0,41	0,37	0,478	0,39	
Er	1,17	1,08	0,97	1,185	0,93	
Yb	0,96	0,950	0,72	0,81	0,63	
Lu	0,13	0,12	0,08	0,136	0,083	
ΣETR	259,89	136,05	204,98	216,178	248,813	
Cl	150	100	48	120	130	87
CO ₂	0,43	0,60	0,60	0,60	0,22	0,50
F	0,09	0,10	0,10	0,09	0,13	0,09
S	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Li	18	27	27	18	-	-

BATÓLITO DE QUIXERAMOBIM

- Diagramas SiO_2 versus óxidos maiores
- Diagrama Rb/Sr

Legenda dos diagramas

- + Fácies Muxuré Velho
- Fácies Água Doce
- Fácies Serra Branca
- Fácies Muxuré Novo
- ✕ Fácies uruqué

Componentes limites; curva de mistura de magmas

Figura - Diagrama SiO₂ versus RB/Sr para as rochas do batólito Quixeramobim. Observar o padrão parabólico da curva gerada pela distribuição dos pontos.

Figura 98 Diagrama Rb-Ba-Sr para rochas do batólito Quixeramobim. Na porção interna está plotado um diagram Rb-Ba-Sr, com classificações de Pearce et al (1984) e Bouseily et al. (1975), comparadas ao campo abrangido por rochas Quixeramobim.

Os litotipos do facies Água Doce são enriquecidos em ETR de 55 a 105 vezes com relação aos condritos, cujas abundâncias variam de 136 a 259,9. Com relação aos demais facies, este é o que se mostra mais enriquecido em ETRL. Seus ETRP são fortemente fracionados com relação aos ETRL, com razões Ce/Yb variando entre 63 e 176. Duas amostras exibem padrões bastante diferentes daqueles observados nos outros facies; uma apresenta forte anomalia negativa de Gd, enquanto que outra exhibe concavidade par cima no padrão de distribuição dos ETRP. Duas fraquíssimas anomalias de Eu são observadas, enquanto que as demais não apresentam qualquer anomalia neste elemento (Fig. 9.9).

FACIES SERRA BRANCA

Está constituído por rochas que variam de intermediárias (63,3%SiO₂) a ácidas (71,4% SiO₂). Esses litotipos variam de metaluminosos a peraluminosos e mostram, as vezes, efeitos de acumulação de feldspatos, evidenciado pelo alto teor de Al₂O₃ e anomalias levemente positivas de Eu. São medianamente ricas em FeO*, MgO e CaO, com razões FeO*/MgO variando de 1,4 a 3,2. Seus números *Mg#* variam de 33,57 a 54. São medianamente ricas em álcalis (Na₂O+K₂O = 7,1-8,0%; Na₂O/K₂O = 1.3-0,65.). No diagrama de Harker estas rochas mostram comportamento idêntico ao do facies Muxuré Novo.

Os teores de NiO estão abaixo de 0,01%, da mesma forma que os teores de Cr₂O₃, com exceção de uma amostra que exhibe 0,02%. No diagrama Rb-Ba-Sr, o facies Serra Branca plota no campo dos quartzo-dioritos, o que revela o seu baixíssimo teor de Rb, com relação aos demais. Rb cresce linearmente com K₂O, exibindo entre estes dois elementos razões da ordem de 400. Os teores de Sn, Mo, Nb, Y e U se mostraram abaixo dos limites de detecção. Os teores de Zr não apresentam boa correlação com SiO₂.

Os teores de ETR total variam de 145 a 217 ppm, correspondendo a um enriquecimento da ordem de 59 a 88 vezes com relação aos condritos. Os ETRP são fortemente fracionados com relação aos ETRL, com razões CE/Yb variando de 84 a 117. Contrariando os resultados esperados, apenas uma amostra exhibe uma leve anomalia positiva de Eu, com as outras duas, uma exibindo pequena anomalia negativa e outra nenhuma anomalia (Fig. 9.10).

Figura 9.9 - Em (A) são observadas as abundâncias de elementos traços incompatíveis de rochas do facies Água Doce, normalizadas com relação ao manto primitivo. Em (B) padrões de elementos terras raras de rochas do facies Água Doce, normalizadas com relação ao manto primitivo.

Tabela 9.7 - Análises química em rocha total de amostras representativas do facies Serra Branca. Elementos maiores e normas CIPW.

	1341	P292	SB18	1332B
SiO ₂	63,30	65,30	65,60	71,40
TiO ₂	0,63	0,74	0,54	0,43
Al ₂ O ₃	17,90	16,10	15,10	14,40
Fe ₂ O ₃	0,45	1,20	0,10	0,53
FeO	3,10	2,80	3,40	1,69
MnO	0,04	0,06	0,04	0,02
MgO	1,10	1,10	2,30	1,20
CaO	3,60	3,40	3,40	2,20
Na ₂ O	4,40	5,40	4,60	2,80
K ₂ O	3,60	2,90	3,60	4,30
P ₂ O ₅	0,43	0,26	0,32	0,22
H ₂ O ⁺	0,41	0,16	0,53	0,20
H ₂ O ⁻	0,08	0,10	0,05	0,05
NiO	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	0,02	<0,01
Mg#	35,87	33,57	54,01	49,67
Qz	13,60	14,04	14,43	31,71
C	1,08			1,54
Or	21,28	17,14	20,09	25,41
Ab	37,23	45,70	38,93	23,69
An	15,53	11,13	10,51	9,82
Wo				
Di-Di	-	1,78	2,10	
Di-Hd	-	1,72	1,71	-
Hy-En	2,74	1,92	4,76	2,94
Hy-Fs	4,35	2,13	4,76	2,94
Ol-Fo				
Ol-Fa				
Mt	0,65	1,74	0,14	0,77
Il	1,20	1,41	1,03	0,82
Ap	1,02	0,62	0,76	0,52
FeO*	3,51	3,88	3,49	2,17
F/F+M	0,763	0,782	0,605	0,646
Rb/Sr	0,058	0,085	0,108	0,105
K/Rb	318	259	336	324
k/Ba	-	28,9	16,8	-
den	2,41	2,40	2,41	2,36

Tabela 9.8- Análises químicas em rocha total de amostras representativas do facies Serra Branca. Elementos traços.

	1341	P292	SB18	1332B
Rb	94	93	84	110
Sr	1620	1090	775	1050
Ba	2239	883	1680	1680
Th	<15			<15
Ta	<15			<15
Nb	<20			<20
V			24	
Sn			<5	
Mo			<5	
Y			<10	
Zr	620	350	380	400
U	<15			<15
La	58,56		48,35	38,64
Ce	98,76		81,64	67,01
Nd	41,80		40,84	29,23
Sm	6,92		6,24	4,12
Eu	1,58		1,458	1,19
Gd	4,81		3,675	2,57
Dy	3,05		2,057	1,42
Ho	0,58		0,431	0,35
Er	1,34		1,069	0,80
Yb	0,89		0,97	0,57
Lu	0,12		0,146	0,089
Σ ETR	218,41		186,876	145,989
Cl	180	20	110	120
CO ₂	0,55	0,40	0,43	0,30
F	0,08	0,08	0,07	0,05
S	0,02	0,01	0,01	0,02
Li			118

Figura 9.10 - Em (A) são observadas as abundâncias de elementos traços incompatíveis de rochas do facies Serra Branca, normalizadas com relação ao manto primitivo. Em (B) padrões de elementos terras raras de rochas do facies Serra Branca, normalizadas com relação ao manto primitivo.

O FACIES URUQUÊ

Este está constituído por rochas predominantemente ácidas, com teores de SiO_2 variando de 65,2 a 73,3%. São essencialmente metaluminosas, entretanto algumas amostras, especialmente aquelas que se mostram mais deformadas, com algumas transformações mineralógicas, como p.ex., biotita $\Rightarrow$ muscovita $\pm$ clorita + opacos, estas rochas se revelaram peraluminosas, com coríndon normativo presente em até 3,31%. Esta feição reacional é comum em todas as rochas do batólito que sofreram a atuação das zonas de cisalhamento. O fato destas apresentarem coríndon normativo, não significa que elas tenham quaisquer outras feições inerentes aos granitos tipo S de Chappell & White (1974). Das rochas que compõem o batólito, estas são as que apresentam os mais baixos teores de FeO^* , MgO e CaO com a contrapartida de serem as mais ricas em álcalis (10-8,1%, com $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,2 - 0,55$). Seus números $Mg\#$ são também os mais baixos variando de 7,90 a 45,9. A predominância das razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$, revelam não somente neste facies, mas no batólito como um todo, a natureza fortemente sódica destas rochas. Granitos 3a (sieno-granitos) são raros. A natureza hastingsítica dos anfibólios é uma evidência desta dominância sódica. No diagrama de Harker FeO^* , MgO^* , CaO , TiO_2 e P_2O_5 decrescem curvilinearmente com SiO_2 . K_2O e Na_2O e ainda Al_2O_3 mostram uma certa dispersão.

Os teores de NiO e Cr_2O_3 estão abaixo de 0,01%. Chamam atenção algumas amostras com “baixos teores” de Sr, ou seja, amostras com Sr abaixo de 500ppm. As razões Rb/Sr, a exceção destas amostras anômalas, são abaixo de 1. Isto dificulta enormemente a confecção de diagramas isocrônicos Rb-Sr. No diagrama Rb-Sr-Ba, as rochas Uruquê gradam de quartzo-dioritos a granitos normais sem passar pelo campo dos granitos anômalos.

Th, Ta, Nb, Sn, Mo e U quando analisados, se mostram sempre abaixo de seus limites de detecção pelo método utilizado pela Geosol, S.A. As abundâncias totais de ETR variam de 86,3 a 257 ppm, significando um enriquecimento de 33 a 104 vezes com relação aos condritos (Fig. 9.11). Os ETRP são empobrecidos em cerca de 99 a 265 vezes com relação aos ETRL, como mostra a razão Ce/Yb. Nesta figura chama atenção as anomalias positivas de Holmium. Anomalias negativas de Eu são fraquíssimas.

Tabela 9.9 - Análises químicas em rocha total de amostras representativas do facies Uruquê. Elementos maiores e normas CIPW.

	SC106B	FD19	FD52	1646	P304	FD73
SiO ₂	65,20	65,50	66,20	66,50	68,50	68,90
TiO ₂	0,77	0,82	0,53	0,72	0,47	0,50
Al ₂ O ₃	15,30	15,00	16,10	15,90	15,50	15,10
Fe ₂ O ₃	0,29	2,50	0,78	0,10	0,45	0,18
FeO	2,89	2,30	2,00	3,10	2,20	2,00
MnO	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
MgO	1,50	0,56	0,73	1,30	0,91	0,53
CaO	2,40	2,20	2,10	2,60	2,60	2,00
Na ₂ O	4,50	4,70	4,70	4,40	4,30	4,20
K ₂ O	5,50	5,10	5,10	4,00	4,00	4,90
P ₂ O ₅	0,34	0,28	0,15	0,23	0,20	0,19
H ₂ O ⁺	0,48	0,17	0,51	0,23	0,17	0,23
H ₂ O ⁻	0,04	0,04	0,05	0,05	0,10	0,06
NiO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01
Mg#	45,90	17,99	32,50	42,07	40,99	30,40
Qz	10,62	14,32	13,40	16,48	20,48	19,97
C						
Or	32,50	30,14	30,14	23,64	23,64	28,96
Ab	38,08	39,77	39,77	37,23	36,39	35,54
An	5,31	4,77	7,70	11,82	11,18	7,88
Wo						
Di-Di	2,11	2,54	0,91	0,05	0,28	0,41
Di-Hd	1,91	1,36	1,96	0,06	0,32	0,75
Hy-En	2,76	0,22	1,40	3,21	2,14	1,13
Hy-Fs	2,87	0,13	1,70	4,44	2,80	2,36
Ol-Fo						
Ol-Fa						
Mt	0,42	3,62	1,13	0,14	0,65	0,26
Il	1,46	1,56	1,01	1,37	0,89	0,95
Ap	0,81	0,66	0,36	0,54	0,47	0,45
FeO*	3,15	1,80	2,70	3,19	2,61	2,16
F/F+M	0,618	0,809	0,789	0,712	0,744	0,805
Rb/Sr	0,148	0,090	0,101	0,151	0,105	0,099
K/Rb	351	406	450	386	411	302
K/Ba				12	21,8	21,8
den	2,39	2,35	2,37	2,39	2,37	2,36

Tabela 9.9 - Cont. (facies Uruquê - Elementos maiores)

	FD163	1645	1617B	QC102A	SC105C
SiO ₂	69,80	70,90	71,10	71,70	73,30
TiO ₂	0,33	0,37	0,22	0,17	0,19
Al ₂ O ₃	14,70	14,40	14,70	14,80	15,30
Fe ₂ O ₃	0,33	0,10	0,68	0,10	0,42
FeO	1,50	2,10	1,140	1,30	0,70
MnO	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01
MgO	0,43	0,73	0,50	0,50	0,36
CaO	2,00	1,70	2,10	1,60	0,95
Na ₂ O	4,80	3,80	4,90	4,10	2,90
K ₂ O	4,60	4,90	3,90	4,90	5,20
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,05	0,07	0,10
H ₂ O ⁺	0,22	0,365	-	0,23	0,16
H ₂ O ⁻	0,05	0,06	-	0,05	0,08
NiO	<0,01	<0,01	-	<0,01	,0,01
Cr ₂ O ₃	<0,01	0,02	-	0,02	<0,01
Mg#	29,89	37,26	34,23	39,06	37,31
Qz	19,60	24,08	22,80	24,12	33,82
C					3,31
Or	27,18	28,96	23,05	28,96	30,73
Ab	40,62	32,16	41,46	34,69	24,54
An	4,98	7,76	6,60	7,51	4,35
Wo					
Di-Di	1,46	0,09	0,60	0,07	-
Di-Hd	0,36	0,14	1,29	0,09	-
Hy-En	0,40	1,78	0,51	1,22	0,90
Hy-Fs	0,74	3,13	0,47	2,03	0,64
Ol-Fo					
Ol-Fa					
Mt	0,48	0,14	0,94	0,14	0,61
Il	0,63	0,70	0,42	0,32	0,36
Ap	0,28	0,28	0,12	0,17	0,24
FeO*	1,80	2,19	1,71	1,39	1,08
F/F+M	0,809	0,752	0,777	0,740	0,751
Rb/Sr	0,090	0,467	0,089	0,318	0,304
K/Rb	406	291	294	291	308
K/Ba	-	21,2	20,50	36,30	-
den	2,35	2,35	2,34	2,34	2,32

Tabela 9. 10 - Análises químicas em rocha total de amostras representativas do facies Uruquê. Elementos traços.

	SC106B	FD19	FD52	1646	P304	FD73
Rb	130	140	94	86	110	99
Sr	880	980	930	570	1050	1000
Ba	2300	1600	2866	2770	-	1522
BaO					0,31	-
Th	45					-
Ta	<15					-
Nb	<20					
V				26		
Sn				<5		
Mo				<5		
Y				<10		
Zr	470	470	430	140	310	320
U	<15					
La	65,98			52,61		
Ce	114,50			96,56		
Nd	53,35			41,98		
Sm	8,89			5,99		
Eu	1,90			1,30		
Gd	6,14			3,26		
Dy	3,33			1,52		
Ho	0,64			0,24		
Er	1,36			0,58		
Yb	0,77			0,36		
Lu	0,10			0,053		
ΣETR	256,96			204,453		
Cl	150	20	68	49	20	20
CO ₂	0,45	0,40	0,50	0,43	0,60	0,40
F	0,07	0,13	0,04	0,07	0,08	0,06
S	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01
Li	-	-	-	18	-	-

Tabela 9.10 - Cont. (facies Uruquê - Elementos traços).

	FD163	1645	1617B	QC102A	SC105C
Rb	94	140	110	140	140
Sr	1040	300	1230	440	460
Ba	-	1920	1580	1120	-
BaO	0,20				0,16
Th			<15		<15
Ta			<15		<15
Nb			<20		<20
V		106		14	
Sn		<5		<5	
Mo		<5		<5	
Y		<10		<10	
Zr	260	300	129	122	240
U			<15		<15
La		46,36	23,00	22,50	31,67
Ce		82,59	37,90	38,51	57,08
Nd		35,06	16,10	18,19	24,23
Sm		5,12	2,40	2,83	3,77
Eu		0,87	0,78	0,63	0,84
Gd		3,00	1,50	1,74	2,58
Dy		1,66	0,95	0,95	1,20
Ho		0,30	0,12	0,15	0,28
Er		0,76	0,28	0,41	0,55
Yb		0,67	0,40	0,34	0,27
Lu		0,083	0,07	0,042	0,065
ΣETR		176,47	83,5	86,292	122,535
		3			
Cl	20	20		20	20
CO ₂	0,60	-	-	0,43	0,20
F	0,04	-	-	0,03	0,02
S	0,01	-	-	0,01	0,03
Li	-	-	26	27	-

Figura 9.11 - Em (A) são observadas as abundâncias de elementos traços incompatíveis de rochas do facies Uruquê, normalizadas com relação ao manto primitivo. Em (B) padrões de elementos terras raras de rochas do facies Uruquê, normalizadas com relação ao manto primitivo.

Figura 9.12 - Diagrama SiO₂ vs Na₂O + K₂O (TAS) exibindo linha divisória de Irvine & Baragar, (1971), para os campos Alcalino e subalcalino e trends granodiorítico para as rochas Quixeramobim e monzonítico para as rochas Quixadá.

Figura 9.13 - Diagrama AFM para as rochas do batólito Quixeramobim. Linha divisória dos campos toleítico e cálcio-alcalino é de Irvine & Baragar, 1971.

Os diagramas Quartzo - Álcali-feldspato - Plagioclásio mostrados em secção anterior sugerem que as associações petrográficas que compõem o batólito Quixeramobim constituem suites cálcio - alcalinas que variam de baixo a alto potássio, conforme a classificação de Bowden & Lameyre, (1982). Nestes diagramas as associações petrográficas que compõem o batólito Quixadá constituem uma suite monzonítica, com os encaves nela contidos constituindo uma suite tonalítica. Com base no diagrama Na₂O + K₂O versus

Figura 9.14 - Diagrama SiO_2 vs FeO^*/MgO de Miyashiro, (1974) para rochas do batólito Quixadá (Triângulos cheios e abertos) e batólito Quixeramobim. Observar o diferente quimismo mostrado pelas rochas Quixadá.

Figura 9.15 - Diagrama R_1 vs R_2 de De La Roche et al. (1980) para as rochas do batólito Quixeramobim. Observar trend eminentemente sub-alkalino tardi-orogênico.

SiO_2 (também conhecido como TAS; Fig. 9.12), estas suites podem, com relação à linha divisória de Irvine & Baragar, (1980), ser caracterizadas como do tipo sub-alkalinas.

O tradicional diagrama AFM ($A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO + 0,898Fe_2O_3$; $M = MgO$) as situa no campo cálcio-alkalino (Fig. 9.13) o que é corroborado pelo também tradicional diagrama SiO_2 versus FeO^*/MgO (Fig. 9.14) de Miyashiro, (1974). O diagrama Ab - An - Or (Irvine & Baragar, 1980) demonstra uma natureza sódica para os tipos mais básicos com uma nítida evolução para tipos mais

Figura 9.16 - Diagrama R_1 vs R_2 para as rochas do batólito Quixadá. A disposição espacial destas amostras sugere um trend toleítico.

Figura 9.17 - Diagrama Rb vs Y + Nb para algumas rochas do batólito Quixeramobim sugerindo uma granitogênese de arco vulcânico

potássicos. Essa feição é corroborada pelo diagrama K_2O vs SiO_2 , considerando as linhas divisórias de Pecerillo & Taylor, (1976), que identificam as suites Quixeramobim como cálcio-alcalinas de alto K e Quixadá como shoshoníticas.

Uma caracterização adicional sobre a natureza desses plutões pode ser conseguida com os diagramas R_1 e R_2 (De La Roche et al, 1980). Aí as rochas de Quixeramobim (Fig. 9.15) são caracterizadas como de soerguimento pós-colisional e tardi-orogênicas, estando alinhadas conforme um trend subalcalino. As rochas de Quixadá são caracterizadas como do

tipo pré-colisional (Fig. 9.16), alinhadas conforme um trend toleítico. Na realidade, conforme afirmações de Harris et alii, (1986), suites shoshoníticas têm suas químicas muito similares à de suites pré-colisionais, assim sendo caracterizadas (vide por exemplo, Morrison, 1980). O diagrama Rb vs Y + Nb de Pearce et al, (1984), caracteriza os granitóides destes batólitos como sendo granitos de arcos vulcânicos (Fig. 9.17).

O FACIES QUIXADÁ

Com natureza essencialmente intermediária ($57 < \text{SiO}_2 \leq 65$) estas rochas, apesar de porfíricas, com fenocristais de K-feldspato e plagioclásio, elas não mostram química de acumulação de Al_2O_3 , vista que todas as rochas analisadas são meta ou sub-aluminosas, com Al_2O_3 variando de 13,7 a 14,8%. No diagrama de Harker, exibem “plots” lineares ou curvilíneos com FeO, MgO, CaO, TiO_2 e P_2O_5 decrescendo com crescente SiO_2 . Na_2O permanece aproximadamente constante (3,6-4,0%), enquanto K_2O (3,3-4,5%) cresce com SiO_2 (Fig. 9.18).

Estas rochas apesar de aparentemente simples, tanto as que compõem a suite Quixadá como os encraves, apresentam uma química complexamente anormal onde, por exemplo, uma amostra com 4,9% de MgO, contém 4,0% de K_2O . Seus números *Mg#* variam de 70,15 a 57,37.

Os teores de NiO estão abaixo de 0,01% enquanto que os de Cr_2O_3 alcançam até 0,04%. Sn e Mo exibem-se em teores menores que 5 ppm enquanto que Th, Ta estão abaixo de 15 ppm e Nb abaixo de 20 ppm. Y comporta-se como elemento compatível decrescendo com crescentes teores de SiO_2 .

As rochas da suite monzonítica exibem um enriquecimento de ETR de 70 a 100 vezes com relação aos condritos. De modo geral, os teores de ETR comportam-se como os de Y, decrescendo com crescentes teores de sílica. A amostra A3 corresponde a uma anomalia positiva no teor total de ETR. Muito provavelmente esta anomalia corresponde a uma abundância um tanto quanto anormal de titanita (aí os cristais chegam a atingir a 1 cm) e allanita.

As razões Ce/Yb variam de 98 a 157 evidenciando um fracionamento relativamente forte de ETRP com relação aos ETRL. O fracionamento dos ETRL (Ce/Sm), eleva-se com o teor crescente de sílica, enquanto que as razões Dy/Yb permanecem aproximadamente constantes. Das amostras analisadas, apenas uma delas exibe uma fraca anomalia positiva de Eu. As demais não apresentam quaisquer anomalias (Fig. 9.19).

Os encraves analisados exibem química bastante similar à dos litotipos que os contém. Exceção importante está no baixo teor de SiO_2 . Por outro lado, como nas rochas anteriormente citadas, amostras ricas em MgO (7,7%), também são ricas em K_2O (4,5%).

Figura 9.5 - Em (A) são observadas as abundâncias de elementos traços incompatíveis de rochas do facies Quixadá, normalizadas com relação ao manto primitivo. Em (B) padrões de elementos terras raras de rochas do facies Quixadá, normalizadas com relação ao manto primitivo. Valores para a normalização são aqueles de Taylor e McLennan (1985).

Tabela 9.11 - Análises químicas em rocha total de amostras representativas do batólito Quixadá. Elementos maiores e normas CIPW.

			FACI	ES	MONZ	ONITI	C A	QUIX	ADA
	8U4	CD104	A3	5L2	5L4	2L	1A	1C	QX108
SiO ₂	56,90	57,30	57,70	58,00	58,30	59,10	59,10	59,30	60,90
TiO ₂	0,78	0,80	0,91	0,77	0,85	0,79	0,78	0,71	0,62
Al ₂ O ₃	15,70	14,80	14,20	15,00	16,00	15,20	15,80	15,80	13,70
Fe ₂ O ₃	1,30	0,99	1,60	1,30	1,30	1,50	1,60	1,40	0,64
FeO	4,03	4,60	4,09	3,89	3,89	3,60	3,31	3,00	4,10
MnO	0,10	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,88	0,07	0,08
MgO	5,80	5,80	5,90	5,90	4,20	4,90	4,50	4,50	5,60
CaO	6,30	5,90	6,10	5,80	6,10	6,10	5,80	5,50	5,20
Na ₂ O	3,20	3,70	3,80	3,70	3,30	3,50	3,60	4,00	4,00
K ₂ O	3,80	3,60	3,60	3,80	3,50	3,70	3,60	4,30	3,30
P ₂ O ₅	0,58	0,63	0,73	0,56	0,57	0,61	0,55	0,51	0,51
H ₂ O ⁺	1,11	0,57	0,57	0,99	1,05	0,90	1,02	0,81	0,55
H ₂ O ⁻	0,17	0,06	0,08	-	0,19	0,01	0,17	0,11	0,08
NiO	-	<0,01	<0,01	-	-	-	-	-	<0,01
Cr ₂ O ₃	-	0,04	0,04	-	-	-	-	-	0,04
Mg#	66,53	65,31	65,53	67,51	59,66	63,82	62,80	65,31	68,09
Qz	3,61	2,95	3,32	2,63	7,67	6,47	6,86	3,50	7,22
C									
Or	22,46	21,88	21,28	22,46	20,68	21,87	21,28	25,41	19,50
Ab	27,08	31,31	32,15	31,31	27,92	29,62	30,46	38,85	33,85
An	17,25	13,14	11,06	13,10	18,51	14,84	14,14	12,46	9,68
Wo									
Di	6,17	6,63	10,05	9,63	6,47	9,18	8,92	9,19	9,19
Hy	16,71	17,72	14,75	15,04	11,84	12,04	12,00	10,13	15,64
Ol									
Mt	1,88	1,44	2,32	1,88	1,88	2,17	2,32	2,03	0,93
Il	1,48	1,52	1,73	1,46	1,61	1,50	1,48	1,35	1,18
Ap	1,34	1,46	1,69	1,30	1,32	1,41	1,27	1,18	1,18
Cc	0,91	0,36	0,68	-	-	-	-	-	0,50
FeO	5,20	5,49	5,53	5,06	5,06	4,75	4,26	4,26	4,68
F/F+M	0,477	0,490	0,488	0,466	0,551	0,507	0,556	0,490	0,459
Rb/Sr	0,030	0,076	0,042	0,037	0,037	0,037	0,034	0,032	0,060
K/Rb	526	360	364	478	476	458	446	558	365
K/Ba	12,6	14,4	-	15,8	14,5	13,5	10,5	12,5	18,8
den	2,50	2,50	2,50	2,49	2,48	2,48	2,48	2,46	2,47

Tabela 9.11 - Cont. (Batólito Quixadá-Elementos maiores)

	Série	Monzo	nítica	E n c	r a v	e s	G r a n	i t o s	Finos
	QX49	QX71	6X5	2LB	7K4	3P	6Z3	5Z6	1F
SiO ₂	62,20	63,90	65,00	53,70	55,10	55,20	69,00	71,30	73,00
TiO ₂	0,54	0,48	0,58	0,88	0,98	0,81	0,22	0,35	0,23
Al ₂ O ₃	14,30	14,20	14,10	14,90	17,70	16,50	15,90	15,10	14,90
Fe ₂ O ₃	0,64	1,90	0,60	2,30	2,30	2,60	0,38	1,0	0,42
FeO	3,20	1,40	2,88	4,32	4,32	3,17	0,65	0,72	0,70
MnO	0,07	0,08	0,06	0,14	0,16	0,09	0,02	0,02	0,02
MgO	4,90	4,10	2,90	7,70	3,28	5,06	0,56	0,50	0,44
CaO	4,70	3,70	3,80	6,90	6,10	6,70	1,90	1,60	1,40
Na ₂ O	3,60	4,00	4,00	2,80	4,00	4,10	5,60	3,60	3,50
K ₂ O	4,20	4,50	4,70	4,50	3,80	3,80	3,60	4,70	4,30
P ₂ O ₅	0,45	0,36	0,34	0,63	0,67	0,57	0,37	0,11	0,06
H ₂ O ⁺	0,32	0,51	0,80	1,09	1,21	1,01	0,55	0,58	0,66
H ₂ O ⁻	0,07	0,07	0,14	0,16	0,7	0,13	0,14	-	0,12
NiO	<0,01	<0,01	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	-	-	-	-	-	-	-
Mg#	69,81	70,15	60,18	68,23	47,77	61,79	50,15	35,49	42,11
Qz	9,72	12,90	12,67	-	0,67	-	19,94	28,51	32,43
C	-	-	-	-	-	-	1,42	1,45	2,09
Or	24,82	26,59	27,78	26,59	22,46	22,46	21,28	27,78	25,41
Ab	30,46	33,85	33,85	28,69	33,85	34,69	47,39	30,46	29,62
An	10,46	7,50	6,64	14,80	19,12	15,40	3,74	7,22	6,55
Wo									
Di	5,79	3,68	8,10	12,20	5,49	11,20	-	-	-
Hy	14,01	8,82	7,09	7,0	9,92	4,48	1,95	1,25	1,69
Ol	-	-	-	8,01	-	3,68			-
Mt	0,93	2,75	0,87	3,33	3,33	3,77	0,55	1,37	0,61
Il	1,03	0,91	1,10	1,67	1,86	1,54	0,42	0,66	0,44
Ap	1,04	0,83	0,79	1,40	1,55	1,32	2,02	0,25	0,14
Hm								0,05	
Cc	0,98	1,36							-
FeO	3,78	3,11	3,42	6,39	6,39	5,51	0,99	1,62	1,08
F/F+M	0,440	0,436	0,545	0,459	0,666	0,528	0,644	0,766	0,714
Rb/Sr	0,070	0,107	0,038	0,055	0,041	0,034	0,035	0,033	0,165
K/Rb	379	410	780	424	451	426	524	1625	324
K/Ba	18,6	25,2	19,8	11,7	10,4	11,9	18,4		17,6
den	2,45	2,41	2,41	2,54	2,50	2,52	2,34	2,34	2,33

Tabela 7.12 - Análises químicas em rocha total de amostras representativas do batólito Quixadá. Elementos traços.

	S é r i e					M o n z o n í t i c a			
	8U4	CD104	A3	5L2	5L4	2L	1A	1C	QX108
Rb	60	83	82	66	61	67	67	64	75
Sr	2000	1090	1940	1770	1640	1820	2000	2000	1240
Ba	2500	2080	1460	2000	2000	2270	2840	2860	1460
BaO(%)									
Th									
Ta			<15						
Nb	20	-	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
V	-	130							128
Sn	<5	<5	-	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Mo	-	<5	-	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Y	-	43							34
Zr	-	320	550						490
U			<15						-
La		50,08	59,80						43,80
Ce		92,29	109,30						87,89
Nd		55,68	59,36						55,02
Sm		9,13	9,17						9,43
Eu		2,20	2,52						2,18
Gd		5,30	5,59						5,73
Dy		2,56	2,89						5,73
Ho		0,21	0,59						0,59
Er		1,43	1,19						1,49
Yb		0,94	0,69						1,17
Lu		0,12	0,10						0,14
ΣETR		219,94	251,2						213,17
Cl	-	100	180						65
CO ₂	0,07	0,60	0,30						0,22
F	-	0,12	0,13						0,10
S	-	0,01	0,02						0,10
Li	5	27	-	12	16	11	12	9	18

Tabela 7.12 - Cont. (Batólito Quixadá-Elementos traços).

	Série	Monzo	nítica	E n c	r a v e s	Gran	itos	Finos	
	QX49	QX71	6X5	2LB	7K4	3P	6Z3	5Z6	1F
Rb	92	91	50	88	70	74	57	24	110
Sr	1320	850	1310	1600	1710	2150	1628	718	668
Ba	1870	1480	1970	3200	3030	2650	1620	1220	2030
Th									
Ta									
Nb			<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
V	58	46							-
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Mo	<5	<5	-						-
Y	15	<10	-						-
Zr	192	260	-						-
U									
La	53,82	48,76							
Ce	91,80	80,88							
Nd	47,25	40,38							
Sm	7,26	6,30							
Eu	1,78	1,48							
Gd	4,30	3,47							
Dy	2,00	1,64							
Ho	0,36	0,31							
Er	0,89	0,79							
Yb	0,72	0,68							
Lu	0,10	0,088	-						-
ΣETR	210,28	184,77							
		8							
Cl	41	65	-						-
CO ₂	0,43	0,60	-						-
F	0,07	0,07	-						-
S	0,01	0,01	-						-
Li	18	18	9	12	17	20	8	11	12

BATÓLITO QUIXADÁ

Figura 9.19 - SiO_2 vs demais óxidos

Figura 9.20 - Rb vs Sr

Figura 9.21 - K_2O vs Ba

Figura 9.22 - K vs Rb

LEGENDA DOS DIAGRAMAS

△ Triângulos abertos = Facies Quixadá

▲ Triângulos fechados = Encraves

▽ Triângulos invertidos = Granitos filonianos

↖ Componentes limites; curvas
de mistura de magmas

Os baixos teores de SiO_2 , altos teores de CaO , MgO e FeO , indicam claramente uma composição basáltica ou no máximo basáltico-andesítica para estes encraves. Os altos teores de K_2O , por outro lado, associado à natureza xenocrística de alguns de seus megacristais e ainda os estilos de interação física apresentados por estes encraves e seus hospedeiros, não deixam dúvida de que estes encraves tiveram sua química original modificada, com a entrada de SiO_2 , K_2O , H_2O e provavelmente Na_2O . Seus altos teores de Fe_2O_3 e a transformação gradativa de clinopiroxênios em anfibólios e estes por sua vez em biotitas, ressaltam a atuação desta fase fluida.

Os litotipos que constituem os corpos intrusivos na série monzonítica, são rochas predominantemente ácidas e metaluminosas. São granodioritos que, no diagrama de Harker exibem uma coerência geoquímica relativamente boa com as associações citadas, entretanto sua natureza intrusiva, não deixa dúvida de que eles não podem ser parte integrante da associação híbrida encraves série monzonítica.

No diagrama QAP (Fig. 9.1c) os litotipos que constituem as séries monzonítica e os encraves constituem, conforme a classificação de Lameyre & Bowden (1982), uma série uma série cálcio-alcálica de alto potássio ou série monzonítica. Seus altos teores de K_2O com relação aos teores de MgO , CaO e Na_2O , aliado aos altos teores de Ba e Sr são parâmetros que qualificam esta associação como sendo do tipo Shoshonítica (Morrison, 1980).

A tabela 9.13 apresenta a composição química média de alguns granitos shoshoníticos do mundo, comparados com a composição química média de granitóides de Quixadá, ambos com teores de SiO_2 aproximados.

A utilização do termo shoshonítica para definir a associação litológica que compõe o batólito Quixadá, é um tanto temerosa, vista que esta é uma classificação que, partindo de uma denominação particular dada por Iddings (1895) a um ortoclásio-basalto, esta foi ampliada de tal forma que hoje abriga séries alcalinas ou sub-alcalinas (Joplin, 1968), lamprófiros (Rock, 1977) e séries monzoníticas (Lameyre & Bowden 1982; Pearce et alii 1984).

Tabela 9.11 - Composição química média de granitóides da série Shoshonítica de outras partes do mundo comparados aos granitóides de Quixadá.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	59,7	57,01	59,25	56,9	59,30	58,27
TiO ₂	0,83	0,63	0,84	0,78	0,71	1,00
Al ₂ O ₃	15,10	15,73	15,40	15,70	15,80	13,40
Fe ₂ O ₃	2,30	4,22	2,85	1,30	1,40	7,56*
FeO	3,30	2,96	3,00	4,03	3,00	
MnO	0,09	0,14	0,45	0,10	0,07	0,18
MgO	4,20	4,44	3,65	5,80	4,50	4,11
CaO	5,30	5,20	4,60	6,30	5,50	6,39
Na ₂ O	3,70	3,72	3,60	3,20	4,00	2,48
K ₂ O	4,00	4,27	4,75	3,80	4,30	4,90
Sr	2000	834	1750	2000	1820	2525
Ba	3000	1102	2500	2500	2270	2559

1. Intrusivas graníticas de Last Chance (Moore, 1973); 2. Granitóides Papua (Smith 1972); Granitoides de Bingham (Moore 1972); 4 e 5. Granitóides de Quixadá; 6. Glen Dessary Syenite (Fowler 1992).

Figura 9.23 - Diagramas AFM para as rochas do batólito Quixadá (A) e para as séries vulcânicas de zonas de subducção. Em (A) são mostradas as razões FeO*/MgO, bem como a divisão dos campos cálcio-alcalino (CA) e toleítico (TH) e o "trend shoshonítico" (S) de Baker (1978). Pontos = suite monzonítica Qxd; X = enclaves e Cruzes = granitos finos tardios. Em (B) são mostrados os "trends" 1 = Séries toleíticas de arcos insulares; 2 = Série cálcio-alcalina de arcos insulares; 3 = Série cálcio-alcalina de margens continentais e 4 = Série shoshonítica (Extraído de Baker 1978).

Estas associações litológicas, independentemente de suas idades, padrão textural/estrutural ou ambiência geotectônica, têm em comum as seguintes características químicas: 1) São ricas em Al_2O_3 , álcalis total, K_2O , e elementos traços tais como P, Sr, Ba, Rb, Pb e elementos terras raras leves, e pobres em TiO_2 e baixa saturação em sílica (teores de SiO_2 variando entre 50 e 65%; Morrison 1980; Peccerillo 1976); 2) Possuem razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ relativamente altas e baixo TiO_2 (Morrison 1980).

Figura 9.22 - Diagrama SiO_2 versus K_2O (Peccerillo e Taylor 1976) para rochas da suite toleítica de baixo K (a); rochas cálcio-alcálinas (b); rochas cálcio-alcálinas de alto K (c); rochas shoshoníticas (d) e rochas ultra-potássicas (e). Área hachuriada corresponde a rochas do batólito Quixadá.

No diagrama K_2O versus SiO_2 (Fig. 9.22) as amostras do batólito Quixadá plotam no campo das rochas shoshoníticas com algumas delas plotando na transição para o campo das rochas cálcio-alcálinas ricas em K_2O . A rigor, o campo das rochas shoshoníticas está definido pelos teores de sílica entre 52 e 56% e K_2O entre 2,4 e 4%. Estes limites foram estimados para rochas vulcânicas e o uso deste diagrama para rochas plutônicas de composição granítica com $\text{SiO}_2 > 60\%$ implica em redefinição de limites, o que tem causado muitas definições imprecisas de associações de rochas. Assim, muitas suites cálcio-alcálinas potássicas tem sido confundidas com associações shoshoníticas, principalmente porque, por um motivo que ainda é objeto de especulação, muitas das associações cálcio-alcálinas potássicas Neo-Proterozóicas, são também ricas em Sr e Ba, com teores que são comparativamente, similares, e às vezes até mais altos, que aqueles usados originalmente para definir as associações shoshoníticas (ver por ex. Morrison, 1980; Pagel & Leterrier, 1980). Por outro lado, associações rochosas ultrapotássicas (vide por ex. Sial et al, 1987) mostram também, características de elementos traços similares às shoshoníticas. Assim nos parece conveniente ressaltar algumas características que podem resultar em definição das associações graníticas shoshoníticas, quando comparadas com características de outras associações;

1. São rochas com baixa saturação em sílica, com intervalo de SiO_2 mais ou menos similar ao dos andesitos (básicos e ácidos) de Gill (1981), ou seja, teores entre 50 e 65%.
2. São rochas ricas o suficiente em Al_2O_3 , para que na norma não apareça Acmita, uma característica das suites ultrapotássicas.
3. São ricas em álcalis ($\text{K}_2\text{O} \geq \text{Na}_2\text{O}$), mas também ricas em MgO e CaO, com teores de $\text{K}_2\text{O} \cong \text{MgO}$. Este critério as distingue das suites cálcio-alcálicas (incluindo as de alto K_2O), que são ricas em álcalis mas pobres em MgO e CaO.
4. São ricas em Sr e Ba (os mais baixos teores destes elementos estão por volta 800 ppm, o que significa aproximadamente o dobro dos teores encontrados em outros terrenos).
5. São ricas em elementos terras raras leves e pobres em TiO_2 .
6. Petrograficamente correspondem a suites monzoníticas, com monzonitos e sienitos dominantes e dioritos (gabros) e monzonitos subordinados.
7. Biotitas e anfibólios cálcio-magnesianos com $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg} > 0,75$ (Sial et al 1987), são os máficos dominantes. Piroxênios cálcicos podem ocorrer. Anfibólios e/ou piroxênios sódicos caracteristicamente presentes em suites peralcalinas, estão ausentes em shoshonitos.
8. *“Dioritos, monzonitos e sienitos de cor escura, de granulação média a grossa, composta principalmente por hornblenda acicular ou em bastões curtos, marrom ou verde, em uma matriz que contém plagioclásio, ortoclásio e quartzo em proporções variáveis...”* Esta definição corresponde aos appinitos (Bailey & Maufe, 1916), correspondentes plutônicos de vogesitos e espessartitos. Como definidos, os appinitos diferem da suite monzonítica de Quixadá, por serem máficos fíricos, enquanto que litotipos da associação monzonito-sienítica, Quixadá são félsico fíricos. Por outro lado, os encraves que ocorrem inseridos nestes litotipos se enquadram muito bem na definição original de appinitos.
9. Na maioria dos casos de ocorrência de shoshonitos, estes estão intimamente associados com suites cálcio-alcálicas. Em regiões orogênicas evoluídas, como por exemplo, Andes, Yellowstone, Indonésia, onde há sequências de rochas que variam de toleíticas a cálcio-alcálicas e de cálcio-alcálicas de alto K a shoshoníticas, estas tendem a ser as mais jovens e se situarem acima das partes

mais profundas da zona de Benniof, isto é, mais distantes do “trench” oceânico. Em áreas de convergência oblíqua de placas (p. ex. Fiji, Eolian arc) pode não haver uma zonação espacial, mas as rochas sucessivamente mais potássicas são as mais jovens e estratigraficamente mais superiores (Morrison, 1980). A convergência oblíqua de placas causa rotação e fragmentação de arcos-ilha. Quando a rotação progride, a convergência se torna mais oblíqua, a zona de subducção tende a se verticalizar e os movimentos transcorrentes tornam-se cada vez mais importantes (Karig, 1974). Tal transição tectônica resulta em “block faulting” e soerguimentos no arco e este é um ambiente comum para o magmatismo shoshonítico (por ex. Papua, Nova Guiné). Tais regimes transicionais refletem o arrefecimento da subducção o que leva a uma posterior estabilização do cinturão orogênico (Morrison, 1980).

DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Cerca de 53 amostras foram selecionadas para análises geocronológicas pelos métodos Rb-Sr e K-Ar nos Laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Amostras do facies Serra Branca não foram coletadas, como também não foram aquelas do sub-facies Boa Fé.

A coleta de amostras seguiu todos os passos indicados para uma boa amostragem entretanto, visando principalmente distribuir as amostras ao longo de um maior intervalo possível da abcissa $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, muitas amostras foram coletadas em pontos diferentes, ou seja, a isócrona seria uma referência global do facies. Este procedimento tornou-se necessário tendo em vista o grau de homogeneidade textural e mineralógica, mostrada pelos litotipos, em um mesmo afloramento.

Uma compilação bibliográfica de dados geocronológicos referentes à região adjacente ao complexo granítico Quixadá Quixeramobim, revela a existência de 22 análises Rb-Sr e 17 de K-Ar, ambos em rocha total. Para discriminação destes dados e sua localização o leitor deve se reportar a Torquato et alii, (1989).

Através dos dados Rb-Sr, quer isocrônicos, quer convencionais admite-se que toda a região que abriga o Complexo Ganisse Migmatítico (Fig. 3.1) se formou, ou foi palco de uma intensa rehomogeneização isotópica há cerca de $2000 \text{ Ma} \pm 100$, como demonstra a isócrona de Kawashita et al (1976). No âmbito do Complexo Pedra Branca, uma idade da ordem de 2500 Ma . é admitida para este núcleo antigo, com reativações brasileiras (Pessoa et alii, 1986).

No âmbito do Complexo Granítico Quixadá Quixeramobim tem-se uma idade isocrônica de cerca de $570 \pm 80 \text{ Ma.}$, com uma razão inicial $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ de $0,7076 \pm 0,0006$, para os quartzo-monzonitos da região de Cedro, em Quixadá (Kawashita et al, 1976). Dados K-Ar em biotita e anfibólio sugerem idade de cerca de 490 Ma e 530 Ma. , respectivamente (Kawashita, 1976). Uma análise K-Ar em anfibólio gerou $653 \pm 28 \text{ Ma}$. (Vandoros & Coutinho, 1966).

Os resultados K-Ar obtidos em amostras coletadas por nós são os seguintes:

Facies	Material Analisado	Idade
Muxuré Velho	Biotita	499 ± 7 Ma
Muxuré Novo	Biotita	481 ± 11 Ma
Perdição	Biotita	511 ± 25 Ma
Uruquê	Biotita	444 ± 10 Ma
Quixadá	Biotita	461 ± 8 Ma
Quixadá	Anfibólio	593 ± 11 Ma
Quixadá	Feldspato	426 ± 12 Ma

As resultados Rb - Sr em rocha total produziram os seguintes dados: Facies Uruquê 773 ± 15 Ma. com razão inicial $0,70364 \pm 0,00008$. O facies Muxuré Novo produziu 649 ± 34 Ma para uma razão inicial $0,70416 \pm 0,00015$ e o granito Quixadá produziu 664 ± 37 Ma para uma razão inicial $0,70315 \pm 0,00074$. Rochas do facies Muxuré Velho não produziram sequer errôcrónas, tal a dispersão de pontos.

Os dados Rb - Sr acima são indiscutíveis. Não refletem a realidade observada em campo. As amostras do facies Uruquê foram coletadas a cerca de 150 m do contato com o facies Muxuré Novo, nas cercanias da cidade Uruquê. Ai, os contatos entre os facies Uruquê e Muxuré Novo são nítidos com o facies Uruquê cortando a foliação do facies Muxuré Novo. Discussões sobre a validade dos resultados apontaram como possíveis causas desta discrepância, uma não homogeneização isotópica do Muxuré Novo, em função de sua acentuada mistura com o Muxuré Velho. Este ou qualquer outro argumento, na nossa opinião não é capaz de explicar satisfatoriamente tais resultados.

Seria interessante até, se tivéssemos os dados trocados (uma das alternativas), ou seja, se Muxuré Novo apresentasse idades em torno de 750 Ma., com o Quixadá, um litotipo tipicamente shoshonítico, pós-colisional, produzindo 650 Ma. Estes números se encaixariam perfeitamente na definição temporal de um primeiro evento colisional brasileiro, definido por uma colisão de blocos continentais antigos com o Cráton Oeste Africano (São Luís) seguido de uma colisão Cráton São Francisco versus Cráton São Luís, este último evento sendo o responsável pela inversão dos movimentos das

megazonas de cisalhamentos e granitogênese com 550 - 490 Ma observada nos domínios Seridó e Central. Os argumento estruturais e petrológicos sustentam perfeitamente a tese de duas colisões para a estruturação dos terrenos Neo-Proterozóicos do Nordeste do Brasil.

O SIGNIFICADO GEOTECTÔNICO

Desde que A.H. Green (1882) ressaltou que “*existem granitos e granitos*”, muitas foram as classificações propostas para distinguir os diversos tipos de granitóides: *leucogranitóides* versus *monzogranito-granodioritos* (Didier & Lameyre, 1969); *Tipo I* versus *Tipo S* (Chappell & White 1974); *Série à Ilmenita* versus *Série à Magnetita* (Ishihara 1977), entre outras. A grande maioria das classificações são genéticas e se referem principalmente à fonte, ou seja, se o granito é mantélico, crustal ou híbrido. O modelo petrogenético de White & Chappell (1977; 1983), difere dos outros em que ele relaciona todos os tipos de granitóides a fontes distintas na crosta continental, entretanto, seus quatro tipos de granitóides (S, I, M e A), exibem similaridades com os granitos crustais, derivados do manto e híbridos, de outras classificações. Algumas dessas classificações tiveram seus conceitos petrogenéticos iniciais estendidos de modo a abranger também um significado geotectônico. Assim é que granitos do tipo S, p. ex., são assumidos serem produtos de uma colisão continente-continente e granitos do tipo I, os produtos de regimes cordilheiranos e soerguimentos pós-orogênicos (Beckinsale, 1979; Pitcher, 1983). De acordo com esta ênfase, granitos do tipo A (Collins et al, 1982) e granitos do tipo M (White, 1979) foram definidos para abranger respectivamente todos os granitos de ambiência anorogênica e arcos oceânicos. Os últimos podem também incorporar o grupo dos plagiogranitos de Coleman & Peterman (1975), que incluem os granitos sódicos dos complexos ofiolíticos, que são assumidos terem se formado em cadeias meso-oceânicas.

Classificações com base em dados químicos são, desde há muito, conhecidas. Exemplos são o “*Índice Álcali-Cálcico*” de Peacock (1931) e as subdivisões em *peraluminoso*, *metaluminoso* e *peralcalino* de Shand (1945). Tais classificações são ainda utilizadas como indicadoras das características geotectônicas e da área e sugerem que granitos cálcio-alcálicos são o produto do magmatismo de arcos-vulcânicos, que magmas *alcálicos* e *peralcalinos* estão associados com ambientes intra-placas e que granitos *peraluminosos* são o resultado da anatexia de metassedimentos, principalmente durante uma colisão continente-continente.

Pearce et alii (1984), utilizando elementos diagramas discriminatórios com base em elementos traços, distinguiram quatro grandes grupos de granitóides, conforme os ambientes tectônicos em que eles estão intrudidos: A. granitos de cadeia oceânica; B.

granitos de arcos vulcânicos; *C.* granitos intra-placas e *D.* granitos colisionais. Estes últimos podem se subdivididos tectonicamente de acordo com o tipo de colisão envolvida (continente-continente; continente-arco; arco-arco) e seu relacionamento temporal com o evento da deformação.

Cinturões colisionais tais como o Alpino, o Hercínico, os Caledonides, o Beniniano e o Farusiano foram formados por colisões do tipo continente-continente. Nestes, a granitogênese que acompanhou a evolução dos cinturões é mais ou menos constante, com os estágios pré, sin e pós-colisionais (Fig. 8.8), cada um deles sendo marcado por uma magmatogênese com características próprias. Em função destas características, os granitóides dos cinturões colisionais continente-continente foram classificados por Harris et alii (1986) em quatro grandes grupos: o Grupo I que abrange os granitos pre-colisionais; o Grupo II que abrange os granitos sin-colisionais; o Grupo III no qual estão as associações graníticas cálcio-alcalinas tardi-colisionais e o Grupo IV no qual estão agrupados os granitos alcalinos pós-orogênicos (Fig. 8.9).

De acordo com o anteriormente exposto a estruturação geológica do Estado do Ceará se deve ao mesmo mecanismo de colisão continental que estruturou o oeste e noroeste da África (cinturões Beniniano e Farusiano). Neste contexto, como se enquadram as suites graníticas que compõem o Complexo Granítico Quixeramobim?

As diversas associações petrográficas que compõem o batólito Quixeramobim, quando plotadas no diagrama QAP, constituem, suites cálcio-alcalinas que variam de baixo a médio potássio (Bowden & Lameyre, 1982). O diagrama AFM confirma plenamente esta afirmação. Sua íntima associação com a mega-zona de cisalhamento, bem como suas característica deformacionais "post full crystallization", indicam claramente seu posicionamento tardi-tectônico, em um estágio transicional à estabilização cratônica, conforme os critérios definidos por Karig (1974), para orogêneses definidas por convergência oblíqua de placas. Neste estágio, uma das feições importantes é o desenvolvimento de megazonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes paralelas às margens do Craton Oeste Africano, dentre eles destacando-se os megalineamento Senador Pompeu e Sobral-Pedro II. Este padrão lembra fortemente o dos Himalaias (Black, 1980), onde a expulsão lateral intra-placas de material crustal ocorreu após o fechamento oceânico.

Figura 8.8 - Secção idealizada de uma colisão continente-contidente simples.
 a) Pré-colisão; b) Sin-colisão; c) Pós-colisão. Possíveis regiões fonte do magmatismo em cada estágio da colisão, são indicados para os grupos I-IV (Extraído de Harris et al 1986).

Figura 8.9 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) exibindo as variações composicionais das diversas suites plutônicas colisionais de Harris et alii (1986). 1. = Granitos pré-colisionais
 2. = Granitoides sincolisionais; 3. = Granitoides tardi-colisionais
 e 4. = Granitoides pós-colisionais.

Assim, nos parece que as associações que compõem o batólito Quixeramobim, o credenciam como um granitóide tardi-colisional do Grupo III de Harris et alii (1986).

Neste ambiente de estabilização cratônica, em função da reversão no campo de "stress" (ocasionado por uma migração do craton São Francisco em direção ao Craton São Luis-Oeste África?), houve uma reativação das megazonas de cisalhamento NE-SW (estas muito provavelmente de direção N-S antes da deriva continental), gerando ambientes de extensão local, onde se instalaram bacias molássicas e/ou fraturas extensionais. São estas as prováveis vias de transporte de magmas do tipo A, aí incluídos os comenditos de Tauá, Independência e Cococi, no Sudoeste do Ceará, os enxames de diques da Província Subvulcânica de Macaraú (associados à bacia de Jaíbaras) no Noroeste do Ceará e a Suite Shoshonítica de Quixadá, fechando o Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan Africano. Estas séries graníticas correspondem às séries graníticas do Grupo IV de Harris et al (1986). Em África, um fenômeno similar (transição do magmatismo cálcio-alcálico para um magmatismo alcalino) foi interpretado por Ligeois (1988), como o reflexo da mudança de fonte relacionada à subducção (manto litosférico + fluidos da placa oceânica em subducção) para uma fonte astenosférica empobrecida, mais rasa. Para ele, o "detachment" da placa em subducção, provavelmente provocado pelos movimentos ao longo das mega-zonas de cisalhamento reativadas, permitiu o soerguimento do manto convectante subjacente. Isto deve explicar a rápida transição de quimismo cálcio-alcálico para o alcalino observada nesta região (Ligeois & Black 1987). Um outro fenômeno similar ocorreu na Arábia Saudita em torno de 600 Ma, e aí também ele parece coincidir com uma reversão no sentido de movimento de zonas de cisalhamento (Nadj fault system; Agar, 1986).

Como já discutido anteriormente, as características químicas das associações que compõem o batólito Quixadá, as credenciam como uma suite do tipo shoshonítica, de ambiente pós-orogênico, como evidenciado por suas características texturais e estruturais.

Uma classificação geotectônica como a proposta os batólitos Quixeramobim e Quixadá, requer a existência de uma zona de subducção, e uma distribuição geométrica destes corpos ígneos com relação a uma zona de sutura. A associação metamáfica e meta-ultramáfica cromitífera do Complexo Pedra Branca, as rochas com paragêneses eclogíticas que ocorrem nas adjacências de Mineirolândia-Pedra Branca e o imenso pacote metabasáltico que ocorre nas imediações de Quixadá e Quixeramobim e ainda as

intrusões metaultramáficas niquelíferas de Apuiarés são alguns indícios (ainda não totalmente comprovados) apontam a para existência de uma sutura ao longo da zona de cisalhamento Senador Pompeu.

A ausência de uma zonação espacial dos corpos graníticos Quixadá e Quixeramobim com relação a uma zona de sutura, parece não constituir problema mais sério, haja vista que, em se tratando de uma colisão por convergência oblíqua (Ligeois et al 1987), como nos demais cinturões desenvolvidos por este mecanismo (Karig 1974 e referências citadas), as zonações espaciais não existem, porém, ficam mantidas as relações temporais, como ocorre no Estado do Ceará, onde granitóides peraluminosos do Grupo II (Leucogranitóides do Complexo Granítico-Migmatítico) são transsectados por suites cálcio-alcalinas do Grupo III (Batólito Quixeramobim), que são imediatamente seguidos por associações graníticas intra-placas do Grupo IV, onde se incluem os Shoshonitos Quixadá e as suites peralcalinas de Tauá, Independência e Cococí (Almeida, 1987).

CAPÍTULO X

MECANISMOS PÉTROGENÉTICOS

As idéias sobre a gênese de suites tonalito-granodiorítica batolíticas foram modificadas substancialmente durante os últimos anos. Imposta a idéia de que o magmatismo de arcos de ilha e andinos estava ligado à subducção, houve um período em que predominava a idéia de que os magmas vulcânicos cordilheiranos eram geralmente tidos como predominantemente derivados do manto, enquanto que os plutões batolíticos associados com eles (mesmo possuindo química de elementos maiores, traços e isotópica similar) eram geralmente relacionados à fusão crustal. Nos anos 70 e daí por diante, uma derivação do manto com contribuições crustais em proporções variáveis (vide p. ex. Atherton et al 1979; De Paolo, 1981) passou a ser considerada como uma opção mais racional para a gênese dos batólitos cordilheiranos.

Estudos isotópicos dão evidências que a fusão crustal simples, como um modelo de geração de granitos, parece ser um mecanismo restrito aos granitos sin-colisionais, ou ainda, aos granitos tipo S de Chappell & White (1974).

Qualquer que seja a fonte, ou mesmo o ambiente geotectônico destes granitóides, são suas características texturais e estruturais que vão revelar toda a sua história; desde a fonte, ou fontes, ao estado final do "emplacement". Foi por exemplo, a abundante ocorrência de encraves nas margens dos plutões que levou Daly (1903) a propor o mecanismo de "magmatic stoping" para a ascensão dos granitóides. A dominância de encraves crustais (metassedimentos) sobre os encraves à hornblenda (encraves microgranulares), ou vice versa, revela a natureza S ou I dos granitóides que os contém (Chappell & White 1974).

Assim, a natureza dos encraves, bem como suas estruturas internas, tem uma importância fundamental na interpretação da gênese dos granitóides. Reconhecendo isto, vários modelos e hipóteses tem sido propostas para a origem dos encraves microgranulares e seus hospedeiros. Estas e suas prováveis aplicações aos batólitos Quixadá e Quixeramobim são discutidas a seguir:

1º) Fragmentos de rochas encaixantes :

Antigos autores consideravam que estes encraves eram todos xenólitos acidentais de rochas ígneas (Hurlbut, 1935) ou rochas ígneas metamorfoseadas (Iwao, 1936) que ocorriam nas adjacências dos corpos graníticos. Outros (Grout, 1937; Reynolds, 1946), interpretavam tais encraves como testemunhos de rochas sedimentares, principalmente folhelhos, que após a sua incorporação no magma granítico, presumivelmente foram transformados nas inclusões agora observadas.

Nenhuma rocha ígnea que possa ser correlacionada como material parental dos encraves, ocorre nas porções adjacentes do complexo granítico Quixadá Quixeramobim. Por outro lado, são abundantes na região rochas metamórficas do tipo anfibólito (biotita-hornblenda-metagabros ou metadioritos), que poderiam, composicionalmente, ser os referidos parentes. Entretanto, se compararmos as características texturais e estruturais de ambos, ou seja, dos encraves e anfibólitos, não achamos quaisquer semelhanças entre um e outro; por exemplo, os encraves mesmo os deformados, exibem textura ígnea preservada e os anfibólitos, não. Por outro lado, se tais encraves são fragmentos de rochas encaixantes, por que eles são raramente encontrados nas bordas do corpo, mas principalmente em suas porções centrais?. Os xenólitos “surmicaceous”, cálcio-silicáticos e gnáissicos derivados da sequência supracrustal encaixante (Grupo Ceará) encontrados no batólito, ocorrem sempre nas bordas e nunca nas porções centrais. Ainda, os anfibólitos ocorrem em lentes desde métricas a decamétricas, intercaladas em ortognaisses, ambos compondo a unidade Mombaça do Complexo Pedra Branca. Se há esta íntima associação entre estes dois tipos de rochas, deveria se esperar que os encraves estivessem associados aos ortognaisses no interior do batólito; esta associação não foi observada.

2º) Fragmentos de bordas resfriadas

Muitos autores postulavam que as inclusões máficas são fragmentos de bordas resfriadas do corpo granítico (e.g., Grout, 1937). Em uma revisão desse mecanismo, Didier (1973, pag. 239) deu a seguinte descrição:

“quando um granito intrude em níveis crustais relativamente rasos, o magma resfria mais rapidamente no contato com as encaixantes que sua porção central. No caso mais simples, resulta uma forma particular de cristalização periférica que é denominada borda resfriada. A diferença entre a zona de contato e o granito normal na porção interior do maciço é essencialmente uma diferença textural, muito embora possam surgir diferenças mineralógicas e químicas. No caso em questão, pensava-se que essas rochas periféricas de granulação mais fina podiam ser fragmentadas e reincorporadas ao magma como inclusões, por movimentos posteriores do magma”. (Tradução nossa).

Se a hipótese de que os encraves são fragmentos de borda resfriada é válida, a granulação mais fina do encrave pode ser explicada, mas não a sua composição mais máfica. Uma importante observação a ser ressaltada é que em todos os fácies discutidos, não foi encontrada no presente nível de exposição dos batólitos Quixadá ou Quixeramobim, nenhuma rocha de borda mais finamente granulada e mais máfica, que possa ser relacionada como material parental dos encraves. Por outro lado, como já antes citado, encraves de rochas regionais (xenólitos), são normalmente confinados às margens da intrusão. Se os encraves fossem parte de uma fase marginal reincorporadas, como os xenólitos de rochas encaixantes, eles deveriam estar concentrados nas proximidades das bordas do corpo granítico, o que não acontece.

Outrossim, as formas ovaladas e elipsoidais com as quais se apresentam os encraves, dificilmente poderiam ser explicadas tendo em vista que bordas resfriadas, como o próprio termo indica, são porções de rochas cristalizadas e como tal, deveriam apresentar altas viscosidades quando fragmentadas. A fragmentação nesta situação, implica na geração de encraves com formas poliedrais, que só raramente são observadas. Uma alternativa seria o fato de que estes encraves, anteriormente poliedrais (angulosos) terem sofrido reabsorção, ou seja, fusão parcial de suas bordas. Isto explicaria as formas supracitadas, entretanto para que isto aconteça pelo menos duas condições têm que ser satisfeitas; a) o magma hospedeiro deve estar em temperatura mais alta do que a do encrave e b) em torno do encrave, se fusão houve, deveria haver uma zona que indicasse a refusão do material, como por exemplo aquela observada na

figura 6.2. Nenhuma das duas condições é observada portanto, é improvável que os encraves sejam fragmentos de bordas resfriadas.

3º) Fragmentos de um magma parental

Bailey (1984) propôs que os encraves podem ser porções de rochas que cristalizaram em profundidade, durante um estágio precoce de fracionamento de um sistema magmático mais máfico, que foi subsequentemente incorporado nos pulsos de magmas tardios, mais silícicos, que intrudiram nos níveis mais rasos da crosta.

Se os encraves representam um precursor máfico a partir dos quais os granitos hospedeiros evoluíram por cristalização fracionada acompanhada ou não de assimilação, então por que encraves são encontrados formando diques sinplutônicos, com graus variáveis de dispersão dos glóbulos de magmas?. Se são rochas cristalizadas em profundidade, por que muitos dos encraves mostram-se com granulação mais fina que o granito hospedeiro?. Por que muitos deles exibem bordas resfriadas, indicando terem eles resfriado contra o magma granítico?. Por outro lado, se eles representam um magma precursor, então a variação geoquímica deveria refletir este relacionamento; as inclusões deveriam por exemplo, ter teores de Sr e Ni significativamente mais altos e teores de Rb e Ba significativamente mais baixos que os granitos hospedeiros. Os padrões de variação observados não confirmam tal hipótese.

4º) Imiscibilidade de líquidos

Bender et al. (1982) estudaram dois corpos intrusivos, um granodiorito e um diorito do Complexo Rosetow, com cerca de 1,5 Km² de área total exposta. Aí o granodiorito está em contato direto com o diorito. Existem algumas pequenas inclusões (1mm a poucos centímetros) de composição diorítica ocorrendo no granodiorito, interpretadas como glóbulos de magma diorítico. Um mecanismo de imiscibilidade de líquidos foi então proposto para explicar o origem das inclusões dioríticas.

Maury et al (1978), argumentaram contra a imiscibilidade de líquidos como um mecanismo genérico para a gênese de encraves apontando que o “gap” composicional entre os encraves e os granitos hospedeiros não era suficientemente grande para indicar que esses foram derivados de dois magmas imiscíveis composicionalmente distintos. Bowen (1958) apontou uma limitação que é ainda mais

relevante: a diferenciação de um líquido magmático por imiscibilidade de líquidos só tem sido documentada em sistemas com composição química incomum, e.g., líquidos ricos em ferro que são raros na natureza. Ambos, encraves e granitos do complexo granítico Quixadá Quixeramobim além de não apresentarem “gaps” relevantes (vide Figuras 9.7), estes não apresentam química incomum, que possa levar à diferenciação através da imiscibilidade de líquidos. Por outro lado, a imiscibilidade de líquidos não explica a presença de enxames de diques sinplutônico desmembrados.

5º) Diferentes “batches” de fusão parcial

Geringer et al. (1987) estudaram no cinturão móvel Namaqua, África do Sul, o adamelloite Straussburg e seus encraves. Eles concluíram que os encraves se formaram como produtos de fusões parciais a partir de uma fonte comum ao granito hospedeiro, sob condições relativamente altas de pressão parcial de CO_2 . Após a intrusão e consolidação dos primeiros líquidos representados pelos encraves, um magma granítico insaturado em água foi formado e intrudido em um segundo estágio, incorporando os primeiros produtos como encraves. Vernon & Flood (1982), sugeriram um mecanismo similar para uma possível derivação dos encraves; segundo estes autores os encraves seriam pequeno “batches” de um magma mais máfico e precoce que resfriou rapidamente e formou o conduto através do qual o magma granítico posterior ascendeu.

Existem dois problemas com esta hipótese que supõe que os encraves se formaram como produto da fusão parcial de uma fonte comum ao granito hospedeiro em etapa anterior ao evento principal de geração do magma granítico hospedeiro. Em primeiro lugar, se dois líquidos derivados de uma dupla fusão parcial são assumidos ter se formado, então o primeiro líquido gerado deve ser um magma mais félsico que a segunda fusão. Em segundo lugar, se foi o primeiro evento de fusão que realmente propiciou a geração de líquidos mais básicos, então como explicar a presença constante diques sinplutônicos básicos e intermediários cortando os granitos e nunca o inverso?. Como também explicar as bordas resfriadas dos encraves?.

6º) Cumulatos

Palm (1957) e Didier (1973; 1984) propuseram a hipótese de serem cumulatos os encraves que eles estudaram. Os encraves seriam agregados de minerais precoces (plagioclásio cálcico, hornblenda, biotita, etc.) que cristalizaram a partir de um magma parental comum a ambos os tipos, encraves e granito hospedeiro. Esses minerais teriam se concentrado em um estágio intermediário da ascensão magmática, formando cumulatos que posteriormente foram desmembrados pela intrusão final.

O afundamento gravitacional não deve ser um mecanismo viável para separar cristais a partir de um magma granítico, sob condições normais de cristalização, porque a viscosidade dos magmas graníticos são altas o suficiente para evitar um afundamento eficiente dos cristais precoces. Este problema entretanto, pode ser contornado se um processo dinâmico de acumulação sobre ou próximo às paredes encaixantes for invocado. Os encraves possuem mineralogia similar à dos granitos hospedeiros, o que é facilmente explicável se ambos granito hospedeiro e encraves forem derivados originalmente a partir de um mesmo magma parental”.

Se a feição acima pode ser explicada através do mecanismo de acumulação, as seguintes observações não são explicáveis por este mecanismo: a) as fases acumuladas deveriam ter seus tamanhos similares a aqueles do granito hospedeiro (Didier, 1973; 1984), entretanto, os encraves possuem cristais cujas dimensões são sempre inferiores a aquelas do granito hospedeiro; b) os encraves não mostram textura cumulática; c) os encraves possuem, muitas vezes, grande quantidade de anfibólio o que requer que piroxênio e/ou hornblenda deva ter sido uma fase cumulática. Se é assim, Cr e Ni deveriam ser relativamente mais altos no encrave que no hospedeiro; se plagioclásio é envolvido como uma fase cumulus, deveríamos ter teores relativamente mais altos de Sr e anomalias positivas ou pouco negativas complementares de Eu. Ainda, se a biotita é concentrada por acumulação, como ressaltado por Didier (1973), os encraves deveriam ter teores de Rb e Ba mais altos que seus hospedeiros. Estes trends não são observados, assim sendo é improvável que os encraves sejam agregados de hornblenda e/ou piroxênio, plagioclásio e biotita.

7º) Restitos

Bateman et alii, (1963) sugeriram que as inclusões máficas encontradas em alguns granitos do batólito Serra Nevada, podiam ser “material refratário que não foi fundido quando o magma se formou”. Chappell (1966) sugeriu que as inclusões máficas em certos granitos que ocorrem no distrito de Moobi no leste da Austrália, representavam material residual do evento da fusão parcial. Esta proposta foi desenvolvida depois por outros autores (White & Chappell, 1977; Chappell, 1978; Griffin et al, 1978; Hine et al 1978; Chappell et alii 1987, dentre outros). Os fundamentos desta hipótese, como esboçados por Chappell (1978) são os seguintes: Tipos de rochas similares aos encraves não estão, geralmente, representadas nas rochas regionais. Rochas máficas que possam ser uma fonte potencial dos encraves são raras no leste da Austrália; por exemplo, rochas plutônicas com menos que 57% de SiO₂, constituem menos que 0,1% das rochas plutônicas expostas no Lachlan Fold Belt (White & Chappell 1983).

Os xenólitos derivados de rochas encaixantes locais, são raros mas distintivos e as inclusões máficas (encraves) não representam fragmentos derivados de rochas encaixantes locais como mostrado, por exemplo, pela ocorrência de inclusões máficas em granitos intrudidos nos granitos tipo S, fortemente peraluminosos. Por isso, uma fonte profunda e não exposta é requerida para as inclusões máficas.

O fato de que as inclusões exibem coerência modal e química com os granitos hospedeiros implica que cada granito, incluindo suas inclusões máficas, foi derivado de uma fonte específica em profundidade. Duas fontes possíveis para as inclusões máficas consideradas por Chappell, (1978) eram : 1º) um material produzido por cristalização precoce em profundidade que foi subsequentemente reincorporado no magma e 2º) um material residual da fusão parcial da fonte (restito). Granitos tipo S não contém inclusões máficas do tipo que está sendo discutido. Inclusões gnáissicas contendo cordierita (+ sillimanita + granada), ocorrem nos granitos tipo S mais máficos do Lachlan Fold Belt, e esses são geralmente aceitos como restitos modificados. Essas

inclusões com cordierita são consideradas análogas às inclusões máficas dos granitos tipo I, no sentido de terem ambas uma origem restítica.

Chappell et al, (1987) tem ressaltado que materiais restíticos em granitos, tanto podem ser cristais individuais que foram transportados desde a fonte, como fragmentos líticos. Os fragmentos líticos, representados pelas inclusões máficas podem, durante o evento da fusão ter sido fundidos só parcialmente, numa extensão menor que a fração crítica de líquido de Van der Molen & Paterson (1979). Nenhum líquido pode ser então extraído desses fragmentos, daí eles terem retido, conseqüentemente, alguma integridade mecânica. Ao mesmo tempo, a presença de algum líquido provoca, por recristalização, o desenvolvimento de feições texturais parecidas com ígneas, observadas nestas inclusões.

8º - Mistura de magmas

Em margens de placas ativas a atividade ígnea cálcio-alcálica é um processo volumetricamente dominante nos mecanismos de reciclagem e construção da crosta. A importância do processo de mistura de magmas na gênese de séries graníticas cálcio-alcálicas é uma matéria de debates atuais, entretanto, seus princípios foram enunciados nos primórdios da história da petrologia (por ex. Bunsen, 1851; in Pearce et alii, 1984).

Porque Bowen (1928) o classificou como um processo de pouca importância petrogenética, ele foi, em consequência, esquecido pelos petrólogos. Análises estruturais e texturais aliadas a estudos químicos (especialmente os isotópicos) têm revelado, na última década, que a mistura de magmas de composições contrastantes é um processo inteiramente consistente com os dados disponíveis e é a única explicação plausível para justificar as estruturas e o quimismo híbrido apresentados por certos corpos granitóides. Esta renovação de interesse no processo de mistura de magmas, resultou no estabelecimento de um grande número de princípios químicos e físicos (Sparks & Marshall, 1986; Frost & Mahood, 1987) e petrográficos (Vernon, 1990).

A mistura de magmas é atualmente um fato relativamente bem conhecido e documentado (Figs. 10.1a; 10.1b; 10.2; 10.3). A química e as geometrias das interações de rochas coexistentes não deixam a menor margem de dúvidas quanto a realidade deste processo.

Figura 10.1- Nos últimos anos a mistura de magmas de composições contrastantes tem tomado um significado especial na produção de magmas graníticos. As séries cálcio-alcalinas hoje são melhor explicadas quando um mecanismo de mistura de um magma básico com um magma ácido é levado em consideração. A presença de encraves microgranulares é uma prova incontestável da coexistência de dois magmas. O quanto e como estes magmas interagiram física e quimicamente para produzir híbridos sejam homogêneos ou heterogêneos, isto sim, é uma matéria de sérios debates. Um exemplo da coexistência de dois magmas de composições contrastantes é mostrado nesta figura. A rocha de cor preta tem composição diorítica e a de cor clara, sienogranítica.

Figura 10.2 - Um detalhe da figura 10.1, mostrando que a zona de contato entre os dois magmas está representada por rochas porfíricas cujas composições variam de quartzo-diorítica a granodiorítica, refletindo um continuum composicional resultante da mistura heterogênea de dois magmas de diferentes composições, sendo um intermediário e outro ácido. Feições tipo “encraves microgranulares” isolados, dentro da zona híbrida; “xenocristais de K-feldspatos” e “estrutura ocelar” em torno de cristais de quartzo, utilizadas normalmente para a caracterização dos processos de mistura de magmas, são facilmente encontradas neste afloramento.

Figura 10.3 - O estilo de interação física e o grau de homogeneização da mistura entre os magmas invasor e os magmas hospedeiro depende de vários fatores, dentre os quais podem ser citados a velocidade de injeção do magma máfico, e as viscosidades dos magmas. Nesta figura, uma visão em escala de afloramento mostra granodioritos do fácies M. Novo com certas heterogeneidades texturais caracterizadas por um bandamento descontínuo, onde as camadas máficas são os testemunhos de encraves que foram grandemente pulverizados no seio de um magma ácido, produzindo desta forma uma rocha híbrida que em amostra de mão, mostra um padrão textural eminentemente homogêneo. Local: Adjacências cruzamento riacho Uruquê, com estrada Uruque-Fazenda Caiueiros. em Uruquê.

Figura 10.4 - Muito são os autores que aceitam a idéia de que os encraves microgranulares foram carreados para cima pelo magma granítico (Barbarin, 1991 p. ex.). Este mecanismo, entretanto, parece não ter operado no CGQQ, haja vista que as rochas aqui mostradas (F. M. Novo), não exibem, quaisquer indícios de deformação intracristalina decorrente de um transporte vertical em meio viscoso. Assim sendo, nos parece que estas foliações são o resultado de um fluxo convectivo relativamente vigoroso que também foi responsável por este grau de homogeneização observado. As deformações tectônicas superpostas existem, mas restringem-se a bandas de cisalhamento locais geradas por um esforço não coaxial transcorrente. Local: Fazenda Normal, Uruquê.

Entretanto, enquanto o processo de mistura de magmas é mais uma vez relacionado como um importante processo petrogenético, há ainda, um considerável número de perguntas a serem respondidas: Quais os processos físicos e químicos efetivados durante a interação magma-magma? Quais foram os as composições químicas originais dos magmas máficos e félsicos envolvidos na mistura? São os encraves indicadores da coexistência de um único ou de vários estágios de interação? De posse dos dados texturais, estruturais e químicos pertinentes ao Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, respostas tentativas são apresentadas a seguir.

VIII.1 Aspectos Sobre a Interação Física de Magmas Graníticos

Os fenômenos sinplutônicos, sejam eles relativos à deformação sin-magmática ou relativos à mistura mecânica de magmas, só agora são relativamente bem conhecidos, embora autores no passado já os tenha notificado (por ex. Cloos, 1936; Roddick & Armstrong, 1959; Black, 1965, in Walker, 1969). No que concerne à formação de diques sinplutônicos máficos descontínuos e obviamente, dos encraves e a sua gênese e a gênese dos plutões que os contém, várias foram as interpretações.

Os encraves microgranulares elipsoidais, estejam eles isolados ou formando diques sinplutônicos descontínuos, são considerados hoje prova incontestada da coexistência de dois magmas: um máfico, representado pelos encraves e um félsico, representado pelo corpo granítico que hospeda o enclave. Enquanto muitos autores relacionam os encraves como de composição basáltica ou basáltica modificada, aqueles encontrados no batólito Quixeramobim são geralmente mais diferenciados, como por exemplo tonalitos e granodioritos. No batólito Quixadá entretanto, os encraves mais ácidos encontradas, são de composição tonalítica. As estruturas, como definidas em secções anteriores, apontam sem dúvida para o fenômeno de hibridização, como o grande responsável pela modificação da composição original dos magmas originais. Suas variações composicionais, portanto, deve ser o reflexo dos diferentes graus de interações entre o magma invasor (aquele que compõe o dique ou encraves) e o magma hospedeiro.

Os diferentes estilos de interação entre os magmas são uma função de suas viscosidades. Os estilos observados seja no Quixeramobim ou no Quixadá sugerem que as invasões destes magmas máficos devem ter ocorrido em diversos estágios da cristalização do magma granítico. Isto deve implicar que o magma sofreu "fraturamento"

e injeção já nos primeiros estágios da cristalização (Berger & Pitcher, 1970; Hibbard & Waters, 1985; Walker, 1969), e em estágios subsequentes até valores um pouco inferiores fração reológica crítica. Desta forma, é tentador sugerir que os fenocristais, incluindo aí os megacristais, cristalizaram "in situ", o que consequentemente nos leva à conclusão de os corpos granitóides ascenderam eminentemente líquidos.

As evidências de campo, petrográficas e químicas, indicam que todos os tipos de interação, desde uma homogeneização local completa (Figs. 10.2; 10.3) até um "mingling" (mistura incompleta, não homogênea) de magmas básicos com magmas ácidos, ocorreram em diferentes tempos e em diferentes escalas durante a cristalização do Complexo. As variações no estilo de interação, como mostradas pelas morfologias ao longo dos contatos entre os encraves e os hospedeiros dependem, também, das quantidades relativas dos magmas que estão interagindo. Onde a proporção de magma máfico é alta, como por exemplo na fazenda Muxuré Velho, hibridização e formação de estruturas do tipo "schlieren" são aspectos dominantes; onde pequenas quantidades de magmas básicos interagem com grandes quantidades de magmas ácidos, estruturas do tipo "mingling" (encraves individualizáveis) são dominantes. Onde o contraste composicional entre o magma máfico invasor e o magma hospedeiro é baixo, a interação entre os eles tende a uma homogeneização, embora aí alguns encraves possam ser encontrados (Fig 10.2; 10.5; 10.7; 10.9). As interações do tipo "mingling" (Fig 10.4; 10.8), tornam-se comuns quando o contraste de viscosidade cresce.

Encraves dispersos, ou seja, que não estão espacialmente associados com intrusões maiores, devem ser o registro de uma injeção de magmas máficos em um estágio precoce da cristalização do hospedeiro, porque eles estão distribuídos em todo o facies e seus longos eixos definem uma foliação interna do hospedeiro, sem desenvolver no entanto, xistosidade.

Vários são os mecanismos propostos para explicar os processos de interação entre dois magmas. Aqueles que tem recebido maior atenção por parte dos experimentalistas são: a) involução convectiva em uma câmara magmática; b) convecção forçada durante a evacuação de uma câmara magmática e ascensão através de um dique; c) convecção forçada em um pulso de magma ascendente e d) a recarga de uma câmara magmática.

Figura 10.4 - Os encraves micro-granulares são aqui admitidos como globulos de magmas que foram formados pela fragmentação de magmas básicos injetados em câmaras magmáticas graníticas. Os glóbulos, a priori, devem ter formas esféricas, entretanto, esforços coaxiais ou não coaxiais atuando sobre o sistema, deforma-os tornando-os elipsoidais. Estes encraves podem ou não conter megacristais que normalmente são xenocristais de feldspatos que cristalizaram a partir do magma hospedeiro.

Figura 10.6 - A inclusão de megacristais por parte dos encraves se faz de forma mecânica, principalmente quando este ainda se encontrava no estado líquido. A inclusão pode ser total ou apenas parcial, com uma parte do megacristal que transecta o contato incluída no encrave, e a outra parte integrando a rocha hospedeira. O volume de megacristais incluídos dá uma idéia do percentual de cristalização do hospedeiro no momento da injeção do magma básico.

Figura 10.8 - Porque quanto menor a fração cristalina do magma hospedeiro, menor é a sua viscosidade, assim sendo diferentes estilos de interação física são observados. Desta forma, os contatos podem variar desde bruscos (Fig. 6.1) até altamente difusos (Fig. 6.6). Nesta foto nós temos um encrave misto, onde chama a atenção a porção na qual há uma forte difusividade entre encrave e hospedeira, facilitada provavelmente por uma deformação sinmagmática.

Figura 10.5 - Muitas vezes a difusividade do encrave na hospedeira é tão acentuada que os domínios tornam-se difíceis de serem delimitados. Obviamente, as rochas resultantes tem uma natureza híbrida, mas com uma relativa homogeneidade textural. Para que seja alcançada tal difusividade pode-se supor que: 1) os magmas tinham viscosidade muito baixa de modo que um fluxo magmático convectivo foi suficiente para tal homogeneização; ou 2) os magmas não tinham viscosidade tão baixa, mas que a convecção foi bastante vigorosa.

Figura 10.7 - Ainda uma terceira opção composta das duas primeira hipóteses pode ser viável, ou seja, magmas com baixas viscosidades, sendo movimentados por fortes correntes de convecção. Em qualquer dos casos, deve ser acrescentado que não houve a uma participação da deformação no estado sólido. A ausência de deformações intracristalinas é um forte argumento para essa assertiva.

Figura 10.9 - Assim nos parece que a interação física de dois magmas de composições diferentes pode ser tal que uma homogeneização total pode ser alcançada, resultando daí uma rocha texturalmente homogênea.

Parece pouco provável que as experiências em questão, possam ser comparáveis com os diversos processos que ocorrem em câmaras magmáticas naturais, entretanto, feições estruturais análogas entre ambos, experimento e o natural, torna possível fazer especulações sobre o(s) mecanismo(s) que atuou(aram) na construção das estruturas observadas nos batólitos.

VIII. 1.1 -A recarga de câmaras magmáticas

A quase ubiquidade dos diques sinplutônicos máficos, sejam eles contínuos ou descontínuos, são uma evidência marcante de que em todos os estágios de cristalização dos batólitos Quixeramobim e Quixadá, a injeção de magmas máficos foi um processo quase contínuo, sugerindo que as intermitentes pulsações destes magmas foi um mecanismo de grande relevância na interação dos magmas e construção da câmara.

O mecanismo de recarga de câmaras magmáticas por tem sido simulado através de experiências com plumas ou jatos de líquidos injetados de baixo para cima, na base de um tanque (simulando uma câmara magmática), através de “pipes” ou fissuras, usando pares de fluidos como hospedeiros e hóspedes. Para simular este experimento só existem duas possibilidades: a recarga de uma câmara magmática granítica com magma basáltico ou vice-versa. A dominância absoluta de magmas graníticos sobre os magmas basálticos e ainda o grande número de diques sinplutônicos máficos, indicam que é na primeira opção que devemos considerar.

As experiências de Campbell & Turner, (1986) demonstraram que, se um magma basáltico (mais denso) é injetado em um magma granítico (menos denso), em uma velocidade relativamente baixa, o líquido basáltico injetado se espalhará no assoalho da câmara, misturando-se minimamente com o magma hospedeiro. Repetidas pulsações nestas condições, pode ser uma das explicações prováveis para o processo pelo qual foram formados os granitóides bandados (“gnaisses”) que ocorrem na fazenda Descanso a SW de Uruquê.

Quando as velocidades de recarga e de injeção são aumentadas, o magma eleva-se na câmara granítica hospedeira (a altura da elevação é proporcional à velocidade de injeção; isto considerando-se que o magma hospedeiro está completamente líquido, ou seja, com viscosidade muito baixa), antes de cair e se espalhar em torno do conduto alimentador. Nestas condições, a injeção se faz de forma turbulenta de modo que uma

mistura entre os dois magmas deve ocorrer, com o grau de mistura sendo proporcional à turbulência e viscosidades do hospedeiro e do invasor.

Campbell & Turner (1986) observaram que se o líquido hospedeiro é muito mais viscoso que o líquido injetado, como no caso dos magmas Quixeramobim e Quixadá, a mistura ocorrerá somente se a injeção se fizer com um muito alto número de Reynolds; Isto porque a grande viscosidade do magma hospedeiro não permite que haja mistura, a menos que o fluxo de magma seja extremamente turbulento. Este fluxo pode ser, em bases teóricas (Campbell & Turner, 1986), caracterizado por dois parâmetros adimensionais:

$$\text{o número de Reynolds } R_e = \varpi . a / v_i$$

$$\text{e a razão viscosidade } V_i = v_h / v_i$$

onde ϖ é a velocidade de injeção, a é diâmetro do conduto circular e v_h e v_i são as viscosidades cinemáticas dos líquidos hospedeiros e invasor respectivamente.

Quando $v_h \approx v_i$, a mistura se faz de forma eficiente para $R_e > 400$ e é ausente para $R_e < 30$. Quando $v_h \gg v_i$, um grau significativo de mistura ocorrerá quando $R_e > 70 v_h/v_i$, mas quando $R_e < 7 v_h/v_i$, não haverá mistura.

Para calcular o número de Reynolds, ϖ deve, primeiramente ser expresso como uma função de v_i , a , e do gradiente de pressão que dirige o fluxo para cima. É admitido aqui, por uma questão de simplificação, que o magma básico é dirigido para cima por sua flutuação com relação as rochas crustais através das quais ele passa. A velocidade do magma é, portanto, dependente do parâmetro $G = g (\rho_c - \rho_i) / \rho_i$, onde g é a aceleração gravitacional e $\rho_c - \rho_i$ é a diferença entre as densidades da crosta e do magma invasor.

Uma densidade de 2,725 Kg/m é assumida nos seguintes cálculos: em $R_e > 2000$, $\varpi = (G . a / f)^{1/2}$ onde f é o coeficiente de fricção entre 0,01 e 0,06, com o valor exato dependendo de R_e e da rugosidade das paredes do conduto. Um valor representativo de f é 0,03. Em $R_e < 2000$, $\varpi = G a^2 / 24 v_i$, em um conduto do tipo "pipe" ou $\varpi = G . a^2 / 12 v_i$ em um conduto do tipo fissura.

Conforme os dados supracitados, câmaras magmáticas riolíticas com temperaturas da ordem de 830°C, necessitam de recargas de material andesítico da ordem de 3200 m²/s, com $R_e > 2,3 \cdot 10^4$ para que uma interação do tipo homogênea possa se processar, quando a injeção é feita através de dique. Se o hospedeiro riolítico tem temperatura da ordem de 1100°C, a recarga necessária é da ordem de 56 m²/s com $R_e > 400$ (Black et al., 1992).

Outro fator crítico é a velocidade de ascensão do magma invasor, ou seja, a velocidade com a qual ele atinge a base da câmara magmática. Este fator deve determinar a intensidade do impacto, provocando maior ou menor dispersão dos fragmentos do magma (glóbulos) máfico invasor e determinar, em parte, a amplitude do domínio que o invasor deve alcançar dentro do sistema magmático hospedeiro (Fig. 10.10).

A velocidade de magmas dentro de diques extratores de líquidos do manto, pode ser estimada de diferentes maneiras. A partir de tremores sísmicos causados por ascensão de magmas, a velocidade em profundidades de 20 a 30 Km abaixo do vulcão Tolbachic de Kamchatka, foi estimada em 3-4 cm/s (Fedotov 1978). O mesmo autor, a partir do modelo físico de ascensão em condutos, deduz velocidades da ordem de 5-50 cm/s, para diques com espessuras entre 40 e 200 cm. Lago et. alii, (1982) aplicando a lei de Stokes para nódulos de cromita em magmas, estima velocidades do líquido entre 2 e 20 cm/s para diques com espessura entre 5 e 25 cm.

Levando em conta a presença de xenólitos de peridotito transportados por álcali-basaltos, Spera (1980; 1984) obteve a partir de parâmetros cinéticos, velocidades da ordem de 10 a 100 cm/s e provavelmente maiores que 5-50 cm/s a partir da velocidade de afundamento de encaves de xenólitos de 20 cm de diâmetro.

A ausência de xenólitos de peridotitos em magmas toleíticos sugere que suas velocidades de ascensão sejam inferiores às dos basaltos alcalinos, entretanto, grandes quantidades de xenocristais de olivina e xenólitos centimétricos de dunito residual em diques do manto (Ceuleneer & Nicolas, 1985), provam que as velocidades de ascensão para os magmas toleíticos não são consideravelmente mais baixas.

Figura 8.1- Secções verticais mostrando os diversos tipos de interação que podem ocorrer em função da cristalinidade do hospedeiro no momento da injeção do magma máfico. A) Formação de encraves por “mingling”, em ambiente com baixo percentual de cristalização; B) e C) Diferentes tipos de interação e dispersão dos encraves, consoante os percentuais de cristalização (25; 50; 75 e 100%) e D) Injeção de magmas máficos em corpos totalmente cristalizados. As probabilidades de mistura entre os dois magmas diminui com a cristalinidade.

A ausência de parâmetros impede a definição da velocidade de injeção dos magmas máficos que compõem os diques sinplutônicos dos batólitos Quixeramobim e Quixadá, de modo que assumimos aqui a velocidade mínima observada para a ascensão de tais corpos máficos, ou seja, 5cm/s. Levando-se em conta as espessuras exibidas pelos diques sinplutônicos que ocorrem nas fazendas Cajueiro, adjacências de Uruquê (>200 m) e Tanquinhos, cerca de 40 km a sudoeste de Quixeramobim, (>300 m) e especialmente a grande intrusão da fazenda Mururé Velho (área 1), conclui-se que a quantidade de material injetado e velocidade de intrusão, satisfazem os requisitos mínimos necessários para a realização da mistura, estão de acordo com o proposto pelos experimentos supracitados.

As evidências estruturais sugerem que as interações magma máfico - magma félsico começam bastante cedo durante a história da cristalização do magma granítico. As propriedades reológicas destes magmas variam sistematicamente com a progressão da

cristalização. A viscosidade efetiva, ou seja, a viscosidade do magma como um todo (i.e., líquido + cristais precoces + xenólitos + gases), cresce progressivamente a medida que a temperatura do solidus se aproxima. Isto é devido ao resfriamento, aumento no teor em sílica no líquido residual e ao acréscimo na fração cristalina ϕ . A viscosidade efetiva também depende da forma, tamanho e distribuição de cristais (Sherman, 1968), agregados de partículas (Gillespie, 1983) e provavelmente das propriedades da suspensão (interação líquido-cristais, grau de polimerização no magma, etc.). O efeito do aumento no teor em sílica sobre a viscosidade é muito pronunciado, mas o aumento no teor em água, tem efeito contrário, ou seja, reduz substancialmente a viscosidade.

Desprezando-se a influência da forma e tamanho absoluto dos cristais e assumindo uma distribuição uniforme, a viscosidade efetiva de um magma (líquido+cristais) pode ser calculada a partir da equação de Roscoe:

$$\eta = \eta_l (1 - 1,35 \phi)^{-2,5}$$

onde η_l é a viscosidade da fração líquida do magma em temperatura do liquidus e ϕ é a fração de cristais. A viscosidade efetiva cresce a medida em que (ϕ) a fração cristalina cresce.

Levando em conta as diferenças de densidade entre os glóbulos máficos e o magma granítico em alta temperatura (magma liquidus), a aplicação da lei Stokes para sólidos imersos em líquidos newtonianos, mostra que qualquer encrave de mais que alguns centímetros de diâmetro deve afundar em uma velocidade notavelmente maior que a assumida para a velocidade de ascensão (gravitacional) de um magma granítico. Os cálculos indicam que um encrave esférico de composição diorítica com 10 cm de diâmetro deve afundar em uma velocidade de cerca de $2 \text{ a } 3 \cdot 10^3 \text{ cm/ano}$. Por outro lado, a velocidade de ascensão de intrusões tem sido estimada em cerca de 10 cm/ano (Freeman, 1982) ou entre $13 \cdot 10^3$ e 145 cm/ano (Mahon et al, 1988). Estes cálculos sugerem que os magmas graníticos devem apresentar um alto "yield strength" a fim de evitar o afundamento de encraves. Embora muitos dos magmas silicáticos totalmente líquidos comportem-se como líquidos newtonianos, em sistemas naturais e experimentais, a ocorrência sistemática dos encraves nos diversos facies indica que os magmas hospedeiros, em algum estágio da cristalização, passaram a se comportar como

corpos plásticos ou visco-plásticos (corpos de Bingham), evitando assim o afundamento dos encraves.

O “yield strength” σ de um corpo visco-plástico pode ser estimado a partir da fração cristalina (ϕ), assumindo-se a validade da equação de Soo (1967):

$$\sigma_0 = K \cdot \phi^3$$

onde K é uma constante ($K = 3 \cdot 10^4$ dinas/cm²; Spera, 1980). A partir desta equação, um percentual de cristais em torno de 30% é obtido para evitar o afundamento de encraves em magmas graníticos. Esta fração corresponde ao primeiro patamar reológico (Fernandez et alii. 1992) para magmas que estão cristalizando. Ele corresponde a uma transição brusca do comportamento newtoniano para o comportamento visco-plástico (Fig. 10.11).

A medida que a temperatura é rebaixada, a fração cristalina tende a aumentar. Quando este percentual se aproxima de um empacotamento máximo (empacotamento máximo corresponde, por ex., ao percentual máximo de laranjas que é possível colocar em uma caixa), a viscosidade cresce drasticamente (vide fig. 7.1) e o agregado evolui em direção a uma estrutura granular com alta rigidez (comportamento plástico com alto “yield strength”). Este limite define o segundo patamar reológico (Fig. 10.11).

Figura 10.11 - Principais estágios da evolução reológica de magmas graníticos que estão cristalizando. Campo I - Comportamento newtoniano; Campo II - Comportamento visco-plástico; Campo III - Comportamento sólido. Os domínios fluido I, fluido II e sólido M de Sparks & Marshall (1986) são mostrados. Th1 = primeiro patamar reológico; Th2 = segundo patamar reológico. A curva em linha fina refere-se a $\sigma = K\phi^3$.

Van der Molen & Paterson (1982) sugeriram um valor limite para o empacotamento máximo aleatório de $\phi = 0,62$. Porque o empacotamento também depende da forma dos cristais e porque os magmas graníticos carregam cristais tabulares (palgioclásio) e lamelares (biotitas), os quais tendem a aumentar este limite. É portanto, razoável assumir que valores para o segundo patamar reológico variem entre 65 e 70% (Fernandez et al, 1992). Estes valores estão em concordância com os cálculos teóricos e resultados experimentais (Van der Molen & Patterson, 1979; Shaw, 1980; Marsh, 1981) no qual há uma transição do comportamento do tipo suspensão para um comportamento tipo estrutura granular, quando a fração do líquido residual alcança entre 30 e 35%.

Os magmas máficos, como observados anteriormente, não foram injetados no granitóide somente uma vez, mas várias, durante os diversos estágios de cristalização do magma granítico. Os diferentes tipos de interação encontrados foram então o resultado de diferentes reologias dos hospedeiros na época das injeções dos magmas máficos; Assim as misturas mecânicas mais ou menos homogeneizadas (figs 10.5; 10.7; 10.9), são o produto de misturas por injeção de magmas máficos, quando o magma granítico se encontrava com um percentual muito baixo de cristais, ou seja, com uma fração bem abaixo de 30%. Neste estágio, se glóbulos foram formados, convecções ativas e extensivas induzem à dispersão generalizada dos mesmos (Fig. 10.6). Os processos de segregação gravitacional levam à formação de "schlieren" e acamamento. Os cristais que já estavam presentes em um dos componentes, ou em ambos, são total ou parcialmente dissolvidos (Fig. 10.4) e manteados (Fig. 7.15) tornando-se xenocristais nas rochas híbridas.

Os magmas que foram injetados subsequentemente, encontraram um magma granítico cuja viscosidade efetiva ainda era relativamente baixa (campo reológico II da figura 10.11), mas o contraste de viscosidade entre os dois, invasor e invadido, já é grande o suficiente para permitir que somente um "mingling" (Fig. 10.8) ocorra. Em função do choque mecânico, glóbulos de magmas invasor devem então se formar por fragmentação. A viscosidade do magma hospedeiro félsico, entretanto, ainda está suficientemente baixa para permitir a dispersão dos glóbulos nas adjacências do conduto, seja por convecção ou por outras forças dispersivas.

O grau de dispersão vai depender quase que exclusivamente do grau de cristalinidade do hospedeiro, com a dispersão sendo tanto menor quanto maior for a

cristalinidade Fig. (10.12). Mesmo sendo a viscosidade baixa o suficiente para permitir a dispersão, ela é suficientemente alta para evitar que os encraves afundem. A orientação preferencial que se desenvolve neste estágio, resulta da rotação rígida dos cristais em resposta à deformação do magma induzida seja pela atuação da cisalhamento Senador Pompeu (caso do batólito Quixeramobim), seja pelo baloneamento “in situ” (caso do batólito Quixadá).

Figura 10.12 - Diferentes estilos de interação obtidos pela injeção de magmas máficos em um hospedeiro granitóide em diferentes estágios de cristalização. Observar que o acréscimo na cristalinidade e claro, da viscosidade, reduz progressivamente as trocas entre os magmas.

Se não houve deformação, ou seja, em locais onde o magma cristalizou de forma estática, os encraves permaneceram com forma mais ou menos esférica. Fraturamento precoce e formação de diques sinplutônicos, começam a se tornar mais ou menos frequentes, especialmente quando a fração cristalina se aproxima do segundo patamar. Porque ainda ocorre uma quantidade razoável de líquido residual, o efeito Sederholm pode se pronunciar e assim produzir estruturas brechadas.

Se os magmas máficos são introduzidos quando os magmas félsicos já alcançaram o segundo patamar reológico, ou seja, quando a fração do líquido residual atinge percentuais entre 30 e 35%, o sistema como um todo, já alcançou níveis de viscosidade altas o suficiente para se comportar como um sólido rúptil e daí pode ser afetado por fraturas planas, nas quais os magmas máficos podem ser injetados (Figs.

7.27; 7.28; 7.30). As estruturas a serem formadas vão depender das espessuras dos diques. Diques finos resfriam rapidamente e o equilíbrio termal é alcançado em um curto intervalo de tempo. O magma máfico torna-se rígido rapidamente e os diques podem ser desmembrados/dilacerados/boudinados durante os movimentos subsequentes do sistema magmático hospedeiro, que por ter temperatura do solidus mais baixa, continua móvel por mais algum tempo, após o magma máfico ter atingido seu segundo patamar reológico. Isto corresponde ao efeito Sederholm. Por outro lado, diques espessos (>5 m) permanecem líquidos por maiores intervalos de tempo, podendo causar superaquecimento localizado no granito hospedeiro adjacente. Ocasionalmente pode haver fusão parcial localizada, tornando dúctil a massa granítica imediatamente adjacente. O grande gradiente termal resultante, pode produzir uma convecção intensa induzindo uma interação química mais acentuada.

A injeção de magmas máficos em rochas graníticas totalmente solidificadas, resultam na formação de diques máficos contínuos. O contraste de viscosidade é tão grande que as interações químicas são completamente inibidas.

X 3 - As Interações Químicas Entre os Magmas

As texturas intergranulares, bem como a presença de clinopiroxênios como constituintes do núcleo de alguns cristais de anfibólio, são indicadores de que magmas basálticos sejam fortes candidatos para a identidade daqueles que primariamente interagiram com os magmas graníticos.

Os diferentes tipos de interação física observados indicam claramente que estes magmas basálticos e graníticos associados não formam uma série comagmática contínua, muito embora nas regiões dominadas por magmas máficos, como por exemplo na fazenda Muxuré Velho, haja ocorrências onde é observada uma gradação contínua desde dioritos mesocráticos até granodioritos leucocráticos passando por quartzo-dioritos e quartzo-monzodioritos. As evidências de modo geral apontam, entretanto, para a coexistência de dois magmas distintos, com um deles certamente derivado do manto e o outro provavelmente da crosta.

Ainda, as evidências de campo e químicas indicam um espectro intrafacial quase contínuo entre os vários litotipos (vide por ex. Figs. 9.7), malgrado a existência de

pequenos “gaps”. Seriam estes espectros frutos de uma mistura heterogênea, ou de mistura seguida por cristalização fracionada?

Um sem número de processos podem concorrer para o estabelecimento de um gradiente geoquímico em um sistema magmático. Dentre eles podemos citar:

- 1- Diferenciação “in situ” por fracionamento cristal/líquido;
- 2- Diferenciação no estado líquido de um magma inicialmente homogêneo, como resultado de um gradiente de temperatura aplicado ao sistema (Difusão Soret), ou como o resultado de uma difusão ao longo de uma interface química resultante da coexistência de dois magmas composicionalmente diferentes;
- 3- Processos envolvendo trocas metassomáticas quasi-solidus ou sub-solidus, via solução aquosa ou envolvendo transferência de massa aquosa ou em vapor.
- 4- A fusão parcial, em diferentes percentuais, a partir de um ou mais protólitos.
5. A mistura de magmas composicionalmente diversos.

A mistura de magmas é um fenômeno que como já demonstrado, só ocorre, ou ocorre preferencialmente, quando os magmas estão em altas temperaturas, com pouquíssima ou nenhuma fração cristalina e por consequência com baixas viscosidades. Teoricamente, em uma mistura completa entre dois magmas, todo elemento i deve obedecer a seguinte relação:

$$C_i = x \cdot C_i^1 + (1 - x) C_i^2$$

onde x é a proporção do componente 1 ($0 < x < 1$); C_i^1 e C_i^2 , as concentrações do elemento i nos componentes 1 e 2 respectivamente.

Tal fenômeno pode ser facilmente testado graficamente. A equação acima pode ser escrita da seguinte forma:

$$(C_i - C_i^2) = x (C_i^1 - C_i^2)$$

Assim, nós podemos plotar $C_i - C_i^2$ em função de $C_i^1 - C_i^2$ para diferentes elementos $i, j, \dots$. Os pontos representativos devem se alinhar segundo uma reta unindo os dois componentes extremos, com sua inclinação indicando a proporção da mistura.

A participação relativa de magmas ácidos e básicos na geração de rochas híbridas tanto do batólito Quixeramobim como do batólito Quixadá, foi estimada usando um modelo de mistura de Langmuir et al. (1978). Para o batólito Quixeramobim, foram usadas as amostras SC105E e MB93, representantes dos magmas básicos (facies Muxuré Velho; Tabela 9.1) e magmas félsicos (facies Muxuré Novo; Tabela 9.2), respectivamente, com algumas pequenas modificações. Para o batólito Quixadá, foram escolhidas as amostras 2LB e 6X5, a primeira representando os encraves (magma básico) e a segunda a suite monzonítica (magma ácido). Os granitos finos, em função de sua natureza intrusiva, bem como da completa ausência de estruturas que indiquem coexistência de magmas, foram excluídos do teste de mistura. Os diagramas de Harker apresentados no capítulo 9 mostram as retas produzidas pela mistura de 35% de magma básico e 65% de magma ácido, para as rochas do batólito Quixeramobim e 65% de magma básico e 35% de magma ácido para as rochas do batólito Quixadá. Os resultados, quando vistos à luz dos diagramas SiO_2 versus CaO ; FeO^* e de alguma forma MgO , TiO_2 e P_2O_5 , parecem consistentes com o processo de mistura de magmas, como visto no campo, ou seja, um “mingling” (Figs 9.7; 9.18).

Na realidade, muitos estudos sobre a mistura de magmas em ambientes plutônicos, encontram poucas evidências de campo para sustentar um modelo cinemático teórico perfeito para a mistura (Reid et al, 1983; Frost & Mahood, 1987; Zorpi et al , 1989; Dorais et alii, 1990). A principal razão para isto é que muitas destas áreas estudadas representam os estágios finais do processo de hibridização nos quais os tonalitos e granodioritos, mesmo aqueles mais homogeneizados, aparecem como hospedeiros de fragmentos de magmas máficos, ou seja, dos encraves.

Mais uma vez ressaltamos que os magmas máficos, tanto em Quixadá como em Quixeramobim, foram injetados em uma câmara magmática félsica (isto é bem claro no batólito Quixeramobim), no presente nível de “emplacement”. Estas injeções se fizeram principalmente através de condutos lineares (na forma de diques sinplutônicos), nos diversos estágios de cristalização do Complexo. Por isso, existem extensas áreas de hibridização entre estes magmas, sem que em todos os locais, tenha sido alcançado a homogeneização, com a heterogeneidade sendo a regra. Tal heterogeneidade na mistura pode estar refletida nos diagramas de variação através de uma certa aleatoriedade na distribuição dos elementos. Por outro lado não está descartada a hipótese desta aleatoriedade ser produto de mecanismos de diferenciação posteriores à mistura.

Vista que o processo de mistura de magmas no complexo granítico Quixadá Quixeramobim se fez episodicamente e em escalas diferentes em resposta aos pulsos intermitentes de magmas máficos na câmara félsica, é possível que isto explique o aparecimento no mesmo corpo de facies híbridas evoluídas resultantes da mistura “completa” (facies Muxuré Novo), junto com facies “sincrônicos” pouco hibridizados (facies Uruquê), às vezes com contatos bruscos. Desta forma, os litotipos que hoje vemos representam uma ampla variedade de estágios intermediários entre os dois membros originalmente limites. Porções de magmas máficos pouco hibridizados, aparecem principalmente nos núcleos das grandes intrusões máficas dispersas ao longo do eixo central do batólito. Por outro lado, porções de rochas ácidas pouco hibridizadas são comuns na região de Uruquê e fazenda Guarani (área 1). Estes entretanto, não são os verdadeiros membros limites da mistura, mas tentativamente são colocados como tal.

A química destes magmas indica que eles se comportaram como um sistema aberto, com suas composições originais tendo sido modificadas, antes deles alcançarem estágios avançados de cristalização. Estas modificações estão refletidas principalmente nas transformações dos minerais máficos, ou seja, piroxênios em anfibólios e estes em biotitas, o que implica, no mínimo em um enriquecimento em álcalis (principalmente K_2O) e H_2O . As variações na composição das hornblendas de ambos os batólitos, indica que uma mistura por difusão iônica deve ter ocorrido, pelo menos localmente (nos encraves, p. ex.).

Em uma situação estática a mistura por difusão iônica é de uma extensão bastante limitada, com o tempo requerido para homogeneizar um elemento dentro de um volume esférico sendo dado por:

$$T = a^2/D$$

onde T é o tempo em segundos, a é o raio da esfera e D o coeficiente de difusão em $cm^2/seg.$ (Crank, 1975). Os coeficientes de difusão variam conforme o elemento (ou espécies), como uma função da composição do magma e da temperatura. Se $D_{Sr} \cong 10^{-9} - 10^{-10} cm^2/seg.$ para líquidos andesíticos (valores interpolados dos dados compilados por Hofmann 1980), em uma temperatura de cerca de $900^\circ C$, então o tempo requerido para homogeneizar um líquido tonalítico em um encrave de 10 cm de raio, é da ordem de 300-3000 anos. Por outro lado, a homogeneização de líquidos em encraves com mais que 1m de diâmetro, deve ocorrer em um intervalo de tempo que pode alcançar a

centenas de milhares de anos, tempos estes proibitivos para a homogeneização por difusão. Por outro lado, como sugerido por Eberz (1990), este processo pode ser acelerado enormemente em função das correntes convectivas.

A importância da transferência de massa por processos difusivos entre dois líquidos distintos foi verificada experimentalmente por Watson & Jurewicz (1984) e Yoder, (1973). Nos experimentos de Yoder (1973) o tratamento hidrotermal de basalto e riolito, ambos em pó, colocados lado a lado em uma capsula de platina a 1200°C e $P_{H_2O} = 1$ Kb, mostrou que TiO_2 , MgO, CaO e FeO elevaram suas quantidades iniciais no basalto cerca de 100-150 microns a partir da interface observada. Os gradientes de concentração foram relacionados a uma difusão no estado líquido, embora um transporte por vapor possa também ter sido um mecanismo ativo (Yoder, 1973).

Watson & Jurewicz (1984) mantiveram um toleito oceânico parcialmente fundido em contato com um granito fundido por 0,75; 8 e 24 h em 1250°C e 10 Kb. Enquanto sílica e os elementos maiores Ti, Al, Fe, Mg e Ca mostraram gradiente totalmente abruptos na zona de contato basalto-granito, um fluxo substancial de K além da região de mistura foi evidenciado. O transporte de potássio foi relacionado somente à difusão com pouca ou nenhuma contribuição da agitação convectiva. Durante os experimentos, o sódio mostrou uma difusão ascendente (ou seja, contra o gradiente de concentração inicial) causando um empobrecimento em Na no líquido basáltico. Este comportamento foi atribuído à tendência para o sistema se ajustar a um estado transitório de equilíbrio.

Um número de estudos de rochas vulcânicas e plutônicas tem demonstrado que trocas metassomáticas entre inclusões magmáticas e seus hospedeiros, trocas estas algumas referidas como transporte de voláteis, podem conduzir a mudanças maiores na química destas inclusões e algumas vezes também em suas hospedeiras.

Encraves máficos de vários granitos Hercinianos na França e Alemanha foram considerados representar magmas máficos que não estavam relacionados aos magmas graníticos nos quais eles estavam incluídos (Leterrier & Debon, 1978; Otto & Wimmenauer, 1973). Trocas metassomáticas entre os encraves e seus hospedeiros, envolvendo o transporte de Si, K, Rb e H_2O das rochas hospedeiras para os encraves e Ca, Fe, Mg, Sr, Cr, Ni e V dos encraves para as hospedeiras podem ter modificado substancialmente a química dos encraves e de seus hospedeiros adjacentes. A difusão ou

percolação de uma fase fluida é pensado ter sido o mecanismo de transporte destes elementos (Leterrier & Debon 1978). Tal troca metassomática, que deve ter acontecido quando da interação física dos magmas, é relacionada com a causa principal para a hibridização dos encraves e hospedeiras (Debon, 1980).

Reid (1980) observou que a borda de um enclave contendo hornblenda, do Murrumbucka Tonalite (NSW), mostrava um aumento de K, Rb, e Ba de cerca de 50% com relação ao interior do enclave e uma perda de ETR (15%) e Y (20%). Essas variações foram atribuídas a uma reação da borda do enclave com fluidos pegmatíticos aquosos (Reid, 1980) levando a uma substituição de hornblenda por biotita, e por consequência uma perda de ETR e Y, enquanto que K, Rb e Ba foram acomodados pela estrutura da biotita.

As observações petrográficas indicam que uma substituição gradativa desde piroxênios a biotita ocorre em rochas de ambos os batólitos Quixadá e Quixeramobim. Essas substituições são indícios de que processos como os acima mencionados, possam ter atuado para a modificação da química original dos magmas, entretanto não podemos afirmar que estes foram os únicos processos ativos, com o efeito Soret podendo ter sido um deles. Ainda uma alternativa adicional seria aquela na qual a interação dos dois magmas se fez simplesmente por mistura mecânica, conseguindo-se a homogeneização destes dois líquidos. Logicamente, os padrões de interação química líquido-líquido não são tão simples, mas a homogeneização, dando como resultado final uma rocha nitidamente híbrida, com textura maciça - homogênea, só pode ser explicada por este mecanismo, com os mecanismos do tipo difusão e/ou transporte de voláteis, acima descritos, sendo melhor aplicados para explicar o equilíbrio mineralógico entre encraves e rochas hospedeiras.

Como ressaltado anteriormente, a mistura de magmas, e por conseguinte os processos de modificação da química original dos magmas envolvidos, se processa nos estágios iniciais da cristalização, restando todo um espaço de tempo no qual os magmas, depois de hibridizados, evoluem. Nestes estágios subsequentes, quais os mecanismos que atuam para a geração final das texturas e composições mineralógicas? Foram os processos de mistura os responsáveis pelo crescimento na quantidade de fenocristais de feldspatos, observado quando subimos topograficamente os inselbergs (por exemplo, aqueles que ocorrem assomando a partir de rochas que compõem o fácies Água Doce), na fazenda Guarani? Em outras palavras, por que as rochas do fácies Água Doce

(afíricas) ocorrem sempre em cotas mais baixas que as do facies Muxuré Novo (porfíricas)? Os padrões texturais e composições modais das rochas que compõem o facies Água Doce são similares às exibidas pelas matrizes das rochas Muxuré Novo.

Os dados de campo indicam que estes dois facies estão relacionados um com o outro, seja pelo fracionamento de feldspatos (plagioclásio >> microclina), ou pela acumulação seletiva destes minerais. Este mecanismo se reflete quimicamente através dos diagramas SiO_2 vs Al_2O_3 ; vs Na_2O ; versus K_2O e vs CaO (Fig. 9.7) e de uma maneira mais indireta através dos diagramas Rb vs Sr (Fig. 9.7) e SiO_2 vs Rb/Sr (Fig. 9.7).

As relações de contato mostram que os litotipos Uruquê se mostram intrudidos no facies Muxuré Novo, entretanto suas químicas são bastante similares, principalmente quando são comparados os litotipos cujos teores de SiO_2 estão na faixa entre 65-70%. Em alguns locais uma gradação entre os dois facies é observada, gerando o sub-facies Uruquê Transicional Muxuré Novo. Assim, os litotipos Uruquê parecem ser o produto de um pulso final de magma, distinto dos demais, estando este magma hibridizado por um pequeno percentual de magmas básicos. Seu posicionamento ao longo dos “trends” SiO_2 versus demais elementos (Fig. 9.7) e “spidergrams” (Fig. 9.11) de elementos traços incompatíveis, não inviabilizam esta hipótese. Por outro lado, os magmas Uruquê poderiam ser também o produto da diferenciação de magmas do tipo Água Doce.

Uma das feições internas mais interessantes é a disposição espacial dos facies com relação aos seus contatos. Um corte na região central do batólito Quixeramobim, perpendicular ao seu eixo maior, mostra a seguinte cartografia: facies Serra Branca, facies Muxuré Novo, facies Água Doce, facies Muxuré Novo e facies Serra Branca.

Esta disposição sugere de forma bastante um mecanismo de fracionamento “side wall”, conforme descrito por Sparks & Marshall (1984). Este mecanismo consiste em uma cristalização ao longo de uma parede da câmara magmática como resultado da perda de calor, com um líquido fracionado sendo produzido na interface do sítio de cristalização e o magma não fracionado. Este líquido é menos denso que o magma não fracionado mais distante da parede e como um resultado ele ascende por flutuação antes que ele possa reequilibrar com o magma não fracionado.

Figura - Corte esquemático mostrando sequência de facies perpendicular eixo maior do batólito Quixeramobim. Retângulos = Facies S. Branca; Quadrados = facies M. Novo; Círculos = facies Água Doce. Linhas verticais mais espessas correspondem aos cisalhamentos Senador Pompeu (ZCSP) e Quixeramobim (ZCQ).

A aplicação deste mecanismo consoante a disposição espacial dos facies do batólito sugere a cristalização inicial de uma assembléia mineral similar à do facies Água Doce, com anfibólio, clinopiroxênio e plagioclásio como fases dominantes e apatita, zircão e magnetita como fases acessórias. O fracionamento progressivo de tais fases deve deixar um líquido residual cada vez menos denso e enriquecido em álcalis. Este líquido menos denso deve ascender para compor uma camada superficial a partir da qual deve cristalizar o facies Serra Branca. Este facies está caracterizado por megacristais de feldspato potássico de até 20 cm inserido em uma matriz de composição predominantemente granodiorítica. Aqui o primeiro entrave ao mecanismo. Por que tais rochas tem cristais tão grandes se elas resfriaram nas imediações dos contatos com as encaixantes? Cristais grandes assim requerem um resfriamento extremamente lento e bordas de corpo resfriam rapidamente. Um mecanismo capaz de explicar tão baixo “undercooling”, seria o intermitente pulsar de magmas máficos no interior desta câmara. estes magmas máficos funcionariam como um regulador de temperatura no interior da câmara mantendo-a sempre quente.

Durante muito tempo, os megacristais destas rochas tiveram o seu crescimento interpretados através de um mecanismo de blastese. O suporte principal desta teoria está na grande quantidade de inclusões encontrada nestes cristais. Estas inclusões, na verdade, representam parte da assembléia fracionada inicialmente que foi usada como semente para a nucleação heterogênea destes megacristais. Por isso são encontrados muitos cristais euedrais de andesina, hornblenda, magnetita, zircão, apatita, clinopiroxênio e biotitas subedrais.

Caminhando do facies Serra Branca em direção ao centro do batólito, nós agora encontramos rochas porfiríticas cujos fenocristais são essencialmente plagioclásios e não mais feldspatos potássicos. Nós estamos no facies Muxuré Novo. Aqui parece que o fenômeno se repetiu, mas a fase líquida que ascendeu com relação à fase fracionada, já não é mais potássica, mas sódica. Com uma maior taxa de nucleação a rocha final deve apresentar um volume maior de fenocristais com tamanhos variáveis mas inferiores aos mostrados pelo Serra Branca.

O fracionamento de tal assembléia mineral predominantemente plagioclásica deve gerar líquidos residuais pobres em Sr e Eu e relativamente enriquecida em álcalis e sílica. Este é o facies Uruquê. Modelamento matemático usando as proporções das fases fracionadas como preditas pelas relações de campo e coeficientes de distribuição de Taylor e McLennan (1985), sugerem que percentuais de fracionamento entre 35 e 45% de uma assembléia primária similar ao Muxuré Novo, ou seja, plagioclásio (56%) + hornblenda (12%) + clinopiroxênio (22%) + biotita (6%) + magnetita (1%) + apatita (2,2) + zircão (0,8%), usando como fonte um magma tipo Água Doce (MB 354, Tabela 9.6), é possível chegar a litotipos do tipo Uruquê (amostra 1646, tabela 9.11). Neste modelamento, utilizando os coeficientes de distribuição (Felsic/K_d, NEWPET) de Taylor e McLennan (1985), para se alcançar os valores de La e Ce da amostra em questão (1646), é necessário, para um fracionamento de 45%, um percentual de cerca 4,2% de apatita. As proporções modais de apatita no Muxuré Novo são altas mas nem tanto, assim acreditamos que grande parte do fracionamento de La e Ce se deva à remoção de allanita, que ocorre em percentuais modais razoáveis nestas rochas Muxuré Novo.

Os magmas Quixadá foram, da mesma forma que os magmas Quixeramobim, plotados em diagramas SiO₂ versus demais óxidos. Naqueles diagramas foram plotadas curvas de misturas de magmas com percentuais de 65% de magma máfico e 35% de magma félsico, utilizando as equações de Langmuir et alii (1978). Como já se espera deste tipo de diagrama, Al₂O₃, Na₂O e K₂O, mostram distribuição errática não seguindo um padrão linear, ou mesmo curvilíneo. Isto se deve a acumulação errática de fenocristais de feldspatos, observada nestas rochas.

A ausência completa de quaisquer fragmentos de rochas que pudessem ser identificados como encaves microgranulares, resultantes da fragmentação de magmas, sugere que o processo de mistura de magmas não foi atuante na geração dos granitóides

finos intrusivos no facies Quixadá. Por outro lado, sua origem pode ser razoavelmente bem explicada, invocando-se um mecanismo de diferenciação a partir dos magmas monzoníticos. As relações de campo, tais como sua natureza intrusiva, com contatos bruscos, porém sinuosos e não evidenciando quaisquer sinais de interação química com os monzonitos encaixantes, sugerem que o seu “emplacement” se fez quando os magmas encaixantes já haviam alcançado mais que 70% de cristalização. A presença de pegmatitos provavelmente endógenos, intrudidos nestes granitos, bem como sua sinuosidade, indicam por outro lado, que o processo de cristalização ainda não havia sido totalmente completado.

Fenômenos de autointrusão, com os líquidos residuais internos se invaginando por fraturas na carapaça já cristalizada ou em avançados estágios de cristalização, são bastante conhecidos (veja p. ex. Turner e Verhoogen 1964). Quando a cristalização de um magma em condições plutônicas está bastante avançada, os cristais constituem uma estrutura granular, em cujos espaços intersticiais se localizam os líquidos residuais. Se esta massa plutônica é comprimida por movimentos da rocha encaixante, por exemplo, o líquido residual pode ser segregado para formar corpos de magmas diferenciados e a estrutura cristalina se compactar para formar aglomerados cristalinos, muitas vezes monominerálicos (filter pressing). Alternativamente, se a estrutura cristalina é fraturada em função das forças tensionais, o líquido residual tende a migrar para estas fraturas e preenchê-las, conforme os princípios da dilatação (Emmons, 1940 in Turner & Verhoogen, 1964)). Os dados de campo são perfeitamente compatíveis com este mecanismo para a formação destas intrusivas.

Para testar este mecanismo de geração de magmas, K, Rb, Sr e Ba foram utilizados como elementos traçadores da evolução. Como parâmetros definidores do mecanismo, foram levados em consideração os seguintes aspectos: 1) Este mecanismo deve se manifestar em estágios de cristalização cujos percentuais de cristais já alcançou a 50%. Valores inferiores devem gerar magmas menos ácidos, além do que é em frações cristalinas superiores a este valor que os magmas passam a se comportar como uma estrutura granular e portanto, estão aptos a suportar fraturas relativamente planas como aquelas mostradas pelos seus contatos. Valores da fração cristalina superiores a 80% foram descartados, pois líquidos residuais gerados neste estágio devem ser bem mais ácidos, mais ricos em água e resultarem em rochas cujas características são similares a de pegmatitos.

Líquidos resultantes da diferenciação de magmas mais básicos devem, como era de se esperar, mostrar-se empobrecidos em Sr, principalmente se fases tais como plagioclásio ($K_d=4.4$), microclina ($K_d=9.4$) e hornblenda ($K_d=0.22$) estão envolvidas no fracionamento. Este é o caso dos magmas em questão, entretanto, os comportamentos de Rb, Ba e K são completamente anômalos, em alguns casos sendo o inverso do esperado, como por exemplo os teores de Rb e K sendo inferiores àqueles exibidos por rochas mais básicas. Este comportamento leva-nos a acreditar que os líquidos que preenchem tais fraturas são uma função direta do grau de fracionamento de fases cristalizadas adjacentes à fratura, ou seja, tais líquidos são de maneira geral, endógenos.

Assim, se o litotipo que se fraturou é um hornblenda diorito, plagioclásio+anfíbólio+biotita±acessórios são as fases a serem computadas no modelamento matemático. Desta forma, sienitos, monzonitos e dioritos, os litotipos mais comuns no batólito, devem gerar líquidos residuais de composições diferentes, em diferentes porções do corpo. Isto significa dizer que, as análises referentes aos *granodioritos intrusivos* devem ser analisadas em separado, levando em conta apenas suas encaixantes e indiferentes ao fato de que no conjunto, elas se mostrem com percentuais de Sílica crescentes e correlações daí decorrentes.

Tentativamente foram modelados litotipos similares aos encontrados no batólito, ou seja, foram fracionadas assembléias minerais similares às encontradas no batólito. Assim para a obtenção de composições similares à da amostra 1F (vide tabela), foram fracionados plagioclásio + hornblenda + biotita + K-feldspatos em proporções similares às encontradas modalmente no campo. Os valores referentes à composição inicial são aqueles da amostra 1A, com exceção do teor em K (modificado em 1%). Tal modificação é compatível com a assembléia fracionada que é pobre em K-feldspato. Os resultados deste modelamento são mostrados abaixo. Deve ser notado que os percentuais de fracionamento 60% a 70%, correspondem ao grau de cristalização proposto para situações de autointrusão.

**MODELAMENTO MATEMÁTICO DE ELEMENTOS TRAÇOS
PARA CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA E CRISTALIZAÇÃO DE EQUILÍBRIO**

MINERAIS FRACIONADOS

Hornblenda	41,00%
K-feldspato	1,00%
Plagioclásio	40,00%
Biotita	16,00%
Magnetita	1,00%
Apatita	0,50%
Zircão	0,50%
Total	100,00%

Concentração Calculada do Elemento Traço no Líquido (ppm)

%Cristal	K	Rb	Sr	Ba
60	38519,02	87,90	827,28	1326,49
61	38785,18	89,28	807,35	1301,37
62	39061,78	90,72	787,39	1276,09
63	39346,17	92,23	767,42	1225,03
64	39642,17	93,79	747,43	1225,03
65	39947,99	95,44	727,42	1199,24
66	40265,13	97,16	707,38	1173,27
67	40594,37	98,96	687,33	1147,11
68	40936,56	100,85	667,25	1120,76
69	41292,64	102,84	647,15	1094,21
70	41663,65	104,94	627,03	1067,44

Concentração Inicial (ppm)

30000,00	50,00	2000,00	2650,00
-----------------	--------------	----------------	----------------

Concentrações Observadas

	6Z3	5Z6	1F
K	30279	39410	36067
Rb	58	24	111
Ba	1641	1232	2051
Sr	1649	725	675

Coefficientes de Partição Usados

	K	Rb	Sr	Ba
Hornblenda	0,081	0,014	0,220	0,044
Biotita	4,000	2,240	0,120	9,700
Plagioclásio	0,100	0,041	4,400	0,310
K-feldspato	1,400	0,366	9,440	6,120

OBS: Para Magnetita, Apatita e Zircão os coeficientes de partição dos elementos supra, são admitidos ser Zero.

As Fontes

As associações litológicas que compõem os batólitos Quixadá e Quixeramobim, são sem dúvida produtos de mistura de magmas de composições relativamente contrastantes. Os encraves magmáticos encontrados nestes batólitos possuem mineralogia e química indicando que os líquidos originais tinham composição basáltica.. Estes basaltos, como indicam os inúmeros diques sinplutônicos, foram injetados em um líquido de composição mais ácida, em vários estágios de sua cristalização. A hibridização, ou seja, a interação química entre dois magmas modificou sobremaneira, os magmas parentais dificultando a sua identificação. Situações similares, em outros locais do mundo, foram descritas por diversos autores. De uma maneira geral, estes são interpretados conforme seus teores em elementos maiores, traços e ETR.

Uma análise comparativa da associação cálcio-alcálica Quixeramobim com outras associações no mundo (por ex. Batólito Central Sierra Nevada; Dorais et alii, 1990) revela que as rochas Quixeramobim apresentam teores de Ba, Sr e ETRL significativamente mais altos que aquelas associações cálcio-alcálicas. De início pensamos ser uma anomalia positiva resultante dos laboratórios da Geosol S.A., entretanto, análises realizadas no Laboratório de Análises Minerais (LAMIN- NUTEC-UFC), no Laboratório de Análises Geocronológicas da Universidade de São Paulo e outra vez na Geosol, em mais quarenta amostras analisadas apenas para Rb, Ba, Sr, e Zr, mostraram que estas rochas são realmente ricas em Ba e Sr. Teores similares tem sido encontrados em outros granitóides do Nordeste do Brasil (Vide Jardim de Sá, 1994). Uma análise mais acurada na literatura, revelou que Gill (1974) e Hawkesworth et alii, (1979) têm chamado a atenção para o fato de que magmas gerados em ambientes de margens destrutivas de placas, são enriquecidos em elementos com baixo potencial iônico (Sr, Ba, ETRL) com relação aos elementos com alto potencial iônico (Nb, Zn, P, Ti, ETRP), quando comparados com magmas de química total equivalente de cadeias médio-oceânicas ou “rifts” continentais (Harmon, et alii 1984).

Granitóides arqueanos são geralmente ricos em Sr e Ba, enquanto os do Médio Proterozóico e muitos dos granitóides do Paleozóico (com exceção daqueles do oeste da Escócia), são pobres nestes elementos (Stern et al 1989). Ainda, granitóides orogênicos tardi-cretácicos e terciários, bem como rochas vulcânicas associadas de muitas partes do mundo tem estas características, ou seja, são ricas em Sr e Ba. Isto é particularmente verdadeiro nos Andes, por exemplo, que em contraste, exibem plutões tardi -

paleozóicos com características de baixo Sr e Ba. O fato de que este tipo de magma “aparece” e “reaparece” no espaço e no tempo sugere que sua química seja controlada por uma assembléia mineral. A análise dos diagramas de variação multi-elemental mostra, entretanto, que não são somente os altos teores de Ba e Sr que caracterizam estas rochas, mas uma série de características geoquímicas tais como baixo Rb e alta razão K/Rb, e teores relativamente baixos de Th, U, Nb e ETRP. Estas características são muito similares a de gnaisses arqueanos, onde os terrenos são caracterizados pela presença marcante de assembléias TTGs. O Complexo Branca, no qual os magmas Quixeramobim estão intrudidos, poderiam ser uma fonte em potencial, dada a grande quantidade de gnaisses thondhjemíticos e anortositicos e ainda rochas metaultramáficas associadas. O Complexo Pedra Branca, durante muito tempo foi, por similaridade composicional e estrutural, denominado de Complexo Caicó, uma entidade arqueana que serve de embasamento para a grande maioria das supracrustais do Nordeste do Brasil, na qual uma grande quantidade de granitos proterozóicos ricos em Ba e Sr, ou seja, de composição similar à do granitóide Quixeramobim, são encontrados (Sial et al 1989, Ferreira et al. 1993; Conceição, 1993). O problema é que este tipo de granitóide ocorre também em ambientes muito mais jovens, onde tais associações TTGs não ocorrem (vide também Tarney et al, 1994).

Existe um número de explicações possíveis para esta química de granitóides ricos em Ba e Sr.

(1) Que a fonte precursora seja mais enriquecida em Ba e Sr que MORB (basalto da cadeia médio-oceânica) tais como pode ser esperado se ilhas ou platôs oceânicos são fundidos quando “subductados”. Magmas gerados a partir de ilhas oceânicas tem as altas concentrações de Sr e Ba e (P) requeridos, mas esses líquidos profundos e de pequeno volume são incomuns no Proterozóico inferior e médio, com seus altos gradientes termais e podem não concorrer para o grande volume de crosta rica em Ba e Sr gerado. Os platôs oceânicos fornecem um volume muito maior de crosta oceânica espessa, e sendo quentes e flutuantes, preenchem muitos dos requisitos termais para a fusão extensiva e altas velocidades de produção de magma. Deve ser notado que os terrenos arqueanos, especialmente os greenstone belts, foram ligados com platôs e plumas do manto profundo (Storey et al 1991).

(2) Que a crosta seja “underplated” por magmas máficos com as mesmas características, que sofre fusão hidratada (cf. Atherton & Petford, 1993). É também

possível que isto esteja ligado com atividade de plumas do manto (Hill et alii, 1992), porque nem todas as plumas do manto são aptas a penetrar a litosfera espessa, mas apenas conseguindo se sotopor a ela, mas ao mesmo tempo fornecendo energia para a fusão.

(3) Que as características de alto Ba e Sr e ainda P resultem da penetração da litosfera inferior por pequenos volumes de líquidos carbonatíticos astenosféricos como descrito por Green & Wallace (1988), Ionov et alii,(1993) e Rudnick et alii, (1993). É claro que isto pode estar ligado a atividade de uma pluma do manto (Haury et alii, 1993; Haggerty, 1994). Se a porção inferior da litosfera é venulada (veja-se Foley, 1992), então a composição dos elementos traços no líquido, deve ser controlada muito mais pela mineralogia nos veios que pelo quimismo do próprio manto hospedeiro, quando este sofre baixos graus de fusão (Tarney et alii, 1994). Agora, se a convecção induzida joga um papel mais importante na contribuição do magmatismo orogênico, a litosfera venulada será arrastada para a zona de fusão na cunha mantélica. Plumam do manto não são aptas a penetrar a litosfera com uma camada mecânica espessa, entretanto, sua energia pode estar apta a erodir e adelgaçar a camada mecânica, mobilizando a litosfera (contendo hornblenda) para mais altos níveis, podendo então arrastá-la para a zona de fusão. A fusão deste manto hornblendico resulta na transformação de hornblenda em granada, com retenção de ETRP e Y na granada residual na fonte (veja Rogers & Saunders 1989), enquanto que as altas razões K/Rb são uma consequência da mineralogia inicial da fonte que, dominada por hornblenda, rejeita Rb.

Enquanto que algumas das características de elementos traços (Alta K/Rb, baixos teores de ETRP) podem ser razoavelmente explicada pela mecanismo de fusão de uma cunha de manto hornblendico, surge a questão de se as outras características geoquímicas, tais como Alto Sr e Ba são satisfeitas. A carência de uma anomalia de Eu mais significativa, seja nos encraves ou nos seus hospedeiros, indica que a região fonte deve ter sido desprovida de plagioclásio, ou tinha uma fugacidade de oxigênio muito alta, fornecendo assim mecanismo capaz de produzir teores extremamente altos de Ba e Sr (Halliday & Stephens, 1983). Por outro lado, as fracas anomalias de Eu, observadas em rochas das várias facies, podem ser atribuídas a uma cristalização fracionada em baixa pressão de plagioclásio e biotita, como sugerido por Clayburn (1983).

Ainda as características químicas apontam para a existência de uma fonte mantélica enriquecida em elementos incompatíveis. De Paolo (1981) tem ressaltado que

tais mantos anômalos podem estar restritos a crátons continentais antigos, onde ele pode permanecer isolado de convecção e de processos destrutivos de margens de placas, por substanciais períodos de tempos geológicos. Um processo desse tipo pode ter produzido um manto enriquecido em ETRL no nordeste brasileiro, por analogia com outras regiões do mundo, durante a orogênese Transamazônica, que foi um período de importante acreção crustal, e pode-se esperar daí que processos de subducção tenham proporcionado um enriquecimento do manto, próximo às margens continentais arqueanas durante este episódio orogênico.

A orogenia pan-Africana (Brasiliana) foi caracterizada tanto na África como no Brasil por abundante magmatismo cálcio-alcálico de alto K, alto fluxo de calor, metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão e grandes movimentos ao longo de mega-zonas de cisalhamento. Os terrenos africanos que exibem estas características, os devem, conforme Black et al (1993), a um processo de descratonização do cráton Saara Central. Este processo se faz através de dois mecanismos: (1) o cráton adquire uma margem ativa, com processos de subducção afetando e desestabilizando o manto litosférico continental; (2) o cráton sofre uma hipercolisão frontal e intensa. A forte ligação entre a crosta e a camada mecânica (camada superior do manto litosférico, definida entre o Moho e a isoterma de 600°C. Sua espessura varia de 4-150 Km), é devido a baixa temperatura e condições secas do Moho. Se a litosfera como um todo é cavalgada por uma cadeia, como os Himalaias, por ex., durante uma hipercolisão, as condições de temperatura e abundância de fluidos podem mudar drasticamente, permitindo um “decoupling” entre a crosta e a camada mecânica, “decoupling” este que pode se propagar ao longo do Moho cratônico enriquecido, seguindo um processo similar ao proposto por Bird (1979). Esta desestabilização cratônica é um conceito equivalente ao de “paleoplataforma” de Lewry & Colerson (1990), usado para descrever uma grande área de embasamento antigo reativada, porém, não dividida. O Complexo Pedra Branca, que abriga o complexo granítico Quixadá Quixeramobim, como definido por Brito Neves (1975) e Pessoa et alii (1986), se enquadra perfeitamente dentro deste conceito: um cráton fantasma.

Por outro lado, no caso de uma colisão por convergência oblíqua, a delaminação do manto litosférico continental não se faz como no caso de uma de uma colisão frontal. A separação da placa oceânica “subductada”, fatiada por mega-zonas de cisalhamento litosféricas, permite a ascensão do manto astenosférico, induzindo um curto

mas volumoso magmatismo cálcio-alcálico pós-colisional, contaminado por líquidos crustais (Black et al 1993). A íntima relação dos magmas cálcio-alcálicos com as mega-zonas de cisalhamento sugerem que este mecanismo é o mais adequado para se obter magmas máficos astenosféricos necessários à geração dos magmas máficos em questão.

A reativação das zonas de mega-zonas de cisalhamento crustal, em épocas posteriores, pode causar a fusão de material astenosférico em maiores profundidades, fusão esta com uma química controlada por flogopita. Os líquidos gerados pela fusão de flogopita são ricos em K, Sr e Ba, com baixo $Mg\#$, e o grau de saturação em sílica dependendo da proporção de flogopita que integra o líquido, sendo este mais insaturado, quanto maior for o percentual de fusão (Wendlandt & Egger, 1980). A natureza potássica, bem como os altos teores de MgO, Sr e Ba e elementos terras leves, caracterizam os magmas Quixadá como de natureza shoshonítica. Muitos autores concordam que estes magmas são o produto da fusão do manto litosférico, onde horizontes metassomáticos formados pela percolação de pequenos volumes de líquidos ascendentes do manto convectivo (inclusive carbonatíticos) ou fluidos são preservados e tornar-se isotopicamente evoluído através do tempo geológico (Rogers 1992).

“Meladioritos diferem dos dioritos normais somente em seu mais alto teor em minerais máficos. Exemplos tem sido descritos em Glen Fyne-Garabal Hill Complex no sudoeste da Escócia. Estas rochas, no sentido geral, são certamente melodioritos, diferindo das outras por conterem prismas eudrais de hornblenda., nos exemplares de Channel Island, geralmente com núcleos ocos e arranjadas por fluxo. Estes Appinitos (E.B. Bayley, 1916), são geralmente pegmatíticos, de granulação relativamente grosseira e ocorrem sejam em bolsões em dioritos normais ou em porções superiores de ricas em fluxo, de sheets dioríticos diferenciados. Originalmente appinito era um tipo de rocha diorítica, mas ultimamente o termo tem sido expandido e agora, com especial referência às intrusivas Caledonianas da Escócia, a “suite appinitica” inclui uma faixa de rochas de diferentes composições. Assim é que Holmes (1920) afirma que “appinitos é um termo genérico usado para designar variedades de dioritos, monzonitos e sienitos melanocráticos que são ricos

em hornblenda. No campo, os meladioritos gradam para hornblenditos por eliminação do plagioclásio, e a rocha, constituída por hornblenda aproximadamente pura é o último produto da diferenciação máfica do diorito... Estas rochas são, de maneira geral relacionadas a um mecanismo de acumulação,...É difícil acreditar que estas rochas hornblendicas tenham tal origem..., Em Garabar Hill, augita-peridotitos (olivina dominante associada com augita), grada para hornblenda piroxenito que por sua vez grada para hornblenditos, cujos prismas de hornblenda atingem a dois centímetros. Há pouca dúvida de que o piroxenito foi gradualmente transformado por processos metassomáticos, embora nenhum agente mais quimicamente ativo que vapor d'água para fornecer a necessária (OH) deva ser requerido. (Tradução nossa).

O trecho acima, extraído de Hatch, Wells & Wells (1972), descreve quase que perfeitamente a matriz das rochas que compõem o batólito Quixadá. Com a ampliação do conceito de appinito, podemos perfeitamente bem encaixar as rochas Quixadá dentro deste conceito. Não queremos, entretanto, dizer que sua origem se deva por metassomatismo (no estado sólido) como acima proposto, mas que os magmas a partir dos quais elas foram formadas, resultam da fusão de um manto litosférico “frio”. Aqui surge um problema que é saber quanto este manto “frio” pode fundir, quando reativado por riftes, plumas do manto ou muito mais provável, por mega-zonas de cisalhamento. Evidências geofísica sugerem que as temperaturas atingidas nestas circunstâncias deve permitir somente a fusão de veios enriquecidos, tais como aqueles de composição flogopita-piroxenitos, dando origem a magmas ricos em K, Ba e Sr, mas pobres em Mg. A ocorrência de um manto litosférico enriquecido em elementos incompatíveis no Nordeste do Brasil tem sido proposta por Ferreira et al (1993). Aí, xenólitos de mica-piroxenitos, foram considerados como representantes de um manto litosférico, a partir do qual resultaram os magmas ultrapotássicos que abundam naquela região. Um componente magmático com as características apresentadas por estes magmas pode ser um forte candidato para compor os magmas shoshoníticos Quixadá, faltando apenas a porção basáltica. Tarney et al (1994) tem sugerido que este componente basáltico pode

ser perfeitamente derivado de um manto litosférico hornblendico, similar ao anteriormente descrito. A mistura destes dois magmas mantélicos gerariam todas as características exibidas pelos litotipos Quixadá.

XI - CONCLUSÕES

1. O Complexo Granítico Quixadá Quixeramobim está composto por dois batólitos: o Quixeramobim que se estende desde a cidade de Senador Pompeu a Juatama, distrito de Quixadá, situada a 16 Km desta e o batólito Quixadá, que tem a cidade homônima localizada em sua porção central. O primeiro se mostra com uma forma elipsoidal alongada, cujo eixo maior, de direção NE-SW, mede cerca de 80 Km, por 20 Km de espessura média. O batólito se apresenta superficialmente com a forma elipsoidal cujo eixo maior mede cerca de 25 Km e seu eixo menor cerca de 10 Km. Eles se mostram separados espacialmente pela unidade Mombaça do Complexo Pedra Branca que, juntamente com a sequência supracrustal Quixeramobim anormalmente sobreposta ao Complexo Pedra Branca, compõem as encaixantes do Complexo.

2. O batólito Quixeramobim está constituído pelos facies Água Doce, Muxuré Novo, Muxuré Velho, Serra Branca e Uruquê e pelos sub-facies Boa Fé (adendo do Muxuré Novo) e Uruquê Transicional Muxuré Novo. O facies Água Doce está constituído por uma série cálcio-alcálica de baixo K, composta por quartzo-dioritos, tonalitos e granodioritos, de cor cinza chumbo ou cinza prãta, granulação média grossa e normalmente afíricos. Gradam em boa parte dos seus contatos para o facies Muxuré Novo, que está constituído por uma suite cálcio-alcálica de médio potássio, onde granodioritos porfiríticos dominam sobre os quartzo-dioritos e tonalitos e monzogranitos, também porfiríticos com hornblenda e/ou biotita como minerais máficos principais, cujos teores atingem no máximo a 30%.

O sub-facies Boa Fé se mostra porfirítico, com fenocristais de feldspatos aproximadamente equidimensionais, em torno de 2,5cm, diferindo dos litotipos Muxuré Novo que apresentam fenocristais com tamanhos variando entre 1,5cm a 6cm ao longo do eixo C.

O facies Serra Branca é mineralógica e petrograficamente similar ao Muxuré Novo, entretanto seus litotipos apresentam fenocristais de feldspatos que variam em tamanho de 4 a 20cm ao longo eixo C. Este facies ocorre nas porções marginais leste e oeste do batólito e na porção central, intrudidos nos litotipos Muxuré Novo, com os quais fazem contatos bruscos ou gradacionais.

As rochas que compõem o facies Uruquê, constituem uma série cálcio-alcálica de médio potássio, constituída essencialmente por granodioritos de cor cinza claro,

geralmente afíricos, leucocráticos e de granulação média a fina. Suas relações de contato com o fácies Muxuré Novo indicam que sua injeção neste fácies, se fez quando este ainda não estava totalmente cristalizado, o que ocasionou a formação, em alguns locais, de um sub-fácies cujos litotipos tem características intermediárias entre os dois.

O fácies Muxuré Velho, está constituído por litotipos de cor escura, às vezes preto, granulação média a fina, normalmente mesocráticos de composição quartzo-diorítica, com variações desde dioríticas a granodioríticas. Estes litotipos constituem uma suite tonalítica, com variável teor em K_2O . Ocorrem como encraves, diques sinplutônicos ou formando grandes "sheets". Nos dois primeiros casos são encontrados em todos os demais fácies, sendo a abundância deles controlada principalmente pela viscosidade dos hospedeiros no momento de sua injeção.

Os encraves são elipsoidais, com seu alongamento sendo função da intensidade do esforço, sin-magmático ou no estado sólido que atuou sobre o sistema. Estes ocorrem isolados, dispersos, ou em concentrados formando diques sinplutônicos desmembrados.

A ocorrência de diques sinplutônicos variando desde contínuos a fortemente desmembrados, indica que estes magmas máficos foram injetados em todos os estágios de cristalização dos magmas hospedeiros. Seus contatos normalmente gradacionais e similaridade mineralógica indica que houve uma forte interação entre estes dois magmas.

O batólito Quixadá está constituído por uma série cálcio-alcálica de alto potássio ou, uma série monzonítica. 95% de seus litotipos correspondem a dioritos, monzonitos e sienitos porfiríticos, com megacristais eudrais ou subedrais de feldspatos com tamanhos variando entre 1 e 6cm, inseridos em uma matriz de cor preto esverdeado, granulação média a grossa, com prismas de hornblenda atingindo a 2cm. Está composta essencialmente por anfibólio e biotita com plagioclásio, microclina e quartzo, como constituintes menores. Titanita e allanita ocorrem em cristais eudrais que podem alcançar a 1cm.

Encraves microgranulares elipsoidais de tamanhos diversos e com composições similares à dos hospedeiros. São encontrados inclusos na série monzonítica, dispersos ou formando trens (diques sinplutônicos desmembrados). Estes encraves possuem granulação mais fina que a dos seus hospedeiros que normalmente varia de média a grossa.

Granodioritos leucocráticos de cor cinza-claro e de granulação fina, normalmente constituindo diques de pequena espessura, são encontrados intrudidos nos

litotipos supracitados. Estes diques se mostram quase sempre inclinados com ângulos de mergulho variando entre 20 e 60°. Estas são rochas a biotita que eventualmente se desestabilizam para moscovita.

3. Cerca de 50% da porção leste do batólito Quixeramobim está assentado lateralmente sobre a zona de cisalhamento Senador Pompeu. Com direção N40E, esta mega-zona de cisalhamento aflora por cerca de 400Km, seccionando todo a porção central do Ceará, desaparecendo por sob os sedimentos Serra Grande na sua porção setentrional e por sob os sedimentos litorâneos na sua porção meridional. Seu último movimento dúctil está registrado nos litotipos dos batólitos Quixeramobim e Quixadá, através de uma deformação impressa no estado sólido. Indicadores cinemáticos tais como sombras assimétricas de recristalização, planos S-C, micro bandas de cisalhamento, fraturamento de cristais, etc, indicam que ele foi de natureza destrai. O estiramento de cristais de quartzo matriciais, indicam que o batólito Quixeramobim já havia, no mínimo, atingido a fração reológica crítica, com muitas de suas porções já estando totalmente cristalizada, quando este movimento dúctil destrai ocorreu.

4. A geometria dos batólitos Quixeramobim e Senador Pompeu e do Quixadá, com relação a ZC Senador Pompeu, bem como a profusão de lentes de rochas encaixantes no interior do batólito Quixeramobim, sugerem que a ascensão destes magmas se fizeram essencialmente através de fraturas extensionais geradas por um movimento sinistral da zona de cisalhamento, com seu emplacement final se fazendo por coalescência destas fraturas. A atuação de esforços compressivos N-S, vetores resultantes do extravasamento lateral da colisão do craton Ntem com o cráton Oeste Africano, culminou com a geração de pares de zonas de cisalhamento, dentre os quais o par Senador Pompeu - Tauá sendo a primeira NE-SW e a segunda N20W.

Os lineamentos nordeste, de maneira geral, se movimentaram sinistralmente enquanto os N-NW se movimentaram destrai. O cisalhamento Senador Pompeu, ao se movimentar sinistralmente gerou fraturas extensionais, onde foram alojados os magmas Quixeramobim e Senador Pompeu. Ao longo da zona de cisalhamento Tauá, foram alojados os magmas cálcio-alcálinos Pedra Lisa, por exemplo. A posteriori, o campo de esforços regionais sofreu uma rotação, agora com σ_1 aproximadamente E-W, resultando em uma inversão dos movimentos anteriores das zonas de cisalhamento regionais. As zonas de cisalhamento NE-SW, a Senador Pompeu por exemplo, anteriormente sinistrais, agora se movimentaram destrai e as N-NW, anteriormente

destrais, agora se movimentaram sinistralmente. Ao longo da zona de cisalhamento Senador Pompeu, fraturas extensionais foram geradas, permitindo a ascensão dos magmas Quixadá e ao longo da ZC Tauá, as fraturas extensionais abertas permitiram a ascensão dos magmas que compõem as Províncias Subvulcânicas de Tauá e Independência.

No domínio do batólito Quixeramobim, um movimento transpressional, comprimiu e arrastou as encaixantes (especialmente as supracrustais da sequência Quixeramobim), contra o batólito, gerando assim, a zona de cisalhamento Quixeramobim. Em virtude da compressão, foi gerada uma forte clivagem de crenulação, visíveis especialmente nos xistos adjacentes ao contato, além de uma verticalização da foliação da sequência, que distante do contato com batólito, é aproximadamente horizontal.

Os magmas que ascenderam como consequência desta inversão de movimento, são peralcalinos (Tauá, Independência e Cococí), shoshoníticos (Quixadá), com forte tendência alcalina (Coreaú, Aroeiras e Macaraú); complexos anelares (Várzea do Boi, Santo Antônio, Iapí, Pedra Preta e Taperauba) e ainda plutões do tipo A, diversos, como por exemplo, Meruoca, Mucambo, Serra da Barriga etc.

Conforme a classificação de Harris et alii (1986), para granitos em ambientes de colisão continente-continente, os granitóides Quixeramobim e Quixadá podem ser classificados como granitóides dos Grupos III e IV respectivamente, ou seja, tardi e pós-colisionais.

5. As associações petrográficas que compõem o batólito Quixeramobim, bem como seus respectivos plots nos diagramas AFM, indicam uma natureza cálcio-alcalina para estas rochas, que são caracterizadas por um relativamente amplo teor em SiO_2 , baixo $\text{Mg\#}$ e ETRP e altos teores álcalis, de Sr, Ba, P e elementos terras raras leves, com razões Ce/Yb aproximadamente constantes, mas pelo menos duas vezes mais altas que as observadas em associações cálcio-alcalinas normais. Anomalias negativas de Eu são raras, com aquelas positivas ou nenhuma anomalia sendo mais comuns.

Os litotipos que constituem o batólito Quixadá constituem uma série cálcio-alcalina cujas razões FeO/MgO, são inferiores a 1,5. Seus teores de SiO_2 são relativamente restritos, ou seja, são rochas intermediárias, com relativamente altos teores de MgO, CaO e álcalis, com uma razão $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ em torno de 1, altos teores de Sr, Ba,

P, ETRL. Estas características químicas são compatíveis com aquelas de uma suite shoshonítica.

6. A onipresença de encraves magmáticos elipsoidais no seio dos litotipos que compõem os batólitos Quixeramobim e Quixadá sugerem que a mistura de magmas teve um papel fundamental na gênese destas rochas. Em ambos os batólitos, os ubíquos diques sinplutônicos sugerem que esta mistura se fez principalmente através do preenchimento da câmara magmática por recargas de material máfico, cujas características químicas, indicam para si, uma fonte mantélica. Em Quixeramobim, as inclinações das curvas de mistura indicam uma participação de magmas crustais em percentuais em torno de 65% com os magmas mantélicos participando com 35%. Em Quixadá parece não haver participação de magmas crustais. Os altos teores de Sr, Ba e ETRL, com anomalias negativas de Eu ausentes e baixos teores de ETRP, sugerem que os magmas mantélicos são o resultado da fusão controlada principalmente por hornblenda e flogopita de um manto litosférico metassomatisado (veios carbonatíticos presentes na fusão explicariam o alto Sr, bem como a presença constante de carbonatos de terras raras nestas rochas), enriquecido em ETRL,. Em Quixadá, magmas potássicos leves, cujas fusões foram controladas por flogopitas, parecem ter sido os primeiros a invadirem a crosta e que foram imediatamente inundados por magmas mais magnesianos, cujas fusões foram controladas principalmente por hornblendas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGAR, R.A -1986- Structural geology of felsic plutonic rocks in the Arabian shield; styles, modes and levels of emplacement. *J. African Earth Sci.* 4, 105-121.
- ALMEIDA, F.F.M. -1971- Review on granitic rocks of Northeast South America. International Union of Geological Science. Committee for the study of Geological Documentation. 71pp.
- ALMEIDA, A.F.M.; LEONARDOS, O.H.; & VALENÇA, J. -1967- Review on granitic rocks of Northeast South America, IUGS/UNESCO Symposium - Recife-PE. 41p.
- ALMEIDA, A.R. -1987- Petrologia da província subvulcânica de Tauá e Independência - CE. Dissertação de Mestrado, UFPE, Recife-PE. Inédito, 131p.
- ALMEIDA, A.R.; SIAL, A.N. & FERREIRA, V.P. -1984- Petrologia e geoquímica de alguns enxames de diques Cambrianos do Nordeste. *Atas X Simp. Geol. do Nordeste*, Natal-RN; 60-76.
- ANDERSON, E. M.-1936- The dynamics of the formation of cone-sheets and cauldron-subsidences. *Proc. Royal Soc. Edinburgh.* 56, 128-163.
- ANDERSON, E.M. -1951- The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. 2 Ed. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- ANDERSON, G. & BURNHAM, C. -1983- Feldspar solubility and the transport of aluminum under metamorphic conditions: *Am. Jour. Sci.*; 283a, 283-297.
- ARTHAUD, M.H. & TORQUATO, J.R.F. -1989- A tectônica transcorrente no Estado do Ceará. *Atas II Simp. Nac. Tect.*; Fortaleza-CE; 277-278.
- ARTHAUD, M.H. -1986- A falha de Tauá-CE. Zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo e rejeito múltiplo. *XXXIV Cong. Bras. Geol., Anais...*; 2, 766-769.
- ARZI, A. A. -1978- Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*; 44, 173-184.
- ATHERTON, M. P. & PETFORD, N. -1993 - Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144-146.
- AVE 'LALLEMANT, H.G. & CARTER, N.L. -1970- Syntectonic recrystallization of olivines and modes of flow in the upper mantle. *Geol. Soc. Am. Bull.*; 81, 2203-222
- BAILEY, J.C. -1984- Geochemistry and origin of hornblende-bearing xenoliths in the I-type Petford Granite, north-eastern Queensland. *Aust. Jour. Earth Sci.*; 31, 7-23.
- BAKER, P. -1978- Petrologie des laves dans les zones de subduction. In: GIROD, M. (Ed.) - *Les Roches Volcaniques*. Paris, Doin Editeurs, pp.136-165.
- BATEMAN, P.C.; CLARKE, L.D.; HUBER, N.K.; MOORE, J.G. & RHINEHART, C.D. -1963- The Sierra Nevada batholith - A synthesis of recent work across the central part. *U.S. Geol. Prof. Paper*; 414D, D1- D46.
- BATEMAN, R. -1985- Aureole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning: the Cannibal Creek granite. *J. Geol.*; 93, 293-310.
- BATEMAN, R. -1989- Cannibal Creek Granite: post-tectonic ballooning pluton or pre-tectonic piercement diapir? -a discussion. *J. Geology*; 96, 766-768.
- BATEMAN, R.-1984- On the role of diapirism in the ascent, segregation, and final emplacement of granitic magmas. *Tectonophysics*, 110, 211-231.

- BATEMAN, R.-1986- On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas - replay - *Tectonophysics*; 127, 167-169.
- BECKINSALE, R.D. -1979- Granite magmatism in the tin belt of southeast Asia. In: ATHERTON, M.P. & TARNEY, J. (Eds.) - *Origin of Granite Batholiths: Geochemical Evidence*. Shiva, Orpington, U.K., 33-44.
- BELL, T.H. & RUBENACK, M.J. -1980- Crenulation cleavage development - evidence for progressive bulk inhomogeneous shortening from millipede microstructures in the Robertson River metamorphic. *Tectonophysics*; 68, T9-T15.
- BENDER, J.F.; HANSON, G.N. & BENCE, A.E. -1982- The Cortland complex: evidence for large-scale liquid immiscibility involving granodiorite and diorite magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*; 58, 330-344.
- BERGER, A.R. & PITCHER, W.J. - 1970- Structures in granitic rocks: a commentary and a critique on granitic tectonics. *Proc. Geol. Assoc. London*; 81, 41-62.
- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. -1979- Ortogneiss, milonite and non coaxial deformation of granites. The example of the South Armourican Shear Zone. *Jour. Struct. Geol.* 1, 31-42.
- BIRD, P. -1979 - Continental delamination and the Colorado plateau. *Jour. Geophys. Res.*; 84, 7561-7571.
- BLACK, R- 1965- Sur la signification pétrogénétique de la découverte d'anorthosite associées aux complexes annulaires sub-volcaniques du Niger. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 260, 5829-5832.
- BLACK, R. & GIROD, -1970- Late Paleozoic to Recent igneous activity in West Africa and its relationships to basement structure. In: CLIFFORD, T.N & GASS, I.G. (eds) - *African Magmatism and Tectonics*. Edinburgh, 321-326
- BLACK, R. & LIEGEOIS, J. P. -1993 - Cratons, mobile belts, alkaline rocks, and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Jour. Geol. Soc., London*; 150, 89-98.
- BLACK, R. -1980- Precambrian of West Africa, Episodes; 4, 3-8.
- BLACK, S.; WILSON, C.J.N.; SMITH, I.E.M. & WALKER, G.L.P. - 1992- Petrology and dynamics of the Waimihia mixed magma eruption, Taupo Volcano, New Zeland. *Jour. Geol. Soc. London*; 149, 19333-207.
- BLUMMENFELD, P.E. & BOUCHEZ, J.J. -1988- Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Jour. Struc. Geol.* 10, 361-172.
- BOTTINGA, Y. & WEILL, D.F. -1972- The viscosity of magmatic silicate liquids: a model for calculation. *Am. Jour. Sci.*; 272, 438-475.
- BOWEN, N.L. -1928- *The Evolution of Igneous Rocks*. Princeton University Press. Princeton, New Jersey, 332p.
- BRITO NEVES, B.B. & PESSOA, R.J.R. -1974- Considerações sobre rochas graníticas do Nordeste Oriental. In: *Cong. Bras. Geol.*, XXVIII, Porto Alegre, 4, 143-157.
- BRITO NEVES, B.B. -1975- Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. Tese de Doutorado. IG-USP. inédita, 198p.
- BROODIE, K.H. & RUTTER, E.H. -1985- On relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks. In: THOMPSON, A.B. & RUBBIE, B.C. - *Metamorphic Reactions: Kinetics, Textures and Deformation*. Springer, New York. 138-179.

- BRUN, J. P.; GAPAIS, D. COGIVE, J. P.; LEDRU, P. & VIGNERESSE, J.L. -1990- The Flammanville Granite (Northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geol. Journal*; 25, 271-286.
- BURKE, K. & DEWEY, J.F. -1970- Orogeny in Africa. In: DESSAUVAGIE, T.F.J. & WHITEMAN, A.J. (Eds.) - African geology. Ibadan Univ. Press, Ibadan, 583-608.
- CABY, R. & ARTHAUD, M.H. -1986- Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*; 14, 871-874.
- CAMPBELL, I.H. & TURNER, J.S. - 1986- The influence of viscosity on fountains in magma chambers. *Jour. Petrol.* 27, 1-30.
- CAMPOS, M.; BRAGA, A.P.G.; MELLO A.A.; SOUZA, E.M.; SILVA, F.A.F. & FRANÇA, J.B. -1979- Projeto Rio Jaguaribe. MME-DNPM, Série Geologia 4, Geologia Básica 1, Brasília, 144p.
- CASTRO, A. -1986- Structural pattern and model ascent in the Central Extremadura batholith, Hercynian Belt, Spain. *Jour. Struc. Geol.* 8, 633-645.
- CAVALCANTI, J.C.; FERREIRA, C.A.; RAMALHO, R.; BRAUN, R.P.G.; BATISTA, M.P. & CUNHA, H.C.S. -1983- Mapa Geológico do Estado do Ceará; Escala 1:500.000; MME/DNPM/CEMINAS/SUDENE, Fortaleza.
- CEULENEER, G. & NICOLAS, A. -1985- Structures in podiform chromite from Maqad District (Samail ophiolite, Oman). *Mineralium Deposita*, 20, 177-185.
- CHAPPEL, B.W. -1978- Granitoids from Moonbi district, New England batholith, Eastern Australia. *Jour. Geol. Soc. Aust.*; 25, 276-283.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. & WIBORN, D. -1987- The importance of residual source of material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrology*; 28, 1111-1138.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. -1974- Two contrasting granite types. *Pacific. Geology*. 8, 173-174.
- CHEN, Y.D.; PRICE, R.C.; WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. -1990- Mafic inclusions from Glenbog and Blum Granite Suites, Southeastern Australia. *Jour. Geophys. Res.*; 95(B11), 17757-17785.
- CLOOS, H. -1955- Experimental analysis of fracture patterns. *Bull. Geol. Soc. Am.*; 66, 241-256.
- COLEMAN, R. G. & PETERMAN, Z.E - 1975- Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.*; 80, 1099-1108.
- 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 southeastern Australia. *Cont. Mineral. Petrol.* 80, 189-200.
- CONCEIÇÃO, H. -1993- Petrology of the syenites from the Salvador-Curaçá Mobile Belt (Bahia-Brazil): geodynamic significance. *An. Acad. Bras. Ci.* 65(1), 17-32.
- CRANDALL, R. -1910- Geographia, geologia, suprimento d'água, transporte e açudagem nos estados orientais do norte do Brazil, Parahyba, Rio Grande do Norte e Ceará. Rio de Janeiro, CIFOS, Serv. Geol., Série I, Public. 4, Rio de Janeiro.
- CRUDEN, A. R. -1990- Flow and fabric development during rise of magma. *Journal of Geology*, 98, 681-698.
- CURRIUUX, G. -1987- Oblique diapirism: the Crieffel granodiorite/granite zoned pluton (Southwest Scotland). *Jour. Struc. Geol.* 9, 89-124.
- DALY, R.A. -1903- The mechanism of igneous intrusion. *Am. Jour. Sci.*; 16; 107-126.

- DALY, S. F. & RAEFSKY, A. -1985- On the penetration of a hot diapir through a strongly temperature dependence medium. *Geophys. Jour. Royal Astronomical Soc.*; 83, 657-681.
- DANTAS, J.R.A. - 1974- Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folhas Jaguaribe (SB-24) e Fortaleza (SA-24). MME/DNPM. Brasília. 95p.
- DAVIES, F.B. - 1982- Pan-African intrusion in response to tectonic volume changes in a ductile shear zone from Northern Saudia Arabia. *Jour. Geology*; 90, 467-483.
- DE PAOLO, D. J. -1981b - A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular ranges. *Jour. Geophys. Res.*; 86, 10470-10488.
- DE PAOLO, D.J. -1981a - Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planett. Sci. Lett.*; 53, 189-202.
- DEBON, F. & Le FORT, P. - 1983 - A chemical- mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*; 73, 135-149.
- DEBON, F. - 1980 - Genesis of three concentrically-zoned granitoid plutons of Cauterets-Panticosa (French and Spanish Western Pyrenees). *Geol. Rundschau*; 69, 107-130.
- DIDIER, J. & LAMEYRE, J. - 1969- Les granites du Massif Central Français: étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Cont. Mineral. Petrol.* 24, 219-238.
- DIDIER, J. -1973- Granite and their Enclaves. Elsevier, New York, 393pp.
- DIDIER, J. -1984- The problem of enclaves in granitic rocks; a review of recent ideas on their origin. In: XU, Q.K. & TU, G.C.; *Geology of Granites and their Metallogenic Relations*, Science Press, Beijing, 137-144.
- DIXON, J.M.-1975- Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*; 28, 89-124.
- DORAIS, M. J.; WHITNEY, J.A. & RODEN, F. - 1990 - Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Petrology*; 31(4), 853-881.
- EBERZ, G. W. & NICHOLLS, I.A. - 1990 - Chemical modification of enclaves magma by post-emplacement crystal fractionation, diffusion and metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*; 104, 47-55.
- ENGLAND, R.H. -1980- The identification of granitic diapirs. *Jour. Geol. Soc., London*; 147, 931-933.
- ENGLAND, R.W. -1990- The identification of granitic diapirs. *Jour. Geol. Soc. London*; 147, 931-933.
- FAIRHURST, C. -1964- Measurement of in situ rock stresses, with particular reference to hydraulic fracturing. *Rock Mech. Eng. Geol.*; 2, 129-147.
- FEDOTOV, S.A. -1978- Ascent of basic magmas in the crust and the mechanism of basaltic fissure eruptions. *Int. Geol. Rev.*; 20, 33-48.
- FERNANDEZ, A. N & BARBARIN, B. -1992- Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (Eds) - *Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology* 13, Elsevier, N. York. 263-275.

- FERREIRA, V. P. & SIAL, A. N. - 1993- Mica-pyroxenite as probable source for ultrapotassic and potassic magmas in northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.* 65(1), 51-61.
- FERRY, J. -1985- Hydrothermal alteration of Tertiary igneous rocks from the isle of Skye, northwest Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*; 91, 283-304.
- FOLLEY, S. -1992 - Vein-plus-wall rock melting mechanism in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*; 28, 435-453.
- FOWLER, M.B. -1992- Elemental and O-Sr-Nd isotope geochemistry of the Glen Dessary syenite, NW Scotland. *Jour. Geol. Soc., London*; 149, 209-220.
- FROST, T.P. & MAHOOD, G.A. - 1987- Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*; 99; 272-291.
- GARY, M.; McAFFEE, R. & WOLF, C. L. (eds)-1972- Glossary of geology. American Geology Institute, Valls Church, Va.,
- GERINGER, G.J.; BRUIN, H.D.; SCHUCH, A.E. BOTHA, B.J.V. & VAN DER WESTUIZEN, W.A. -1987- The geochemistry and petrogenetic relationships of two granites and their inclusions in the Keimoes Suite of the Namaqua Mobile Belt, South Africa. *Precambrian Res.*; 36, 143-162.
- GILBERT, G.K. -1887- Geology of the Henry Mountains, Utah. *U.S. Geol. Surv. Rocky Mtn. Reg.* 170p.
- GILL, J. - 1981 - Orogenic Andesites and Plate Tectonics. New York, Springer-Verlag. 390p.
- GILLESPIE, T. -1983- The effect of aggregation and particle size distribution on the viscosity of Newtonian suspensions. *Jour. Colloid Interface Sci.*; 94, 166-173.
- GOLDSPEED, G.E. -1955- Relict dykes and relict pseudodykes. *Am. Jour. Sci.*; 253, 146-161.
- GOMES, J.R.C.; GATTO, C.M.P.P.; SOUZA, G.M.; LUZ, D.S.; PIRES, J.L. & TEIXEIRA, W. -1981- Projeto RADAMBRASIL, Folhas SB 24/25-Jaguaribe/Natal (Geologia/Mapeamento Regional); 23, 27-176.
- GORAYEB, P.S.S. & MATOS ABREU, F.A.M. -1989- A faixa de alto grau da região de Cariré-CE. *Atas do II Simp. Nac. Tect.*, Fortaleza-CE; 261-264.
- GREEN, A.H.-1882- Physical Geology
- GREEN, D. H. & WALLACE, M. E. -1988- Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature*; 336, 459-462.
- GRIFFIN, T.J.; WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. -1978-The Moruia batholith and geochemical contrasts between the Moruia and Jinbalyne suites. *Geol. Soc. Aust. Jour.*; 25, 235-247.
- GRIFFITH, A.A. -1921- The phenomena of rupture and flow in solids. *Royal Soc. London Philos. Trans. Acta*; 221, 163-198.
- GRIFFITH, A.A. -1925- The theory of rupture. *Int. Cong. Appl. Mech.* 1st. Delft. 1924, Proc. 55-63.
- GRIGS, D.T. TURNER, F.J. & HEARD, H.C. -1960- Deformation of rock at 500°C to 800°C. In: *Rock Deformation*. *Geol. Soc. Am. Mem.* 79, 39-104.
- GROUT, F.F. -1937- Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 48, 1521-1572.

- GUINNEBERTEAU, 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, regional implications. *Geol. Soc. Am.*; 99, 763-770.
- HAGGERTY, S.E. - 1994 - Superkimberlites: a geodynamic diamond window to Earth's core. *Earth Planet. Sci. Lett.*; 122, 57-69.
- HALLIDAY, A. N.; STEPHENS, W. E.; HUNTER, R. H.; MENZIES, M.A.; DICKINS, A.P. & HAMILTON, P. J. -1985 - Isotopic and constraints on the building of the deep Scottish lithosphere. *Scott. Jour. Geol.*; 21, 465-491.
- HARMON, R. S.; HALLIDAY, A. N.; CLAYBURN, J. A. P. & STEPHENS, W. E. - 1984 - Chemical and isotopic systematics of the Caledonian intrusions of Scotland and Northern England: a guide to magma source region and magma-crust interaction. *Phil. Trans. R. Soc. London*. A310, 709-742.
- HARRIS, N. PEARCE, J. & TINDLE, A. -1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Collision Tectonics*, Blackwell Scientific Publications, Oxford. 67-81.
- HATCH, F. H.; WELLS, A. K. & WELLS, M. K. -1972- *Petrology of the Igneous Rocks*. Thomas Murby & Co. 13^a ed. 552pp.
- HAURI, E. H.; SHIMIZU, N.; DIEU, J. J. & HART, S. R. -1993 - Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature*; 365, 221-227.
- HAWKESWORTH, C. J. & VOLLMER, R. -1979 - Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the italian volcanics. *Contrib. Mineral. Petrol.*; 69, 151-165.
- HEARD, H.C. -1960- Transition from brittle to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature, confining pressure and interstitial fluid pressure. *Rock Deformation. Geol. Soc. Am. Mem.*; 79, 193-226.
- HEMLEY, J. & JONES, W. -1964- Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.*; 59, 538-569.
- HIBBARD, M.J. & WATTERS, R.J. - 1985- Fracturing and dyking in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos*; 18, 1-12.
- HILL, R.I.; CAMPBELL, I. H.; DAVIES, G. F. & GRIFFITH, R.W. -1992 - Mantle plumes and continental tectonics. *Science*; 256, 186-193.
- HINE, R.; WILLIAMS, I.S.; CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. -1978- Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko batholith. *Geol. Soc. Aust. Jour.*; 25, 219-234.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. -1976- *An Outline of Structural Geology*. Wiley, New York. 571p.
- HOFMANN, A.W. -1980 - Diffusion in natural silicates melts: a critical review. In: Hargraves, R.B. (ed.) - *Physics of Magmatic Processes*. Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey. 385-417.
- HOLDER, M.T. -1979- An emplacement mechanism for post-tectonic granites and its implications for the geochemical features. In: ATHERTON, M. & TARNEY, J. (eds.) - *Origin of Granite Batholiths: Geochemical Evidence*; Shiva, Kent, England. 116-128.

- HOLDER, M.T. -1981 -Some aspects of intrusion by ballooning: the Ardara pluton. (Abs) In: Diapirism and Gravity Tectonics: Report of a Tectonic Studies Group. Jour. Struc. Geol.; 3, 89-95.
- HUBERT, M.K. & WILLIS, D.G. -1957- Mechanics of hydraulic fracturing. Trans. Am. Inst. Mech. Eng.; 210, 153-168.
- HURLBURT, C.S. -1935- Dark inclusions in a tonalite of southern California. Am. Mineral. 20, 609-630.
- HURLEY, P.M.; ALMEIDA, F.F.M.; MELCHER, G.C.; CORDANI, V.G.G.; RAND, J.R.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P. PINSON, W.H.; & FAIRBAIRN, H.W. - 1967- Test of continental drift by means of radiometric ages. Science; 157, 495-500.
- HUTTON, D.H.W. -1988- Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.; 79, 245-255.
- HUTTON, D.H.W. -1992- Granite sheeted complexes: evidences for the dyking ascent mechanism. Transactions of the Royal Society of Edinburgh; 83a, in press.
- IDDINGS, J.P. -1895- Absarokite-shoshonite-banakitite series. Jour. Geology; 3, 935-959.
- IONOV, D.A; DUPUY, C.; O'REILLY, S. Y.; KOPILOVA, M. G. & GENSHAFT, Y. S. -1993 - Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implication for trace elements signature of mantle carbonate metasomatism. Earth Planet. Sci. Lett.; 119, 283-289.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. - 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanics rocks. Canadian Jour. Earth Sci.; 8, 523-548.
- ISHIHARA, S. -1977- The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mine. Geol. Japan; 27, 293-305.
- IWAO, S. -1936- On some basic inclusions in granite of Kuga District, Nagato: A study in contamination. Japan. Jour. Geol. Geogr.; 10, 155-162.
- JARDIM DE SÁ, E.F. & FOWLER, F.H. -1981- A Orogênese Brasileira e suas relações com faixas supracrustais no Sudoeste do Ceará. Atas X Simp. Geol. Nordeste, Recife-PE; 337-350.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1994 - A Faixa Seridó (Província Borborema, Nordeste do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, UNB, Brasília. Inédito. 803p.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; SENA DE SÁ, C.A.; LIRA, C.F.; MEDEIROS NETO, F.A.; REGO, J.M. & SOUZA, L.C. -1981- Esboço da geologia precambriana do extremo oeste potiguar. X Simp. Geol. Nordeste, Recife-PE; 315-328.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H.F.; LEGRAND, J.M.; McREATH, I.; GALINDO, A.C. & SÁ, J.M. -1987- Proterozoic granitoids in polycyclic setting: The Seridó Region, NE Brazil. In: ISGAM, Salvador-BA, Abs. 103-110.
- JOPLIN, G.A., -1968- The shoshonite association: a review. Jour. Geol. Soc. Australia; 15, 275-294.
- KARIG, D.E. -1974- Evolution of arc systems in the western Pacific. Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 2, 51-75.
- KEGEL, W. -1965- A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. DNPM/DGM; Boletim 227, Rio de Janeiro. 52p.

- KNAPP, R.B. & KNIGHT, J.E. -1977- Differential thermal expansion of pore fluids: propagation and microearthquake production in hot pluton environments. *Jour. Geophys. Res.*; 82, 2515-2522.
- KOSINOWSKY, M.H.F. - 1982 - MSONRM, a FORTRAN program for the improved version of mesonorm calculation. *Computers & Geosciences*; 8(1), 111-120.
- KRIEGER, I. M. & DOUGHERTY, T. J. -1959- A mechanism for non-newtonian flow in suspension of rigid spheres. *Transactions Soc. Rheology* 3; 137-152.
- LAGO, B.L.; RABINOWICZ, M. & NICOLAS, A. -1982- Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *Jour. Petrology*; 23, 103-125.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. -1982- Plutonic rock type series: discrimination various granitoids series and related rocks. *Jour. Volc. Geother. Res.*; 14, 169-186.
- LANGMUIR, C.H.; VOCKE, R.D.; HANSON, G.N. & HART, S.R. - 1988 - A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*; 37, 380-392.
- LE MAITRE, R. W. -1989 - A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford; 193p.
- LEAKE, B.E. -1978- Granite emplacement: the granites of Ireland and their origin. In: BOWEN, D.R.C. & LEAKE, B.E. (eds.) - Crustal Evolution in the Northwestern Britain and Adjacent Regions. *Geol. Journal. Special Public.*; 10, 221-248.
- LETERRIER, J. & DEBON, F. - 1978 - Caractères chimiques comparés des roches granitoïdes et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques. *Bull. Soc. Geol. France*; 7, XX, 3-10.
- LEWRY, J. F. & COLLERSON, K.D. -1990 - The Trans-Hudson Orogen: extent, subdivision, and problems. In: LEWRY, J. F. & STAUFZE, M. R. (eds) - The Early-Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America. *Geol. Assoc. Can. Special Paper*; 37, 1-14.
- LIGEOIS, J. P. - 1988- Le batholite composite de l'Adrar des Iforas (Mali). *Acad. Royale Sciences d'Outre-Mer. Classe des Sciences Naturelles et Médicales, Bruxelles, Memoire 8, nouvelle serie*, 22.
- LIGEOIS, J.P & BLACK, R. -1987- Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali). In: FITTON, J. G. & UPTON, B.J.G. (eds)- Alkaline Igneous Rocks. *Geol. Soc. London, Special Public*; 30, 381-401.
- LIGEOIS, J.P.; BERTRAND, J.M. & BLACK, R. -1987- The subduction -and collision-related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas (Male): a review. *Geol. Journal*, 22, 185-211.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. -1984- S-C mylonites. *Jour. Struc. Geol.*; 6, 617-638.
- LLOYD, G.E. & FERGUSON, C.C. -1981- Boudinage structure: some interpretations based on elastic-plastic finite element simulations. *Jour. Struc. Geol.*; 3, 117-128.
- LLOYD, G.E.; FERGUSON, C.C. & READING, K. -1982- A stress-transfer model for the development of extension fracture boudinage. *Jour. Struc. Geol.*; 4, 355-372.
- LOSH, S. -1989- Fluid-rock interaction in an evolving ductile shear zone and across the brittle-ductile transition, Central Pyrenees, France. *Am. Jour. Sci.*; 289, 600-648.
- MAHMOOD, A. -1985- Emplacement of the zoned Zaer pluton, Morocco. *Geol. Soc. Am. Bull.*; 96, 931-939.

- MAHON, K.I; HARRISON, T.M. & DREW, D.A. -1988- Ascent of granitoid diapir in a temperature varying medium. *Jour. Gephys. Res.*; 93, 1174-1188.
- MALAVIEILLE, J. & LACASSIN, R. -1988- 'Bone-shaped' boudins in progressive shearing. *Jour. Struc. Geol.*; 4, 335-345.
- MARRE, J. -1986- The Structural Analysis of Granitic Rocks. Elsevier, Amsterdam, 123p.
- MARSH, B.D -1981- On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Cont. Mineral. Petrol.* 78, 85-98.
- MATOS ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S. & GAMA JÚNIOR, T. -1989- Aspectos tectônicos da região de Martinópolis-Massapê-CE.; Atas do II Simp. Nac. Tect., Fortaleza-CE; 265-269.
- MAURY, R.C.; DIDIER, C.J. & LAMEYRE, J. -1978- Comparative magma-xenolith relationships in some volcanic and plutonic rocks from the French Massif Central. *Contrib. Mineral. Petrol.*; 66, 410-408.
- MAYO, E.B. -1941- Deformation in the interval Mt. Lyell - Mt Whitney, California. *Bull. Soc. Geol. Am.*; 52, 1001...
- MCBIRNEY, A. R. & MURASE, T. -1984- Rheological properties of magmas. *Annual Rev. Earth and Planet. Sci.* 12, 337-357.
- MCCAFFREY, K.J.W.-1992- Igneous emplacement in a transpressive shear zone: the Ox Mountains igneous complex. *Jour. Geol. Soc, London*
- MELLO, A.A.; SOUZA, E.A. & MENDONÇA, J.C.G. -1978- A tectônica linear do Estado do Ceará. XXX Cong. Bras. Geol., Anais..., Recife-PE. SBG (1), 253-262.
- MENDONÇA, J.C.R. & BRAGA, A.P.G. -1987- As faixas vulcanossedimentares de Orós e Jaguaribe: um greenstone belt?; *Rev. Bras. Geol.*; 17(3), 225-241.
- MILLER, W.J. -1945- Observations on pseudodykes and foliated dykes. *Jour. Geology*; 53, 175-190.
- MIYASHIRO, A. - 1974 - Volcanic rock series in island arcs active continental margins. *Am. Jour. Sci.*; 274, 54-67.
- MOODY, J.D. & HILL, M.J. -1956- Wrench-fault Tectonics. *Geol. Soc. Am.*; 67, 1207-1248.
- MOONEY, M. -1951- The viscosity of a concentrated suspension of spherical particles. *Jour. Colloid Sci.* 6, 162-170.
- MOORE, W.J. -1973- Igneous rocks in the Bingham Mining District Utah. *Geol. Survey Prof. Paper.* 629b, 42p.
- MORRISON, G.W. -1980- Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*; 13, 97-108.
- MURASE, T. & MCBIRNEY, A.R. -1973- Property of some igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geol. Soc. Am. Bull.*; 84, 3563-3592.
- NEVES, S.P. -1989- Diferenciação de magmas graníticos em zonas de cisalhamento: o caso de Tauá-CE. *Rev. Bras. Geol.*; 19, 303-309.
- NICOLAS, A. -1986- A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. *Jour. Petrology* 27 (A), 999-1022.
- OTTO, J. & WIMMWNAUER, W. - 1973 - Les enclaves des granites de la Forêt Noire. *Bull. Soc. Geol. France*; 7, XV: 199-208.

- PAGEL, M. & LETERRIER, J. -1980 - The subalkaline potassic magmatism of the Balloons massif (southern Vosges, France): shoshonitic affinity. *Lithos*; 13, 1-10.
- PALM, Q.A. -1957- Les roches cristallines des Cévennes Mé diane à hauteur de Largentière, Ardèche, France. *Storm Utrecht*, 121p.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. -1986- Porphyroclasts systems as kinematics indicators. *Jour. Struc. Geol.* 8; 831-844.
- PATTERSON, S.R. -1988- Cannibal Creek granite: post-tectonic "ballooning" or pre-tectonic piercement diapir? *Jour. Geol.*; 96, 730-736.
- PATTERSON, S.R.; VERNON, R.H. & TOBISCH, O.T. -1989- A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Jour. Struc. Geol.*; 11(3), 349-363.
- PEACOCK, M.A. -1931- Classification of igneous rocks series. *J. Geol. Chicago*; 39, 54-67.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. - 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrology*; 25, 956-983.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. - 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Cont. Mineral. Petrol.*; 58, 63-81.
- PESSOA, R.R. & ARCHANJO, C.J. -1984- Tectônica de empurrões na região de Tróia-CE. XXXIII Cong. Bras. Geol.; 1721-1728.
- PESSOA, R.R.; BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; PESSOA, D.R. & FUCK, R.A. -1986- Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do maciço de Tróia-CE. In: XXII Simp. Geol. Nordeste, Atas...; João Pessoa; 79-93.
- PETTA, R.A.; HACKSPACKER, P.C. & FIGUEIREDO FILHO, O.A. - A tectônica transcorrente do Grupo São Joaquim no NW do Ceará. Atas do II Simp. Nac. Tect. 245-248.
- PHILIPHS, G. N.; WALL, V. J. & CLEMENS, J. D. -1981- Petrology of the Strathbogie Batholith: a cordierite bearing granite. *Can. Mineral.* 19, 47-63.
- PHYLLIPS, L. C. -1972- Hydraulic fracturing and mineralization. *Jour. Geol. Soc., London*; 128, 337-359.
- PINHEIRO BARBOSA, H.S. -1982- Gênese e caracterização estrutural dos pegmatitos da área de Solonópole-CE. Relatório de Graduação. Inédito.
- PITCHER, W.S. - 1983- Granite type and tectonic environment. In: HSÜ, K. J. (Ed.) - Mountain Building Processes. Academic Press, London, pp19-40.
- PITCHER, W.S. & BUSSEL, M.A. -1977- Structural control of batholith emplacement in Peru. *Jour. Geol. Soc., London*; 133, 249-256.
- PITCHER, W.S. & READ, H.H. -1960- Early transverse dykes in the Main Donegal granite. *Geol. Mag.*; 97, 53-61.
- PITCHER, W.S. -1979- The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *Jour. Geol. Soc., London*; 136, 627-662.
- POLLARD, D.D. & JOHNSTON, A. M. -1973- Mechanism of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah. II Bending and failure of overburden layers and sill formation. *Tectonophysics*; 18, 311-345.
- POLLARD, D.D.; MILLER, O.H. & DOCKSTADER, D.R. -1975- The form and growth of fingered sheet intrusions. *Geol. Soc. Am. Bull.*; 86, 351-363.

- POLLARD, D.D.; SEGALL, P. & DELANEY, P.T. -1982- Formation and interpretation of dilatant echelon cracks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 93, 1292-1303.
- PONCE DE LEON, M.I. & CHOUKROUNE, P. -1980- Shear zones in the Iberian arc. *Jour. Struc. Geol.*; 8, 63-68.
- RAMBERG, H.-1967-Gravity, Deformation and Earth's crust. Academic Press London, 241p.
- RAMBERG, H.-1970- Models studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In: *Mechanics of Igneous Intrusion. Geol. Journal*; 2, 261-286.
- RAMSAY, J.G. -1975- The structure of the Chindamora batholith. 19th. Ann. Res. Ins. Afr. Geol. Uni. Leeds, 81.
- RAMSAY, J.G.- 1989- Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe. *Jour. Struc. Geol.*; 12, 191-209.
- READ, H.H. -1957- The Granite Controversy. Thomas Murby & Co. 433p
- REID, J. B; EVANS, O. C. & FATES, D.G. - 1983- Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth Planet. Sci. Letters*; 66, 243-261.
- REID, J.B.; EVANS, O.C. & FATER, D.G. - 1980 - Quenched droplets of basalt magma in granites of Pliny Range, N.H. *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.*; 12, 507.
- REYNOLDS, D.L. -1944- The southwestern end of the Newry Igneous Complex. *Quart. Jour. Geol. Soc., London*; 99, ...
- REYNOLDS, D.L. -1946- The sequence of geochemical changes leading to granitization. *IBID*; 102, 389....
- ROCK, N.M.S. - 1977 - The nature and origin of lamprophyres: Some definitions, distinctions and derivations. *Earth Sci. Reviews*; 13 123-169.
- RODDICK, J.A. & ARMSTRONG, J.E. -1959- Relict dykes in the Coast Mountains near Vancouver, B.C.. *Jour. Geol.*; 67, 603-613.
- ROGERS, G. & SAUNDERS, A. D. -1989 - Magnesian andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: implications for magmatism associated with ridge-trench collision. In: CRAWFORD, A. J. (ed.) - *Boninites and Related Rocks*. Unwin, Hymam, London; 416-445.
- ROGERS, N. W. -1992 - Potassic magmatism as a key to trace element enrichment processes in the upper mantle. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; 50, 85-99.
- ROSCOE, R. -1953- Suspensions, In: HERMANS, J. J. (ed.)- *Flow Properties of Disperse Systems*. North Holland Publishing Company; Amsterdam, 1-38.
- RUDNICK, R. L.; McDONOUGH, W. F. & CHAPPELL, B. W. - 1993 -Carbonatite metasomatism in the northern Tanzania mantle: petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planet. Sci. Lett.*; 114, 463-475.
- SÁ, J.M. -1991- Evolution geodinamique de la ceinture Proterozoic d'Oros, Nord-Est du Bresil. These pour docteur Universite Nancy I. Inédito 177p.
- SANTOS, E.J.; FARINA, M.; SILVA, G.A.N.P. & DA SILVA, E.F.A. -1972- Mapa geológico do Estado do Ceará.
- SECOR, D.T.-1965- Role of fluid pressure in jointing. *Am. Jour. Sci.*; 263, 633-646.
- SHAW, H.R. -1965- Comments on viscosity, crystal settling and convection in granite magmas. *Am. Jour. Sci.*; 263, 120-152.
- SHAW, H.R. -1972- Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *Am. Jour. Sci.*; 272, 870-893.

- SHAW, H.R. WRIGHT, T.L. PECK, D.L. & OKAMURA, R. -1968- The viscosity of basaltic magma: an analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii. *Am. Jour. Sci.* 266, 255-264.
- SHERMANN, P. -1968- Emulsion Science. Elsevier, Amsterdam. 351pp.
- SIAL, A. N.; MARIANO, G. & FERREIRA, V.P. -1989- Isotope geochemistry of Brasiliano age, coarsely porphyritic K-calc-alkaline granitoids and associated K-diorites, northeastern Brazil. In: *Cong. Bras. Geol.* 2, 229-240. Rio de Janeiro.
- SIAL, A.N. -1987- Granites types in Northeast Brazil. In: *Int. Symp. Granites and Associated Mineralizations*. Salvador-BA, p61-69.
- SIAL, A.N. -1987- Granitic rocks of Northeast Brazil. In: *ISGAM*, Salvador-BA, Abs.... 61-69.
- SIBSON, R. H. -1977- Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc., London*, 133; 191-213.
- SIBSON, R.H.; MOORE, J.M.M. & RANKIN, A.H. -1975- Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. *Jour. Geol. Soc., London*; 131, 653-659.
- SIMPSON, C. & SCHMIDT, S. M. -1983- An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 931-933.
- SIMPSON, C. -1983- Strain and shape fabric variations associated with ductile shear zones. *Jour. Struct. Geol.*; 5, 61-72.
- SKEMPTON, A.W. -1966- Some observations on tectonic shear zones. *First International Congress on Rock Mechanics, Proceedings*; 1, 329-335.
- SLACK, J.F.; HERRIMAN, N. BARNES, R.G. & PLIMER, I.R. -1984- Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geology*; 12(12), 713-716.
- SMITH, I. E. -1972- High-potassium intrusives from southeastern Papua. *Cont. Mineral. Petrol.* 34, 167-176.
- SPARKS, R.S.J & MARSHALL, L.A. -1986- Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Jour. Volc. Geotherm. Res.*; 29, 99-124.
- SPERA, F. -1980- Aspects of magma transport. In: HARGRAVES, R.B. (eds.). *Physics of Magmatic Processes*. Princeton University Press., Princeton. 265-324.
- STERN, R. J.; HANSON, G. N. & SHIREY, S. -1989 - Petrogenesis of mantle-derived LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in the southwestern Superior Province. *Canadian Jour. Earth Sci.*; 26, 1688-1712.
- STOREY, M.; MAHONEY, J. J.; KROENLY, L.W. & SAUNDERS, A.D. -1989 - Are oceanic plateaus sites of komatiite formation? *Geology*; 19, 376-379.
- STRECKEISEN, A. -1976- To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Review*; 12, 1-33.
- SUAREZ, M.; HERVE, M.E. & PUIG, A. -1987- Cretaceous diapiric plutonism in the southern Cordillera, Chile. *Geol. Mag.*; 124(6), 569-575.
- TALBOT, C.J. & JACKSON, M.P.A. -1987- Internal kinematics of salt diapirs. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*; 71, 1068-1093.
- TARNEY, J. & JONES, C. E. -1994- Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Jour. Geol. Soc., London*. 151, 855-868.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. - 1985 - *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford. 312p.

- THOMAS, D.G.- 1965- Transport characteristics of suspensions. VIII. A note on viscosity of Newtonian suspension of uniform spherical particles. *J. Colloid. Sci.* 20, 267-277.
- TINDLE, A.G. - 1992 - trace element behavior in microgranular enclaves from granitic rocks. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds) - *Enclaves and Granite Petrology*, Elsevier, Amsterdam, 625p.
- TORQUATO, J.R.F.; ALMEIDA, A.R.; SIDRIM, A.C.G.; MARANHÃO, C.M.L.; PARENTE, C.V.; NOGUEIRA NETO, J.A.; ANDRADE FILHO, J.F.; SOUZA, J.V.; NOGUEIRA DE SOUZA, M.J. & ARTHAUD, M.H. -1989- Granitóides do Ceará: Região de Quixadá- Solonópole. *Rev. Geologia (UFC)*, 2(1/2), 145p.
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. -1960 - *Igneous and metamorphic Petrology*. McGraw-Hill, New York, 2ª ed. 564p.
- VAN der ECKOUT, B.; GROCOT, J. & VISSERS, R. -1986- On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas -discussion- *Tectonophysics*; 127, 161-169.
- VAN der MOLEN, I. & PATERSON, M. S. -1979- Experimental deformation of partially melted granite. *Contrib. Mineral Petrol.* 70, 299-318.
- VAN der MOLEN, I. -1985- Interlayer material transport during layer normal-shortening. Part II. Boudinage and pinch-and-swell in migmatite at Sondre Stromfjord Airport, west Greenland. *Tectonophysics*; 115, 297-313.
- VERNON, R.H. & FLOOD, R. -1982- Some problems in the interpretation of microstructures in granitic rocks. In: RUNNEGAR, B. & FLOOD, P. (eds). *New England Geology*, University New England and AHV Club, Armidale, New South Wales, Australia 210p.
- VERNON, R.H. - Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Jour. Gephys. Res.* 95, 17849-17859.
- VIALON, P.; BOUDON, J.; GAMON, J.F.; PLOTTO, P. & ROBERT, J.P. -1976- L'Arc des Alps occidentales: une zone de "transformation continentale" par glissement senestre? présentation d'un modèle des déformations. *Réunion Ann. Sci. Terre*, Paris; 391...
- VISSER, W.A. (ed.) -1980- *Geological Nomenclature*. Royal Geological and Mining Society of the Netherlands.
- WALKER, G.L.P. -1969- The breaking of magma. *Geol. Mag.*; 106(2), 166-173.
- WATERSON, J. -1965- Plutonic development of the Ilordleq area, South Greenland. *Medd. Gronland.*; 172(7), 147p.
- WATSON, E.B. & JUREWICZ, S.R. - 1984 - Behavior of alkalis during diffusive interaction of granitic xenoliths with basalt magma. *Jour. Geology*; 92, 121- 131.
- WENDLANT, R.F. & EGGLER, D.H. - 1980 - The origin of potassic magmas: Melting relations in the systems $\text{KAlSiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$ and $\text{KAlSiO}_4\text{-MgO- SiO}_2\text{-CO}_2$. to 30Kbar. *Am. Jour. Sci.*; 238, 385-420.
- WERNICK, E. -1979- O magmatismo granítico nas regiões de dobramentos Nordeste e Sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geol.*; 9(2), 122-139.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B. W. -1983- Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: RODDICK, J.A. (ed). *Circum-Pacific Plutonic Terranes*. *Geol. Soc. Am. Mem.*; 159, 21-34.

Almeida, A. R. - Petrologia do CGQQ, CE.

WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. -1977- Ultrametamorphism and Granitoid Genesis. *Tectonophysics*; 43, 7-22.

WHITE, A.J.R. -1979- Source of granitic magmas. *Geol. Soc. Am., Abs. Prog.*; 11, 539.

WHITE, S. -1975- Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*; 50, 287-305.

WICKHAM, S.M. -1987- The segregation and emplacement of granitic magmas. *Jour. Geol. Soc., London*; 144, 281-297.

WILCOX, R.E; HARDING, T.P. & SEELY, D.R. -1973- Basic wrench tectonics. *American Ass. Petrol. Geol. Bull.*; 57(1), 74-96.

WILSON, G. -1970- Wrench movements in the Aristarchus region of the Moon. *Proc. Geol. Assoc.*; 81(3), 595-608.

WIMMENAUER, W. -1973 - Granites et lamprophyres. *Bull. Soc. Geol. France*; 7,XV, 195-198.

YODER, H.S. Jr., - 1973 - Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *Am. Mineral.*; 58, 153-171.

ZORPI, M.J.; ORSINI, J.B. & COCIRTA, C. - 1989 - Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline plutons. *Tectonophysics*; 157, 315-329.

COMPLEXO GRANÍTICO QUIXADÁ-QUIXERAMOBIM

MAPA LITOFACIOLÓGICO

CONVENÇÕES TOPOGRÁFICAS

- CURSO D'ÁGUA INTERMITENTE
- RIACHO
- RODOVIA ASFALTADA
- ESTRADA CARROÇÁVEL
- CIDADE OU POVOADO
- LAGUNO
- LINHA FÉRREA

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Z.C.D. TRANSCORRENTE (COM SENTIDO DO DESLOCAMENTO)
- ZONA MILONÍTICA
- TRAÇO DE FOLIAÇÃO
- FOLIAÇÃO VERTICAL
- CONTATOS CARTOGRAFADOS
- CONTATOS INTERPRETADOS
- DIQUES
- MERGULHO DE FOLIAÇÃO
- EIXO DE SINFORME
- EIXO DE ANTIFORME
- EIXO DE SINFORME COM FLANCO INVERSO
- EIXO DE ANTIFORME COM FLANCO INVERSO
- FRATURA

- DIQUES BÁSICOS
- BATÓLITO QUIXADÁ: SUÍTE CÁLCIO-ALCALINA MONZONÍTICA, COM LITÓTIPOS MESOCRÁTICOS, PORFIRÍTICOS COM HORNBLENDA-BIOTITA-MONZONITOS DOMINANTES.
- MOBILIZADOS TARDIOS: BIOTITA-MOSCOVITA LEUCO-GRANITOS DE GRANULAÇÃO MÉDIA, PEGMATITOS E APLITOS.
- FÁCIES MUXURÊ VELHO 2: BIOTITA-QUARTZO-DIORITOS FINOS LEUCO A MESOCRÁTICA, CONTENDO OU NÃO XENOCRISTAS DE FELDSPATO E QUARTZO.
- FÁCIES URUQUÊ: BIOTITA LEUCO-GRANITO DE GRANULAÇÃO FINA A MÉDIA, EVENTUALMENTE PORFIRÍTICOS.
- FÁCIES ÁGUA DOCE: SUÍTE CÁLCIO-ALCALINA GRANODIORÍTICA, COM LITÓTIPOS EQUIGRANULARES, EVENTUALMENTE PORFIRÍTICOS.
- FÁCIES MUXURÊ VELHO 1: BIOTITA-HORNBLENDA-DIORITOS, MESOCRÁTICOS, CONTENDO OU NÃO XENOCRISTAS DE K-FELDSPATO E QUARTZO.
- FÁCIES SERRA BRANCA: SUÍTE CÁLCIO-ALCALINA GRANODIORÍTICA COM LITÓTIPOS LEUCOCRÁTICOS, PORFIRÍTICOS COM FENOCRISTAS VARIANDO DE 8 A 20 CM.
- FÁCIES MUXURÊ NOVO: SUÍTE CÁLCIO-ALCALINA GRANODIORÍTICA, COM LITÓTIPOS LEUCOCRÁTICOS, PORFIRÍTICOS COM FENOCRISTAS VARIANDO DE 1 A 5 CM.
- SUB-FÁCIES BOA FÉ: GRANODIORITOS COM FENOCRISTAS EQUIDIMENSIONAIS, EM TORNO DE 2 CM.
- BIOTITA GRANITOS EQUIGRANULARES NÃO PERTENCENTES AO COMPLEXO GRANÍTICO QUIXADÁ-QUIXERAMOBIM.
- ROCHAS ENCAIXANTES

AFONSO RODRIGUES DE ALMEIDA