

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

HERMANILTON AZEVEDO GOMES

**GEOQUÍMICA E CONTEXTO TECTÔNICO DE LEUCOGRANITOS
PERALUMINOSOS DO BATÓLITO BONITO-GAMELEIRA, DOMÍNIO
PERNAMBUCO-ALAGOAS, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL.**

Tese de Doutorado
2007

HERMANILTON AZEVEDO GOMES

Geólogo, Universidade Federal de Pernambuco, 1967

Estágio de um ano no U.S. Geological Survey, 1973

Atualização em Geologia Exploratória – UFPR, 1989

**GEOQUÍMICA E CONTEXTO TECTÔNICO DE LEUCOGRANITOS
PERALUMINOSOS DO BATÓLITO BONITO-GAMELEIRA, DOMÍNIO
PERNAMBUCO-ALAGOAS, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL.**

Tese que apresenta à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco orientada pela Profa. Valderez Pinto Ferreira e co-orientada pelo Prof. Edilton José dos Santos, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Geociências, área de concentração Petrologia, Litogeoquímica e Evolução Crustal, defendida e aprovada em 30 de Maio de 2007.

RECIFE, PE

G633g**Gomes, Hermanilton Azevedo.**

Geoquímica e Contexto Tectônico de Leucogranitos Peraluminosos do Batólito Bonito-Gameleira, Domínio Pernambuco-Alagoas, Província Borborema, NE do Brasil / Hermanilton Gomes Azevedo. - Recife: O Autor, 2007.
xvii, 173 folhas, il : figs., grafs., tabs.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco.
CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2007.

Inclui Referências Bibliográficas e Anexos (Mapa e Tabs.).

1. Geociências. Geologia. Pernambuco-NE-Brasil. 2. Rochas Leucograníticas. 3. Geoquímica, Química Mineral, Geoquímica Isotópica. 4. Contexto Tectônico-Estrutural. I.Título.

551 CDD (22. ed.)

UFPE/BCTG/2009-255

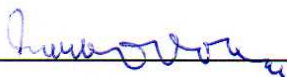
GEOQUÍMICA E CONTEXTO TECTÔNICO DE LEUCOGRANITOS
PERALUMINOSOS DO BATÓLITO BONITO-GAMELEIRA, DOMÍNIO
PERNAMBUCO-ALAGOAS, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL

HERMANILTON AZEVEDO GOMES

 30/05/2007

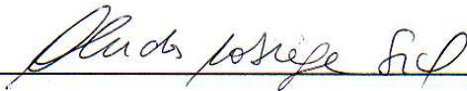
Prof. Dr. Valderéz Pinto Ferreira

data

 30/05/2007

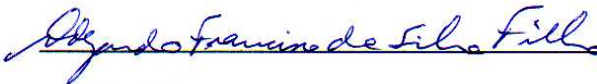
Prof. Dr. Edilton José dos Santos

data

 30/05/2007

Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial

data

 30/05/2007

Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho

data

 30/05/2007

Prof. Dr. Ricardo José Ribeiro Pessoa

data

“Um pouco de ciência nos afasta de Deus, porém muito nos aproxima”.

Louis Pasteur– *Cientista Francês do século XIX*

“A vida perde o sentido quando nela não existe a dimensão da eternidade”.

Dostoievski – *Escritor Russo*

“Os cientistas ateus têm uma visão pobre sobre questões que nós, humanos, sempre fazemos, como, ‘Qual o motivo de eu estar aqui?’”

Francis Collins – *Diretor do Projeto Genoma, do Governo dos EUA*

“Não sejas demasiadamente, justo nem exageradamente sábio; por que te destruirias a ti mesmo?

Rei Salomão, Eclesiastes 7:16.

Lança o teu pão sobre as águas, porque depois de muitos dias o acharás.

Rei Salomão, Eclesiastes 11:1.

Dedico este trabalho a:

Minha esposa Margaret Susan,
Aos meus filhos – André e
Marcos Pester Gomes,
Aos meus irmãos: Hilton e Hermani
e irmãs Hildacira, Hermanilde, Nise;
e em memória dos meus pais
Sebastião e Regina e de minha
Irmã Hildaci.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, o Criador da Terra e o grande Arquiteto do Universo, que cuida das grandes coisas e também das pequenas.

Meu obrigado a profa. Valderéz Pinto Ferreira pelo apoio de orientação, pela amizade, e bom convívio, bem como sua disposição de discutir e cooperar nos assuntos concernentes a pesquisa desta Tese, nestes anos de trabalho.

Agradeço também ao prof. Edilton José dos Santos, pela co-orientação das pesquisas, pela velha amizade, que perdura deste a CPRM; pelas várias sugestões e discussões de assuntos da área de pesquisa.

Aos demais professores do Programa de Pós-graduação em Geociências / Departamento de Geologia da UFPE:

Prof. Alcides Nóbrega Sial, pela atenção dispensada a nossa atividade, apoio e suporte laboratorial sempre que necessário,

Prof. Adejardo pela disponibilidade da sala de trabalhos e seu uso irrestrito, e também pelos trabalhos de pesquisa que efetuamos juntos para CPRM.

Prof. Maurício Rangel da Silva pela amizade e suporte do laboratório de petrografia.

Profa. Ignez Guimarães pela sua disponibilidade em ceder material bibliográfico sempre que solicitado.

Aos inseparáveis professores Gorki Mariano e Sérgio Pacheco pela amizade, e disponibilidade em cooperar conosco na discussão de trabalhos de pesquisa.

Ao Prof. Ricardo Pessoa, colega de velhas datas, pela sua disposição de participar da banca de doutorado e suas sugestões para melhoria da Tese.

Aos colegas Luis Christian M. Carmona, um agradecimento especial pela amizade, apoio e contribuição técnica nos capítulos de litoquímica e química mineral desta Tese, agradecimentos estes extensivos à colega Maria Angélica Sampaio pelo apoio nos estudos petrográficos de química mineral. À colega Ely Brasil A. Cavalcanti pela amizade e disposição de cooperar no apoio desta Tese.

Agradecemos aos amigos e colegas, estudantes da graduação: Lorena Consentino, Élide Regina e Cesar Filqueiras que contribuíram respectivamente, na finalização digital do mapa geológico, e na confecção de gráficos ou tabelas desta Tese.

Lembramos ainda e agradecemos a amizade dos colegas de pós-graduação que já exercem atividade em outras plagas - Adriano, Ieda, Clélia, Liliana Osako e Dwight Soares.

Agradeço a minha esposa Margaret Susan Pester Gomes pela compreensão, paciência e encorajamento a prosseguir na conclusão desta Tese, apesar dos percalços ocorridos durante a execução dos trabalhos, bem como às minhas irmãs e irmãos que mesmo distantes me incentivaram a prosseguir no meu alvo de conclusão deste doutorado.

Agradeço aos colegas da CPRM Adeilson A. Wanderley, Carlos Alberto Santos e Roberto Vieira, pelas discussões técnicas e apoio, bem como sugestões feitas para uma boa apresentação desta Tese.

Agradeço ainda aos funcionários da secretaria do Dpto. de Geologia – Rosa e Antônio, e a Elisabeth, da secretaria de pós-Graduação em Geociências, bem como aos funcionários da biblioteca do Centro de Tecnologia e Geociências da UFPE. A todos os meus Sinceros Agradecimentos.

RESUMO

A área de estudo desta tese está situada a leste/sudeste do estado de Pernambuco, abrangendo uma região com cerca de 4.000 Km², que se estende por vários municípios do agreste e zona da mata; desde Caruaru, Agrestina e Cupira no oeste até Gravatá, Chã Grande, Ribeirão e Gameleira, no leste. Na região pesquisada ocorrem rochas metamórficas Paleoproterozóicas e Mesoproterozóicas encaixando rochas granitóides Neoproterozóicas que constituem um amplo batólito com cerca de 2.500 Km².

Foram realizadas atividades de mapeamento geológico com a confecção de um Mapa Geológico na escala 1:100.000 (Anexo IV), bem como estudos petrográficos, litoquímicos, de química mineral e de geoquímica isotópica. Os resultados destes estudos estão sumarizados: no Quadro 1.1 (Síntese dos trabalhos executados), na Figura 3.1 (Mapa geológico simplificado), na Tabela 6.2 (Resultados das análises químicas efetuadas), na Tabela 8.2 (Síntese das litologias e dos dados isotópicos); a Figura 9.1 (Contexto geológico-estrutural da área estudada) fornece uma visão tectônica-estrutural da área de estudo. No final estão os Anexos I e II (Descrições dos afloramentos estudados e das análises petrográficas), III (Análises e cálculos de química mineral), além do Anexo IV (Mapa Geológico).

A área de pesquisa é delimitada ao norte pelo Lineamento Pernambuco do qual sofre forte influência tectono-estrutural. Foram mapeadas várias zonas de cisalhamento transcorrentes secundárias, com direção NE-SW e geralmente sinistrais, sendo algumas dextrais devido a esforços compensatórios. Ocorrem também falhas rúpteis e fraturas relacionadas à fase final de acomodação e alívio de tensões. Os estudos litológicos de lâminas delgadas mostraram texturas e extruturas petrográficas indicativas de que os plútons de leucogranitos a duas-micas foram formados em ambiência de uma tectônica rúptil-dúctil, e de profundidade intermediária. Os alojamentos destes plútons foram controlados pelas várias zonas de cisalhamento que definem o atual arcabouço estrutural da área de estudo.

A mega-suíte granítica delimitada na área, foi estudada com maior detalhe, tendo recebido a denominação de Batólito Bonito-Gameleira; o qual apresenta-se constituído por dois distintos grupos de rochas, o primeiro compreende Hbl-bt Granitos porfiríticos e Biotita-Granitos a granodioritos grossos com fácies microporfiríticos; o segundo grupo compreende Leucogranitos peraluminosos, constituído principalmente pelos Leucogranitos a duas-micas que são representados por vários plútons e alguns *stocks*, distribuídos preferencialmente em torno do batólito, e por um único plúton de Bt-Leucogranito, situado ao norte do pluton Chã Grande. Algumas janelas tectônicas e/ou megaxenólitos de Ortognaisses ocorrem no âmbito do Batólito Bonito-Gameleira; por vezes ocorrem também xenólitos de granito porfirítico em plútons de Leucogranitos a duas-micas.

Os diagramas de elementos maiores de amostras dos plútons de Leucogranitos a duas-micas, segundo as diferentes combinações dos vários autores, classificaram os mesmos como rochas cálcicas, sub-alcalinas, cálcio-alcalinas e peraluminosas. Observa-se semelhança nos padrões de distribuição dos elementos menores nas amostras dos vários plútons de leucogranitos a duas-micas estudados. Ocorrem altos valores nos elementos relacionados a magmas félsicos (Rb, Th, U,

La, Nd e Y), e anomalias negativas de Ba, Nb e Sr. Amostras de granitos porfiríticos mostram que os mesmos semelhantemente aos leucogranitos a duas-micas apresentam valores relativamente baixos de Ba, Nb, Sr, e Ti, o que pode indicar magmatismo no interior de placa continental.

Análises de leucogranitos dos plútons apresentam fracionamento, com elevados valores de Terras Raras Leves (ETRL), e baixos de Terras Raras Pesados (ETRP), sendo observado a provável interação de granada e plagioclásio na rocha fonte. Resultados obtidos de ortognaisses mostraram o mesmo padrão de terras raras dos leucogranitos a duas-micas, com anomalias negativas de európio, indicando uma possível participação de ortognaisses nos magmas parentais dos leucogranitos a duas-micas.

O estudo da química mineral das biotitas permitiu estimar a natureza dos magmas que deram origem aos plútons Batateira-Alto Bonito, Chã Grande e Gameleira, bem como seus possíveis ambientes tectônicos de formação; as biotitas caíram no campo das séries graníticas peraluminosas (colisionais e do tipo S), formadas em ambientes tectônicos compressoriais. Os K-feldspatos dos plútons Gameleira e Chã Grande são ortoclásios, sem zonação da borda para o núcleo, sugerindo processos de cristalização em equilíbrio na origem destes plútons. Os K-feldspatos de Batateira-Alto Bonito mostram zonação núcleo-borda, sugerindo re-equilíbrio com diminuição da temperatura durante a ascensão do plúton.

Foram realizados estudos de isótopos radiogênicos (Rb-Sr e Sm-Nd) e análises de isótopos estáveis (δO^{18}), em amostras de rochas pertencentes ao plúton Batateira e em amostras híbridas das bordas do mesmo plúton; em amostras do *stock* de leucogranito situado a NW da cidade de Bonito e ainda em quatro amostras de granitóides porfiríticos. Os resultados das análises de Rb-Sr mostram que a maioria das rochas analisadas exibem valores de E_{Sr} iniciais positivos, sugerindo componente crustal. Os valores obtidos para o δO^{18} do magma calculados pelo método de Valley et al. (1994), mostrou valores para os plútons de leucogranitos a duas-micas geralmente menores que 9‰, condizentes com os granitos tipo-S no protólito das mesmas, exceto algumas amostras com valores superiores indicando contaminação crustal.

Levando-se em consideração o modelo de orógeno intracontinental proposto por Neves (2000) e Mariano et al. (2001) para a Província Borborema; verifica-se que as diferentes assinaturas isotópicas dos leucogranitos a duas-micas podem indicar que os reservatórios isotópicos de cada tipo granítico seja diferente; os protólitos originais estariam situados a diferentes profundidades de uma crosta continental zonada. Por outro lado examinando o modelo de terrenos tectono-estratigráficos distintos (Santos, 1996, 1998, 2001); apresentamos uma possível explicação para esta diversidade isotópica na área de pesquisa na geração dos diversos tipos de leucogranitos a duas-micas, como seja os mesmos teriam sido gerados em diferentes níveis de profundidade da crosta intermediária durante o ápice da colisão Brasileira. Em um plúton como o de Batateira, os diferentes pulsos que contribuíram para sua evolução foram gerados em diferentes profundidades e podem ter incorporado materiais retrabalhados nos ciclos orogenéticos anteriores.

Palavras-Chaves: *Geoquímica, Química Mineral, Contexto Tectônico, Leucogranitos Peraluminosos, Batólito Bonito-Gameleira, Domínio Pernambuco-Alagoas.*

ABSTRACT

The area studied in this thesis is located east of the meridian 36° in the state of Pernambuco, comprehending a region of about 4.000 Km²; the area extends over several counties of the agreste and mata zones, including the cities of Caruaru, Agrestina and Cupira in the west, and Gravatá, Chã Grande, Ribeirão and Gameleira in the east. Metamorphic rocks of Paleozoic and Mesozoic age are found in the área, they include Neoproterozoic granitoids that constitute a huge batolite, with a dimension of about 2.500 Km².

A Geologic Map of the area was obtained through a sistematic survey in the scale 1:100.000 (Anex IV), besides petrographic, lithochemistry, mineral chemistry and isotopic analyses, followed by calculations, confection of several graphics and tables. The results are sumarized in Table 1.1 (Sintesis of the executed works), Fig. 3.1 (Simplified Geological Map), Table 6.2 (Chemical Analyses Results), Table 8.2 (Lithologic and Isotopic Sintesis), Fig. 8.3 (Geology, Geochronology and Isotopic Geochemistry of the DPEAL), Fig. 9.1 (Geological-structural Context of the Studied Area). The final section of this Thesis comprises the anexes: I- Description of the Studied Outcrops, II- Petrographic Analysis, III- Analysis and Calculations of Mineral Chemistry, besides the Anex IV (Geological Map).

The area of research is bordered in the North by the Pernambuco Linement, the Main Shear Zone from which the área received the major structural control. Several secondary shear zones are scattered in the studied área (ductile tectonism), as well as faults and fractures related to the final phase of the Brazilian Orogeny.

The petrographic study of thin sections of two-mica leucogranites presented textures and structures showing that they were emplaced in a ruptile-ductile tectonic setting, and the plutons were controlled by the shear zones that outlines the structural context of the research area.

The significant domain of granitic rocks in the area of research represents the main focus of study and received the name “Bonito Batateira Batholite”, which is composed by two granitic groups: the first one comprehends Hbl-bt porfiritic granites and bt-granites to coarse granodiorites and the second group constitutes peraluminous leucogranites and corresponds to the two-mica leucogranites presented by plutons and stocks, and a Bt-leucogranitic pluton, situated north of Chã Grande pluton. The south área of the Batolite includes some scattered tectonic windows of orthogneisses.

The diagrams of the major elements from samples from the studied plutons, according to various authors, classified the leucogranites as calcic, sub-alkaline, calci-alkaline and peraluminous rocks. The minor element distribution patterns presented similarites between the plutons of the two-mica leucogranites studied, high values of elements related to felsic magmas (Rb, Th, U, La, Nd and Y) and negative anomalies of Ba, Nb and Sr. The result of the analyses from samples of porfiritic granites, showed similarity to the samples of the previous rocks, with low values of Ba, Nb, Sr and Ti, indicating within plate magmatism.

The two-mica leucogranites plutons presented fractionation, with high values of light rare earth elements (LRE) and low values of Heavy rare earth elements (HRE), showing the probable interaction of garnet and plagioclase in the source

rocks. The orthogneisses presented similar patterns to the two-mica leucogranites, showing europium negative anomalies, including the possible participation of orthogneisses in the parental magmas of the leucogranites.

The mineral chemistry of the biotites indicates the nature of the magmas that gave origin to the Batateira-Alto Bonito, Chã Grande and Gameleira plutons. As well as their possible tectonic setting; they plot in the Field of the peraluminous granitic series (Collisional and S-Type), formed in compressional tectonic environment. The K-feldspars of Chã Grande and Gameleira plutons are orthoclase without zonation, indicating re-equilibrium, with decreasing temperature during the pluton ascent.

Isotope radiogenic studies of Rb-Sr and Sm-Nd, as well as analyses of δO^{18} stable isotopes were obtained in samples of the Batateira pluton, and in hybrid samples of the pluton, and in samples of the leucogranitic stock located NW of Bonito town, and also in four samples of a porphyritic granite. The analyses of Rb-Sr show that the majority of samples presented positive initial E_{Sr} , suggesting crustal component in their origin. The δO^{18} magma values have been calculated by the Valley et al. (1994) method and are situated lower than 9%, which is similar to S-type granites, indicating the probable participation of those rocks in the origin of the leucogranite plutons; excepting some samples that present higher values, indicating crustal contamination.

Taking into consideration the orogenic model proposed by Neves (2000) and Mariano et al. (2001) for the Borborema Province, it was observed that the variety isotopic signatures of the two-mica leucogranites may indicate that their Protoliths were different; and could be situated at diversified depths of a continental zoned crust. In the other hand, based on the tectonic Stratigraphic Terranes Model (Santos, 1996, 1998, 2001), it is possible to accept that the isotopic diversification origin for the studied leucogranites was from several deep levels of an intermediate crust, during the apex of the Brazilian orogeny collision. The Batateira pluton is a particular example of the action of various pulses generated in different depths and incorporating reworked materials from previous orogenic cycles.

From the point of view of Economic Geology, the leucogranites have been used as crushed and paving stones, but some facies could be used as dimension stones. The abundance of water in the region and the existence of a surficial aquiferous, expresses an important richness, for agriculture and tourism. The existence of Rivers flowing to the coast shows possibilities for the settlement of small hydropower plants in the area.

Keywords: *Geochemistry, Mineral Chemistry, Tectonic Setting, Peraluminous Leucogranites, Bonito-Batateira Batholite, Pernambuco-Alagoas Domain.*

SUMÁRIO	
AGRADECIMENTOS	
RESUMO	
ABSTRACT	
<i>PARTE I - CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL</i>	18
<u>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO</u>	19
1.1 APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE PESQUISA	19
1.2 TRABALHOS ANTERIORES E OBJETIVOS DA PESQUISA	21
1.3 MÉTODOS DE TRABALHO	22
<u>CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA, GEOTECTÔNICA E GRANITOGÊNESE NA PROVÍNCIA DA BORBOREMA</u>	26
2.1 GEOLOGIA E GEOTECTÔNICA REGIONAL	26
2.2 OS GRANITOS BRASILEANOS NO CONTEXTO REGIONAL	32
<i>PARTE II – ESTUDOS NA ÁREA DE PESQUISA</i>	39
<u>CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA ÁREA DE PESQUISA</u>	40
3.1 PANORAMA DA GEOLOGIA	40
3.2 MAPA GEOLÓGICO E A ESTRATIGRAFIA	40
<u>CAPÍTULO 4 - ORTOGNAISSES E ROCHAS SUPRACRUSTAIS</u>	44
4.1 ORTOGNAISSES GRANODIORÍTICOS A TONALÍTICOS, E ORTOGNAISSES COM MIGMATIZAÇÃO INCIPIENTE	44
4.1.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRAFIA DOS ORTOGNAISSES	44
4.1.2 LITOGEOQUÍMICA DOS ORTOGNAISSES	46
4.2 - ROCHAS SUPRACRUSTAIS – METASSEDIMENTOS	48
4.2.1- PARAGNAISSES E MICAXISTOS	48
4.2.2 - METARCÓSIOS E QUARTZITOS	49
<u>CAPÍTULO 5 - MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZOÍCO</u>	50
5.1 INTRODUÇÃO	50
5.2 GRANITOS E GRANODIORITOS GROSSOS A PORFIRÍTICOS	50
5.3 LEUCOGRANITOS PERALUMINOSOS A DUAS MICAS	55
5.3.1 INTRODUÇÃO	55
5.3.2 PLÚTON ENCRUZILHADA DE SÃO JOÃO (I)	56
5.3.3 PLÚTON CHÃ GRANDE (II)	58
5.3.4 PLÚTONS CAJUEIRO (III) E SE DE CAMOCIN DE SÃO FELIX (IV)	60
5.3.5 PLÚTON BATATEIRA (V)	62

5.3.6 PLÚTON NORTE DE RIBEIRÃO (VI)	66
5.3.7 PLÚTON GAMELEIRA (VII)	66
<u>CAPÍTULO 6 - GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES</u>	72
6.1 CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DOS GRANITÓIDES DO PRIMEIRO GRUPO E DOS LEUCOGRANITOS A DUAS MICAS	72
6.2 CARACTERIZAÇÃO DOS LEUCOGRANITOS A DUAS-MICAS QUANTO A TERRAS RARAS E ELEMENTOS MENORES	83
<u>CAPÍTULO 7 - QUÍMICA MINERAL DOS LEUCOGRANITOS A DUAS MICAS</u>	94
7.1 INTRODUÇÃO	94
7.2 BIOTITAS	94
7.3 MUSCOVITAS	99
7.4 K-FELDSPATOS	100
7.5- PLAGIOCLÁSIOS	101
<u>CAPÍTULO 8 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA DOS LEUCOGRANITOS A DUAS-MICAS</u>	103
8.1 TIPOLOGIA QUÍMICO-ISOTÓPICA DOS PLÚTONS ESTUDADOS	111
<i>PARTE III – CONTEXTO TECTÔNICO-ESTRUTURAL, LEUCOGRANITOS DE OUTRAS REGIÕES E DA ÁREA DE PESQUISA E CONCLUSÕES FINAIS</i>	
<u>CAPÍTULO 9 - CONTEXTO TECTÔNICO-ESTRUTURAL DO BATÓLITO BONITO-GAMELEIRA</u>	113
9.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE ALOJAMENTO DE PLÚTONS	113
9.2 CRISTALIZAÇÃO E TECTÔNICA DOS GRANITÓIDES PESQUISADOS	114
9.3 RELAÇÕES GEOMÉTRICAS DO PLÚTONISMO, DEFORMAÇÃO E ALOJAMENTO DOS GRANITÓIDES DA ÁREA DE PESQUISA	116
<u>CAPÍTULO 10 – LEUCOGRANITOS A DUAS MICAS EM OUTRAS REGIÕES E NA ÁREA DE PESQUISA</u>	123
10.1 RETROSPECTIVA DO ESTUDO DE LEUCOGRANITOS PERALUMINOSOS	123
10.2 ASPECTOS COMPARATIVOS DOS LEUCOGRANITOS A DUAS-MICAS DA ÁREA DE PESQUISA COM RELAÇÃO AOS DE OUTRAS REGIÕES	145
<u>CAPÍTULO 11 - CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES</u>	160
11.1 CONSIDERAÇÕES FINAIS	160
11.2 CONCLUSÕES	162
11.2.1 CONCLUSÕES TÉCNICAS DA PESQUISA	162
11.2.2 COMENTÁRIOS FINAIS	164
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	166
ANEXOS:	
I - TABELAS DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS	

II - TABELA DO ESTUDO DE LÂMINAS PETROGRÁFICAS	
III - TABELAS DE RESULTADOS ANALÍTICOS DE MICROSSONDA ELETRÔNICA	
MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE PESQUISA – 1: 100.000	
LISTA DE FIGURAS	
Figura 1.1 Mapa de localização da área estudada	20
Figura 2.1 Mapa mostrando os Terrenos Tectonoestratigráficos da Província Borborema (segundo Santos 1996).	29
Figura 2.2 Mapa com os Principais Domínios Geológicos da Província Borborema (Brito Neves et al., 2000).	31
Figura 3.1 Mapa Geológico Reduzido da área de pesquisa,	41
Figura 4.1: Diagramas Multielementares de Ortognaisses e Rochas Supracrustais.	47
Figura 5.1 Diagrama QAP, classificatório para rochas plutônicas, proposto por Streckeisen (1976), utilizado na classificação dos plútons de leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa, os quais plotam nos campos de sienos e monzogranitos.	71
Figura 6.1 Diagramas de variação tipo Harker dos elementos maiores versus sílica para os Hb-bt-granitos porfíricos e Bt-granitos grossos a microporfíricos.	73
Figura 6.2 Diagramas de variação tipo Harker dos elementos maiores versus sílica para os plútons de leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa.	75
Figura 6.3 Diagrama binário P versus Q de Debon & Le Fort para classificação química de rochas dos plútons de Leucogranitos a duas-micas.	78
Figura 6.4 Diagrama binário SiO ₂ versus Na ₂ O+K ₂ O apresentando a afinidade cálcica dos plútons de leucogranitos a duas-mica estudados	79
Figura 6.5 Diagrama binário de Irvine & Baragar (1971), mostrando que as rochas dos plútons de leucogranitos a duas-micas estudados são predominantemente subalcalinas.	80
Figura 6.6 Diagrama ternário AFM, de Irvine & Baragar mostrando que as rochas dos plútons de leucogranitos a duas-micas são predominantemente cálcio-alcalinas.	80
Figura 6.7 Diagrama binário de Maniar & Piccoli (1989) mostrando o comportamento peraluminoso dos leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa,	81
Figura 6.8 Diagrama do padrão de distribuição de elementos menores normalizado para o condrito de Palme & O'Neill (2004) relativo ao plúton de leucogranito peraluminoso Encruzilhada de São João.	83
Figura 6.9 Diagrama multielementar normalizado segundo o condrito de Palme & O'Neill (2004), correspondente ao plúton de leucogranito de Chã Grande.	84
Figura 6.10 Diagrama multielementar normalizado segundo o condrito de Palme & O'Neill (2004), correspondente ao Plúton Batateira – Alto Bonito.	84
Figura 6.11 Diagrama multielementar normalizado segundo o condrito de Palme & O'Neill (2004), correspondente ao plúton leucogranítico de Gameleira.	85
Figura 6.12 Padrão de distribuição dos ETRs normalizados para condrito de Sun & McDonough (1989) relativo ao plúton Encruzilhada de São João.	86
Figura 6.13: Padrão de distribuição dos ETRs normalizados para condrito de	86

Sun & McDonough (1989) relativo ao plúton peraluminoso Chã Grande.	
Figura 6.14 Padrão de distribuição dos ETRs normalizados para o condrito de Sun & McDonough (1989) relativo ao plúton peraluminoso Batateira-Alto Bonito.	87
Figura 6.15 Padrão de distribuição dos ETRs normalizados para o condrito de Sun & McDonough (1989) relativo ao plúton peraluminoso Gameleira.	87
Figura 7.1 Diagrama classificatório para biotitas Al^{IV} versus $\#Fe(\#Fe = Fe/Fe+Mg)$, segundo Deer et al. (1992). Amostras dos plútons Bat, CGr e Gam.	96
Figura 7.2 Diagrama $FeO-MgO-Al_2O_3$ (Abdel-Rahman, 1994) para classificação das suítes magmáticas a partir da química das biotitas. Para os plútons Batateira, Chã Grande e Gameleira.	97
Figura 7.3 Diagrama Al_2O_3-FeO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação das suítes magmáticas a partir da química das biotitas. Amostras dos plútons Batateira, Chã Grande e Gameleira.	97
Figura 7.4 Diagrama Al_2O_3-MgO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação das suítes magmáticas a partir da química das biotitas. Plútons Batateira, Chã Grande e Gameleira.	98
Figura 7.5 Diagrama $MgO-FeO$ (Abdel-Rahman, 1994) para classificação das suítes magmáticas a partir da química das biotitas. Plútons Bat, CGr e Gam.	99
Figura 7.6 Diagrama $K_2O-CaO-Na_2O$ (baseado em Deer et al., 1992) para classificação das micas di-octaédricas dos leucogranitos a duas-micas dos plútons Batateira, Chã Grande e Gameleira.	100
Figura 7.7 Diagrama $K_2O-CaO-Na_2O$ (baseado em Deer et al., 1992) para as análises de K-feldspatos dos leucogranitos a duas-micas dos plútons Batateira, Chã Grande e Gameleira.	101
Figura 7.8 Diagrama classificatório para feldspatos Ab-An-Or, para as análises de plagioclásio em amostras de leucogranitos dos plútons Batateira, Chã Grande e Gameleira; os plagioclásios compreendem albita e oligoclásio.	102
Figura 8.1 Diagrama discriminante para granitos I e S (modificado por Harmon et al., 1984), utilizando os valores de ϵ_{Sr} inicial versus ϵ_{Nd} inicial, para leucogranitos do plúton Batateira e do stock a NW de Bonito.	107
Figura 8.2 Diagrama ϵ_{Nd} versus T (Ga) (De Paolo, 1988) para Granitóides peraluminosos do Plúton Batateira e o Stock de leucogranito a NW de Bonito.	108
Figura 8.3 Geologia, Geocronologia e Geoquímica Isotópica disponível para o Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas. Dados compilados de vários autores, com acréscimos de análises desta Tese.	110
Figura 9.1 “Contexto Geológico-Estrutural da área de Estudo”; apresenta interpretação tectônica de alojamento dos plútons leucograníticos a duas micas.	118
Figura 9.2 Diagrama binário $R1 \times R2$ de Bachelor & Bowden (1985) discriminante de Ambiente Tectônico, com plotagem de amostras de Granitos do 1º grupo e de leucogranitos a duas-micas dos Plútons estudados.	120
Figura 9.3 A e B Diagramas de Maniar & Piccoli ((1989) com amostras dos Plútons Leucograníticos com pequeno espalhamento nos Ambientes tectônicos.	121
Figura 9.4 A e B Diagramas discriminantes de Ambiente Tectônico da rocha fonte, segundo Pearce et al. (1984) para granitos do 1º grupo e para os cinco principais Plútons de Leucogranitos peraluminosos, mostrando que ambos são de fonte Sin a Pós-colisional e de ambiente Intraplaca.	122
Figuras 10.1 A e B Gráficos de Patiño-Douce (1999) com os Campos Experimentais de fusões derivadas de Metassedimentos, comparados a composições químicas dos granitóides do 1º grupo Plútons e de Leucogranitos	154

a duas-micas da área de estudo.	
Figuras 10.1 C e D Gráficos de Patino-Douce (1999) com os Campos Experimentais de fusões derivadas de Metassedimentos, comparadas a composições químicas dos Plútons de Leucogranitos a duas-micas e granitóides do 1º grupo da área de estudo. ,	155
Figura 10.2 Gráfico de Patino-Douce (1999) da relação de Al_2O_3 com os óxidos de Ca, Na, K, em % molecular, com Campos de Fusões derivadas de pelitos máficos e félsicos e de grauvas, comparados a composições químicas dos Plútons de Leucogranitos a duas-micas da área de estudo.	157
Figura 10.3 Gráfico de diferenciação dos granitos Tipo-I e Tipo-S, com amostras plotadas dos Plútons peraluminosos da área de pesquisa, as quais se situam no campo de granitos do Tipo-S, com raras exceções.	158
LISTA DE FOTOGRAFIAS	
Fotografia 1.2 A Cachoeira de Barra Azul é uma das quedas de água na zona da Mata, sul de Pernambuco, situada entre as cidades de Bonito e Palmares.	21
Fotografia 4.1: Afloramento de ortognaisse granodiorítico, protomilonítico (MPY_2), situado a sul da cidade de Palmares-PE (HAG-Pal-05).	45
Fotografia 4.2: Detalhe no afloramento HAG-Pal-05 do ortognaisse- MPY_2 , cortado por diques brasileiros de mc-monzogranito, Palmares-PE.	46
Fotografia 4.2: Detalhe no afloramento HAG-Pal-05 do ortognaisse- MPY_2 , cortado por diques brasileiros de mc-monzogranito, Palmares-PE.	48
Fotografia 4.3 Detalhe no afloramento HAG-Pal-05 do ortognaisse- MPY_2 , cortado por diques brasileiros de mc-monzogranito, Palmares-PE.	49
Fotografia 5.1 Injeções de leucogranito fino e presença de diorito em granito porfirítico que apresenta suave foliação. (Aflor. HAG- 84).	51
Fotografia 5.2 Granito porfirítico (NPYk) com centimétricas intercalações de material félsico (leucogranitos), paralelas a foliação. (Aflor. HAG- 78).	51
Fotografia 5.3 Diorito, com presença de granito microporfirítico e mobilizados félsicos (Afloramento HAG- 81, situado ao oeste do plúton cajueiro).	53
Fotografia 5.4 Bt-sienogranito com textura microporfirítica, contendo diques de quartzo-diorito sinplutônicos, segmentados por microfalhas que fazem ângulo de 55° com a foliação do sienogranito (Aflor. HAG-76).	53
Fotografia 5.5 Bt-granito microporfirítico com foliação tectônica, contendo veios pegmatíticos segundo a foliação - PNYg.	54
Fotografia 5.6 Paisagem da região de granitos porfiríticos a leste do plúton Batateira, região acidentada e com espesso solo, que favorece a ocorrência de cachoeiras.	55
Fotografia 5.7 Zona de Contato de leucogranito a duas-micas com granito porfirítico, mostrando magma máfico-híbrido em feição de “comingling” e mobilizados crustais félsicos; NW da cidade de Bonito-PE (Aflor. HAG-BB-10).	56
Fotografia 5.8 Vista Parcial do plúton Encruzilhada São João (PEsj), Pedreira da Britel, com <i>Clots</i> máficos orientados segundo tenue foliação tectônica.	57
Fotografia 5.9 Dique sin-plutônico de sienogranito em monzogranito, no âmbito do PEsj. Observa-se suave foliação e enclaves de biotitito (aflor. HAG-71).	58
Fotografia 5.10 Afloramento de monzogranito no leito do Rio Una, com presença de materiais pegmatóides da fase final da cristalização; situado na porção sul do Plúton Batateira-Alto Bonito (Aflor. HAG-BB-07).	63

Fotografia 5.11 Detalhe no afloramento HAG-BB-07 de monzogranito com presença de enclave poligonal de material granito-porfirítico. Sudeste do Plúton Batateiras.	64
Fotografia 5.12 Detalhe no afloramento de biotita-monzogranito com presença de enclaves de biotita-hornblenda monzogranito, junto ao povoado de Formigueiro, borda sul do Plúton Batateiras-Alto Bonito (Aflor. HAG-BB-08).	64
Fotografia 5.13 Vista da frente de lavra de Bt-mc monzogranito, da pedreira situada junto a cidade de Gameleira. Observa-se no topo espesso pacote de intemperismo (Aflor. HAG-PG-03).	68
Fotografia 5.14 Detalhe de blocos do Bt-mc Monzogranito na pedreira junto a cidade de Gameleira. (Aflor. HAG-PG-03).	69
Fotografia 9.1 – Afloramento em zona de contato entre Leucogranito a duas-micas e Granito porfirítico encaixante, mostrando incorporação magmática e também perturbação tectônica (fraturas e microfalha) contemporânea ao alojamento.	116
LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS	
Fotomicrografia 5.1 Lâmina delgada mostrando matriz com grãos de quartzo cominuídos, porfiroblastos de Kf, plagioclásio, microclina, muscovita e biotita, apresentando fraturas e contatos irregulares.(Amostra HAG-CG-11-Plúton Chã Grande).	59
Fotomicrografia 5.2 Lâmina delgada de rocha microporfirítica seriada, com cristais de quartzo cominuídos e recristalizados, KF, plagioclásio, biotita e muscovita; observa-se contatos irregulares e fraturas. (Amostra HAG-CG-12 do PCG).	60
Fotomicrografia 5.3: Lâmina delgada apresentando cristais de plagioclásio, microclina, muscovita e biotita, com contatos irregulares e suave foliação (Amostra HAG-BB-19).	65
Fotomicrografia 5.4 Lâmina delgada do Plúton Batateira, com grãos de quartzo recristalizados, microclina, plagioclásio, biotita e muscovita, apresentando textura microporfirítica seriada. (Amostra HAG-BB-19).	65
Fotomicrografia 5.5 Lâmina delgada com cristais de quartzo, KF, plagioclásio, muscovita e biotita, apresentando as duas últimas suave encurvamento, Os feldspatos estão caulinizados e sericitizados com muscovita secundária. (Amostra HAG-PG-03).	69
Fotomicrografia 5.6 Lâmina delgada com cristais de KF com nuvens de caulim, grãos de quartzo cominuídos e recristalizados, lamelas encurvadas de plagioclásio e muscovita,e poucos grãos de biotita (Amostra HAG-PG-04).	70
LISTA DE QUADROS E TABELAS	
Quadro 1.1 Resultados Analíticos Gerais de Lâminas delgadas, Químicas por FRX de elementos maiores e menores, de Terras Raras (ETR), Isótopos de O, Sm-Nd, e Química Mineral por Microsonda Eletrônica.	21
Quadro 1.1 Resultados Analíticos Gerais... (continuação).	22
Quadro 1.1 Resultados Analíticos Gerais... (continuação).	23
Tabela 5.1. Composições modais representativas do Plúton Chã Grande.	61

Tabela 5.2 Composições modais representativas do <i>stock</i> NW de Bonito-PE.	63
Tabela 5.3. Análises modais representativas de amostras do Plúton Batateira. As descrições petrográficas encontram-se no Anexo II, no final desta Tese.	64
Tabela 5.4: Composições modais epresentativas do Plúton Gameleira.	69
Tabela 6.1 Presença de coríndon normativo nos granitos grossos e porfiríticos e nos plútons leucograníticos do Batólito Bonito-Gameleira segundo a Norma CIPW.	82
Tabela 6.2 Resultados de Análises Químicas de Elementos Maiores e Elementos Traços de Amostras Representativas dos Plútons de Leucogranitos a Duas-micas, Bt-Granitos Grossos, Granitos Porfiríticos, das Rochas Supracrustais e Ortognaisses.	88
Tabela 6.2 Resultados de Análises Químicas... (continuação).	89
Tabela 6.2 Resultados de Análises Químicas...(continuação).	90
Tabela 6.2 Resultados de Análises Químicas...(continuação).	91
Tabela 6.3 Resultados Analíticos de Elementos de Terras Raras (ETRs) de Amostras Representativas dos Plútons de Leucogranitos a Duas-micas, dos Granitóides do 1º Grupo e de Rochas Supracrustais.	92
Tabela 6.3 Resultados Analíticos de Elementos de Terras... (continuação).	93
Tabela 8.1 Análises Isotópicas obtidas pelo método Rb-Sr para Leucogranitos peraluminosos a duas-micas do Plúton Batateira e do <i>Stock</i> a NW de Bonito.	103
Tabela 8.2 Análises Isotópicas obtidas pelo Método Sm-Nd para Leucogranitos a duas-micas do Plúton Batateira e do <i>Stock</i> a NW de Bonito.	104
Tabela 8.3 Análises Isotópicas δO^{18} em zircões de Leucogranitos a duas micas do Plúton Batateira do Stock a NW de Bonito e de Granitóides porfiríticos da área de pesquisa.	104
Tabela 8.4 Síntese do conhecimento litológico e de geoquímica sotópico dos granitóides do DPEAL, segundo Silva Filho et al. (2002), acrescido de dados obtidos nesta Tese.	109
Tabela 10.1 Características distintivas dos Granitos Tipo-I e Tipo-S do de <i>Lachland Fold Belt</i> – Austrália, segundo Chappell & White (1974).	141
Tabela 10.2 Conteúdo de água nos <i>melts</i> formados por anatexia crustal com ausência de fluidos, em diferentes pressões, segundo estudo de Clemens & Vielzeuf (1987).	147
Tabela 10.3 Apresenta a resposta para o problema dos conteúdos reais de água nas rochas de alto-grau, segundo estudo de Clemens & Vielzeuf (1987).	147
Tabela 10.4 Temperaturas aceitas para reações de Fusão parcial com ausência de fluido, envolvendo quebra de minerais hidratados, nos principais grupos de rochas crustais, segundo estudo de Clemens & Vielzeuf (1987).	148

PARTE I - A ÁREA DE PESQUISA E SEU CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA, GEOTECTÔNICA E GRANITOGÊNESE NA PROVÍNCIA BORBOREMA

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE PESQUISA

A área de estudo compreende os terrenos pré-cambrianos do Domínio Pernambuco-Alagoas, doravante referido como “DPEAL”, situados ao sul do Lineamento Pernambuco. A área pesquisada abrange cerca de 4.000 Km², correspondendo à região situada entre as cidades de Caruaru e Chã Grande, no norte, e Cupira e Barreiros, ao sul; a área de pesquisa engloba vários outros municípios, sendo alcançado na porção norte pela BR-232, de onde partem e penetram na área várias estradas carroçáveis, sendo pavimentadas as estradas Chã Grande-Amaraji, Bezerras-Bonito e Caruaru-Agrestina-Cupira, estas duas últimas se conectam próximo a Batateira, seguindo para Catende onde encontra a BR-101, que provem do Recife e atravessa a área de estudo nos municípios de Ribeirão, Palmares e Catende (**Figura 1.1**). A área de estudo compreende uma região muito pouco pesquisada, isto se deve possivelmente devido a sua aparente monotonia do ponto de vista geológico e por apresentar um elevado grau de intemperismo, o que dificulta as observações de campo e a coleta de amostras, devido à escassez de afloramentos. O intemperismo é mais acentuado na porção leste da área, que já está situada na zona da mata pernambucana. A pesquisa geológica desta região apresenta um caráter importante devido à abundância de corpos granitóides e, em especial, aos vários plútons de granitos porfíricos e leucogranitos peraluminosos. Os trabalhos de pesquisa nesta área têm como objetivo trazer novas informações sobre a geologia e a evolução geotectônica da porção leste-nordeste do Domínio PE-AL (DPEAL).

A área de pesquisa apresenta um relevo bastante acidentado, principalmente onde dominam os granitóides porfíricos, isto é nas porções centro e norte. Nestes granitóides o intemperismo atua com grande eficiência produzindo um solo mais espesso, este amplo pacote intemperizado que se estende deste o sul de Gravatá, leste de Bonito, Amaraji, Cortez, Ribeirão e Gameleira constituem um aquífero especial, o qual foi apresentado por Gomes (2001) no Mapa de Recursos Minerais do Estado de Pernambuco.

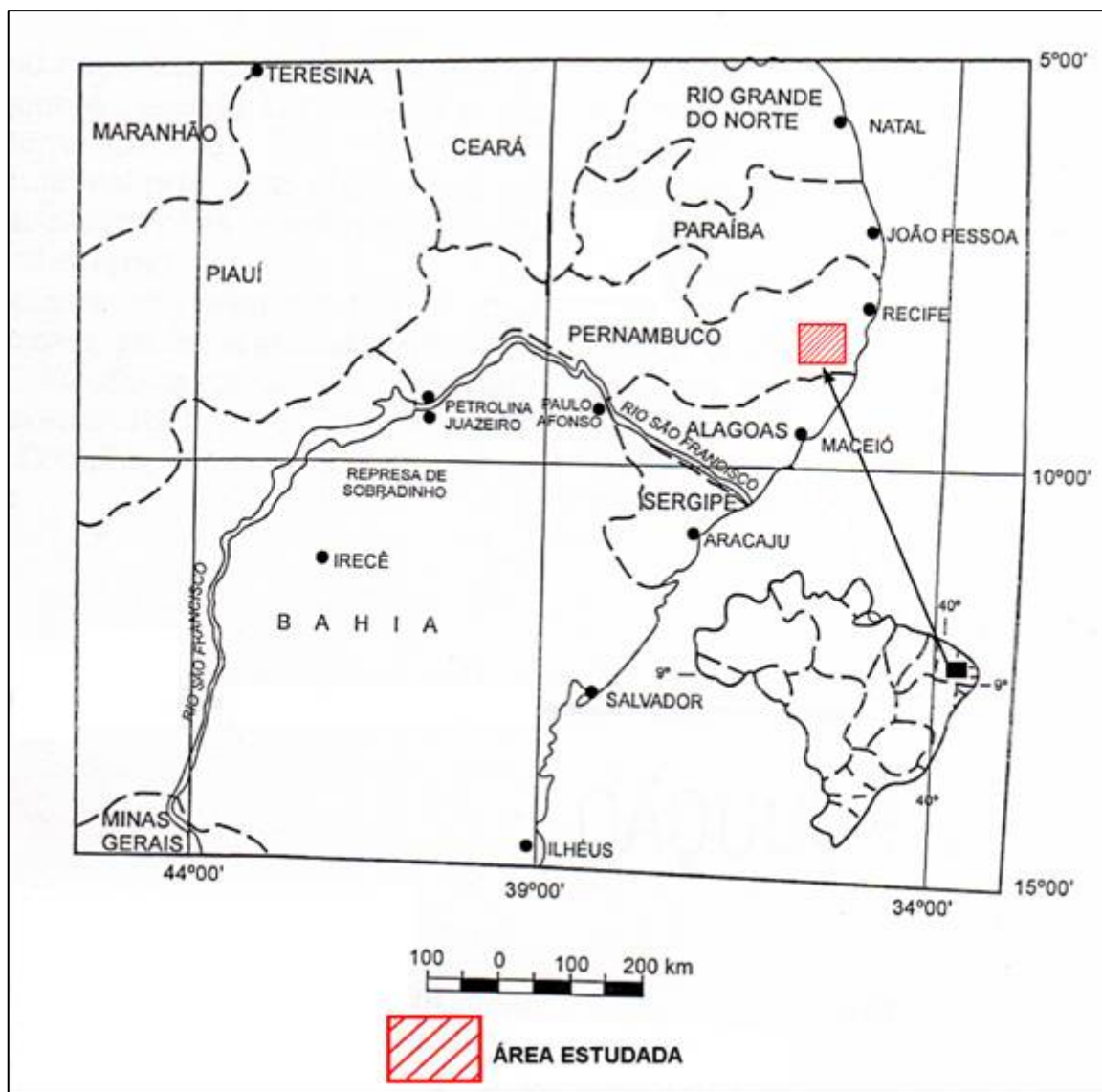
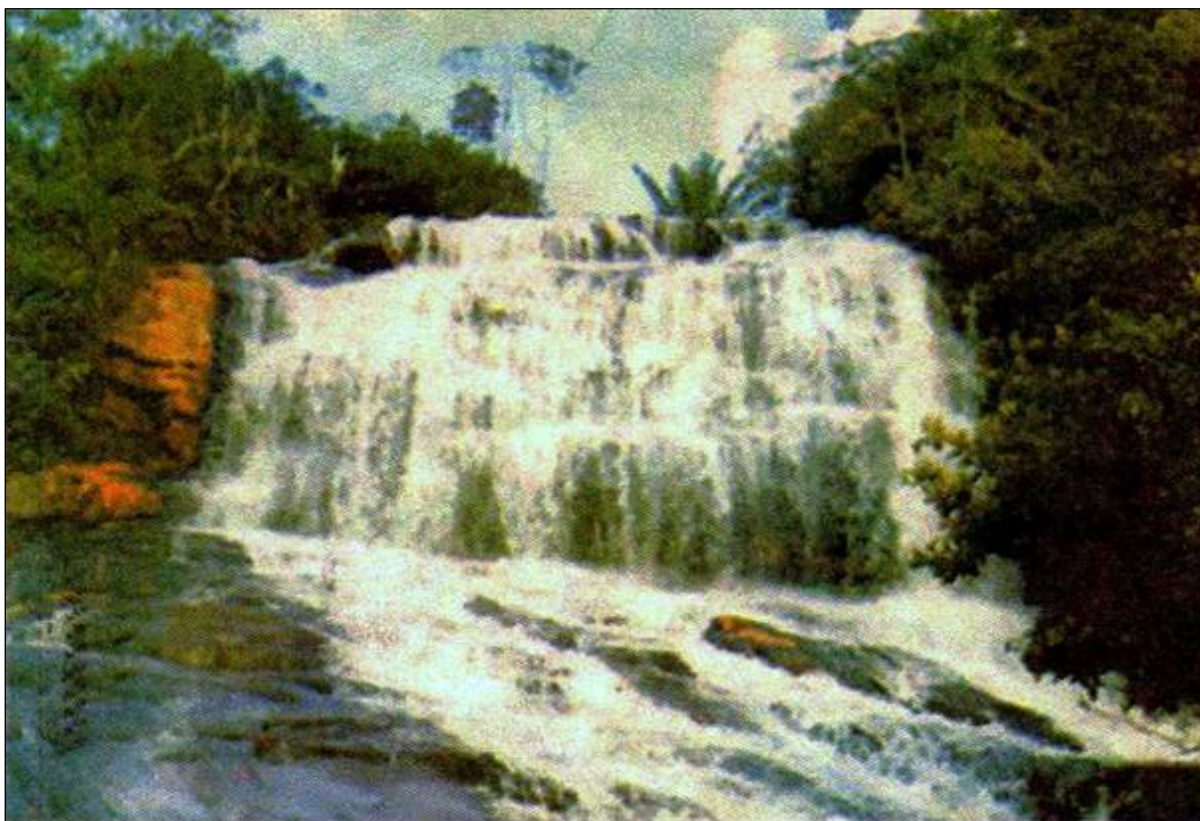


Figura 1.1: Mapa de localização da área estudada

As principais drenagens constituem as bacias hidrográficas dos rios Ipojuca, Amaraji, Sirinhaém e Una, os quais se dirigem para leste, bem como para sudeste e nordeste, por vezes acompanhando estruturas retilíneas, associadas às zonas de cisalhamento, como ocorre com o rio Ipojuca que em sua maior extensão tem direção E-W, acompanhando a mega- ZC denominada “Lineamento Pernambuco”, as outras drenagens estão condicionadas ou trancam as zonas de cisalhamentos secundárias e falhas. A drenagem existente entre as cidades de Bonito e Palmares, correm predominantemente sobre o pacote de intemperismo de granitos porfíricos, com relevo bastante acidentado, o que fez surgir o aparecimento de várias cachoeiras bastante conhecidas naquela região, as quais estão condicionadas ao

fraturamento associado às falhas citadas; o que tornou o município de Bonito uma área de atração turística. Devido ao aquífero superficial citado o município de Bonito-PE veio a tornar-se uma região de solo fértil, com abundância de água e de um clima agradável, e ainda produtora de frutas, verduras e flores. Apresentamos a seguir a **Fotografia 1.2** de uma das cachoeiras, situada a leste da cidade de Bonito.



Fotografia 1.2 A Cachoeira de Barra Azul é uma das quedas de água na Zona da Mata, sul do estado de Pernambuco, situada entre as cidades de Bonito e Palmares

1.2 - TRABALHOS ANTERIORES E OBJETIVOS DA PESQUISA

A área de pesquisa, situada na porção nordeste do DPEAL, foi estudada em nível de reconhecimento geológico por Dantas et al. (1970). Alguns anos mais tarde apenas a porção nordeste da área de pesquisa, Folha Vitória de Santo Antão, foi mapeada pela CPRM através do programa Mapeamento Geológico Básico do Brasil, na escala 1:100.000, por Alcoforado (1988). Mais de uma década depois Gomes & Polônia efetuaram, também através da CPRM, trabalhos de integração e atualização geológica da porção leste do meridiano 36°00' no estado de Pernambuco para integração do Mapa Geológico do Estado (Gomes 2001), constatando a continuidade para leste dos complexos Belém do São Francisco e Cabrobó, já

conhecidos na porção central e oeste do DPEAL, bem como uma presença abundante de rochas granitóides principalmente porfíricas e plútons sienogranitos a monzogranitos leucocráticos, normalmente peraluminosos. Como trabalhos específicos registram-se também algumas investigações de cunho petrológico e geocronológicas realizadas em granitóides brasileiros, envolvendo estudos isotópicos de Sm e Nd no Domínio PE-AL (Da Silva Filho et al. 1997a, b, 2002).

Considerando o conhecimento pouco detalhado da área de pesquisa e da necessidade de aprofundá-lo com a utilização de estudos mais específicos, a pesquisa desta Tese teve o propósito de efetuar um estudo abrangente acerca do:

- a- Caracterização Geológica da estratigrafia da área;
- b- Estudo Petrológico dos granitos peraluminosos;
- c- Estabelecimento das relações entre os granitóides e suas encaixantes;
- d- Modelo da Evolução Geológica da Área no contexto do DPEAL;

1.3 - MÉTODOS DE TRABALHO

A metodologia executada neste trabalho consistiu de:

1) **Trabalhos de Escritório** - Revisão bibliográfica sobre a região de trabalho e sobre os principais temas abordados. Interpretação de imagens de radar, imagens de satélite, aerofotografias e mapas plani-altimétricos da SUDENE, referente às cartas 1:100.000 - Caruaru, Palmares, Vitória de Santo Antão e Sirinhaém, visto que a área de pesquisa abrange parte de cada uma destas Folhas.

2) **Trabalhos de Campo** - Etapas de campo alternadas com etapas de escritório, em viagens nas quais foram estudados 224 afloramentos, com coleta de amostras, as quais em sua maioria correspondem a granitóides Neoproterozóicos, que englobam mais de 60% da área de pesquisa. Lembramos aqui a dificuldade de execução dos objetivos do trabalho de campo na porção leste da área devido ao intemperismo que em parte dificultou os trabalhos de pesquisa. O mapeamento geológico em campo enfatizou o estudo dos granitóides Neoproterozóicos, tendo sido feitas observações específicas sobre os contatos destas rochas com as suas encaixantes, variedade de pulsos ou fácies magmáticas, feições estruturais magmáticas e tectônicas, tipos de enclaves e seqüência de eventos, bem como a coleta de amostras para análises.

3) **Trabalhos de Laboratório** - Consistiram na execução de vários tipos de análises, assim distribuídas: Foram confeccionadas 87 seções delgadas para estudo

petrográfico, executados no Laboratório de Petrografia do Departamento de Geologia da UFPE. Pulverização de 62 amostras de rocha para análises de fluorescência de raios-X de elementos maiores e menores, nestas incluídas 9 amostras para análises de isótopos de oxigênio, todas executados no NEGLABISE/UFPE. Foram também efetuadas 5 Análises isotópicas de Sm/Nd e Rb/Sr na Universidade de Brasília. Foram ainda obtidas 33 determinações de química mineral em 4 lâminas delgadas, analisadas na Microsonda Eletrônica do Departamento de Geociências da USP. Finalmente foram enviadas para GEOSOL 22 amostras pulverizadas para análises de Terras Raras, efetuadas por empresa canadense em convênio com a GEOSOL. A relação dos afloramentos estudados, bem como dos resultados analíticos totais de litoquímica de Elementos Maiores, Menores, Terras Raras e de Química Mineral estão apresentados no **Quadro 1.1**, que inclui também a relação dos estudos petrográficos em lâminas delgadas, os quais se encontram no Anexo II desta Tese.

Quadro 1.1: Análises de Lâminas delgadas, Análises Químicas por FRX de elementos maiores e menores, de Terras Raras (ETR), Isótopos de O, Sm- Nd, e Química Mineral por Microsonda Eletrônica.

QUADRO I - AMOSTRAS ANALISADAS						
Nº AMOSTRAS	PETROGRAFIA (QAP)	FLUORESCÊNCIA	TERRAS RARAS	ISÓTOPOS δO	Sm/Nd e Rb/Sr	MICROSSONDA Mc, Pl, KF, Bt
HAG - 01	Bt-mc Monzogranito Catacl.					
HAG - 03	Mc-Monzogranito microporf.					
HAG - 04	Bt-mc-Monzogranito Protoc.					
HAG - 05	Bt-Ortognaisse Milonítico					
HAG - 05A	Mc-bt Monzogranito Protocat.					
HAG - 06	Bt-Paragnaisse Milonitizado					
HAG - 07	Bt-Monzogranito Protocatacl.					
HAG - 08A	Bt-Monzogranito Cataclático					
HAG - 08B	Bt-Hb Monzogranito					
HAG - 09	Granito porfirítico					
HAG - 10	Bt-Sienogranito Protocataclást.					
HAG - 11	Sienogranito 2 micas Protocat.					
HAG - 12	Mc-bt Monzogranito Cataclást.					
HAG - 13	Bt-Monzogranito microp. Protoc.					
HAG - 14	Bt-Sienogranito Protocataclást.					
HAG - 15	Monzogranito 2-micas Catacl.					
HAG - 16	Monzogranito microp Protocat.					
HAG - 17	Monzogranito 2-micas, Protoc.					
HAG - 18	Qz-Monzodorito, c/ epid.					

	Magm.					
HAG - 19	Bt-Monzogranito Cataclático					
HAG - 20	Monzogranito 2-micas Catac					
HAG - 21	Mc-Monzogranito Protocatac					
HAG - 22	Bt-Sienogranito porfir. Cataclást.					
HAG - 23	Bt-Sienogran. Porfirít. Protocat.					
HAG - 24	Bt-Sienogran. Microp. Protocat.					
HAG - 25	Granito porfirítico					
HAG - 26	Bt-Sienogranito microporf. def.					
HAG -27A	Hbl-Sienogranito					
HAG -27B	Bt-Monzogranito					
HAG -28	Bt-Sienogran. microp. Protocatac					
HAG -30	Mc-monzogranito Protocatacl.					
HAG -31	Mc-bt Granodior. Microp. Protoc.					
HAG -32	Mu-bt-Monzogran. Protocatacl.					
HAG -33	Ep-hb-act Mozogran. Protocat.					
HAG -34	Monzogranito porfirítico Protoc.					
HAG -35	Monzogranito porfirítico Catacl.					
HAG -36	Monzogranito Protocataclast.					
HAG -37	Sienogran. 2-micas Protocatacl.					
HAG -40	Monzogranito Cataclástico					
HAG -41	Monzogranito Cataclástico					
HAG -44	Bt-mc Ortognaisse Monzogran.					
HAG -45	Bt-mc Monzogranito protocatac					
HAG -46	Bt-Monazogranito microporfirít.					
HAG -47	Bt-hbl Sienogran. porfirít.Protoc					
HAG -48	Bt-um Sienogranito Caclástico					
HAG -50	Bt-Ortognaisse monzogr. Protoc.					
HAG -51	Bt-Ortogn. Sienogran. Protomil.					
HAG -52	Epid-aug Sienogran. Protocatac.					
HAG -56	Bt-Monzogranito Protocatac.					
HAG -58	Bt-Paragnaisse Protomilonítico					
HAG -60	Mc-Monzogr.microp. Protomilon.					
HAG -61	Bt-hbl Ortognais. Sienogran. Mil.					
HAG -63	Monzogr. 2 micas microp. Protoc					
HAG -64	Mc-sillimanita Quartzito Catacl.					
HAG -65	Mc-bt Sienogran microp. Protoc					
HAG -66	Mc-bt Sienogranito Protocatacl.					
HAG -68	Bt Sienogran. Microporf. Protoc.					
HAG- 71	Mc-bt sienogranito Protomilonít.					

HAG- 72	Leucogranito 2-micas, Protomil.					
HAG- 73	Bt-mc sienigranito Cataclástica					
HAG -75	Ep-sienogranito Protocataclást.					
HAG -76	Sienogranito protocataclástico					
HAG -77	Ep-Sienogran. Microp. Protocat.					
HAG -81	Hbl-bt-cl Granodiorito Protocat.					
HAG -86	Mc-bt Sienogran. Microporfirítico					
HAG -87	Mc-bt Sienogranito Protocatacl.					
HAG -89	Mc-bt Sienogranito Protocatacl.					
HAG -93	Bt-mc Sienogranito Protocatacl.					
HAG -94	Mc-bt Sienogranito Protocatacl.					
HAG -95	Bt-mc Sienogranito Protocatacl.					
HAG -97	Bt-mc Sienogranito Protocatacl.					
HAG -98	Bt-mc Sienogranito Protocatacl.					
HAG -99	Bt-mc Sienogr. Microp. Protocat.					
HAG -100	Mc-bt Sienogran. Microp, Protoc.					
HAG -101	Bt-mc Sienogranito Cataclástica					
HAG -104	Bt-hbl monzonito					
HAG -105	Mc-bt alcali-felds. Gran. Catacl.					
HAG -108	Bt-Granodiorito c/porções diorit.					
HAG -112	Bt-Sienogranito porfirítico					
HAG -138	Bt-Monzogr.porf., xen. Dior. Catacl.					
HAG -144	Bt-Ortognaisse tonalít. Protocat.					
HAG -153	Monzogranito porfirítico Protoc.					
HAG -171	Sienogranito Cataclástico					
HAG -185	Metarcósio/ Mc-quartzito Altern					
HAG -203	Mc-bt Monzogranito Cataclást.					
HAG -208	Hbl-Quartzosienito porfir. Protom					
HAG-212	Paragnaisse granadíf. Protomil.					
HAG -215	Hbl-Ortogn . monzogran. Protomil.					
HAG -218	Mc-monzogran. Microp. Protocat					
HAG -221	Mc-Ortogn. Microporf. Milonítico					

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA, GEOTECTÔNICA E GRANITOGÊNESE NA PROVÍNCIA DA BORBOREMA

2.1 GEOLOGIA E GEOTECTÔNICA REGIONAL

A área de estudo está situada na porção E/SE do estado de Pernambuco e faz parte do contexto geológico e tectônico da Província da Borborema, unidade geotectônica brasileira que abrange quase todo o NE do Brasil, sendo limitada a oeste pela Bacia Sedimentar do Parnaíba, a sul pelo Cráton São Francisco e a N e NE e E pelas Bacias marginais costeiras.

O arcabouço da Província Borborema começou a ser delineado a partir das investigações geocronológicas dos anos 60, com base nas determinações dos métodos K-Ar e Rb-Sr. A primeira síntese surgiu com Brito Neves (1975), que considerou a região como um produto de tectogênese no final do Pré-cambriano, de uma região geossinclinal em mosaico situada entre as porções cratônicas do São Francisco ao sul e São Luis-Gurupi ao norte. O autor dividiu a região em seis faixas de dobramentos (Sergipana, Riacho do Pontal, Pajeú-Paraíba, Piancó-Alto Brígida, Seridó e região do Médio Coreau) e seis maciços medianos (Pernambuco-Alagoas, Rio Piranhas, Tróia, Santa Quitéria, Granja e Geoanticlinal de Teixeira). Brito Neves (1975) considerou o Ciclo Transamazônico (2.000 – 2.100 Ma) como a principal etapa de cratonização do embasamento da região dobrada, incluindo os núcleos cratônicos que a delimitam e os maciços mediano, e um evento há 630 ± 30 Ma, que considerou etapa principal da tectogênese brasileira com fecho de dobramentos, metamorfismo e granitização. Seguiram-se ainda dois eventos termotectônicos com geração de granitos, um há 540 ± 30 Ma e outro tardio, entre 510 e 460 Ma, com instalação de inúmeros corpos graníticos e sieníticos circunscritos e movimentação de lineamentos e falhas profundas.

Essa concepção foi complementada e inserida no contexto nacional, na chamada Plataforma Brasileira, através das sínteses pioneiras de Almeida (1968) e Almeida et al. (1977), de inspiração sino-soviética e européia, o chamado modelo geossinclinal. A Plataforma foi dividida em grandes províncias estruturais, reconhecendo-se dois grandes domínios cratônicos (Amazônico e São Francisco) e várias províncias brasileiras, recobertas por províncias sedimentares Fanerozóicas.

Estes autores distinguiram as províncias brasileiras envolvendo o cráton do São Francisco, dentre elas: Gurupi, Tocantins, Borborema e Mantiqueira. A Província Borborema foi definida nos moldes de Brito Neves (1975), correspondendo à porção oriental do Nordeste do Brasil. Estes autores definiram esta província como uma região dobrada e complexa, similar a um mosaico onde eventos tectônicos, termais e magmáticos ocorreram durante o Ciclo Orogenético Brasileiro, do Proterozóico superior.

Uma revisão desses ensaios foi feita por Brito Neves (1983), Santos et al. (1983) e Santos & Brito Neves (1984), com base nos levantamentos geológicos sistemáticos realizados pelo convênio DNPM/CPRM na década de 70 e início dos anos 80, aperfeiçoando as principais subdivisões geotectônicas anteriores. Segundo Brito Neves (1983) e Santos & Brito Neves (1984) a Província Borborema seria formada por cinco grandes elementos geotectônicos: a) Maciços gnáissico-migmatítico-graníticos; b) Legiões ou sistemas de dobramentos metassedimentares e metavulcano-sedimentares; c) Lineamentos ou geofraturas, os quais delimitam os domínios mencionados (a, b); d) Rochas magmáticas, unidades de grande expressão na Província; e e) Coberturas sedimentares Fanerozóicas, esparsamente distribuídas sobre a província pré-cambriana. Santos et al (1983) introduziram uma conceituação diferente, distinguindo 5 grandes domínios geotectônicos formados por faixas alternadas de seqüências metassedimentares e metavulcanossedimentares, alternadas por maciços gnáissico-migmatíticos, a saber: Médio Coreaú, Cearense, Central, Extremo Nordeste e Meridional.

No início dos anos 80, vários trabalhos de Jardim de Sá e colaboradores começaram a desenvolver o chamado modelo policíclico da Província Borborema. Segundo esses autores (Jardim de Sá 1980; Jardim de Sá & Macedo 1984; Jardim de Sá & Hackspacher 1985, entre outros), com exceção das faixas monocíclicas adjacentes aos crátons de São Luis e São Francisco (região NW do Ceará e Faixa Sergipana), todo interior da Província Borborema seria formado por complexos Paleoproterozóicos (Transamazônicos) e Arqueanos retrabalhados no Brasileiro, sendo, portanto unidades policíclicas. Segundo estes autores, a Província Borborema era uma entidade geotectônica ensialica, de consolidação transamazônica, retrabalhada pelo evento orogênico Brasileiro, o qual era testemunhado apenas pela deformação e metamorfismo e por uma intensa atividade granítica.

O modelo policíclico predominou como linha de pensamento da geologia da Província durante toda a década de 80, mas começou a ser revisada na década seguinte, com a introdução da geocronologia U-Pb no País. Várias contribuições, dentre elas Caby & Arthaud (1988), Brito Neves et al. (1990) e Hackspacher et al. (1992), demonstraram que seqüências metamórficas no interior da Província (por exemplo, nas faixas Piancó-Alto Brígida e Seridó) eram pós-transamazônicas, contrariando a generalização do modelo policíclico. A região das nappes do Ceará Central e faixa Jaguaribeanas foram também interpretadas como faixas de dobramentos brasileiras. A última faixa de dobramentos foi interpretada pelo próprio Jardim de Sá & Macedo (1988) como uma faixa Estateriana monocíclica. A última revisão de Jardim de Sá (1994) modificou radicalmente os conceitos anteriores do modelo policíclico, mantendo a subdivisão das faixas supracrustais em mono e policíclicas, em concordância com outros autores, mas aceitando a possibilidade da existência de supracrustais Neoproterozóicas. Este autor revisou todos os estudos estruturais realizados na Província, destacando as faixas com dominância de uma tectônica tangencial e suas características cinemáticas de transporte de massa – caso do domínio Ceará Central, Riacho do Pontal e Sergipano; e as faixas com dominância de uma tectônica transcorrente, com são os casos das faixas Orós-Jaguaribe, Seridó, e domínio da Zona Transversal.

Nesta época, várias investigações começaram a evidenciar a existência de um novo evento tectônico na Província Borborema, sendo considerado como um importante episódio de acreção e colisão anterior à orogênese brasileira: o evento Cariris Velhos (Brito Neves et al. 1995; Santos 1995). Com base nas evidências encontradas na parte central do domínio da Zona Transversal, Santos (1995; 1996) descreveu suítes magmáticas acrecionárias, de arco magmático e colisionais associadas a este evento e chamou a atenção para a colagem sucessiva Cariris Velhos-Brasileira, e a caracterização de um processo de colagem de terrenos aplicável a toda Província Borborema (**Figura 2.1**).

Schmus et al 1995; Ferreira et al. 1998; Santos et al 1999; Santos & Medeiros, 1999; Brito Neves et al. 2000). Esse modelo, refinado pelo aprofundamento dos estudos geocronológicos U-Pb convencional e SHRIMP, desagüaram nas modernas subdivisões geotectônicas da Província, em parte apoiadas em correlações geotectônicas transcontinentais (e.g., Van Schmus et al. 2001). As sínteses de Van Schmus et al. (1995) e Brito Neves et al. (2000) consideram a Província compartimentada em três domínios: Setentrional, Central ou Zona Transversal, e Meridional, posteriormente refinadas pelo reconhecimento de novos domínios (**Figura 2.2**): Médio Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Transversal, Pernambuco-Alagoas e Meridional.

Recentemente, o modelo de terrenos tem sido contestado e minimizada a importância do evento Cariris Velhos na construção da Província (e.g. Neves & Mariano, 1999; Neves et al. 2001), remetendo novamente à concepção de uma província ensialica, com um amplo substrato paleoproterozóico, superposto por faixas metassedimentares e retrabalhado por granitos brasileiros. Essas investigações descrevem os lineamentos como estruturas descontínuas e com rejeitos relativamente inexpressivos, comparados com a sua extensão regional, razão pela qual eles não devem ser considerados como limites crustais importantes. Na linha petrológica, Mariano et al. (2001), com base no estudo dos dioritos de associação calci-alcalina de alto potássio de seis plútons situados em diferentes terrenos da porção leste da Província, concluíram que os plútons estudados apresentam semelhanças na composição mineralógica. Isso indicaria que eles foram gerados por fusão parcial de um manto litosférico metassomatizado enriquecido em LILE, sugerindo que o manto litosférico abaixo da maior parte da área estudada resulta do estabelecimento de uma ampla faixa continental durante o Ciclo Transamazônico, a qual permaneceu como uma entidade coesa.

Esses autores destacam a importância do crescimento crustal da Província durante o Paleoproterozóico (2,2-2,0 Ga); os mesmos autores também sugerem que a PB e as províncias de Camarões e Nigéria estavam unidas durante a orogêneses Transamazônica-Ebuniana e ainda que formavam uma só unidade na orogênese Brasileira/Pan-Africana (tardi-neoproterozóica), quando foram deformadas, inicialmente por um evento tectônico resultante de cavalgamento e depois por cisalhamento transcorrente.

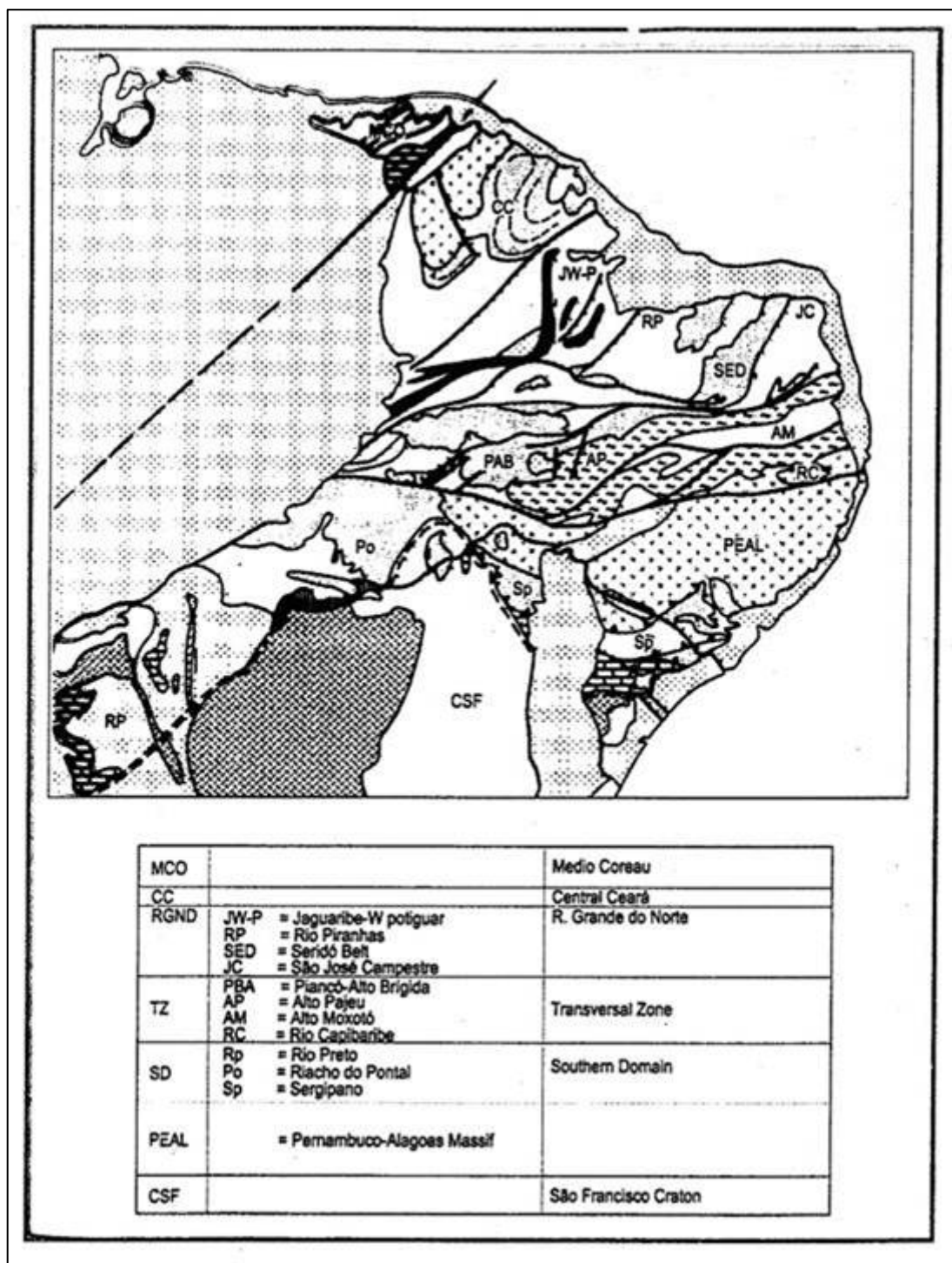


Figura 2.2: Mapa com os Principais Domínios Geológicos da Província Borborema (Brito Neves et al., 2000).

Finalizando os autores sugerem que as datações por eles obtidas, as quais são similares a outras encontradas na PB, nas províncias da Nigéria e Camarões e no cráton São Francisco/Congo, mostram a importância do evento Transamazônico/Eburneano, e estas unidades tectônicas podem ter constituído um único continente, e as similaridades do metamorfismo pós-transamazônicos e os

eventos magmáticos nestas províncias sugerem que elas compartilharam a mesma evolução e estiveram agrupadas até a abertura do oceano Atlântico.

2. 2- GRANITOS BRASILIANOS NO CONTEXTO REGIONAL

Os granitos da Província da Borborema têm sido estudados de maneira mais sistemática nos últimos 30 anos. Almeida et al. (1967) publicaram trabalho que serviu de marco inicial destes estudos; utilizando a literatura existente acerca de corpos graníticos na região do Domínio Central, definiram quatro tipos de granitos:

- a)** Granodioritos, granitos, tonalitos e granitos porfiríticos calci-alcalinos, sin-colisionais, considerados como os mais antigos e denominados, Tipo-Conceição.
- b)** Granodioritos muito porfiríticos, com pórfiros de microlina com até 10 cm, e também sin-orogênicos, o chamado Tipo-Itaporanga.
- c)** Biotita granitos tardi-orogênicos, com mineralogia semelhante ao tipo itaporanga, são os granitos Tipo-Itapetim.
- d)** Sienitos e quartzo sienitos, também tardi-orogênicos, e denominados Tipo-Catingueira.

Embora vários trabalhos contendo informações e dados sobre granitos tenham surgido na literatura, destaca-se o trabalho de Sial (1986), no qual o autor efetuou estudos mais acurados no Cinturão de dobramento Cachoeirinha-Salgueiro (Sistema de dobramento Piancó-Alto Brígida de Brito Neves, 1975), manteve a classificação de Almeida et al. (1967) e utilizando dados de isótopos, de oxigênio, química de elementos maiores, menores e de elementos terras raras, e estudos petrográficos, adicionou novas informações, tal como a sub-divisão do tipo-catingueira em dois (tipos Catingueira e Triunfo) e considerou os dois stocks de composição tonalítica a granodiorítica e afinidade trondhjemitica da região de Serrita, como um outro tipo (Tipo-Serrita), e Buique e numerou ainda outros tipos de granitos descritos na literatura por outros autores (Brito Neves & Pessoa 1974; Santos 1971, 1977; Santos & Brito Neves 1984): são os tipos Buique, Moderna, Arcoverde, Cariba, Águas Belas, Sítio dos Nunes e Pinheiro, no estado de Pernambuco, e Itaíba e Glória no estado de Sergipe). O autor, portanto, catalogou e sistematizou uma significativa quantidade de dados, principalmente dos granitos tipo: Itaporanga, Conceição, Serrita, Catingueira, Triunfo, bem como Itapetim e Buique. Os outros tipos descritos por outros autores, em Pernambuco, intrudem rochas metamórficas e migmatíticas do DPEAL.

A partir de 1989 vários trabalhos com ênfase na petrologia de plútons e batólitos brasileiros na Província, foram publicados como as Teses de doutorado: sobre o Plúton calci-alcálico de Itaporanga-Pb (Mariano 1989), o Complexo Shoshonítico de Bom Jardim-PE (Guimarães 1989) o Plúton ultrapotássico peralcalino de Triunfo-PE (Ferreira 1991). O plúton de Bom Jardim, datado de 600 Ma, apresenta características um tanto diferenciadas daqueles anteriormente descritos; consistindo de intrusões múltiplas de composição sienítica a monzonítica, cortados por granitos tardios. Segundo a autora a existência de foliação de baixo ângulo observadas neste plúton, indica que o mesmo foi colocado sob condições de cinemática tangencial.

Nos anos de 1988 a 1992, a CPRM publicou vários relatórios de mapeamento geológico básico na escala 1:100.000, os quais contêm dados informativos de muitos outros corpos graníticos brasileiros intrusivos nos vários compartimentos tectônicos da Província. Nos anos seguintes muitos outros trabalhos foram também produzidos, tais como dissertações de mestrado, Teses de doutorado e publicações em congressos e revistas científicas nacionais e internacionais.

Muitas técnicas analíticas avançadas têm sido utilizadas e os trabalhos por vezes tratam sobre mistura, coexistência e imiscibilidade de líquidos no processo magmático e/ou sobre a evolução petrológica e o posicionamento de magmas.

Em 1990, Sial efetuou outro estudo regional sobre granitos na Província, desta feita sobre a distribuição dos Granitóides Calci-alcálicos com Epidoto magmático, nos vários compartimentos tectônicos, com a maior quantidade também situada no Domínio Central e maior profusão nos Terrenos Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida. Neste trabalho o autor forneceu dados de quase 40 corpos brasileiros. Em 1996, Ferreira et al. apresentaram estudo sobre o magmatismo granítico intermediário a ácido em plútons do Terreno Pernambuco/Alagoas. Os autores mostraram o resultado de estudos petrográficos e geoquímicos de quatro tipos de plútons: **1-** Plútons metaluminosos a peraluminosos de composição variando de monzonitos, quartzo monzonitos e granodioritos grossos a porfíricos, com cristais de K-feldspato de até 5 cm e biotita como máfico principal, e enclaves e bolsões de dioríticos. **2-** Plútons peraluminosos granodioríticos equigranulares e leucocráticos, contendo biotita, muscovita, almandina e afrísita. **3-** Plútons metaluminosos a peraluminosos, com fácies monzonítica a quartzo monzonítica e sienítica, de granulação média e contendo hornblenda, muscovita e titanita como acessórios. **4-**

Plútons leucocráticos de fusão *in situ*, finos a médios e interdigitados com migmatitos.

Dentre os trabalhos publicados nos últimos anos sobre granitóides proterozóicos que apresentam dados ou importância comparativa com os existentes na área de pesquisa desta Tese destacamos os efetuados por Ferreira et al. (1998) na Província Borborema como um todo e Neves & Mariano (2004) no batólito Caruaru-Arcoverde, apresentado no item anterior. A seguir apresentamos os resultados interpretativos dos trabalhos executados no DPEAL, que fornecem importantes dados para o estudo da região de pesquisa desta Tese:

Silva Filho et al. (1997), com base em dados isotópicos de Sm e Nd de granitóides Neoproterozóicos, executaram estudos e efetuaram propostas acerca da evolução crustal do DPEAL, ao qual chamaram Complexo PEAL e o dividiram de um modo amplo, em seis unidades que denominaram batólitos graníticos Neoproterozóicos (apresentados no Capítulo 9), e dois complexos metamórficos Meso-Neoproterozóicos (Cabrobó e Belém do São Francisco). Os autores concluem que cerca de 60 plútons investigados nos batólitos revelam uma complexa história de acreção crustal, que vai do Paleoproterozóico ao Neoproterozóico, e concluíram pela existência de pelo menos dois domínios crustais; o Domínio Garanhuns (DG) com um intervalo Nd_{TDM} de 1,8 a 2,4 Ga e o Domínio Água Branca (DAB) com intervalo T_{DM} entre 0,90 e 2,10 Ga. Os autores concluíram que:

- 1) O DG não recebeu acreção crustal durante o Meso e Neoproterozóico,
- 2) O DAB apresenta uma zonação vertical de segmentos crustais paleoproterozóicos e neoproterozóicos, justapostos na Orogênese Cariris Velhos,
- 3) Neste último domínio existe evidência petrológica e isotópica que magma de idade neoproterozóica interagiu com uma crosta antiga (principalmente paleoproterozóica) que foi gerada no Ciclo Transamazônico enquanto o magma neoproterozóico pode ter sido gerado tanto no Ciclo Cariris Velhos quanto no Brasileiro.
- 4) Vários plútons brasileiros, metaluminosos e peraluminosos do sudeste do DG e do sul do DAB apresentam TDM de 0,90 a 1,10 Ga, sugerindo o retrabalhamento de um arco magmático neoproterozóico formado durante o Ciclo Cariris Velhos.
- 5) Os plútons de alto potássio e shoshoníticos do DAB parecem ter um protólito mesoproterozóico formado pelo enriquecimento do manto litosférico sub-continental, que interagiu com uma crosta paleo ou neoproterozóica. O T_{DM} ca. 1,40 Ga destes

plútons poderiam significar a idade de formação da crosta oceânica do Cinturão de Dobramento Sergipano que foi subductada durante a assembléia Rodínia.

Ferreira et al. (1998) publicaram estudo acerca de assinaturas geoquímicas e isotópicas de granitos Proterozóicos na Província da Borborema, concluindo que os granitóides do DPEAL são isotopicamente mais complexos do que os que ocorrem nos Domínios Norte e Zona Transversal. A susceptibilidade magnética é de quase zero nos granitos leucocráticos do DPEAL, porém alçam até 15×10^{-3} Si nos sienitos metaluminosos com alto-K, estes resultados indicam que os granitos leucocráticos e de fusão (in situ) local são compatíveis com os de fonte crustal, enquanto os valores mais altos visto nos sienitóides metaluminosos de alto-K são compatíveis com fontes do tipo-I. Estes autores comentam que os granitóides calcialcalinos peraluminosos são normalmente leucocráticos, contêm biotita como fase máfica principal e por vezes presença de muscovita, e normalmente estão associados com migmatitos e provavelmente refletem fusão da Crosta-Intermediária. Os autores observam também que o maior número de granitos peraluminosos na PB situa-se no DPEAL, incluindo corpos fundidos in situ e granitóides a duas micas, interpretados também como produtos de anatexia da crosta-média; a presença de muscovita nas fases finais dos plútons sugere cristalização com $P > 4$ Kbar.

Os autores reconhecem que embora as características pétrológicas e geoquímicas não permitam individualizar diferentes domínios, elas reforçam que os mesmos tiveram diferentes histórias antes de ser justapostos no final do ciclo brasileiro. No domínio sul (DPEAL) As grandes áreas de migmatização seguidas pela intrusão (e fusão local) de granitos leucocráticos juntamente com o amplo volume de granitóides calci-alcalinos de alto-K originados pela fusão de componentes do manto e crosta, representam uma típica característica deste terreno, sugerindo uma complexa evolução petrogenética.

No ano de 2000, Lins defendeu a Tese de doutorado no Domínio da Zona Transversal, o autor efetuou uma ampla pesquisa da Petrologia daquela ambiência, onde encontram-se rochas metassedimentares e metavulcânicas, e associações gnáissicas e migmatíticas de idades dominantes meso a Neoproterozóicas, e a presença de um plútonismo de rochas principalmente graníticas. O autor efetuou também um modelamento geofísico-estrutural dos granitóides brasileiros na região de Betânia na área sertaneja do centro de Pernambuco.

Na ambiência do Domínio da Zona Transversal da Província Borborema, Cavalcante et al. (2002) efetuaram o estudo da Petrografia e Caracterização Geoquímica do Plúton Granítico de Sítio dos Nunes. Os autores afirmam que este corpo com 150 Km², constitui um batólito com foliação pouco desenvolvida. O plúton é constituído de biotita-monzogranitos leucocráticos, de carácter predominantemente peraluminoso, com textura média e localmente de aspecto porfírico, contendo enclaves variados, principalmente xenólitos de mármore. O plúton Sítio dos Nunes está delimitado a leste e oeste por duas grandes falhas (Santos, 2000) e tem como encaixantes rochas do Complexo São Caetano (paragneisses e metagrauvacas com intercalações de quartzitos – Lins, 2000). Os estudos petrográficos mostram que o feldspato potássico, plagioclásio e quartzo constituem a paragênese essencial, somando em torno de 90% modal, a biotita é o máfico dominante, tendo como acessórios: titanita, minerais opacos, alanita, epidoto, apatita e zircão; tendo como minerais de alteração/transformação da biotita: clorita e opacos, e como alteração do plagioclásio: mica branca, carbonato e epidoto. Em lâminas delgadas foram observadas microtexturas de mimerquitas e pertitas. Os autores obtiveram resultados químicos de elementos maiores e de alguns elementos traços, de um pequeno número de amostras, porém suficientes para confecção de diagramas geoquímicos para discussão da evolução e filiação magmática de magmas graníticos; verificaram que são rochas enriquecidas em SiO₂, Na₂O e K₂O e também Sr e Zr, e empobrecidas em Ca₂O, MgO e TiO₂, e ainda Rb e Ba. Os autores com base nos estudos de seções delgadas, sugerem algumas condições de cristalização e evolução magmática para o granito de Sítio dos Nunes: a) cristalização fracionada deve ter sido o processo dominante do magma; b) a paragênese mineral primária em equilíbrio (considerando ser a magnetita o principal opaco) indicam que o magma ocorreu sob condições moderada a elevada de O₂; c) a presença de biotita como máfico dominante e precoce sugere que o magma progenitor já era relativamente saturado em água; d) carbonatação e saussuritização do plagioclásio e cloritização da biotita, indicam a ação de fluidos tardios ricos em CO₂ e água.

No trabalho de 2002, Silva Filho et al. sugerem ou reforçam as várias idéias apresentadas anteriormente: a) que os valores T_{DM} de 2,40 e ENd (0,60)Ga entre 5 -18 e -19 sugerem a presença de resquícios de uma crosta do Paleoproterozóico ou Arqueana no Domínio Garanhuns (DG), b) que a zonação observada no Domínio

Água Branca (DAB) poderia vir a ocorrer na margem nordeste do DPEAL e ao longo do limite oeste, no estado do Ceará, c) os granitos com granada no DPEAL, principalmente no DG, sugerem uma fusão crustal parcial de rochas metassedimentares gerando granitos de mínima-fusão, provavelmente num evento meso a neoproterozóico, d) a crosta do DG é de idade meso ou paleoproterozóica e a presença de textura rapakivi em vários plútons graníticos de alto potássio é sugestivo que um magma neoproterozóico atuou durante a orogênese Brasileira, visto que aquela textura pode surgir pela mistura de magmas ácidos e básicos, implicando na ocorrência de um magma básico embasando (*underplating*) a região do DG durante o Ciclo Brasileiro, e) a assinatura isotópica Sm-Nd de alguns plútons calci-alcalinos de alto potássio a shoshoníticos contém um componente de idade neoproterozóica, gerado no Ciclo Cariris Velhos ou Brasileiro, e o T_{DM} destes plútons refletem processos de mistura entre uma crosta paleoproterozóica enriquecida e material juvenil brasileiro ou Cariris Velhos.

Osako (2005) em Tese de doutorado que estudou os aspectos geológicos e evolutivos da região centro-norte do DPEAL, identificou cinco associações litológicas:

- 1) Restos de embasamento paleoproterozóico, gnaisses migmatíticos com idade T_{DM} paleoproterozóica,
- 2) Migmatitos de protólito sedimentar,
- 3) Rochas supracrustais, espessos pacotes de quartzitos feldspáticos,
- 4) Metabasitos com indicação de basalto intra-placa,
- 5) Granitóides gerados a partir da fusão de rochas metassedimentares.

A autora observou que as rochas gnáissicas migmatíticas e os metabasitos foram afetados por metamorfismo que atingiu condições de fácies anfibolito alto / granulito, sob pressões em torno de 5 Kb. A datação U/Pb de monazita de um monzogranito a duas micas forneceu uma idade de cristalização de 580 Ma, enquanto uma determinação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovita forneceu idade de 560 Ma. Finalizando a autora concluiu que os resultados da Tese ajudam a descrever a evolução tectônica do DPEAL, o qual representa a raiz de um arco magmático ativo no Neoproterozóico, resultante da subducção da crosta oceânica sob fragmentos de um microcontinente caracterizado por rochas de idade Paleoproterozóica a Arqueana.

Também no ano de 2005, Carvalho em sua Tese de Doutorado acerca da Evolução Tectônica do Domínio Marancó-Poço Redondo na Faixa Sergipana, descreveu os dois blocos anteriormente separados, como um só domínio caracterizado por rochas migmatíticas intrudidas por corpos graníticos de três gerações distintas e por uma seqüência vulcanossedimentar adjacente. Os migmatitos Poço Redondo em sua maioria são orto-derivados, granodioríticos e apresentam afinidades geoquímicas com plútons de arco magmático. Idades U-Pb (SHRIMP) mostraram que os plútons Serra Negra foram gerados entre 980 e 960 Ma, portanto relacionados a orogênese *Cariris Velhos*. Isótopos de Nd permitiram considerá-los como gerados em arco de margem continental, onde magmas juvenis interagiram com crosta preexistente. O estudo dos sedimentos da seqüência vulcanossedimentar, através da datação de zircões detríticos e de análises Sm-Nd; o autor (Carvalho, 2005) mostrou também que a seqüência tem fontes restritas e predominantemente ligadas à orogênese Cariris Velhos, provavelmente ligada ao arco magmático adjacente.

Além das rochas ligadas ao ciclo Cariris Velhos, Carvalho (2005) descreveu a existência dos granitos Sítios Novos que intrudem as demais unidades; trata-se de granodioritos isotrópicos ricos em enclaves máficos, os quais mostram afinidade com granitos de arco magmático, e com idades U-Pb de 650 Ma., na gênese dos quais ocorreu forte contaminação crustal conforme a análise de isótopos de Nd. Associadas a Orogênese Brasileira ocorrem ainda rochas vulcânicas andesíticas e dacíticas com afinidade de arco continental, com idades U-Pb (SHRIMP) de 602 Ma, e nas quais isótopos Nd mostram características semelhantes às dos granitos Sítios Novos.

Quanto à deformação Carvalho (2005) considerou a existência de dois principais ciclos: O primeiro evoluiu de uma tectônica compressiva com vergência para SSW para uma fase transcorrente sinistral; as estruturas com os corpos graníticos datados sugerem que essas deformações podem estar ligadas a Orogênese Cariris Velhos. O segundo ciclo deformacional é representado por zonas de cisalhamento transcorrente que cortam toda a Faixa Sergipana, porém afetam em menor intensidade as rochas do Domínio Marancó-Poço Redondo, e está relacionado à Orogênese Brasileira.

PARTE II – ESTUDOS NA ÁREA DE PESQUISA

CAPÍTULO 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA ÁREA DE PESQUISA

CAPÍTULO 4 - ORTOGNAISSES E ROCHAS SUPRACRUSTAIS

CAPÍTULO 5 - MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZÓICO

CAPÍTULO 6 - GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES

CAPÍTULO 7 - QUÍMICA MINERAL DOS LEUCOGRANITOS A DUAS MICAS

CAPÍTULO 8 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA DE GRANITOS DO PRIMEIRO GRUPO E DOS LEUCOGRANITOS A DUAS-MICAS

CAPITULO 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL

DA ÁREA DE PESQUISA

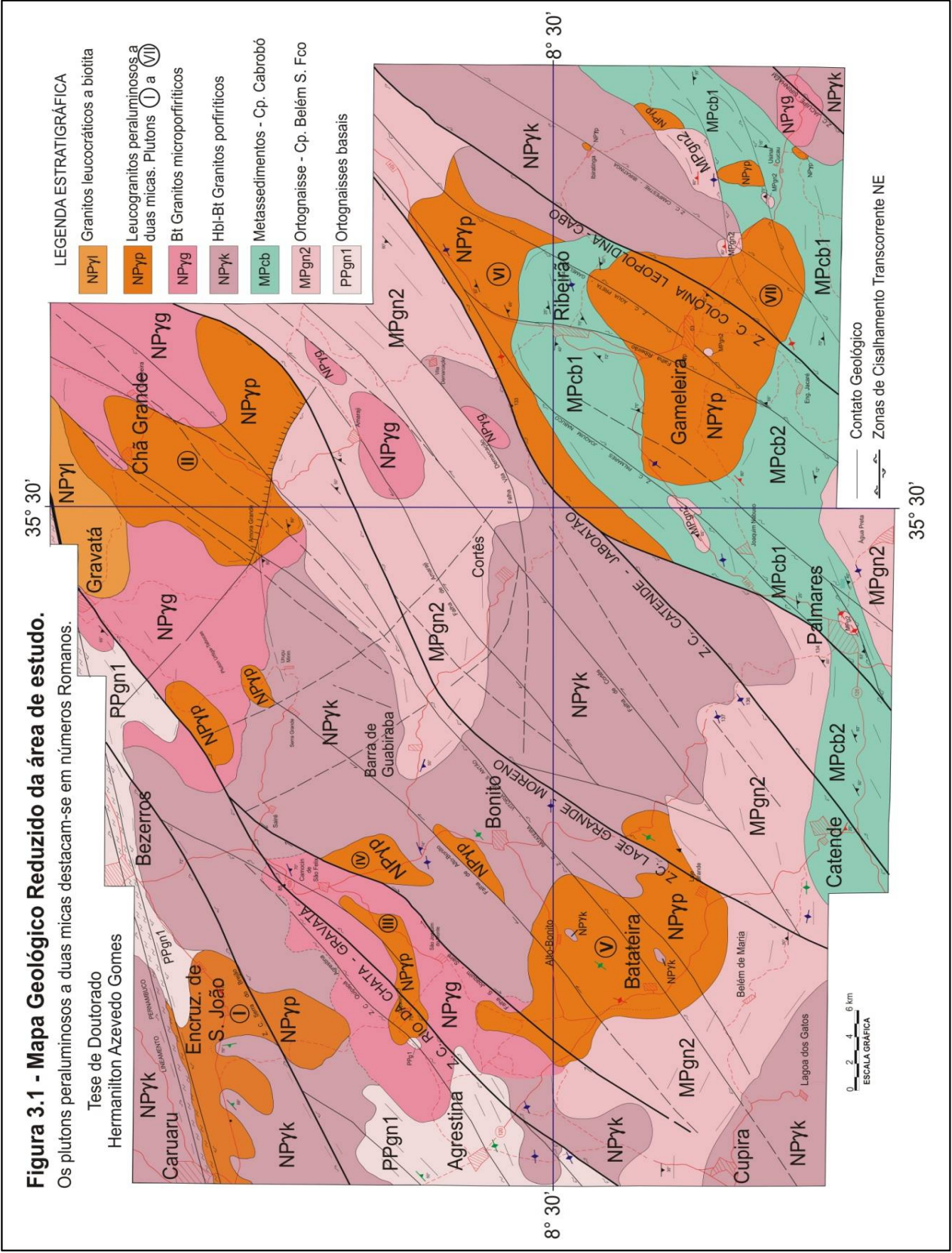
3.1 PANORAMA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL

A área de pesquisa é delimitada ao norte pela megazona de cisalhamento dextral, com direção E-W denominada de Lineamento Pernambuco, da qual sofre forte influência tectono-estrutural. Nesta região observa-se a existência de várias zonas de cisalhamento transcorrentes secundárias em relação ao Lineamento Pernambuco, as quais são predominantemente sinistrais sendo que algumas são compensatórias de esforços e apresentam movimento dextral ou com movimento não definido, em geral com direção NE-SW, bem como ocorrem falhas e fraturas resultantes de movimentos rúpteis tardios relacionados ao tempo de acomodação e alívio de tensões geralmente com a mesma direção.

Dentre as zonas de cisalhamento NE-SW destacam-se as Z.Cs. Rio da Chata-Gravatá, Lage Grande-Moreno e Catende-Jaboatão. Ocorre ainda na área de pesquisa uma zona de cisalhamento de tração com componente transcorrente sinistral na borda sudeste do Plúton Chã Grande. Quanto à geologia observa-se a dominância de rochas graníticas, que abrangem cerca de 70% da área, constituindo um amplo Batólito-composto ao qual denominamos de Batólito Bonito-Gameleira. As encaixantes destas rochas graníticas compreendem ortognaisses do Paleo/Mesoproterozóico e rochas supracrustais- metassedimentares correlatas ao Complexo Cabrobó do Mesoproterozóico.

3.2 O MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRAFIA DA ÁREA DE PESQUISA

O mapeamento geológico da área de pesquisa foi executado a fim de dar subsídio ao estudo dos leucogranitos peraluminosos a duas micas e verificar o posicionamento dos mesmos em relação às suas encaixantes, e também contribuir com as interpretações da química analítica e química mineral, bem como a interpretação dos estudos isotópico-geocronológicos, para o melhor conhecimento da evolução geológica da área e gênese dos granitos.



Mapa Geológico Simplificado da área de pesquisa, **Figura 3.1** acima.

Apresentamos a seguir uma síntese da estratigrafia da área mapeada:

PPy1- Esta unidade é considerada como basal e compreende ortognaisses cálcio-alcalinos, de composição granodiorítica, tonalítica a quartzo-monzonítica, definida na Folha Garanhuns- 1:100.000 por Da Silva Filho et al. (2007) como Ortognaisses Altinho, encontra-se na porção oeste da área de estudo.

MPy2 - Compreende ortognaisses de composição granítica, granodiorítica, tonalítica e diorítica, com migmatização incipiente, contem restos de paraderivadas e dobras intrafoliais. São correlacionados ao Complexo Belém do São Francisco e encontram-se nas porções norte, centro-leste e sul da área mapeada.

MPcb- Complexo Cabrobó- Esta unidade ocorre na porção centro-sul e sudeste da área de pesquisa, constituída de rochas metassedimentares, sendo a base composta de paragnaisses e biotita xistos (MPcb1) e a porção superior representado por grauvas e quartzitos com muscovita (MPcb1).

NPyk- Correlacionável aos granitóides potássicos-calcioalcalinos considerados como do tipo Itaporanga. Compreendem biotita o/ou hornblenda granodioritos, granitos e quartzo-monzonitos grossos e porfíricos de cor cinza; estes granitos são de grande importância; os mesmos estão normalmente relacionados aos plútons estudados com maior detalhe (NPyp), e se apresentam em grande volume, constituindo a maior dominância do Batólito Bonito- Gameleira.

NPyg- Compreende biotita sieno a monogranitos de granulação média a grossa com fácies microporfírica, podendo conter muscovita e fácies granodioritos. Este tipo está representado em Camocim de São Felix e ao sul de Gravatá e nordeste de Chã Grande.

NPyp - Trata-se dos leucogranitos peraluminosos, que constituem os principais plútons de estudo da área de pesquisa, compreendem sienogranitos a monzogranitos com biotita e muscovita, de granulação fina a grossa. Constituem, portanto, leucogranitos a duas micas de uma Suíte Peraluminosa.

NPyl - Compreendem granitos leucocráticos de granulação média a grossa, com textura tendendo a porfírica, e variações para sienogranitos.

Os granitóides **NPyp** - Leucogranitos peraluminosos a duas-micas, constituem os principais alvos de análises e estudo na área de pesquisa, compreendendo os seguintes plútons: Encruzilhada de São

João (I), Chã Grande (II), Cajueiro (III), Camocim de São Felix (IV), Batateira-Alto Bonito (V), Norte de Ribeirão (VI) e Gameleira (VII), além de alguns pequenos *stocks*.

O Mapa Geológico reduzido da área de pesquisa (**Figura 3.1**) apresentado acima fornece uma visão geral da área de pesquisa, identificando os plútons mencionados em algarismos romanos de I a VII. O plúton Encruzilhada de São João encontra-se envolvido quase completamente por granitos porfiríticos, enquanto os plútons Batateira e Chã Grande estão encaixados cerca 50% por ortognaisses por vezes migmatizados e 50% por granitos grossos a porfiríticos. O plúton situado ao norte de Ribeirão apresenta-se circundado por ortognaisses e granitos porfiríticos ao norte e por metassedimentos do Complexo Cabrobó ao sul, enquanto o plúton Gameleira tem como encaixantes principais rochas metassedimentares do Complexo Cabrobó, e contato com granitos porfiríticos apenas na parte leste.

Estes plútons peraluminosos e outros similares foram considerados no Mapa Geológico do Estado de Pernambuco como do final do Mesoproterozóico (Gomes, 2001), porém datações posteriores U-Pb e Pb-Pb em zircão mostraram que o magmatismo granítico nesta região é predominantemente Neoproterozóico, variando entre 620 e 570 Ma. (Da Silva Filho et al., 2002; Brito Neves et al., 2003; Neves et al., 2004; Osako, 2005).

CAPÍTULO 4 – ORTOGNAISSES E ROCHAS SUPRACRUSTAIS

4.1 ORTOGNAISSES GRANODIORÍTICOS A TONALÍTICOS E ORTOGNAISSES MIGMATIZADOS (PPy1 e MPy2)

4.1.1 Aspectos Geológicos e Petrografia dos Ortognaisses.

Estas rochas ocorrem distribuídas em diferentes locais da área de pesquisa, como seja nas porções oeste, norte, centro-leste e sul. As descrições petrográficas que auxiliam as observações de campo deste estudo constituem o Anexo II, anexo a este trabalho de Tese. Os ortognaisses da porção oeste, região de Agrestina, apresentam-se com granulação média a grossa, sendo constituídos de ortogneisse granodioritos e tonalíticos a quartzo-monzoníticos de granulação média a grossa, ocorrem normalmente em lajedos maciços e com típica estrutura gnáissica. Em lâmina estas rochas apresentam textura granolepidoblástica, sendo constituídos principalmente de plagioclásio, quartzo, anfibólio e biotita, e minerais acessórios: Estas rochas situam-se na região de Agrestina e tem continuidade para Oeste da Folha Garanhuns- 1: 100.000, mapeada por Da Silva Filho et al. (2006), onde apresentam o grau-metamórfico de anfibolito alto até granulito, os autores apresentam dados geocronológicos, que indicam para estas rochas idade Paleoproterozóica, sendo portanto consideradas como a porção basal da infraestrutura da área de pesquisa e individualizadas como PPY₁. Ocorre uma janela tectônica desta unidade nos granitos porfiríticos situados a oeste do plúton Cajueiro. A foliação destas rochas apresenta em geral o *trend* NE, cortada muitas vezes por veios pegmatíticos e aplíticos relacionados ao final da tectônica brasileira.

Os ortognaisses situados nas porções norte, centro-leste, sul e sudoeste consistem de tonalitos, com variações, desde sienogranitos contendo anfibólio, monzogranitos e granodioritos, apresentam incipiente migmatização. As **Fotografias 4.1 e 4.2** apresentam afloramentos desta unidade ao sul da cidade de Palmares-PE. Estudos petrográficos de rochas desta unidade mostram que são normalmente constituídas de Quartzo, KF (Microclina e Ortoclásio), plagioclásio, biotita, hornblenda e como acessórios, minerais opacos, e outros minerais com presença irregular: epidoto, granada, apatita, titanita e rutilo. Estes ortognaisses por vezes

apresentam restos de paraderivadas, e constituem para leste a continuidade do Complexo Belém do São Francisco, de idade Mesoproterozóica.

Algumas janelas tectônicas e/ou megaxenólitos desta unidade ocorrem no sudeste da área, no interior do plúton Gameleira, na borda do oeste do plúton porfirítico de Ibiratinga, no contexto do Complexo Cabrobó ao sul de Palmares, bem como a nordeste de Joaquim Nabuco e oeste da Usina Cucaú; o grau metamórfico destas rochas atingiu o fácies anfibolito alto.



Fotografia 4.1: Afloramento de ortogneisse granodiorítico, protomilonítico (MPY₂), situado a sul da cidade de Palmares-PE (HAG-Pal-05).



Fotografia 4.2: Detalhe no afloramento HAG-Pal-05 do ortogneisse- MPY_2 , cortado por diques brasileiros de mc-monzogranito, Palmares-PE.

4.1.2 GEOQUÍMICA DOS ORTOGNAISSES- MPY_2

Apenas três amostras típicas de ortogneisses com incipiente migmatização foram analisadas para a quantificação dos elementos maiores e elementos traços, duas são de janelas tectônicas no Complexo Cabrobó (HAG-05 e 61), outra é de um megaxenólito no contato leste do plúton peraluminoso de Gameleira (HAG-215) com o corpo de granodiorítico porfirítico de Ibiratinga. Às mostras citadas podemos acrescentar uma que se encontra no âmbito do plúton Cajueiro (HAG-75) a qual trata-se de um enclave de ortogneisse migmatizado. Destas amostras, uma está no contato com o plúton peraluminoso de Batateira (8b). Estas rochas apresentam uma variação de sílica bastante grande indo de 61,80% a 70,38% de SiO_2 , o Al_2O_3 vai de

12,8 a 17,18%, quanto aos demais elementos observam-se os seguintes valores CaO (0,65 a 1,83%), Na₂O (2,13 a 4,32%) K₂O (4,73 a 7,96%), FeO (1,08 a 3,95%), o MnO apresenta valores abaixo de 0,2%, enquanto os valores de MgO são variáveis desde 0.18 até 2,05%; estes valores refletem a presença variável dos feldspatos e também dos minerais ferromagnesianos como a biotita e cálcicos como a hornblenda. A presença de H₂O entre 0,25 e 1,88% reflete a presença de minerais hidratados.

Com vista à melhor avaliar as variações composicionais dos ortognaisses foi efetuado diagramas de variações do tipo Harker com a percentagem em peso de SiO₂ versus as de óxidos dos elementos maiores observando-se correlação negativa para todos os óxidos, exceto para o potássio (K₂O) o qual apresenta correlação positiva, isto é os ortognaisses com maior conteúdo de sílica também apresentam maior percentagem de potássio. Este comportamento é indicativo da separação de minerais ferromagnesianos no início da cristalização seguida da formação de minerais félsicos na fase final de cristalização. Em diagramas do conteúdo dos elementos de terras raras foi possível observar elevados valores de elementos de terras raras leves (ETR) e baixos valores de terras raras pesadas (ETRP) com anomalia negativa de európio, comportamento este similar aos granitóides. Os altos valores de La, Ce e Nd indicam que estas rochas sejam típicas de ambiente crustal.

Apresentamos na **Figura 4.1** a distribuição dos elementos traços de amostras de ortognaisses e também de amostras de supracrustais do Complexo Cabrobó, nos quais se observa altos valores de Rb, K, Zr e Y, indicando o carácter félsico destas encaixantes do Batólito Bonito-Gameleira.

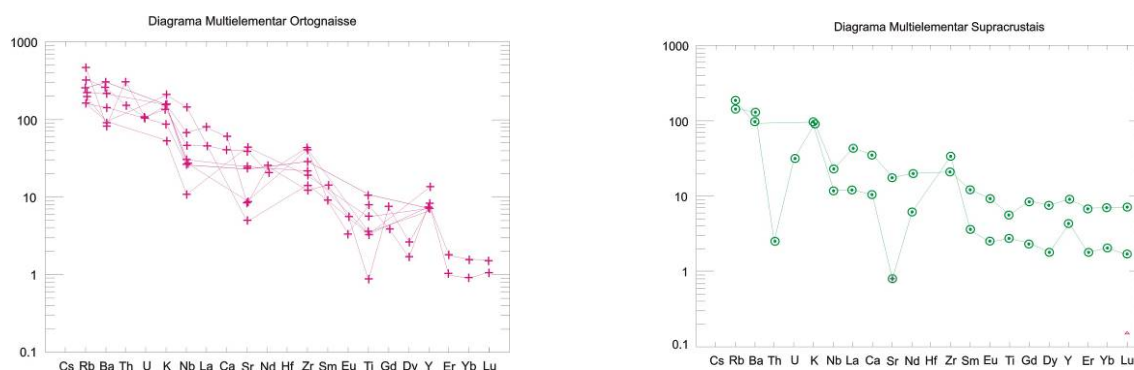


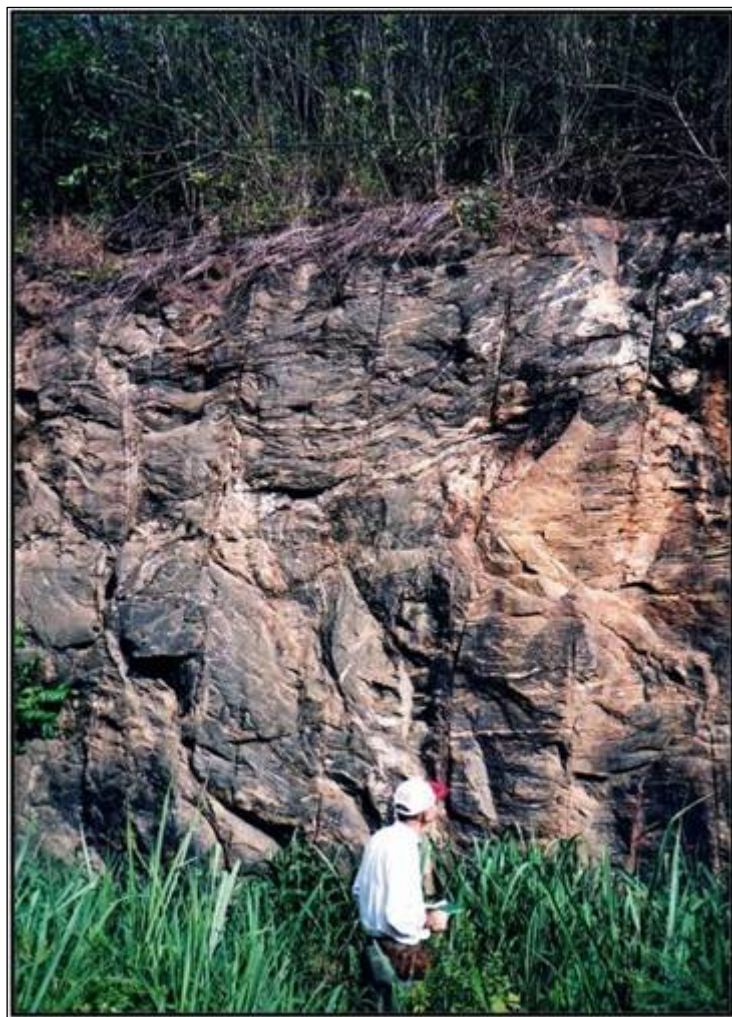
Figura 4.1 – Diagramas Multielementares de Ortognaisses e Rochas Supracrustais.

4.2 ROCHAS SUPRACRUSTAIS – METASSEDIMENTOS

Na porção sul e sudeste da área de pesquisa encontram-se rochas supracrustais, que se apresentam bem estratificadas, com grau metamórfico de fácies anfibolito médio a baixo em paragnaisses e micaxistos; e xisto-verde nos quartzitos e grauvacas. Este pacote constitui a continuidade para leste do Complexo Cabrobó. Devido não ter sido observado em campo, um perfil contínuo com todos estes litótipos, existe a possibilidade de virem a constituir apenas variações fasciológicas, porém neste estudo consideramos que provavelmente venham a constituir um pacote vertical com aqueles litótipos de maior grau metamórfico na base:

4.2.1 Paragnaisses e Micaxistos- A subunidade considerada basal é constituída de biotita paragnaisse constituído por quartzo (30 a 35%), plagioclásio (24 a 29%), ortoclásio (10 a 12%), biotita (25 a 30%), com baixos e variáveis teores de muscovita e granada, contendo opacos e zircão como cãõ como acessórios. Por vezes verifica-se a presença de incipiente grau de migmatização, podendo localmente passar gradativamente para micaxisto. Esta subunidade foi individualizada no mapa por área de dominância, conforme foram possíveis observações de campo, devido ao intemperismo existente e as observações efetuadas em estudos petrográficos que estão no Anexo II desta tese. Esta unidade litológica está representada no Mapa Geológico anexo a esta Tese com a sigla MPcb1.

A **Fotografia 4.3** do afloramento situado ao sul da cidade de Catende, mostra evidência de movimento tangencial para SW, apresentando foliação sub-horizontal em um amplo dobramento recumbente. O afloramento HAG-Cat-06 está situado a, a sudoeste da cidade de Catende e sob a influência da extensa e importante ZC transcorrente sinistral Catende-Jaboatão.



Fotografia 4.3 Detalhe no afloramento HAG-Pal-05 do ortogneisse- MPY₂, cortado por diques brasileiros de mc-monzogranito, Palmares-PE.

4.2.2 Grauvacas e quartzitos- Esta subunidade superior é constituída por metarcósio com níveis de quartzito de grã-média e presença de muscovita em ambos os tipos de rocha, em proporções variáveis. O bandamento observado nestas rochas reflete normalmente a foliação S1. As grauvacas devido ao alto conteúdo de feldspato apresentam elevado grau de intemperismo, com formação de caulim, assumindo uma coloração esbranquiçada, apresentando baixo conteúdo de quartzo e presença de muscovita; os quartzitos além do elevado teor de quartzo, contem muscovita e baixo teor em feldspato, podendo conter sillimanita, como na amostra HAG-64, e opacos e zircão como acessórios. Semelhantemente a anterior esta subunidade está individualizada por área de dominância e representada pela sigla MPcb2, e ocorre principalmente no SE da área de pesquisa e contornando quase inteiramente o plúton leucogranítico de Gameleira, apresentando continuidade para leste.

CAPÍTULO 5 – MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZÓICO

5.1 INTRODUÇÃO

As rochas graníticas constituem as litologias dominantes na região de pesquisa desta Tese, perfazendo cerca de 70% da área mapeada. Estes conjuntos de rochas graníticas diferenciadas constituem um batólito-composto, que se estendia por mais de 2.500km², ao qual denominamos de Batólito Bonito-Gameleira. Estas rochas constituem 2 conjuntos de granitóides, correspondendo a dois tipos comagmáticos: O primeiro grupo é constituído por Hbl-bt Granitos Porfíricos e Biotita-Granitos a Granodioritos Grossos com feições microporfíricas, o segundo conjunto compreende Leucogranitos Peraluminosos, constituído principalmente pelos Leucogranitos a Duas-micas representados por vários plútons e *stocks* e apenas um plúton de Bt-Leucogranito, situado no nordeste da área de pesquisa.

Neste capítulo são apresentadas as principais características de campo e estudos petrográficos destes granitóides, estando à maior quantidade de informação e maior foco de estudo concentrado nos leucogranitos peraluminosos a duas-micas, os quais constituem o principal objeto de pesquisa desta Tese.

5.2 HBL-BT GRANITOS PORFIRÍTICOS (NP_{γk}) e BT-GRANITOS GROSSOS A MICROPORFIRÍTICOS (NP_{γg}).

Estes granitóides constituem, em termos de extensão areal e volume, o principal conjunto da área de pesquisa. Neste conjunto de granitóides o tipo dominante é o de textura porfírica, aos quase e a semelhança de outros locais encontram-se à presença rochas dioríticas associadas. Estes granitóides normalmente são conhecidos como do Tipo Itaporanga (PNY_k). Na área de pesquisa estes granitóides se estendem de modo quase contínuo na região ao sul de Caruaru e Bezerros na região de Bonito-Joaquim Nabuco, em Ibiratinga e ainda em Cupira-Lagoa dos Gatos e na região de Rio Formoso junto à zona costeira. As **Fotografias 5.1 e 5.2** mostram aspectos de campo desta unidade litológica.



Fotografia 5.1 Injeções de leucogranito fino e presença de diorito em granito porfirítico que apresenta suave foliação. (Aflor. HAG- 84).



Fotografia 5.2 Granito porfirítico (NPYk) com centimétricas intercalações de material félsico (leucogranitos), paralelas a foliação. (Aflor. HAG- 78).

O estudo petrográfico em lâminas delgadas mostrou que estas rochas apresentam composição mineralógica bastante variável, desde hbl-qtz sienito, bt-sienogranito até bt-mc monzogranito porfirítico, com a seguinte composição básica: quartzo (10-45%), KF (25-62%), plagioclásio (8-32%), biotita (<2-15%), muscovita (0 e 1- 3%) e hornblenda (0 e 1- 10%), e além da ocorrência eventual dos dois últimos minerais, pode também ocorrer epidoto magmático, augita e actinolita; como acessórios - minerais opacos, titanita, zircão e apatita, e como minerais de alteração-sericita, clorita e epidoto. Trata-se de uma suíte K-calcialcalina, meta a peraluminosa, por vezes com fácies dioríticas, a semelhança do que ocorre na região de Itaporanga.

O segundo tipo, Bt-granitos médios a grossos com fácies porfiríticas, consangüíneo ao anterior é de abrangência mais restrita aflorando na região de Camocim de São Felix - São Joaquim do Monte; ao sul de Gravatá, nordeste de Chã Grande e ainda alguns corpos menores na região de Amaraji e sudeste da usina Cucau. Esta unidade é constituída principalmente de granitóides de composição sieno a monzogranítica, com eventual fácies granodiorítica, apresentando granulação grossa, com fácies microporfirítica (PNYg). Os estudos petrográficos mostram que a composição mineralógica é também bastante diferenciada: quartzo (20- 40%), KF (32- 45%), plagioclásio (5- 25%), biotita (3- 10%), muscovita (0- 7%) e hornblenda (0-8%), e a semelhança dos granitos porfiríticos pode ocorrer eventualmente epidoto magmático, como acessórios, minerais opacos e zircão, apatita e alanita: sericita, epidoto e clorita ocorrem como minerais de alteração. Estas rochas por vezes contêm enclaves máficos e são de filiação cálcio-alcalina.

Apresentamos a seguir as **Fotografias 5.3, 5.4 e 5.5** que mostram os diversos aspectos de campo dos Bt-granitos grossos a microporfiríticos. Na Fotografia 5.3 observa-se a coexistência magmática de diorito com estes granitos a exemplo do que ocorre no Batólito Itaporanga. Na **Fotografia 5.4** encontram-se diques sinplutônicos de Qz-diorito em granitos microporfiríticos, submetidos a esforços tectônicos, com presença de micro-falhas. A **Fotografia 5.5** apresenta uma intensa foliação tectônica de caráter transcorrente impressa em granitos microporfiríticos da área de estudo.



Fotografia 5.3 Diorito, com presença de granito microporfirítico e mobilizados félsicos (Afloramento HAG- 81, situado ao oeste do plúton Cajueiro).



Fotografia 5.4 Bt-sienogranito com textura microporfirítica, contendo diques de quartzo-diorito sinplutônicos, segmentados por microfalhas que fazem ângulo de 55° com a foliação do sienogranito (Aflor. HAG-76).



Fotografia 5.5 Bt-granito microporfirítico com foliação tectônica, contendo veios pegmatíticos segundo a foliação - PNYg.

Como já referenciado no Capítulo 1, informações genéricas sobre a área de pesquisa encontra-se na Nota Explicativa e no Mapa Geológico do Estado de Pernambuco, escala 1:500.000 (Gomes, 2001), neste trabalho de Tese várias atualizações cartográficas foram efetuadas, como seja diminuição e/ou aumento, em mapa, da área de alguns corpos ou plútons, e a identificação de *stocks* e janelas tectônicas. Observa-se na área de dominância dos granitóides do 1º grupo uma topografia bastante acidentada principalmente ao sul e sudeste de Gravatá, sul de São Joaquim do Monte e leste-sudeste de Bonito (vide **Fotografia 5.6**), região onde ocorrem várias cachoeiras. No âmbito destes granitóides do 1º grupo foram estudadas 16 lâminas petrográficas, estes dados podem ser observados no Anexo I (Afloramentos estudados) e no Anexo II (Análises Petrográficas).



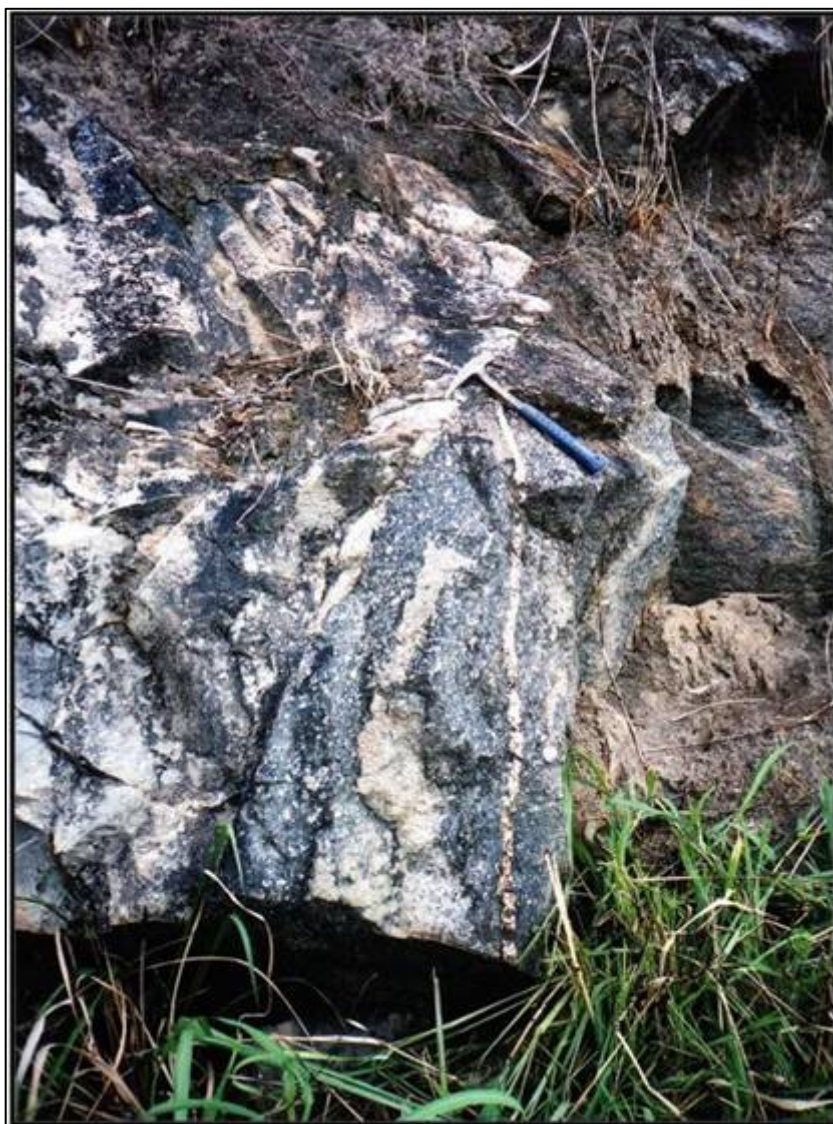
Fotografia 5.6 Paisagem da região de granitos porfiríticos a leste do plúton Batateira, região acidentada e com espesso solo, que favorece a ocorrência de cachoeiras.

5.3 LEUCOCRANITOS PERALUMINOSOS A DUAS MICAS

5.3.1 Introdução

Na área de estudo destacam-se 6 plútons de leucogranitos a duas micas de sigla NPyp, sendo 3 de grande dimensão ($>200 \text{ km}^2$), compreendendo os corpos de Chã Grande, Batateira e Gameleira, segue-se dois plútons com cerca de 50 km^2 : Encruzilhada de São João e Norte de Barreiros, e 2 *stocks* com dimensões em torno de 20 km^2 : Cajueiro e SE de Camocim de São Felix. Além dos corpos citados encontram outros *stocks de* pequena dimensão, como o situado a WNW da cidade de Bonito, do qual apresentamos a **Fotografia 5.7** que bem ilustra uma zona de contato bastante difusa ente o leucogranito a duas-micas e uma rocha mais máfica do granito porfirítico encaixante. No leste e sudeste da área de pesquisa ocorrem outros *stocks* conforme se observa no Mapa Geológico Reduzido, **Figura 3.1**, e no Mapa Geológico, escala 1:100.000, anexo a esta Tese. Os *stocks* de leucogranitos encontram-se principalmente no âmbito das rochas graníticas do 1^o grupo, apresentadas no item anterior (5.2), e alguns nas rochas supracrustais.

Os estudos petrográficos de 44 (quarenta e quatro) lâminas delgadas realizados em amostras dos leucogranitos a duas micas mostram que a composição litológica nestes plútons varia de muscovita-sienogranito a biotita-monzogranito.



Fotografia 5.7 Zona de contato de leucogranito a duas-micas com granito porfirítico, mostrando magma máfico-híbrido em feição de “comingling” e mobilizados crustais félsicos; noroeste da cidade de Bonito-PE (Aflor. HAG-BB-10).

5.3.2 Plúton Encruzilhada de São João (I) – Este plúton (**PEsj**) está situado imediatamente ao sul do Lineamento Pernambuco, do lado sul da BR-232, ESE da cidade de Caruaru e oeste da Vila do mesmo nome, apresentam destaque topográfico. No mesmo encontra-se a pedreira da Britel, que pode ser vista ao sul da rodovia BR-232, de onde se extrai paralepípedos e britas para construção civil. Os estudos micropetrográficos mostraram neste corpo uma mineralogia que é comum a todos os plútons de leucogranito a duas micas da área de pesquisa, quartzo, KF

(microclina e plagioclásio), biotita e muscovita; neste PEsj os intervalos de percentagens dos minerais nas lâminas estudadas são as seguintes: quartzo - 30 a 45%, KF-12 a 40%, plagioclásio -15 a 25%, enquanto biotita e muscovita ambos ocorrem com o mesmo intervalo- 1 a 15%, apresenta, portanto uma composição dominante monzogranítica; nestas rochas ocorre uma quantidade significativa de minerais acessórios, cujo total perfaz de 1 a 8%, e compreende apatita, titanita, zircão, magnetita e rutilo, raramente incluindo epidoto e granada.

Este plúton (PEsj) está delimitado ao norte pelo Lineamento Pernambuco, sendo cortado na porção central pelo pela ZC Serra do Brejão. As **Fotografias 5.8 e 5.9** ilustram diferentes aspectos de campo deste plúton. Foram observadas em lâminas textura que varia de granoblástica a granolepidoblástica, e por vezes microporfirítica seriada, apresentando cristais subédricos a anédricos, estando presentes grãos de quartzo cominuídos e por vezes recristalizados, microfraturas e contatos irregulares entre os grãos; ocorre também pertita e inclusões de quartzo em feldspatos. Podem ser observadas em lâminas deste plúton características de tectônica rúptil/dúctil, com tênue deformação até protomilonítica, com encurvamento de lamelas de plagioclásio. Na amostra HAG-71 ocorrem sigmóides de KF indicando movimento dextral; a foliação existente varia de incipiente a bem marcante, conforme a proximidade das zonas de cisalhamento.



Fotografia 5.8 Vista parcial do Plúton Encruzilhada de São João (PEsj), Pedreira da Britel, com *clots* máficos orientados segundo uma incipiente foliação tectônica.



Fotografia 5.9 Dique sin-plutônico de sienogranito em monzogranito, no âmbito do PEsj. Observa-se suave foliação e enclaves de biotitito (aflor. HAG-71).

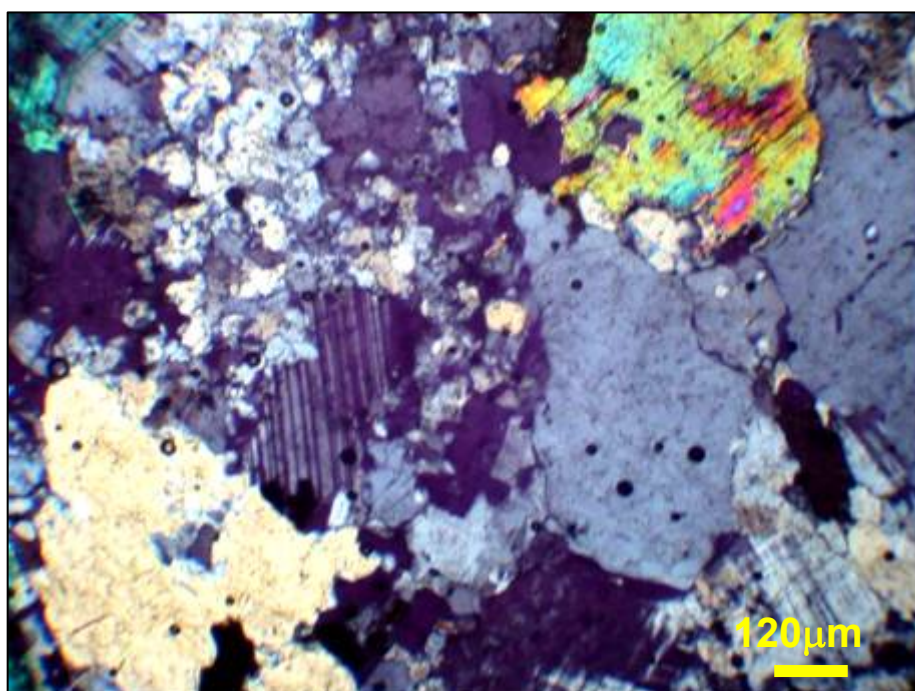
5.3.3 Plúton Chã Grande (II) - Este plúton (**PCG**) localiza-se na porção nordeste da área de pesquisa e contém no seu interior a cidade de Chã Grande. Este plúton apresenta-se controlado por zonas de cisalhamento NE e também apresenta uma ZC com componente tradicional na extremidade sul. Apresenta uma composição litológica bem menos diferenciada, que aquela do PEsj sob todos os aspectos. A composição mineral principal é a mesma, com os seguintes intervalos: quartzo- 32 a 40%, KF- 22 a 45%, plagioclásio- 5 a 22%, biotita- 2 a 6%, e muscovita- 2 a 8%, e contém como minerais acessórios, apenas opacos (mt) <2% e por vezes minerais de alteração: sericita <2% e clorita <1%, a composição dominante é, portanto sienogranítica. Neste plúton PCG ocorrem enclaves e mega-enclaves de granodioritos grossos a porfiríticos, que podem conter porções dioríticas. Em lâminas delgadas deste plúton observa-se textura granolepidoblástica e estrutura microporfirítica, por vezes o K-feldspato apresenta inclusões de quartzo e plagioclásio, e ambos os feldspatos podem apresentar caulinização e/ou seritização.

As **Fotomicrografias 01 e 02** apresentam as texturas observadas em lâminas delgadas estudadas. Nas rochas do PCG observa-se deformação com presença de grãos cominuídos, recristalização, microfraturas, e por vezes encurvamento da

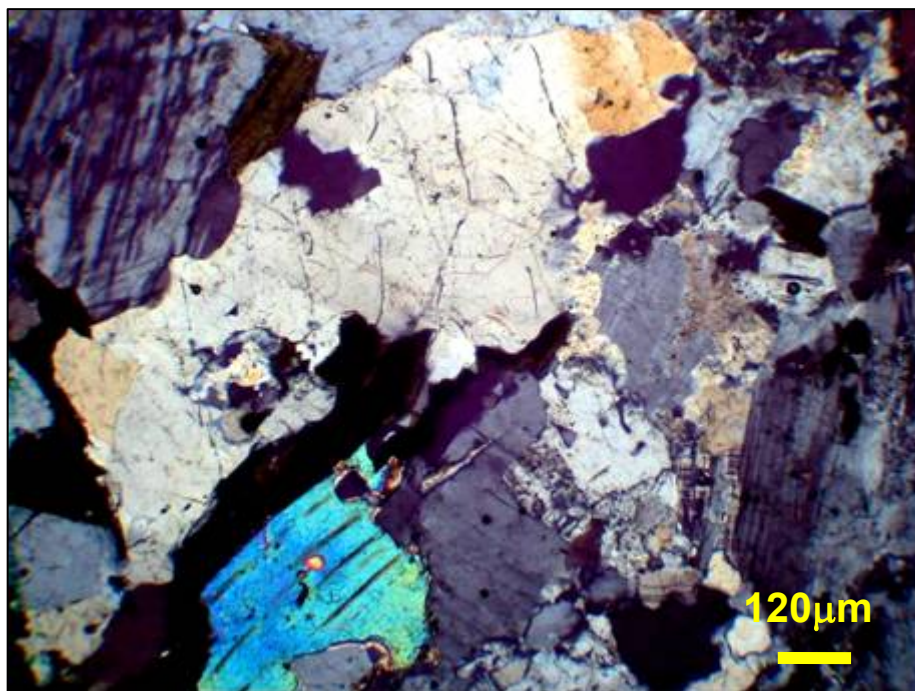
geminação polisintética; na amostra HAG-100 ocorrem também sigmóides. Este plúton apresenta características de deformação rúptil e dúctil (protocataclásticas a protomilonítica) relacionadas à existência das falhas e zonas de cisalhamento que cortam o mesmo; as quais são indicativas de sua formação a meia profundidade. A **Tabela 5.1** a seguir mostra análises modais representativas de amostras deste plúton:

Tabela 5.1. Composições modais representativas do Plúton Chã Grande.

Petrografia		HAG-CG-12	HAG-CG-105
Quartzo	%	25	40
K-feldspato	%	35	23
Plagioclásio	%	22	22
Biotita	%	6	5
Muscovita	%	4	5



Fotomicrografia 5.1 Lâmina delgada mostrando matriz com grãos de quartzo cominuídos, porfiroblastos de KF, plagioclásio, microclina, muscovita e biotita, apresentando fraturas e contatos irregulares. (Amostra HAG-CG-11-Plúton Chã Grande).



Fotomicrografia 5.2 Lâmina delgada de rocha microporfirítica seriada, com cristais de quartzo cominuídos e recristalizados, KF, plagioclásio, biotita e muscovita; observam-se contatos irregulares e fraturas. (Amostra HAG-CG-12 do PCG).

5.3.3 Plútons Cajueiro (III- PCaj) e SE de Camocim de São Felix (IV- PCsf) –

Estes plútons situam-se na porção oeste da área de pesquisa, estão próximo entre si, o PCaj tem como encaixantes bt-granitos grossos a microporfiríticos, enquanto o PCsf está encaixado em granitos a granodioritos porfiríticos. Estes plútons também apresentam evidências de forte influência tectônica, enquanto o **PCaj** esta cortado por duas ZCs (Quipapá-Agrestina e Rio da Chata-Gravatá) o **PCsf** encontra-se delimitado a oeste pela falha São Felix. A composição mineralógica destes plútons é similar aquela dos anteriores, com as percentagens dos principais minerais com menores intervalos daqueles observados no PCG, ocorrendo presença constante de minerais opacos (mt), sendo de dominância sienogranítica.

No **PCaj** os intervalos mineralógicos são: quartzo- 32 a 40%, KF- 22 a 45%, plagioclásio- 5 a 22%, muscovita- 2 a 8% e biotita- 2 a 6%; os minerais acessórios variam de 1 a 5% da rocha e compreendem, além dos opacos, presença irregular de zircão, titanita e apatita. Na amostra HAG-75 do PCaj o epidoto alcança 3% da rocha. A composição da amostra HAG- 171 do **PCsf** apresenta 28% de quartzo, 44% de KF (microclina), 20% de plagioclásio, 4% de biotita e 3% de mineral opaco + epidoto + clorita.

Estes plútons à semelhança dos outros a duas micas apresentam em afloramentos e lâminas delgadas evidência de perturbação tectônica. Nas análises petrográficas foi observado cominuição de grãos de quartzo que por vezes ultrapassam 10% da rocha, recristalização e formação de subgrãos de quartzo; em geral os grãos minerais são anédricos, com contatos irregulares e denteados, verifica-se ainda a presença de microfraturas, consequência da presença de zonas de cisalhamento e falhas associadas a estes plútons.

5.3.4 Stock a NW de Bonito – Este corpo de leucogranito a duas-micas compreende um pequeno plúton alongado associado à falha de Alto-Bonito, tendo como encaixantes granitos porfiríticos. O estudo mineralógico em lâminas delgadas mostrou a existência de uma significativa variação mineralógica; quartzo- 10 a 52%, KF- 25 a 40%, plagioclásio- 8 a 22%, biotita- 5 a 12% e muscovita- 1 a 9%. Minerais acessórios ocorrem de modo irregular- minerais opacos, apatita, zircão, titanita, granada e alanita, com rara presença dos minerais de alteração sericita e epidoto.

No estudo de lâminas delgadas em amostras deste *stock* observa-se textura granoblástica com granulação fina a média, grãos sub-eudrais a anedrais, microfraturas por vezes preenchidas por biotita e ainda cominuição de grãos de quartzo. Em duas amostras foram observadas textura mimerquítica, indicando uma rápida diminuição de temperatura associada à fase tardia de subsolidus deste stock granítico. Em uma lâmina delgada ocorrem algumas lamelas de plagioclásio encurvadas e uma tênue foliação. Podemos concluir que este *stock* foi alojado em condição de tectonismo rúptil-dúctil, ou seja, em profundidade intermediária.

Tabela 5.2 Composições modais representativas do *stock* NW de Bonito-PE.

Petrografia	HAG-10	HAG-45
Quartzo %	10	42
K-feldspato %	40	25
Plagioclásio %	14	18
Biotita %	8	5
Muscovita %	1	9
Min. Acessór. %	1	1

5.3.5 Plúton Batateira-Alto Bonito (V) – Este plúton (**PBat**) está localizado na porção sudoeste da área de estudo, apresenta no seu interior a Vila de Batateira no sul e a Vila de Alto do Bonito (Uiteporã) ao norte. Este plúton semelhança dos outros pesquisados apresenta-se cortado por ZCs e falhas na direção NE. O PBat apresenta uma ampla composição litológica que varia de muscovita-sienogranito a biotita-monzogranito, esta variação foi observada em afloramentos e nas análises petrográficas, indicando a existência de pelo menos três fácies, um fácies branco e muito fino, com raras biotitas e pouca muscovita, um fácies de granulação média um fácies de granulação grossa.

A mineralogia do plúton PBat consiste dos mesmos minerais principais visto nos demais plútons, contendo quartzo (25 a 42%), KF (16 a 50%), plagioclásio (8 a 38%), biotita (2 a 20%) e muscovita (1 a 8%), e com até 8% de acessórios- mineral opaco, apatita, titanita, zircão, e presença de raras granadas na amostra HAG-48. Ocorre um médio grau de alteração com presença de epidoto, sericita e clorita, e os grãos de feldspato por vezes caulinizados. A **Tabela 5.2** fornece uma idéia da composição mineralógica do PBat.

Nas bordas deste corpo observa-se alguma foliação, ocorrendo também fraturas na direção NE. O estudo das lâminas delgadas apresentou textura variando de granoblástica a granoepidoblástica, o quartzo apresenta normalmente extinção ondulante, ocorrem microfraturas e suave filiação. Em lâminas muitas vezes observa-se matriz fina com dominância de grãos de quartzo cominuídos, com recristalização, e também em algumas lâminas são observadas lamelas de plagioclásio encurvadas. Portanto neste plúton as lâminas apresentam locais com menor deformação e locais que denunciam caráter protocataclástico relacionados a falhas com direção NE, e também zonas protomiloníticas relacionadas às zonas cisalhamento.

As **Fotografias 5.10, 5.11 e 5.12** são ilustrativas do aspecto de campo deste corpo, enquanto as composições modais existentes em rochas do PBa estão representadas na **Tabela 5.3**, sendo estão exemplificadas nas **Fotomicrografias 5.3 e 5.4** de duas lâminas delgadas, apresentadas após as fotos de campo. Ao leste e norte do Plúton Batateira a rocha encaixante é o Bt-hbl granito porfirítico enquanto ao sul e a oeste encontram-se Ortognaisses. Neste plúton foram mapeados mega-enclaves de granito porfirítico, e observado nas bordas norte e sul a ocorrência de mistura de magmas.

Tabela 5.3. Análises modais representativas de amostras do Plúton Batateira. As descrições petrográficas encontram-se no Anexo II, no final desta Tese.

Amostras:	7*	8A*	10*	14*	15*	16*	17*	19*	20*	21*
Petrografia (%)										
Quartzo	33	39	35	35	38	36	25	32	30	26
Plagioclásio	21	20	15	16	19	12	38	22	24	21
K-feldspato	37	35	42	40	35	35	30	38	40	40
Muscovita	3	1	2	3	2	3	2	2	3	8
Biotita	5	4	5	5	4	5	4	4	2	4
Min. Acessórios	1	1	1	1	2	1	1	2	1	1



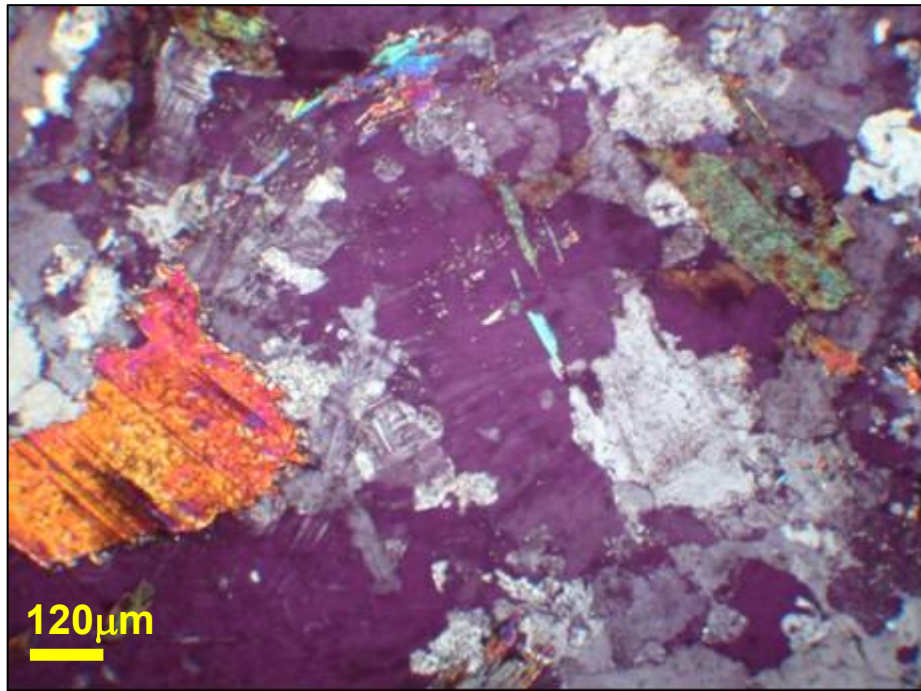
Fotografia 5.10 Afloramento de monzogranito no leito do Rio Una, com presença de materiais pegmatóides da fase final da cristalização; situado na porção sul do Plúton Batateira-Alto Bonito (Aflor. HAG-BB-07).



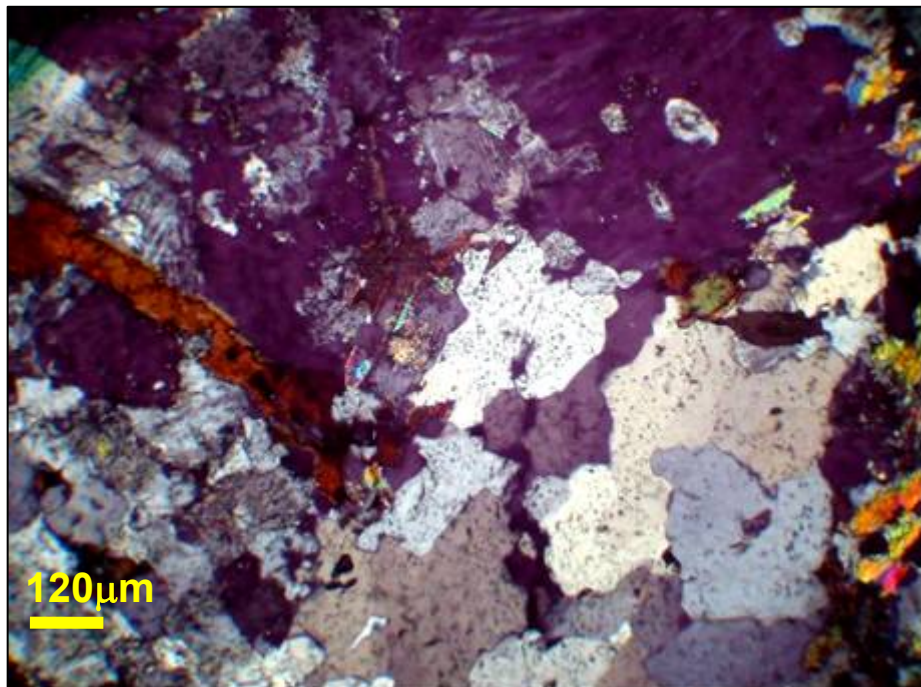
Fotografia 5.11 Detalhe no afloramento HAG-BB-07 de monzogranito com presença de enclave poligonal de material granito-porfirítico. Sudeste do Plúton Batateiras.



Fotografia 5.12 Detalhe no afloramento de biotita-monzogranito com presença de enclaves de biotita-hornblenda monzogranito, junto ao povoado de Formigueiro, borda sul do Plúton Batateiras-Alto Bonito (Aflor. HAG-BB-08).



Fotomicrografia 5.3: Lâmina delgada apresentando cristais de plagioclásio, microclina, muscovita e biotita, com contatos irregulares e suave foliação (Amostra HAG-BB-19).



Fotomicrografia 5.4 Lâmina delgada do Plúton Batateira, com grãos de quartzo recristalizados, microclina, plagioclásio, biotita e muscovita, apresentando textura microporfirítica seriada. (Amostra HAG-BB-19).

5.3.6 Plúton a Norte de Ribeirão (VI) – Este plúton apresenta-se alongado e fortemente associado a ZC Catende-Jaboatão, sendo ainda atingido na sua porção Central por pelas ZCs Palmares e Ribeirão. A composição mineral deste corpo vista em afloramento e confirmada em lâminas delgadas apresenta composição similar aos outros plútons de leucogranitos a duas-micas já descritos: ocorre fina matriz com dominância de grãos de quartzo cominuídos, grãos anédricos com contatos irregulares, bem como biotitas e muscovitas alongadas formando faixas paralelas a foliação existente, bem como encurvamento de lamelas de plagioclásio; a composição mineralógica da amostra HAG- 01 apresenta-se contendo 40% de quartzo, 27% de plagioclásio, 20% de microclina, 8% de muscovita e 2% de biotita, constituindo um bt-mc Monzogranito protomilonítico.

Este plúton situa-se na zona da mata, onde o pacote de intemperismo é acentuado, apresentando caulínização e a presença de um regolito bastante espesso.

5.3.7 Plúton Gameleira (VII) – O plúton **PGam** situa-se na porção sudeste da área de pesquisa, na zona da mata onde o intemperismo é mais acentuado, conforme se observa na **Fotografia 5.13**. Na parte central deste plúton encontra-se a cidade de Gameleira. Devido ao solo espesso ocorrem plantações de cana de açúcar, pertencentes a usinas e engenhos. Este plúton, assim como os outros descritos, encontra-se seccionado por várias zonas de cisalhamento (ZCs Ribeirão, Colônia Leopoldina-Cabo, Ibiratinga e outras secundárias), existindo, contudo zonas onde o leucogranito apresenta aspecto maciço e homogêneo, como na **Fotografia 5.14**.

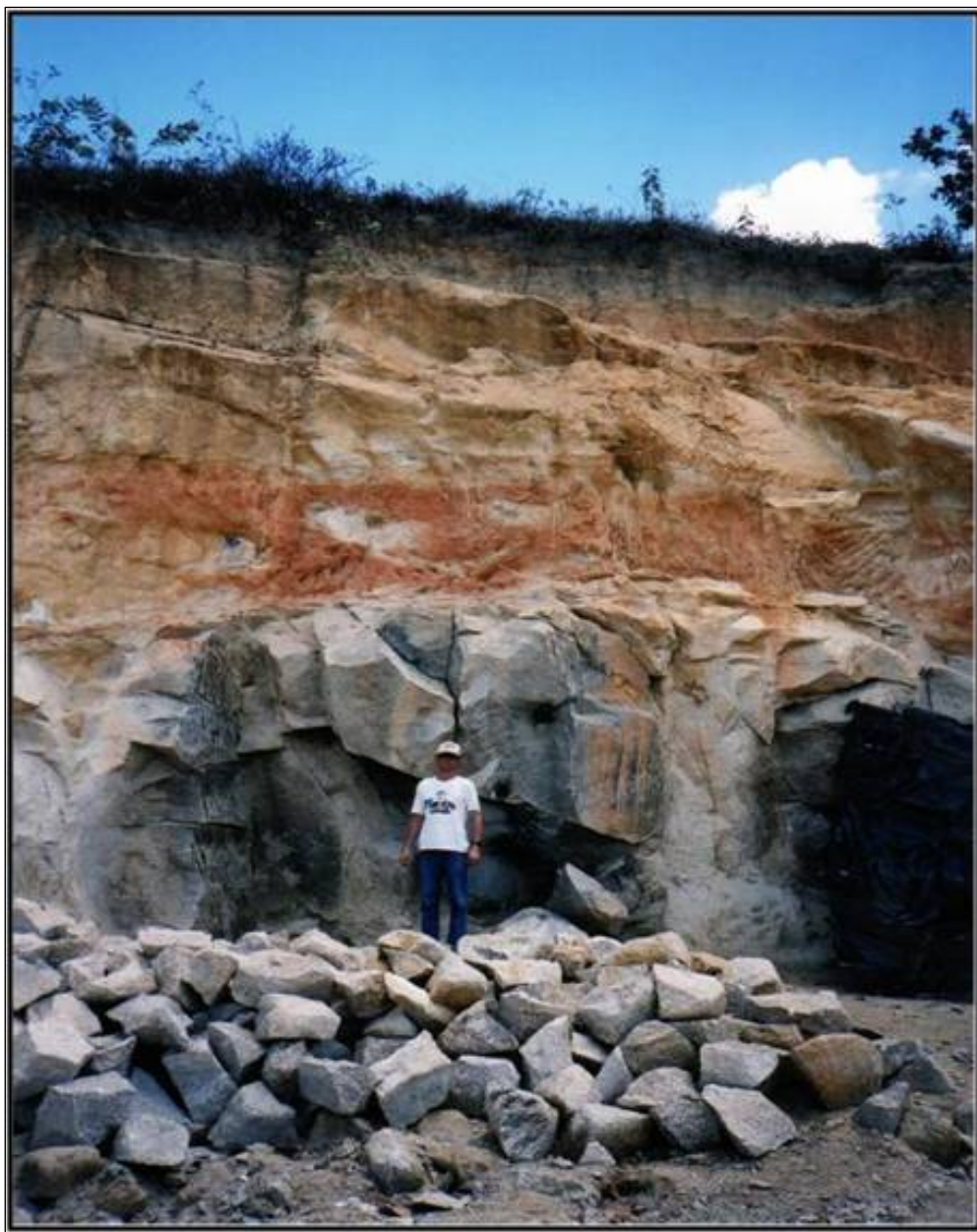
Neste plúton as análises petrográficas mostraram certo contraste em relação ao PCG, visto que neste a constituição litológica é quase que totalmente de Biotita-muscovita monzogranitos. A composição mineralógica é similar a dos plútons já descritos, apresentando a seguinte variação mineralógica: quartzo- 35 a 46%, KF- 15 a 35%, plagioclásio- 19 a 30%, muscovita- 5 a 10% e biotita- 2 a 7%; como minerais acessórios ocorrem raros minerais opacos (mt) e zircão, e como minerais de alteração ocorrem sericita, caulinita e clorita. A variação nas percentagens minerais é uma das menores observada nos plútons estudados, indicando tratar-se de um plúton bastante homogêneo e, portanto o menos evoluído da área de pesquisa. O estudo petrográfico deste corpo mostrou muitas vezes a existência de microfraturas por vezes preenchidas por sericita/muscovita, caolinita e clorita, contatos irregulares ou denteados, e ainda a presença de lâmelas de plagioclásio

encurvadas quando próximo a Z.Cs, indicando a existência de deformação dúctil e rúptil neste plúton. Observa-se a dominância de granulação fina a média e por vezes foliação com alternâncias de minerais micáceos e minerais quartzo-feldspáticos. Os cristais maiores de quartzo e feldspato tendem a formar sigmóides, ocorrendo cristais de quartzo de duas gerações, estando os da 2ª fase recrystalizados. Os feldspatos estão quase sempre caulinizados e seritizados e por vezes produzem muscovita secundária.

Tabela 5.4: Composições modais representativas do Plúton Gameleira.

Petrografia	HAG- 3	HAG- 4	HAG-60
Quartzo %	42	36	35
Plagioclásio %	28	32	20
K-feldspato %	23	20	35
Muscovita %	4	8	7
Biotita %	3	4	2
Min. Acessórios	1	1	1

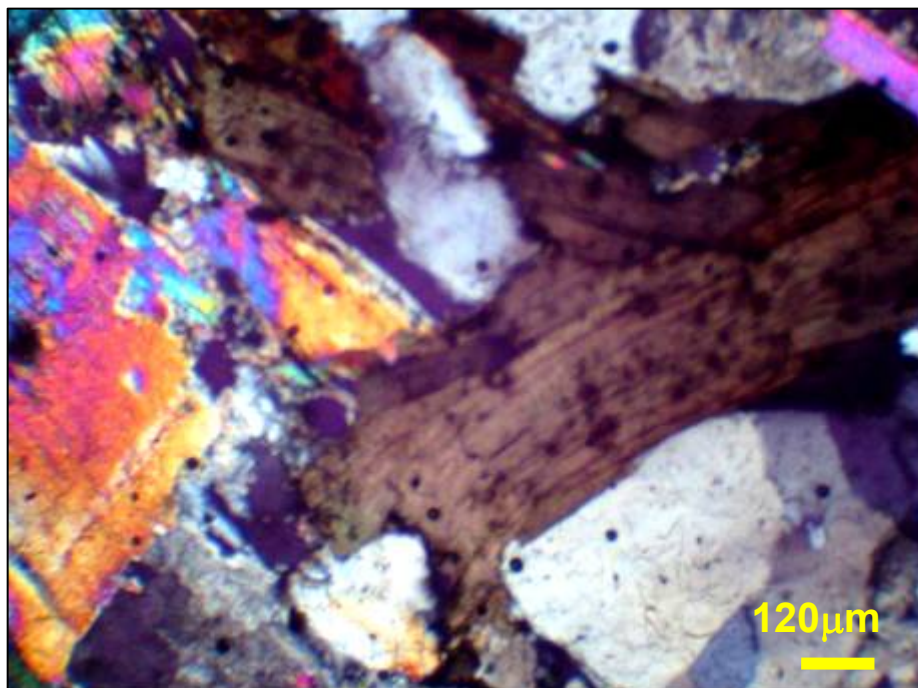
A **Tabela 5.4** apresenta as composições mineralógicas de três amostras representativas deste plúton. Pode-se observar adiante no gráfico QAP de Strekeisen, **Figura 5.1**, que as amostras deste corpo plúton plotam no campo dos monzogranitos.



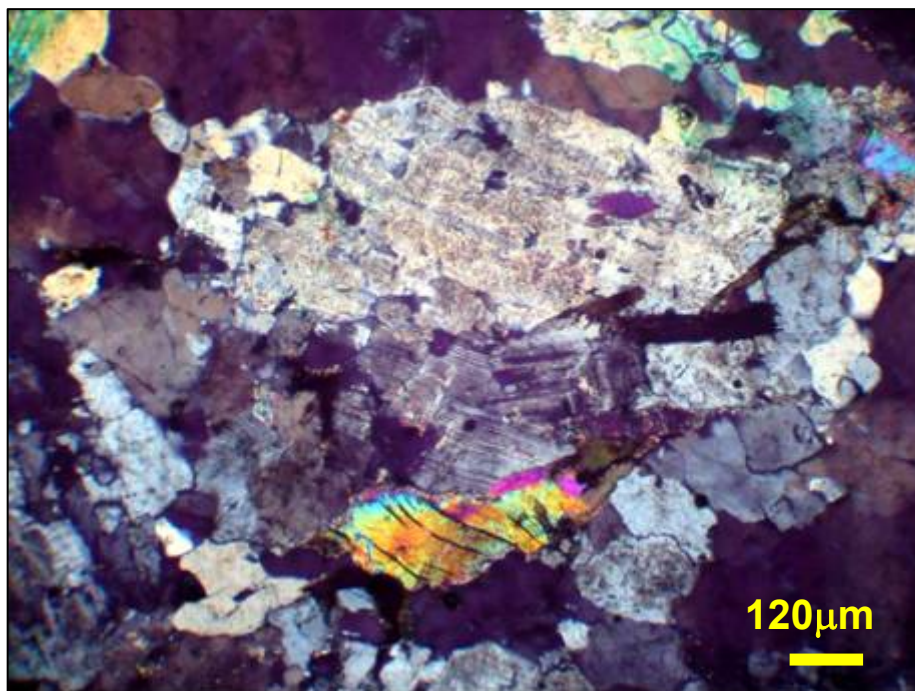
Fotografia 5.13 Vista da frente de lavra de Bt-mc monzogranito, da pedreira situada junto à cidade de Gameleira. Observa-se no topo espesso pacote de intemperismo (Aflor. HAG-PG-03).



Fotografia 5.14 Detalhe de blocos do Bt-mc Monzogranito na pedreira junto a cidade de Gameleira. (Aflor. HAG-PG-03).



Fotomicrografia 5.5 Lâmina delgada com cristais de quartzo, KF, plagioclásio, muscovita e biotita, apresentando as duas últimas suave encurvamento. Os feldspatos estão caulinizados e sericitizados com muscovita secundária. (Amostra HAG-PG-03).



Fotomicrografia 5.6 Lâmina delgada com cristais de KF com nuvens de caulim, grãos de quartzo cominuídos e recrystalizados, lamelas encurvadas de plagioclásio e muscovita, e poucos grãos de biotita (Amostra HAG-PG-04).

Resultados gerais dos estudos petrográficos efetuadas em amostras dos plútons de leucogranitos a duas-micas são apresentados na **Figura 5.1**, diagrama QAP (Streichsen, 1976), mostrando que as mesmas pelotas nos campos de sieno e monzogranitos. Todos os estudos petrográficos em lâminas delgadas estão contidos no Anexo II, na forma de tabelas, as quais apresentam separadamente as descrições dos plútons dos leucogranitos a duas-micas, bem como do *stock situado a NW da cidade de Bonito*. No Anexo II também estão descritas lâminas delgadas de rochas encaixantes dos plutões: de hbl-bt granitos porfiríticos, bt-granitos grossos a microporfiríticos, das supracrustais do Complexo Cabrobó e dos Ortognaisses da infraestrutura da área de pesquisa.

Próxima à ZC Palmares- Joaquim Nabuco ocorre um dique de leucogranito a duas-micas (afloramento HAG-05a), cuja amostra apresenta extinção ondulante em grãos de quartzo enquanto em alguns plagioclásios ocorrem geminação polisintética encurvada. A rocha constitui um protomilonito, ocorrendo grãos de quartzo e feldspato que exibem duas fases de cristalização, os feldspatos também estão sericitizados e/ou caulinizados.

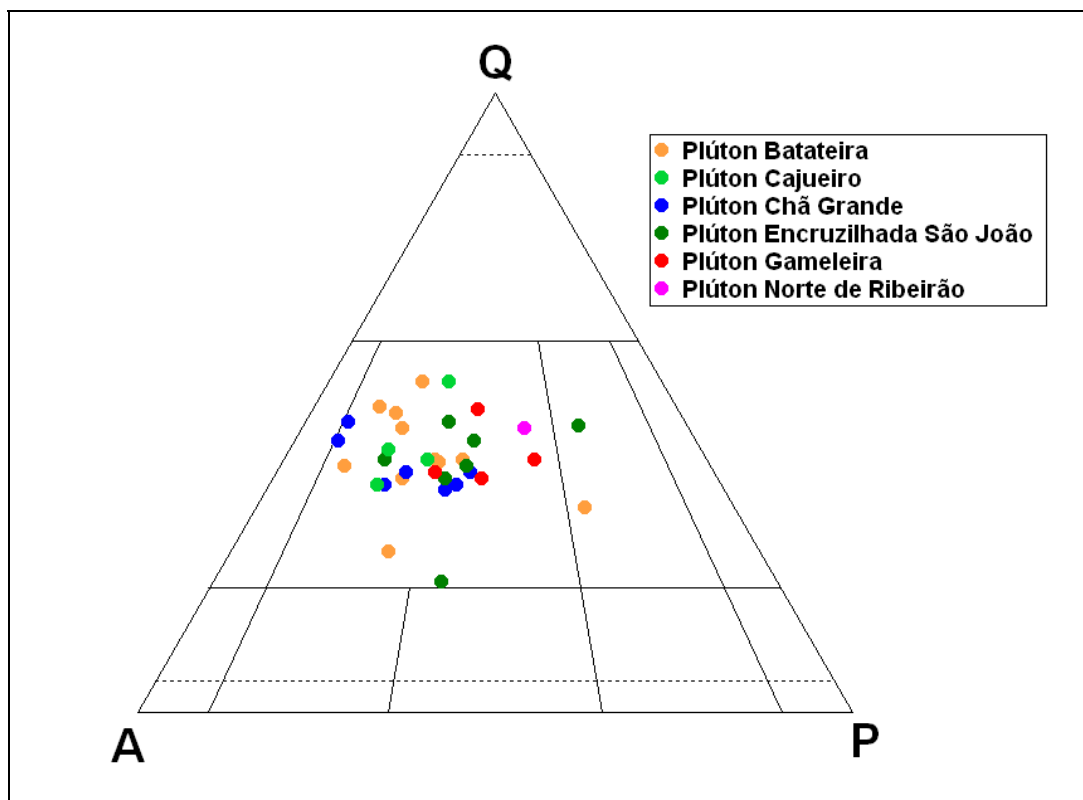


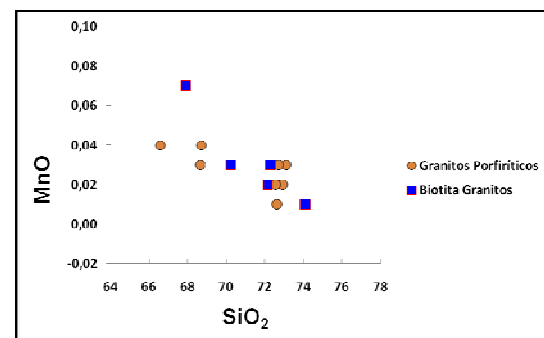
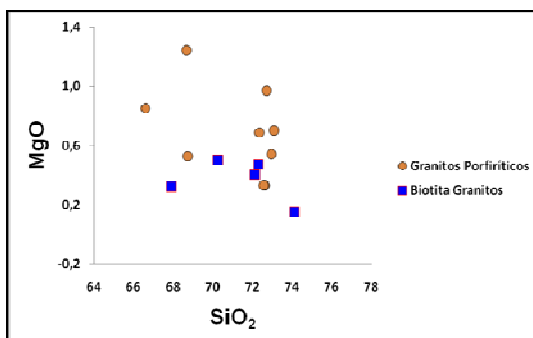
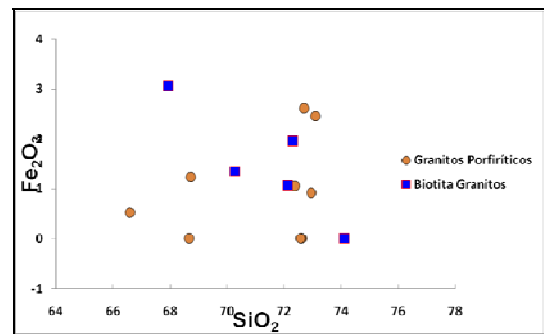
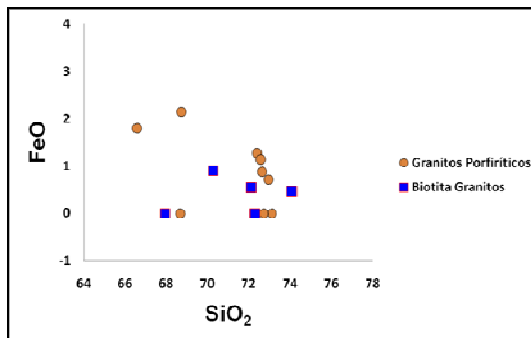
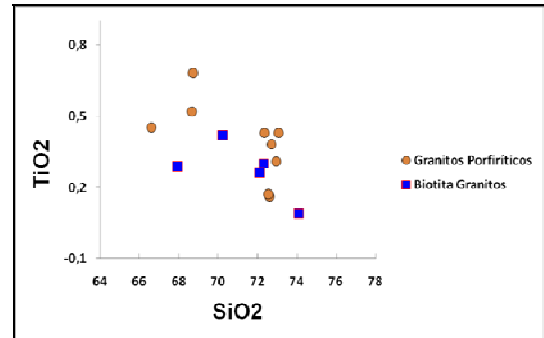
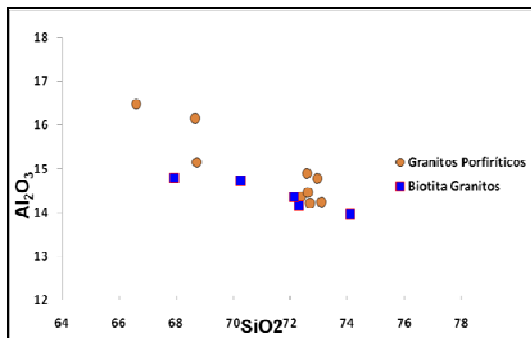
Figura 5.1: Diagrama QAP classificatório para rochas plutônicas, proposto por Streckeisen (1976), utilizado na classificação dos plutões de leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa, os quais plotam nos campos de sieno e monzogranitos.

CAPÍTULO- 6. GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES

6.1 CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DOS GRANITOS DO PRIMEIRO GRUPO E DOS LEUCOGRANITOS A DUAS-MICAS

Foram efetuadas 63 análises litoquímicas quantitativa por fluorescência de Raio-X para óxidos dos 11 elementos maiores (Si, Al, Fe², Fe³, Mg, Mn, Ca, Na, K, Ti, P) e análise de 8 elementos menores (Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y). Destas amostras analisadas 57 análises são de rochas graníticas do Batólito Bonito-Gameleira, sendo 16 dos granitóides porfiríticos e grossos a microporfiríticos do Primeiro Grupo, e 41 são de amostras representativas dos Plútons de Leucogranitos a duas-micas, incluindo 2 do *stock* ao noroeste de Bonito, 1 de um dique a sudeste de Palmares e 2 de amostras que apresentam mistura de magmas nas bordas norte e sul do plúton Batateira, as demais 3 amostras foram de ortognaisses e 3 de rochas supracrustais. Os teores de SiO₂ mostram que os granitos grossos a porfiríticos do primeiro grupo são saturados a supersaturados, com teores normalmente entre 66 e 74% enquanto que os leucogranitos a duas micas são normalmente supersaturados em SiO₂ com teores entre 70% e 76%.

O exame do comportamento dos granitóides grossos e porfiríticos apresentados pelos diagramas tipo Harker (**Figura 6.1**) para os elementos maiores mostra uma significativa variação composicional química de todos os óxidos, confirmando os resultados dos estudos petrográficos, porém com tendência geral de correlação negativa dos óxidos de Ti, Al, Fe², Mn, Mg, Ca, Na, K e P, em relação SiO₂, para os Granitos porfiríticos, porém com brusca queda/ precipitação dos mesmos quando SiO₂ ultrapassa 72%. O FeO ao contrario dos demais apresenta uma correlação ligeiramente positiva. Quanto aos Bt-granitos grossos, os diagramas Harker mostram que as percentagens dos óxidos nas rochas são mais baixas, com exceção do Fe³, Mg e K, e apresentam também, em geral uma suave correlação negativa, com exceção do FeO, MgO e Na₂O.



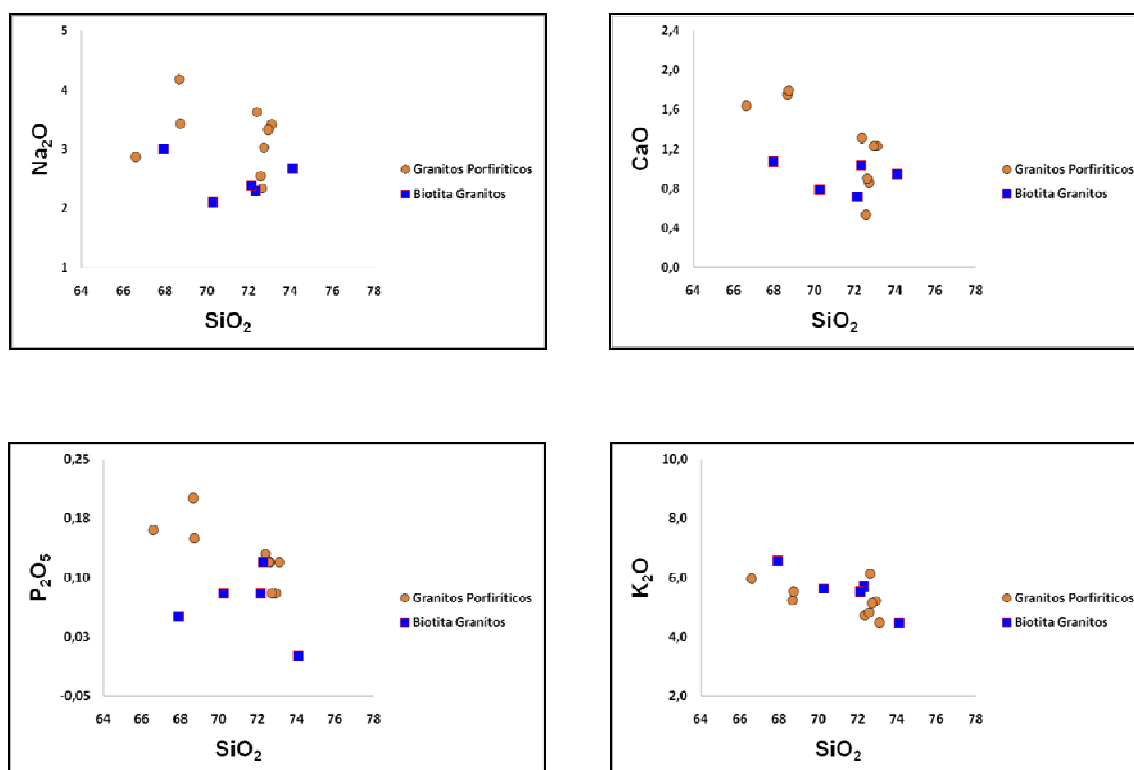


Figura 6.1 Diagramas de variação tipo Harker dos elementos maiores versus sílica para os granitos do 1º grupo (Hbl-Bt granitos porfíricos e Bt-granitos grossos).

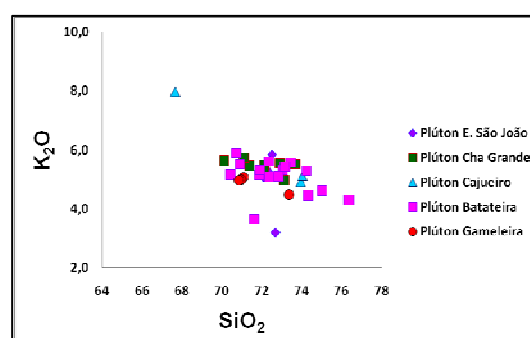
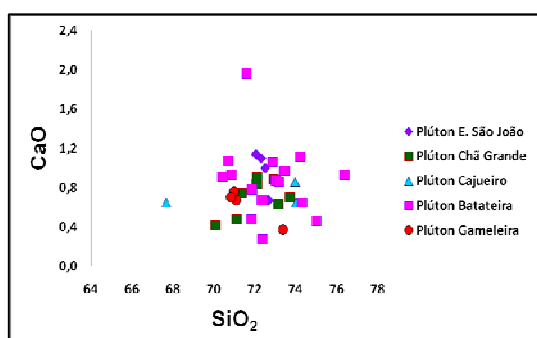
Os resultados químicos analíticos foram utilizados na confecção de diagramas de variação para elementos traços, tipo Harker visando principalmente analisar o comportamento evolutivo dos plútons de Leucogranitos a duas-micas, bem como suas relações com os granitos do 1º grupo apresentados nos gráficos anteriores. Foram confeccionados vários diagramas que caracterizam o comportamento evolutivo a composição das rochas fontes dos magmas que deram origem aos leucogranitos a duas-micas que constituem os alvos de estudo de maior detalhe desta Tese bem como sua afinidade geoquímica com as rochas encaixantes: os granitos do 1º grupo, as rochas supracrustais do complexo Cabrobó e os ortognaisses basais. Foram utilizados resultados analíticos dos elementos menores, bem como de 22 amostras analisadas para elementos de terras raras, sendo confeccionados diagramas multi-elementares e de terras raras normalizados respectivamente para manto primitivo e condrito.

Os plútons de leucogranitos a duas micas (Encruzilhada de São João, Chã Grande, Cajueiro, Camocim de São Felix, Batateira Norte de Ribeirão e Gameleira) embora apresentem entre si composições químicas assemelhadas, mostram

diferenciações em termos de percentagens de presença dos minerais essenciais e secundários conforme discutido no Capítulo 5. Estas variações também são verificadas quando se examina os resultados calculados de coríndon normativo a partir das análises químicas e apresentados na **Tabela 6.2**, no final deste capítulo. Os gráficos tipo Harker para elementos maiores e menores confirmam este comportamento químico, bem como os gráficos padrões de distribuição do elemento de terras raras e de multielementos.

A seguir apresentamos o estudo do comportamento químico de cada plúton separadamente:

Plúton Encruzilhada de São João (I-PEsj) – Neste plúton o teor de sílica ocorre em um pequeno intervalo, e os minerais acessórios ocorrem em quantidade maior que nos demais plútons de leucogranito. As análises químicas de SiO_2 obtidos variam de 72,06 a 72,68, intervalo este muito estreito, mostrando que o conteúdo de sílica permaneceu quase constante durante a cristalização. Quanto aos álcalis verifica-se a seguinte variação Na_2O - 2,19 a 2,60 e K_2O - 3,19 a 5,84. Observa-se que enquanto o teor de sódio ocorre num pequeno intervalo, o teor de potássio varia significativamente. Os óxidos dos elementos maiores nos diagramas tipo Harker em geral mostram em relação ao SiO_2 *trends* de correlação negativa muito forte, com exceção apenas de K_2O quando ocorre correlação positiva, possivelmente devido a formação e muscovita primária tardia. Os valores de coríndon normativo obtidos neste plúton apresentam uma significativa variação de 0,99 a 4,74%; possivelmente no PEsj ocorreu mais de um pulso magmático, permitindo a cristalização de vários minerais acessórios sob condições oxidação moderada.



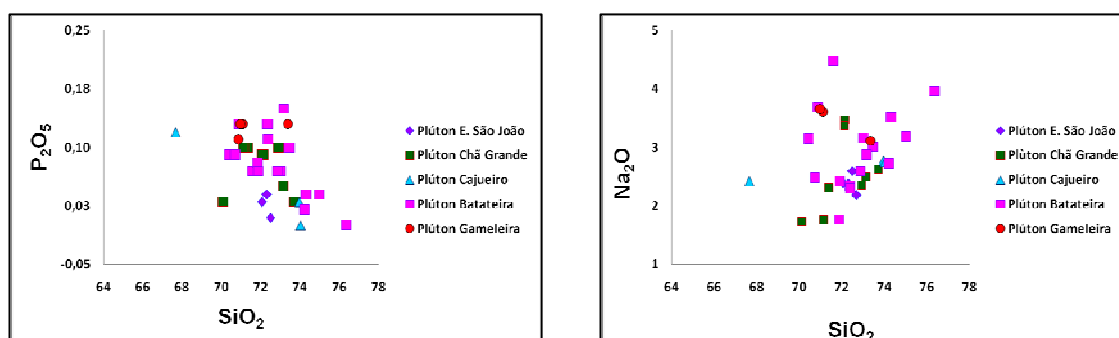


Figura 6.2 Diagramas de variação tipo Harker dos elementos maiores versus sílica para os plútons de leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa.

Plúton Chã Grande (II- PCG) – Neste plúton o teor de SiO_2 varia num maior intervalo (70,10 a 73,70%) que o PEsj enquanto os teores de Na_2O (1,74-3,47) e K_2O (4,49-5,72) apresentam intervalos composicionais inversos aos que se observa no PEsj. Verifica-se dominância da composição sienogranítica sobre a monzogranítica, enquanto, enquanto a percentagem de coríndon normativo abrange amplo intervalo, de 0,93 a 4,60%. Neste plúton os valores de Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O e P_2O_5 apresentam *Trends* de correlação negativa, enquanto os óxidos FeO , MnO , Na_2O e CaO apresentam correlação positiva. Estes dados indicados acima e os teores apresentados na **Tabela 6.2** de análises químicas no final deste capítulo, confirmam a contaminação magmática pela mistura e enclaves de rochas encaixantes.

Plútons Cajueiro (III)- Os teores de SiO_2 do **PCaj** estão em torno de 74%, valores elevados quando comparados aos obtidos do PEsj, situado cerca de 3 km a NW. Neste plúton foram coletadas poucas amostras, incluindo a amostra HAG-75 com presença de hornblenda e epidoto magmático, onde ocorre SiO_2 com apenas 67,66%, indicando mistura localizada de magmas. Os teores de Na_2O apresentam pequeno intervalo de variação composicional (2,42-2,77) semelhante ao observado no PEsj, enquanto o teor de K_2O está em torno de 5% (exceto na amostra mencionada, com teor próximo a 8%). Amostras do PCaj apresentaram valores de coríndon normativo com variação média, de 1,77 a 3,22%.

Plúton Batateira (V-PBat)- Como já observado no capítulo anterior este corpo apresenta comportamento bastante diferenciado, contém alto conteúdo de SiO_2 (70 a 76%), enquanto as percentagens de Na_2O (1,77-4,47) o K_2O (3,65-5,90) apresentam variações significantes o que indica a presença de pelo menos 3 fácies

diferentes neste plúton. Os diagramas tipo Harker de TiO_2 , FeO , MnO , MgO , Al_2O_3 , CaO versus SiO_2 apresentam cada um, 2 ou 3 *Trends* de correlação negativa que por vezes se interceptam enquanto no gráfico de Na_2O ocorrem 2 trends positivos e nos gráficos de Fe_2O_3 , K_2O e P_2O_5 versus SiO_2 ocorrem *trends positivos e negativos que se interceptam*, indicando apenas que os primeiros teriam participação maior na composição dos primeiros minerais a se formar, enquanto os demais citados reforçam a ocorrência de pulsos no decorrer da cristalização fracionada. A existência de coríndon normativo neste plúton mostra uma ampla variação entre 0,65 e 6,94%, portanto chegando a atingir alta aluminosidade e confirmando a grande variação composicional existente neste plúton.

Plúton Gameleira (VII-PGam) – Este plúton apresenta-se em afloramento com aspecto aparentemente homogêneo, talvez devido à menor exposição resultante de intemperismo, bem como a cobertura por plantações de cana de açúcar. O conteúdo de SiO_2 das amostras analisadas no PGam varia de 70,86 a 73,37, valores similares ao obtido para o PCG. Os valores obtidos para N_2O (2,13-3,68) e K_2O (4,46-5,53), apresentam também pequena diferença daqueles obtidos para o PCG, mostrando um intervalo menor para o Na_2O . O teor de coríndon normativo neste plúton apresenta uma variação considerável de 2,0 a 4,76%, que é maior do que se esperava. Os gráficos tipo Harker para os óxidos de elementos maiores mostram importantes variações na correlação com SiO_2 . Nestes gráficos TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O e K_2O apresentam *trends* de correlação negativa pouco pronunciada, enquanto o MnO apresenta *trends* de correlação positiva; por outro lado os óxidos- FeO , Al_2O_3 , e P_2O_5 apresentam trends de correlação irregular. O que leva a interpretação da existência de contaminação por magmas da encaixante, ou mesmo que tenham ocorrido pulsos diferenciados durante a ascensão e cristalização deste plúton.

Os diagramas que caracterizam a composição geoquímica dos plútons de leucogranitos apresentaram os seguintes resultados: O diagrama Q-P de Debon & Le Font (1983) com os campos de De La Roche, **Figura 6.4** confirmam os estudos petrográficos e os dados plotados no gráfico QAP, as rochas situam predominantemente no campo dos sienogranitos e dos monzogranitos, ocorrendo algumas exceções que podem indicar presença de contaminação e/ou mistura de magmas.

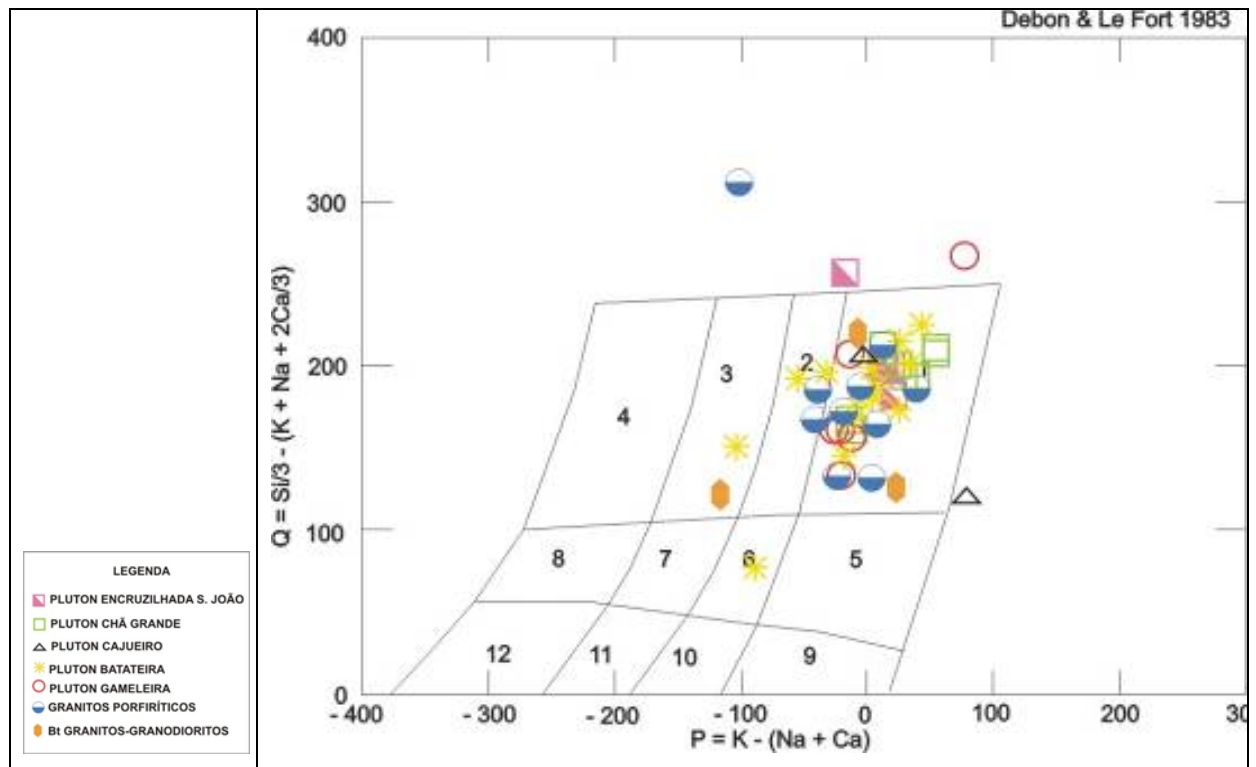


Figura 6.3 Diagrama binário P versus Q de Debon & Le Fort para classificação química de rochas dos plútons de Leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa. Legenda: 1- Granito, 2- Adamelito, 3- Granodiorito, 4- Tonalito, 5- Qz-Sienito, 6- Qz-Monzonito, 7- Qz-Monzodiorito, 8- Qz-diorito (Qz-gabro), 9- Sienito, 10- Monzonito, 11- Monzogabro, 12- Gabro (diorito-anortosito).

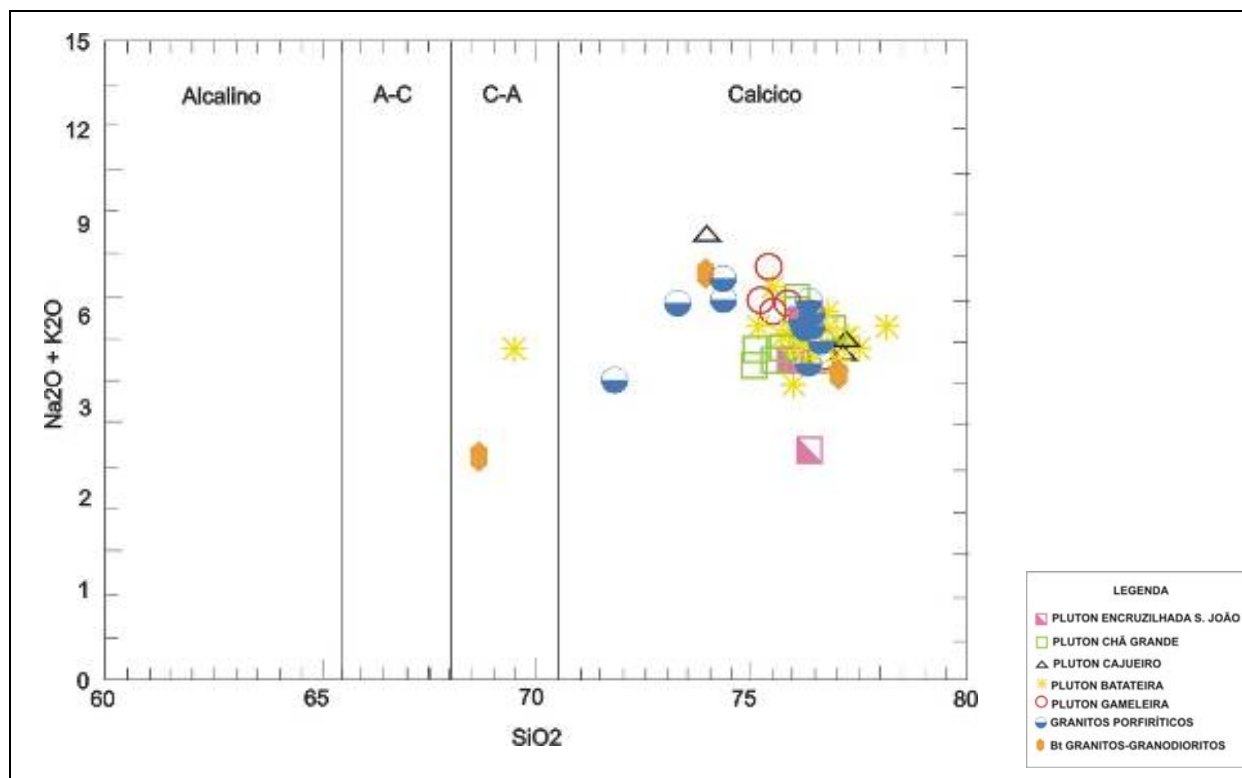


Figura 6.4 Diagrama binário SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ apresentando a afinidade cálcica dos plútons de leucogranitos a duas-mica estudados.

O gráfico SiO_2 Versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (**Figura 6.4**) ilustra o caráter cálcico ou alcalino dos leucogranitos a duas-micas. O diagrama TAS de Irvine & Baragar (1971) apresenta a baixa alcalinidade dos leucogranitos estudados, conforme está apresentado na **Figura 6.5**. Por outro lado o diagrama AFM (**Figura 6.6**) demonstra o caráter calcialcalino dos granitóides da área de estudo. Finalmente o diagrama A/NK versus A/CNK (índice de Shand) com os campos de Maniar & Piccoli (1989), apresentado na **Figura 6.7** mostra que os granitóides da área pesquisada são predominantemente peraluminosos, conforme é constatado na **Tabela 6.1**, que encontram-se após os gráficos citados.

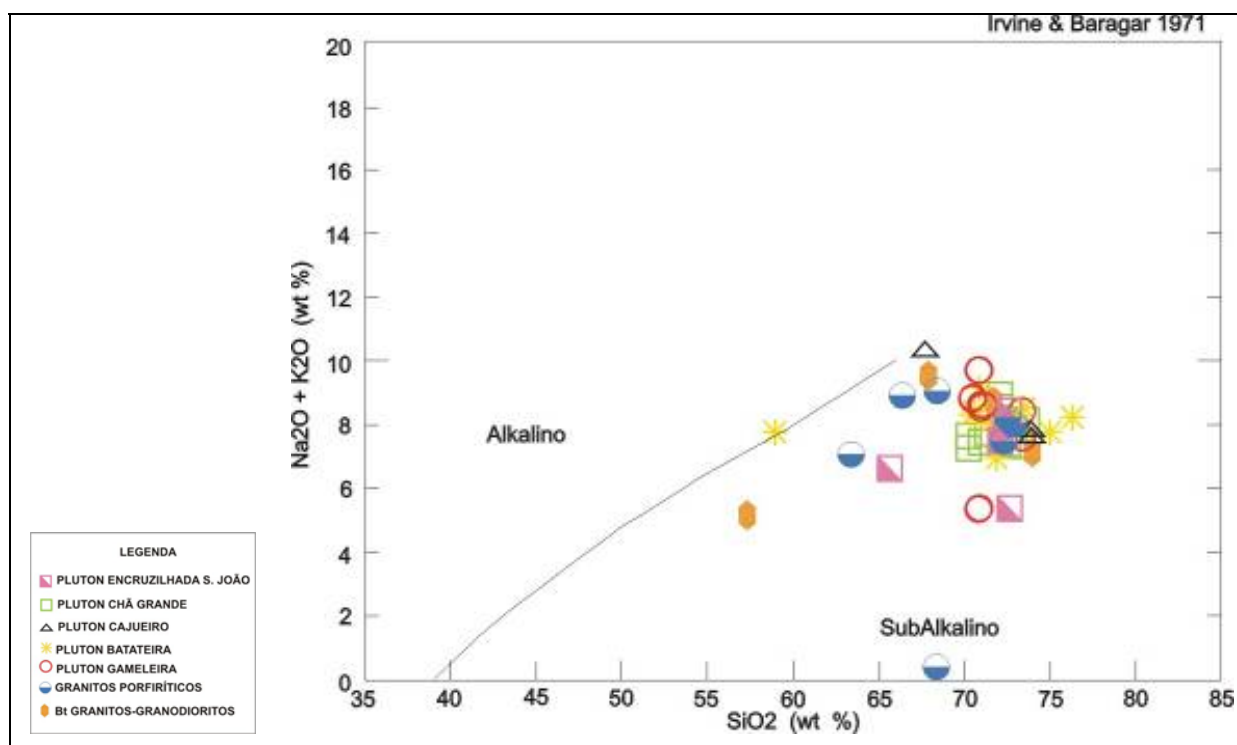


Figura 6.5 Diagrama binário de Irvine & Baragar (1971), mostrando que as rochas dos plútons de leucogranitos a duas-micas estudados são subalcalinas.

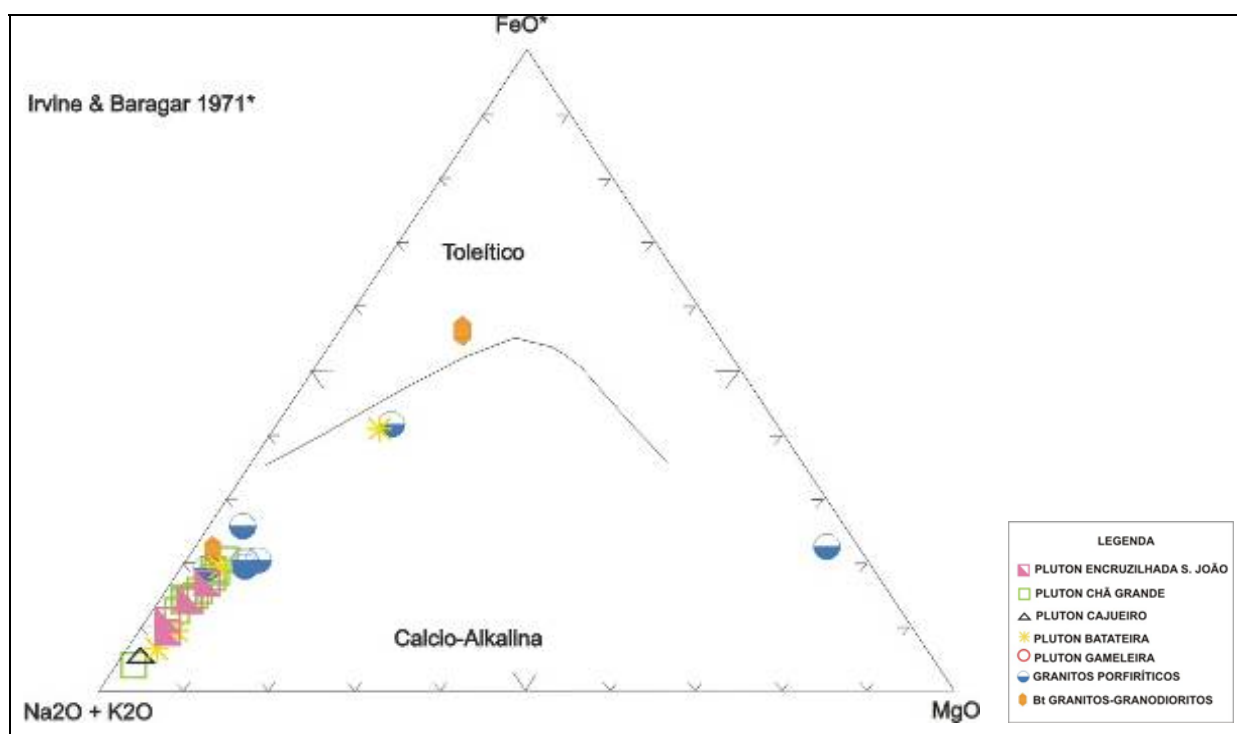


Figura 6.6 Diagrama ternário AFM, de Irvine & Baragar mostrando que as rochas dos plútons de leucogranitos a duas-micas são predominantemente cálcio-alcalinas.

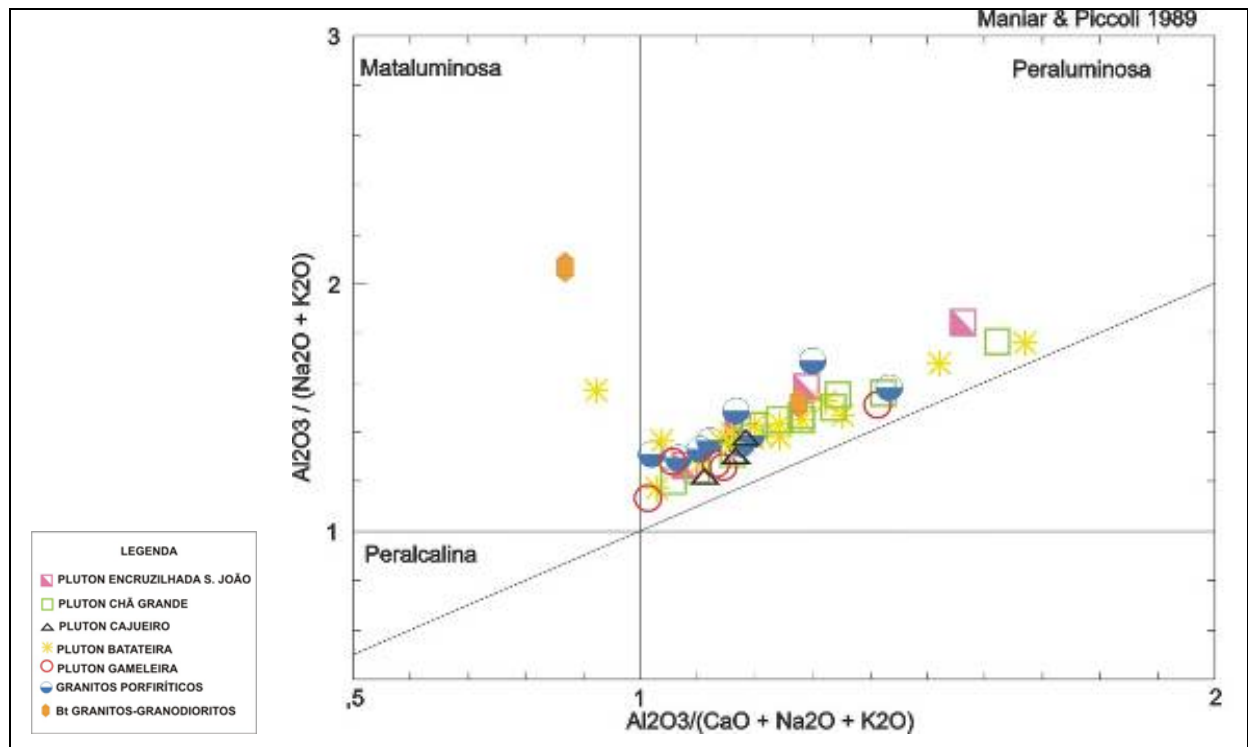


Figura 6.7 Diagrama binário de Maniar & Piccoli (1989) mostrando o comportamento peraluminoso dos leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa,

Tabela 6.1 Presença de coríndon normativo nos granitos grossos e porfíricos e nos plútons leucograníticos do Batólito Bonito-Gameleira segundo a Norma CIPW.

Amostra		% Coríndon	Amostra		% Coríndon
Monzonitos e Granodioritos Grossos a Porfíricos			Plúton Chã Grande (II)		
01	HAG-9	0,85	28	HAG-011	0,93
02	HAG-22	1,14	29	HAG-012	1,48
03	HAG-23	1,78	30	HAG-065	2,66
04	HAG-26	0,60	31	HAG-066	3,38
05	HAG-27	1,57	32	HAG-068	4,06
06	HAG-28	2,28	33	HAG-097	3,34
07	HAG-63	2,62	34	HAG-098	6,38
08	HAG-76	3,09	35	HAG-099	3,77
09	HAG-77	0,92	36	HAG-100	1,95
10	HAG-208	2,76	37	HAG-101	4,60
11	HAG-218	4,90	38	HAG-105	3,03
Plúton Batateira (V)			Plúton Gameleira (VII)		
12	HAG-07	0,65	39	HAG-3	2,13
13	HAG-8A	0,68	40	HAG-4	2,00
14	HAG-13	3,20	41	HAG-60	4,76
15	HAG-14	4,01	42	HAG-5a	0,37
16	HAG-15	1,32	Plúton Encruzilhada São João (I)		
17	HAG-16	1,75	43	HAG-32	2,11
18	HAG-17	2,22	44	HAG-34	0,99
19	HAG-19	2,88	45	HAG-37	4,74
20	HAG-20	2,95	46	HAG-71	3,49
21	HAG-21	6,94	Stocks de Leucogranito		
22	HAG-86	2,32	47	HAG-01	1,62
23	HAG-87	2,07	48	HAG-10	1,06
24	HAG-89	2,70	49	HAG-24	1,46
25	HAG-93	5,28	Plúton Cajueiro (III)		
26	HAG-94	3,85	50	HAG-72	3,22
27	HAG-95	3,40	51	HAG-73	1,90
			52	HAG-75	1,77

A **Tabela 6.1** apresenta um resumo do comportamento geoquímico dos plútons de leucogranitos a duas micas com os valores calculados da presença de coríndon normativo segundo a norma CIPW para os granitóides da área de pesquisa. Esta tabela mostra que de um modo geral existe um caráter aluminoso

nos granitóides do Batólito Bonito-Gameleira, tanto nos granitos do 1º grupo, quanto nos leucogranitos a duas-micas; observa-se que nos plútons Batateira e Chã Grande ocorrem amostras com valores que ultrapassam 6% de coríndon normativo.

6.2 PADRÕES DE DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS MENORES E TERRAS RARAS NOS GRANITÓIDES DA ÁREA DE PESQUISA

Apresenta-se a seguir os diagramas multi-elementares normalizados para o manto primitivo (Thompson et al., 1982), para amostras dos quatro principais plútons de leucogranitos a duas-micas: Encruzilhada de São João, Chã Grande, Batateiras, Alto Bonito e Gameleira (**Figuras 6.8 a 6.11**). Observa-se uma semelhança nos padrões de distribuição dos elementos. Ocorrem altos valores nos elementos relacionados a magmas félsicos (Rb, Th, U, La, Nd e Y), e anomalias negativas de Ba, Nb e Sr, e mais suave de Eu, Dy e Yb.

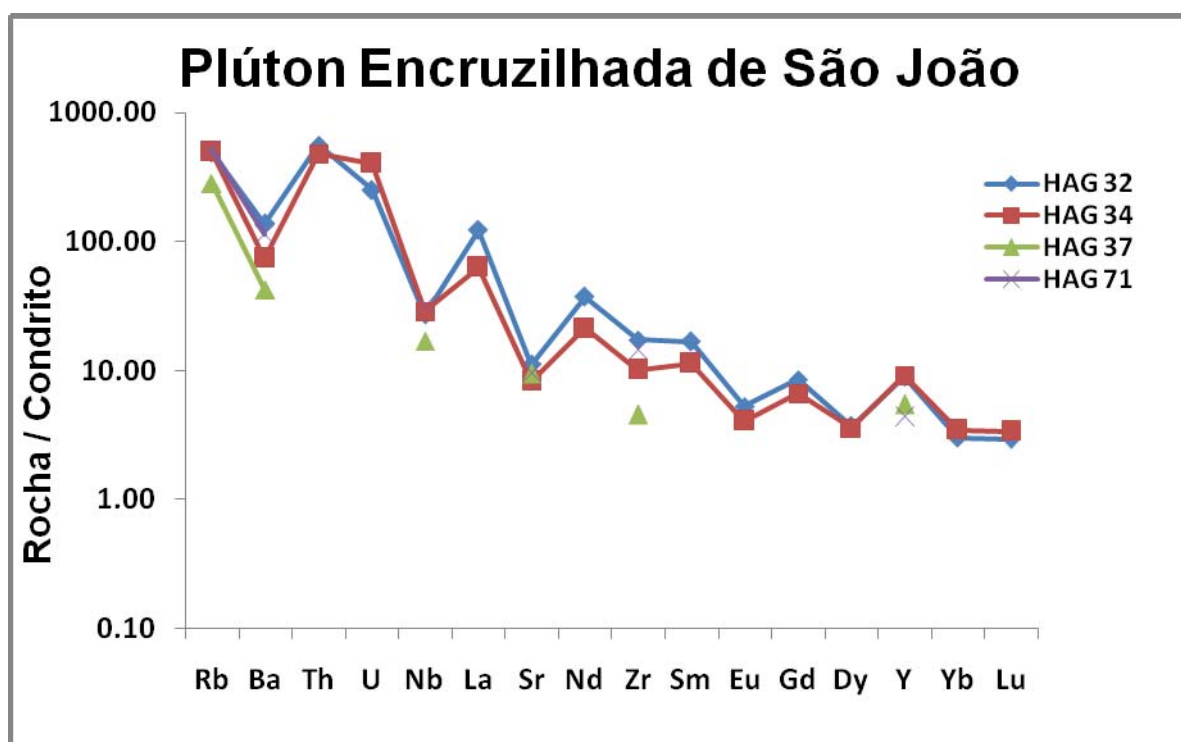


Figura 6.8 Diagrama do padrão de distribuição de elementares menores normalizado para o condrito de Palme & O'Neill (2004) relativo ao plúton peraluminoso Encruzilhada de São João.

Os resultados químicos de algumas amostras de granitos porfiríticos mostram que os mesmos semelhantemente aos leucogranitos a duas-micas apresentam

valores relativamente baixos de Ba, Nb, Sr, e Ti, o que poderia indicar magmatismo no interior de placas continentais.

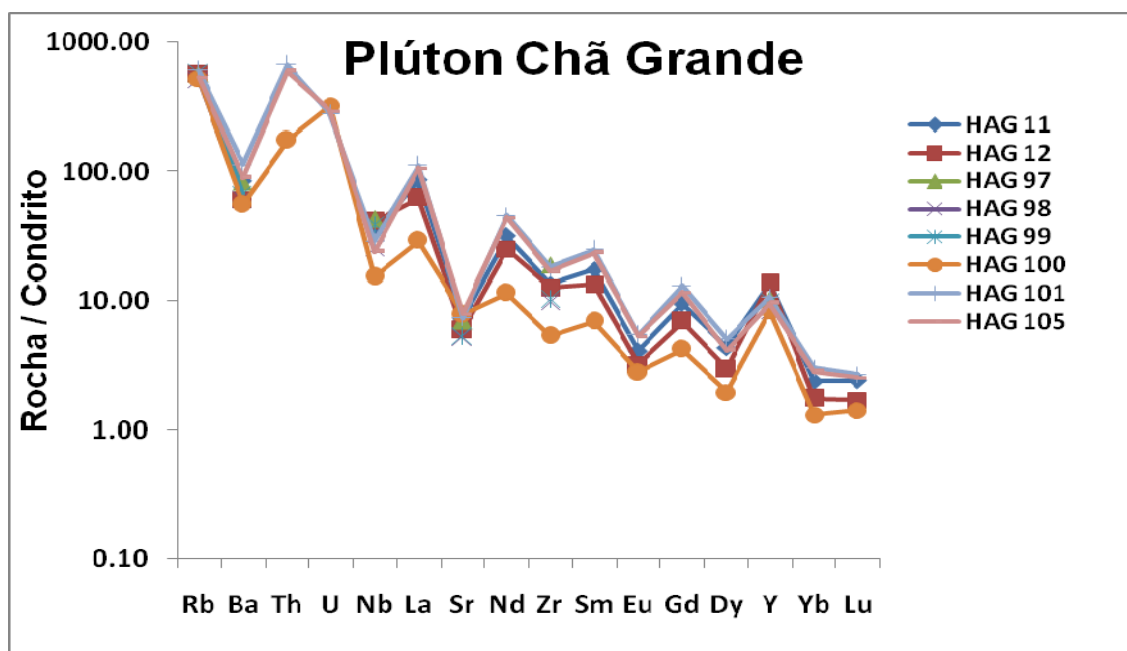


Figura 6.9 Diagrama multielementar normalizado segundo o condrito de Palme & O'Neill (2004), correspondente ao plúton de leucogranito a duas-micas de Chã Grande.

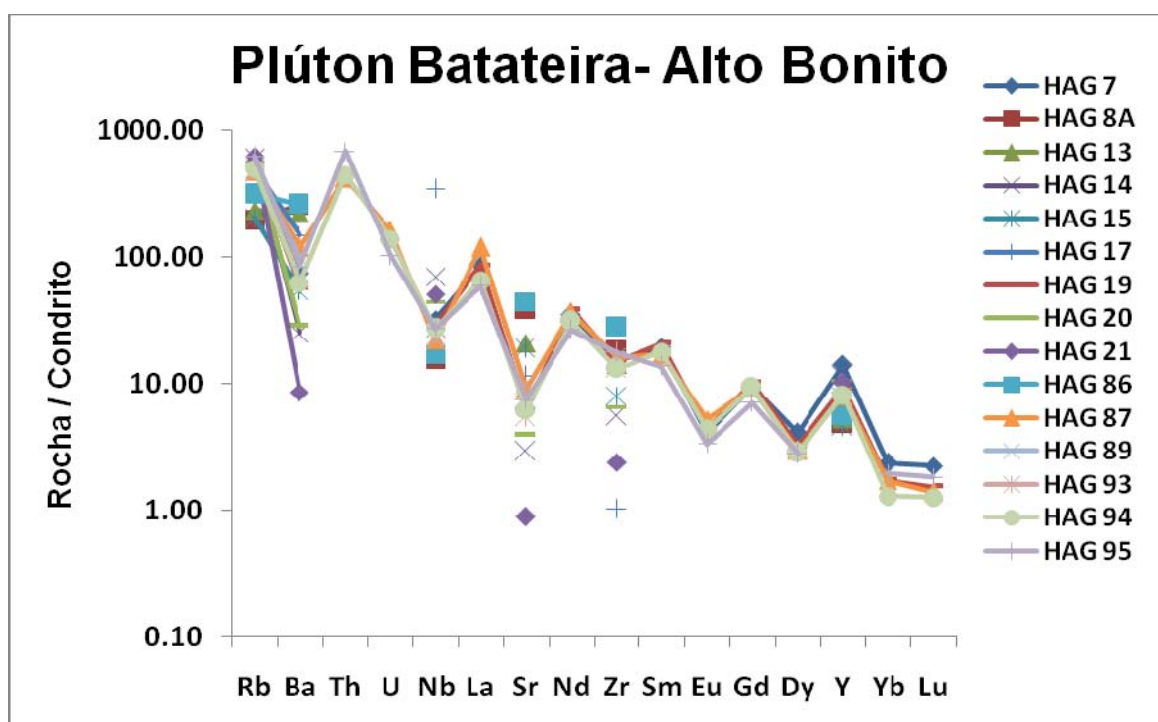


Figura 6.10 Diagrama multielementar normalizado segundo o condrito de Palme & O'Neill (2004), correspondente ao Plúton Batateira – Alto Bonito.

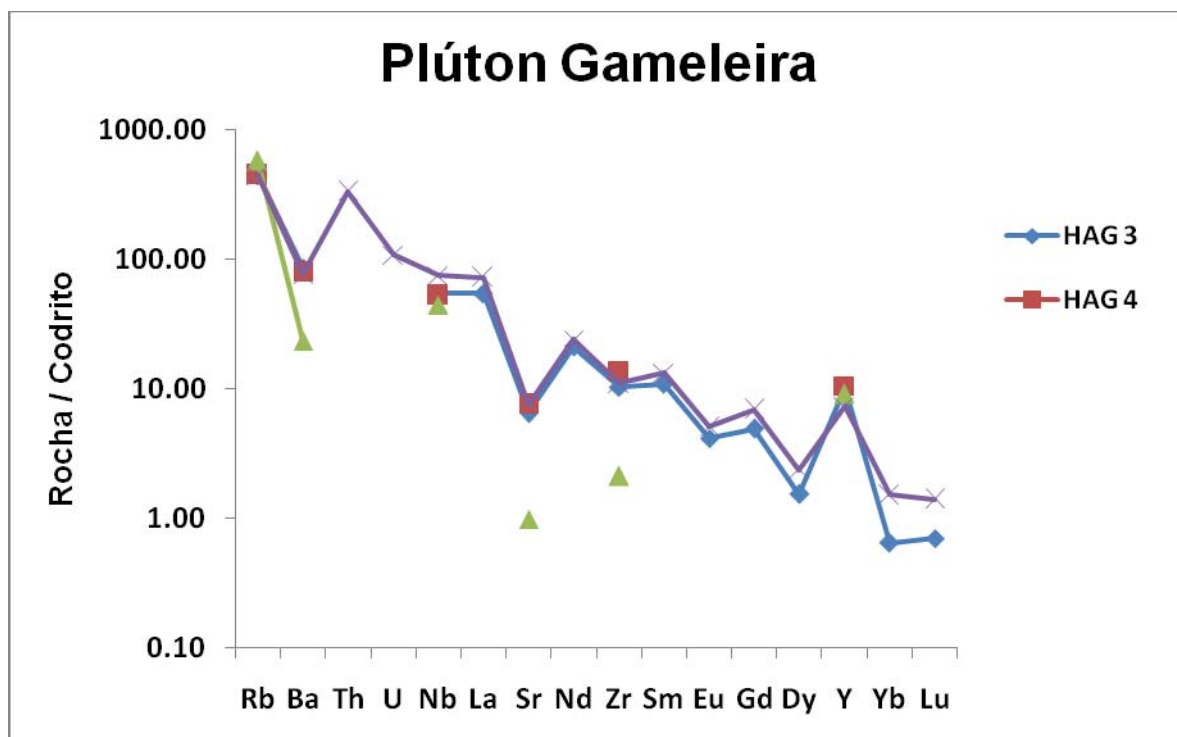


Figura 6.11 Diagrama multielementar normalizado segundo o condrito de Palme & O'Neill (2004), correspondente ao plúton Gameleira

Analisando os padrões de distribuição dos ETRs para os leucogranitos a duas micas dos quatro plútons de maior dimensão, apresentados a seguir, nas **Figuras 6.13 a 6.15**, verifica-se uma significativa semelhança entre os quatro plútons. Todos apresentam fracionamento, com elevados valores de Terras Raras Leves (ETRL), e baixos de Terras Raras Pesados (ETRP), sendo que nestes se observa que indicação da provável interação de granada e plagioclásio na rocha fonte.

Com finalidade de comparar dados foram anteriormente plotados em gráficos multielementares normalizados, não apresentados aqui, utilizando o manto primitivo (Thompson et al., 1982), resultados obtidos de ortognaisses manteve o mesmo padrão dos leucogranitos a duas-micas, apresentando anomalias negativas de európio, indicando uma possível participação de ortognaisses nos magmas parentais dos leucogranitos a duas-micas.

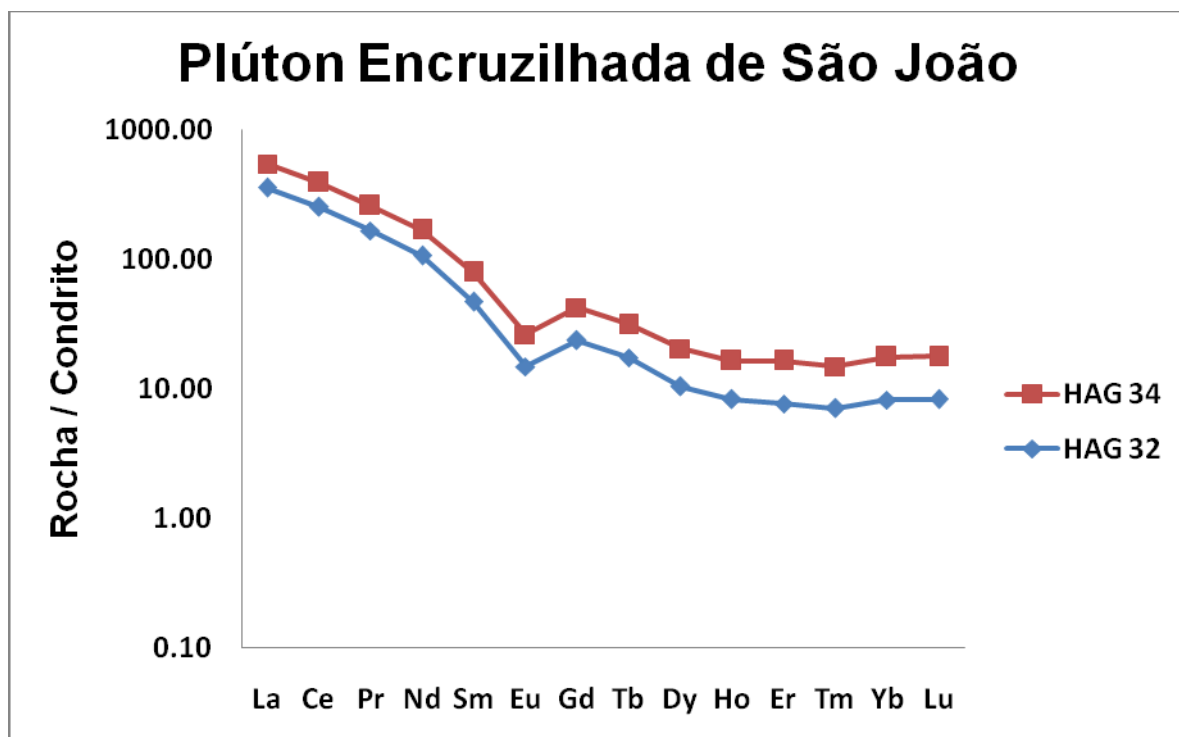


Figura 6.12 Padrão de distribuição dos ETRs normalizados para condrito de Sun & McDonough (1989) relativo ao plúton peraluminoso Encruzilhada de São João.

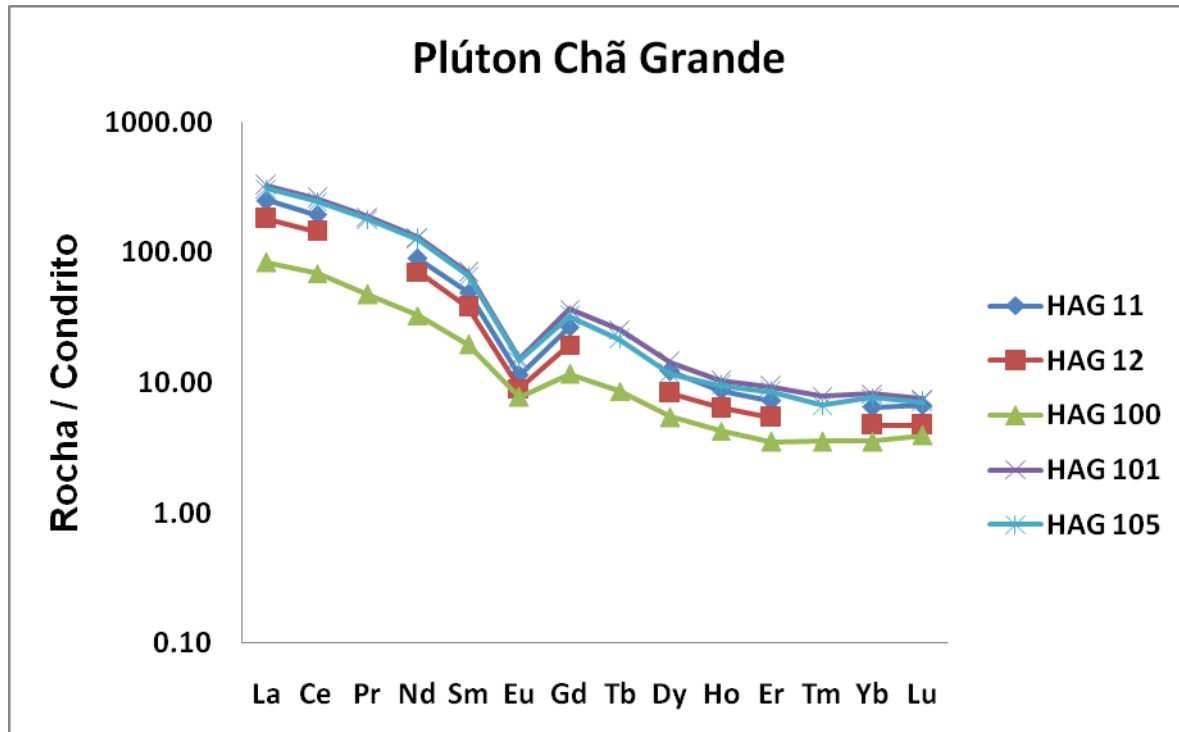


Figura 6.13: Padrão de distribuição dos ETRs normalizados para condrito de Sun & McDonough (1989) relativo ao plúton peraluminoso Chã Grande.

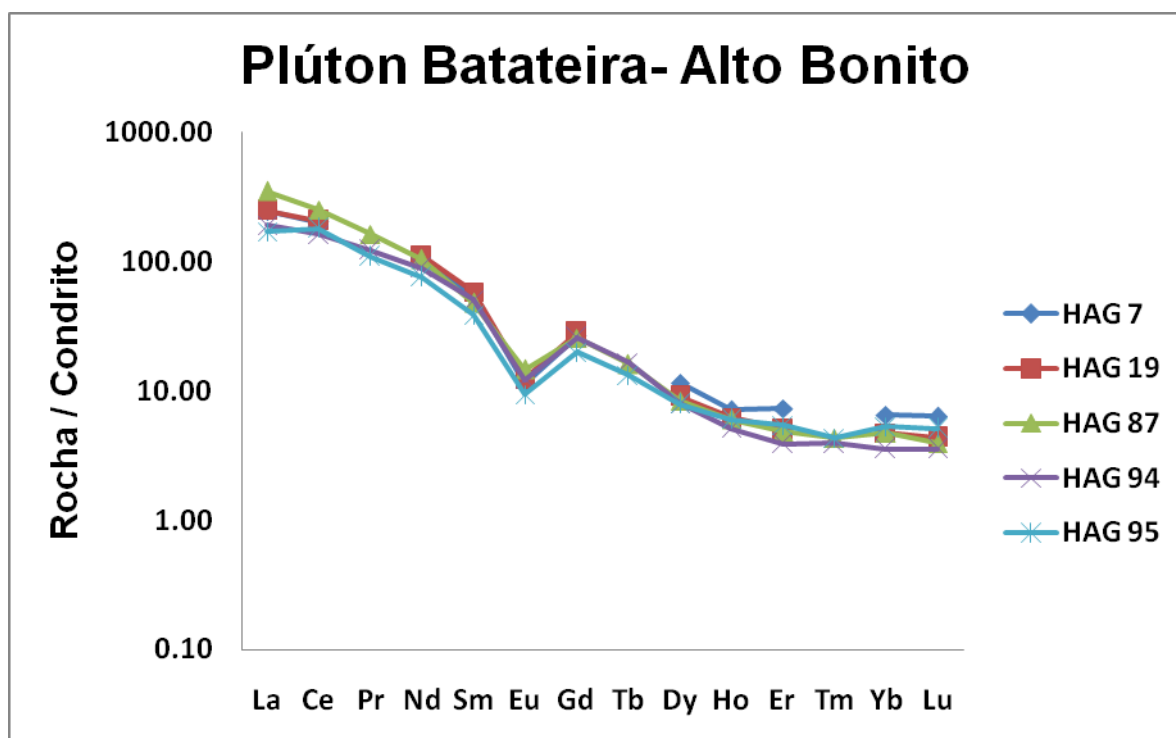


Figura 6.14 Padrão de distribuição dos ETRs normalizados para o condrito de Sun & McDonough (1989) relativo ao plúton peraluminoso Batateira-Alto Bonito.

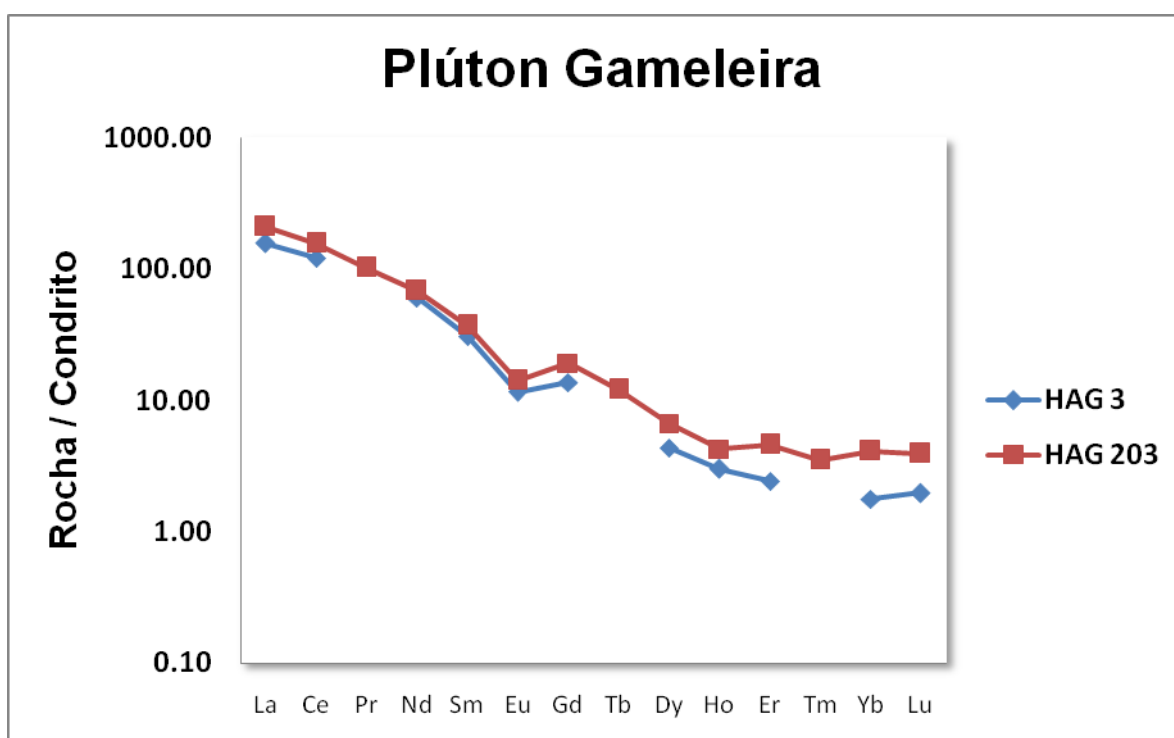


Figura 6.15: Padrão de distribuição dos ETRs normalizados para o condrito de Sun & McDonough (1989) relativo ao plúton peraluminoso Gameleira.

Tabela 6.2 Resultados de Análises Químicas de Elementos Maiores e Elementos Traços de Amostras Representativas dos Plútons de Leucogranitos a Duas-micas, Bt-Granitos Grossos, Granitos Porfíricos, e das Rochas Supracrustais e Ortognaisses.

	Plúton Encruzilhada de São João				Plúton Chã Grande								Plúton Cajueiro		
Amostra (%)	HAG 32	HAG 34	HAG 37	HAG 71	HAG 11	HAG 12	HAG 97	HAG 98	HAG 99	HAG 100	HAG 101	HAG 105	HAG 72	HAG 73	HAG 75
SiO ₂	72,30	72,50	72,68	72,06	72,14	72,11	71,37	70,10	73,14	73,70	71,13	72,92	73,96	74,03	67,66
TiO ₂	0,20	0,13	0,06	0,18	0,20	0,22	0,25	0,15	0,16	0,10	0,31	0,25	0,13	0,08	0,30
Al ₂ O ₃	13,60	13,37	12,94	14,86	14,01	14,08	14,07	15,75	14,17	13,42	14,20	14,26	13,55	13,10	15,28
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,41	0,87	0,73	0,96	2,16	1,41*	1,22*	0,41	1,44	0,16	0,17	0,54*	2,30
FeO	1,65	1,02	0,18	0,54	0,90	0,72	0,00	0,00	0,00	0,00	0,54	1,44	0,90	0,00	1,08
MnO	0,03	0,03	0,00	0,04	0,02	0,03	0,05	0,02	0,04	0,01	0,03	0,03	0,04	0,04	0,07
MgO	0,34	0,26	0,18	0,30	0,34	0,37	0,41	0,27	0,27	0,20	0,46	0,40	0,25	0,17	0,18
CaO	1,10	1,00	0,67	1,14	0,90	0,83	0,75	0,42	0,63	0,70	0,48	0,88	0,86	0,65	0,65
Na ₂ O	2,38	2,60	2,19	2,39	3,47	3,37	2,30	1,74	2,49	2,63	1,77	2,35	2,77	2,75	2,42
K ₂ O	5,27	5,84	3,19	5,08	5,48	5,31	5,44	5,62	4,95	5,53	5,72	5,55	4,91	5,12	7,96
P ₂ O ₅	0,04	0,01	5,67	0,03	0,09	0,09	0,10	0,03	0,05	0,03	0,10	0,10	0,03	0,00	0,12
LOI	0,37	0,64	0,50	0,39	0,56	0,68	0,89	2,54	1,00	0,29	1,67	0,47	1,18	0,62	0,79
Total	97,27	97,39	98,68	97,94	98,83	98,83	97,77	98,05	98,11	97,03	97,89	98,94	98,85	97,10	98,91
El. Traços ppm	HAG 32	HAG 34	HAG 37	HAG 71	HAG 11	HAG 12	HAG 97	HAG 98	HAG 99	HAG 100	HAG 101	HAG 105	HAG 72	HAG 73	HAG 75
Ba	929	504	286	763	577	409	560	404	455	373	765	609	366	157	4469
Rb	296	301	171	311	333	341	342	310	358	317	369	324	359	389	210
Sr	227	167	193	193	147	121	142	105	107	160	151	161	107	41	1505
Nb	16	17	10	19	20	24	25	15	23	9	17	14	28	25	10
Zr	188	110	49	154	145	137	204	107	110	58	196	180	95	50	385
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Y	39	40	24	19	60	61	45	37	42	37	47	42	49	57	34
Cr	49	17	22	42	158	152	0	21	24	10	24	46	15	0	0
Ni	0	0	0	0	18	15	0	10	0	10	13	25	43	17	0
Th	47	40								15	56	50			
U	5	9								7	6	6			
K (%)	2	2	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3

Tabela 6.2 (Continuação):

Plúton Batateira- Alto Bonito																
Amostra-%	HAG 7	HAG 8A	HAG 13	HAG 14	HAG 15	HAG 16	HAG 17	HAG 19	HAG 20	HAG 21	HAG 86	HAG 87	HAG 89	HAG 93	HAG 94	HAG 95
SiO ₂	70,88	71,60	73,04	75,00	76,37	74,23	73,47	73,17	74,33	72,39	70,43	72,86	70,72	71,86	71,89	72,37
TiO ₂	0,27	0,23	0,12	0,11	0,04	0,18	0,24	0,26	0,17	0,09	0,39	0,22	0,23	0,19	0,26	0,29
Al ₂ O ₃	14,1	15,41	15,52	14,96	14,21	13,92	14,77	14,73	14,65	16,37	14,47	13,60	14,87	14,24	14,75	14,11
Fe ₂ O ₃	0,42	0,16	0,51	0,42	0,42	0,96	1,69	1,63	1,20	0,82	1,82	1,40	1,63	0,37	0,56	0,58
FeO	1,26	1,98	0,18	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,72	0,90	1,08
MnO	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03
MgO	0,43	0,47	0,31	0,31	0,17	0,41	0,44	0,49	0,32	0,23	0,45	0,35	0,38	0,33	0,44	0,45
CaO	0,93	1,96	0,87	0,46	0,93	1,11	0,97	0,86	0,65	0,27	0,91	1,06	1,07	0,48	0,78	0,67
Na ₂ O	3,68	4,47	3,15	3,18	3,97	2,72	3,01	2,87	3,52	2,33	3,14	2,60	2,48	1,77	2,42	2,29
K ₂ O	5,53	3,65	5,31	4,60	4,29	5,29	5,57	5,43	4,45	5,07	5,15	5,09	5,90	5,16	5,30	5,61
P ₂ O ₅	0,13	0,07	0,07	0,04	0,00	0,02	0,10	0,15	0,04	0,11	0,09	0,07	0,09	0,08	0,07	0,13
LOI	0,56	0,48	1,34	1,13	0,18	0,41	0,57	0,64	0,69	3,93	0,38	0,43	0,54	2,19	0,45	0,79
Total	98,33	100,70	100,42	100,53	100,59	99,25	100,85	100,26	100,06	101,62	97,26	97,91	97,93	97,46	97,94	98,49
El.men.ppm	HAG 7	HAG 8A	HAG 13	HAG 14	HAG 15	HAG 16	HAG 17	HAG 19	HAG 20	HAG 21	HAG 86	HAG 87	HAG 89	HAG 93	HAG 94	HAG 95
Ba	2	1724	1497	170	361	1256	998	386	191	58	1745	808	672	444	419	564
Rb	507	117	141	368	123	2	299	337	336	376	189	286	281	295	300	374
Sr	344	784	424	59	383	632	232	125	80	18	903	185	199	109	127	152
Nb	130	9	10	41	16	6	201	17	26	30	10	13	13	14	16	16
Zr	19	196	153	60	87	208	11	163	71	26	301	172	176	141	142	191
Ti	166	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Y	0	21	23	50	20	28	37	40	46	45	24	35	35	34	36	
Cr	61	140	105	133	166	155	130	143	114	121	0	0	10	0	29	0
Ni	96	12	14	11	15	19	10	6	10	12	10	0	17	0	79	0
Th	11											35			37	57
U												3			3	2
K (%)		2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Tabela 6.2 (Continuação):

	P. N. Barr.	Plúton Gameleira				Stocks Leucogran.		Dique	Mistura*		Biotita Granitos Médios a Grossos com Fácies Porfíricos				
Amostra-%	HAG 1	HAG 3	HAG 4	HAG 60	HAG 203	HAG 10	HAG 24	HAG 5a	HAG 8B	HAG 18	HAG 65	HAG 66	HAG 68	HAG 76	HAG 77
SiO ₂	70,46	71,10	70,98	73,37	70,86	71,78	73,28	70,85	57,73	59,01	72,30	72,14	70,27	74,11	67,93
TiO ₂	0,16	0,17	0,21	0,06	0,16	0,28	0,37	0,11	1,06	1,49	0,30	0,26	0,42	0,09	0,29
Al ₂ O ₃	14,23	14,44	14,45	15,01	1545,00	14,51	13,35	14,41	17,43	16,10	14,16	14,36	14,74	13,96	14,79
Fe ₂ O ₃	0,37	0,14	1,33	0,03	0,87	1,67	1,95	0,00	0,16	4,96	1,95	1,06	1,35	0,00	3,06
FeO	0,90	1,25	0,36	0,72	0,36	0,36	0,00	1,22	3,77	2,33	0,00	0,54	0,90	0,46	0,00
MnO	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,13	0,10	0,03	0,02	0,03	0,01	0,07
MgO	0,35	0,34	0,43	0,21	0,34	0,46	0,50	0,27	3,05	2,04	0,47	0,40	0,50	0,15	0,32
CaO	0,75	0,67	0,76	0,37	0,70	1,24	0,77	0,83	5,46	3,91	1,03	0,72	0,79	0,94	1,07
Na ₂ O	3,46	3,60	3,65	3,12	30,43	3,36	2,63	3,94	5,05	3,40	2,29	2,39	2,09	2,67	3,00
K ₂ O	5,41	5,08	4,97	4,46	4,95	5,41	5,82	5,76	1,75	4,35	5,68	5,52	5,63	4,48	6,56
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,13	0,13	0,11	0,09	0,06	0,09	0,24	0,70	0,12	0,08	0,08	0,00	0,05
LOI	0,83	0,90	0,78	0,76	0,72	0,45	0,40	0,78	0,84	0,60	0,63	0,74	1,29	0,34	0,38
Total	97,16	97,92	98,09	98,35	98,00	99,65	99,14	98,29	100,67	99,00	98,93	98,28	98,18	97,20	97,51
El.men.ppm	HAG 1	HAG 3	HAG 4	HAG 60	HAG 203	HAG 10	HAG 24	HAG 5a	HAG 8B	HAG 18	HAG 65	HAG 66	HAG 68	HAG 76	HAG 77
Ba	408	579	532	158	515	1.175	698	750	601	1.606	639	538	939	1.008	4.042
Rb	298	268	272	349	267	239	383	170	105	185	303	342	278	79	155
Sr	122	132	153	20	154	268	223	145	830	745	181	156	214	431	1.504
Nb	28	32	31	26	44	15	12	27	7	31	13	23	18	0	13
Zr	94	112	150	23	119	235	341	67	185	418	209	179	331	73	386
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0
Y	46	44	46	40	32	40	46	31	28	33	38	41	36	0	29
Cr	132	136	94	34	0	127	144	125	48	78	23	48	46	10	0
Ni	18	18	15	10	11	8	14	7	15	13	39	72	0	10	0
Th					28										
U					2										
K (%)	2	2	2	2	2	2	2	2	1	2	2	2	2	2	3

Tabela 6.2 (Continuação):

Granitos Porfíricos										Complexo Cabrobó			Ortognaisses (embassamento)		
Amostra-%	HAG 9	HAG 22	HAG 23	HAG 26	HAG 27	HAG 28	HAG 63	HAG 208	HAG 218	HAG 06	HAG 58	HAG 64	HAG 5	HAG 61	HAG 215
SiO ₂	68,68	72,38	73,11	68,74	72,94	72,71	72,63	66,60	72,58	62,34	61,61	81,61	70,38	61,80	63,63
TiO ₂	0,52	0,43	0,43	0,68	0,31	0,38	0,16	0,45	0,17	1,09	1,01	0,51	0,59	0,67	0,63
Al ₂ O ₃	16,15	14,35	14,23	15,16	14,77	14,21	14,46	16,48	14,89	14,40	15,30	9,90	12,81	17,18	14,77
Fe ₂ O ₃	1,89*	1,05	2,46	1,24	0,91	2,60	0,00	0,53	0,00	7,04	3,74	0,55	1,16	3,44	4,40
FeO	0,00	1,26	0,00	2,15	0,72	0,00	0,87	1,79	1,13	1,80	4,30	1,61	3,95	2,15	2,51
MnO	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02	0,15	0,08	0,00	0,08	0,20	0,14
MgO	1,24	0,69	0,70	0,53	0,54	0,97	0,33	0,85	0,33	2,72	2,94	0,17	0,45	0,55	2,05
CaO	1,75	1,31	1,23	1,79	1,23	0,86	0,90	1,63	0,53	2,18	2,20	0,01	1,83	1,20	1,43
Na ₂ O	4,17	3,63	3,41	3,42	3,32	3,02	2,34	2,86	2,54	2,81	2,50	0,00	2,45	4,32	2,13
K ₂ O	5,24	4,73	4,47	5,53	5,22	5,13	6,14	5,96	4,83	3,15	3,17	2,75	4,73	6,49	4,86
P ₂ O ₅	0,20	0,13	0,12	0,15	0,08	0,08	0,12	0,16	0,12	0,08	1,14	0,01	0,17	0,11	0,03
LOI	0,76	0,26	0,44	0,85	0,45	0,92	0,47	0,67	0,13	1,00	0,72	1,75	0,25	0,53	1,88
Total	100,62	100,25	100,64	100,29	100,50	100,92	98,43	98,17	98,24	98,75	98,13	99,03	99,29	98,82	98,68
El.men.ppm	HAG 9	HAG 22	HAG 23	HAG 26	HAG 27	HAG 28	HAG 63	HAG 208	HAG 218	HAG 06	HAG 58	HAG 64	HAG 5	HAG 61	HAG 215
Ba	1749	1237	1140	1519	1487	1832	893	2119	320	583	1141	811	1332	580	1866
Rb	174	184	184	175	183	171	151	169	340	103	156	82	123	91	146
Sr	1183	561	513	550	660	985	303	581	178	333	319	15	168	88	462
Nb	12	12	15	18	10	10	10	20	22	10	23	8	18	93	20
Zr	309	311	298	572	295	285	82	236	87	209	270	331	386	141	215
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
Y	33	28	25	29	25	22	22	26	38	36	42	17	51	26	29
Cr	93	152	118	89	147	158	38	0	54	216	105	62	104	0	19
Ni	12	15	12	17	32	23	174	9	401	38	13	0	9	0	51
Th									14		54	1			
U									2		2	6			
K (%)	2	2	2	2	2	2	3	2	2	1	1	1	2	3	2

Tabela 6.3 Resultados Analíticos de Elementos de Terras Raras (ETRs) de Amostras Representativas dos Plútons de Leucogranitos a duas-micas, dos Granitóides do 1º Grupo e de Rochas Supracrustais.

ETR- ppm	HAG 32	HAG 34	HAG 37	HAG 71	HAG 11	HAG 12	HAG 97	HAG 98	HAG 99	HAG 100	HAG 101	HAG 105	HAG 72	HAG 73	HAG 75
La	84,6	43,5			59,2	42,7				19,9	76,8	73,2			
Ce	155,0	84,2			118,0	88,2				42,2	158,0	150,0			
Pr	15,8	8,6			0,0	0,0				4,5	17,8	17,0			
Nd	49,8	28,2			41,9	33,1				15,3	60,9	58,5			
Sm	7,2	4,9			7,5	5,8				3,0	10,7	10,1			
Eu	0,9	0,7			0,7	0,5				0,5	0,9	0,9			
Gd	4,9	3,8			5,5	4,0				2,4	7,5	6,7			
Tb	0,7	0,5			0,0	0,0				0,3	1,0	0,8			
Dy	2,6	2,6			3,1	2,1				1,4	3,6	3,0			
Ho	0,5	0,5			0,5	0,4				0,2	0,6	0,5			
Er	1,3	1,4			1,2	0,9				0,6	1,5	1,4			
Tm	0,2	0,2			0,0	0,0				0,1	0,2	0,2			
Yb	1,4	1,6			1,1	0,8				0,6	1,4	1,3			
Lu	0,2	0,2			0,2	0,1				0,1	0,2	0,2			

ETR- ppm	HAG 7	HAG 8A	HAG 13	HAG 14	HAG 15	HAG 16	HAG 17	HAG 19	HAG 20	HAG 21	HAG 86	HAG 87	HAG 89	HAG 93	HAG 94	HAG 95
La	57,8					7,2		58,5				82,2			44,9	40,2
Ce	123					16,4		125,0				152,0			98,7	109,0
Pr	0					0,0		0,0				15,4			11,5	10,3
Nd	46,4					6,0		51,0				48,5			41,2	35,0
Sm	8,4					1,2		8,9				7,3			7,7	5,9
Eu	0,7					0,4		0,7				0,8			0,7	0,5
Gd	5,4					1,2		5,8				5,3			5,3	4,1
Tb	0					0,0		0,0				0,6			0,6	0,5
Dy	2,9					0,9		2,3				2,1			2,0	2,0
Ho	0,4					0,2		0,4				0,3			0,3	0,3
Er	1,2					0,4		0,8				0,8			0,6	0,9
Tm	0					0,0		0,0				0,1			0,1	0,1
Yb	1,1					0,6		0,8				0,8			0,6	0,9
Lu	0,2					0,2		0,1				0,1			0,1	0,1

Tabela 6.3 (Continuação):

ETR- ppm	HAG 1	HAG 3	HAG 4	HAG 60	HAG 203	HAG 10	HAG 24	HAG 5a	HAG 8B	HAG 18	HAG 65	HAG 66	HAG 68	HAG 76	HAG 77	HAG 81
La	31,5	37,3			49,6	96,0										
Ce	65,7	74,3			96,4	178,0										
Pr	0,0	0,0			9,7	0,0										
Nd	26,1	28,1			31,7	56,8										
Sm	5,0	4,7			5,7	7,8										
Eu	0,6	0,7			0,8	1,0										
Gd	2,9	2,8			3,9	4,9										
Tb	0,0	0,0			0,5	0,0										
Dy	1,0	1,1			1,7	2,1										
Ho	0,1	0,2			0,2	0,3										
Er	0,3	0,4			0,8	0,8										
Tm	0,0	0,0			0,1	0,0										
Yb	0,3	0,3			0,7	0,7										
Lu	0,1	0,1			0,1	0,1										

ETR- ppm	HAG 9	HAG 22	HAG 23	HAG 26	HAG 27	HAG 28	HAG 63	HAG 208	HAG 218	HAG 06	HAG 58	HAG 64	HAG 5	HAG 61	HAG 215
La						23,2			28,6	27,4	1,0	7,6			
Ce						71,1			65,4	54,7	208,0	16,4			
Pr						0,0			7,5	0,0	23,9	2,0			
Nd						20,2			25,4	24,2	84,7	7,4			
Sm						3,6			3,5	4,9	17,6	1,4			
Eu						1,0			0,5	1,4	2,2	0,4			
Gd						2,7			2,1	4,6	15,4	1,3			
Tb						0,0			0,3	0,0	2,3	0,2			
Dy						1,7			1,1	5,0	10,8	1,2			
Ho						0,3			0,2	1,1	1,9	0,3			
Er						0,8			0,4	3,0	4,5	0,8			
Tm						0,0			0,1	0,0	0,5	0,0			
Yb						0,7			0,4	3,1	2,6	10,0			
Lu						0,1			0,1	0,5	0,3	0,9			

CAPÍTULO 7- QUÍMICA MINERAL DOS LEUCOGRANITOS **A DUAS-MICAS**

7.1 INTRODUÇÃO

As análises de química mineral foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da USP (Universidade de São Paulo), em Lâminas delgadas com mineralogia estudada, bem como, as determinações foram efetuadas em minerais pré-estabelecidos. Foi utilizado o equipamento *Superprobe JXA-8600S* marca JEOL com sistema de automação acoplado *Voyager-ThermoNoran*. Os padrões analíticos utilizados neste trabalho são considerados no intervalo de confiança de 95%. Este laboratório é utilizado nas análises de imagens eletrônicas de varredura (SE, BSE), análises quantitativas e semi-quantitativas por espectroscopia de dispersão de energia (EDS) e de comprimentos de onda (WDS) e especialmente, para análises pontuais quantitativas por WDS de minerais e outros materiais sólidos.

Foram analisadas 05 (cinco) amostras representativas de leucogranitos a duas-micas: HAG-3 (+), HAG-4 (▽), HAG-11 (○), HAG-12 (◇) e HAG-19 (□), perfazendo um total de 33 (trinta e três) determinações químicas em biotitas, muscovitas, K-feldspatos e plagioclásios. As fórmulas estruturais dos minerais foram calculadas a partir do programa MINPET 2.02 (Richard, 1995).

O estudo da química mineral das biotitas permitiu estimar a natureza dos magmas que deram origem aos plútons Batateira-Alto Bonito (HAG-19), Chã Grande (HAG-11 e HAG-12) e Gameleira (HAG-3 e HAG-4), bem como seus possíveis ambientes tectônicos de formação, a partir dos diagramas de Abdel-Rahman (1994).

O estudo da química mineral das muscovitas permitiu identificar a filiação química da série granítica dos granitos estudados, enquanto a química mineral dos K-feldspatos e plagioclásios permitiu estimar a natureza de alguns processos petrogenéticos envolvidos na origem dos citados plútons.

7.2 BIOTITAS

Foram realizadas seis (6) análises pontuais em lamelas de biotitas de quatro amostras dos leucogranitos estudados (Tabela em anexo). Os resultados analíticos

foram recalculados na base de 24 oxigênios, pelo programa MINPET 2.02 (Richard, 1995).

Utilizando o diagrama classificatório para biotitas Al^{IV} versus $\#Fe(\#Fe = Fe/Fe+Mg)$, as biotitas dos leucogranitos estudados caem todas no campo das biotitas (Deer et al., 1992), conforme mostrado na **Figura 7.1**.

Abdel-Rahman (1994), estudando um banco de dados de análises de química mineral de elementos maiores de 325 biotitas, provenientes de várias localidades do mundo, observou que a composição das biotitas depende largamente da natureza do magma em que elas cristalizaram. Abdel-Rahman (1994) observou que as biotitas provenientes de suítes alcalinas anorogênicas (granitos tipo A) formadas em ambientes tectônicos extensionais (chamadas por ele biotitas A), as biotitas provenientes de suítes cálcio-alcalinas orogênicas (granitos tipo I) formadas em ambientes tectônicos de subducção (chamadas por ele biotitas C) e as biotitas provenientes de suítes peraluminosas (granitos colisionais e tipo S), formadas em ambientes tectônicos compressoriais (chamadas por ele biotitas P) mostram comportamento geoquímico característico de cada suíte.

Utilizando os diagramas classificatórios para biotitas de Abdel-Rahman (1994), as biotitas das amostras de Gameleira (HAG-3), Chã Grande (HAG-11 e HAG-12) e Batateira-Alto Bonito (HAG-19) caem no campo das séries graníticas peraluminosas (colisionais e tipo S), formadas em ambientes tectônicos compressoriais (**Figuras 7.2 a 7.5**).

Utilizando diagramas binários e ternários baseados nos teores de Al_2O_3 , FeO e MgO, é possível se fazer algumas inferências:

a) No espaço FeO-MgO- Al_2O_3 as biotitas A são claramente enriquecidas em Fe em relação às biotitas C e P, e estão associadas mineralogicamente a anfibólios alcalinos e/ou piroxênios alcalinos e/ou faialitas (olivinas ferríferas). As biotitas C são moderadamente enriquecidas em Mg em relação às biotitas A e P, e estão associadas mineralogicamente a anfibólios cálcicos e/ou piroxênios cálcicos. As biotitas P são claramente enriquecidas em Al de composição siderofílica em relação às biotitas A e C, e mineralogicamente estão associadas a muscovita e/ou diversos aluminossilicatos como granada, cordierita e andalusita.

b) No espaço FeO- Al_2O_3 não há superposição entre as biotitas A e C, porém algumas vezes há entre as biotitas C e P. Biotitas A exibem um *trend* geral de empobrecimento em Al_2O_3 com o enriquecimento gradual em FeO. O diagrama

sugere que esta feição é produzida pela substituição $2\text{Al} \leftrightarrow 3\text{Fe}^{+2}$ no sítio octaédrico, comum em maciços alcalinos.

c) No espaço $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ não há superposição entre as biotitas A e C ou A e P, mas algumas vezes há entre as biotitas C e P. Biotitas C e P exibem ambas um trend geral de enriquecimento gradual em MgO com o empobrecimento em Al_2O_3 . O diagrama sugere que, em ambos os casos, esta correlação negativa é causada pela substituição $3\text{Mg} \leftrightarrow \text{Al}$.

d) No espaço FeO-MgO , as biotitas C são moderadamente enriquecidas em Mg e exibem um estreito *trend* negativo, mas algumas amostras mais ricas em ferro projetam-se no campo A. Biotitas P projetam-se abaixo do *trend* geral com a separação dos campos C e P, isto porque são empobrecidas em MgO com relação às biotitas C, embora exibam conteúdos similares de FeO . O *trend* bem definido reflete o fato de que a substituição $\text{FeO} \leftrightarrow \text{MgO}$ governa a composição da biotita para ambos os casos.

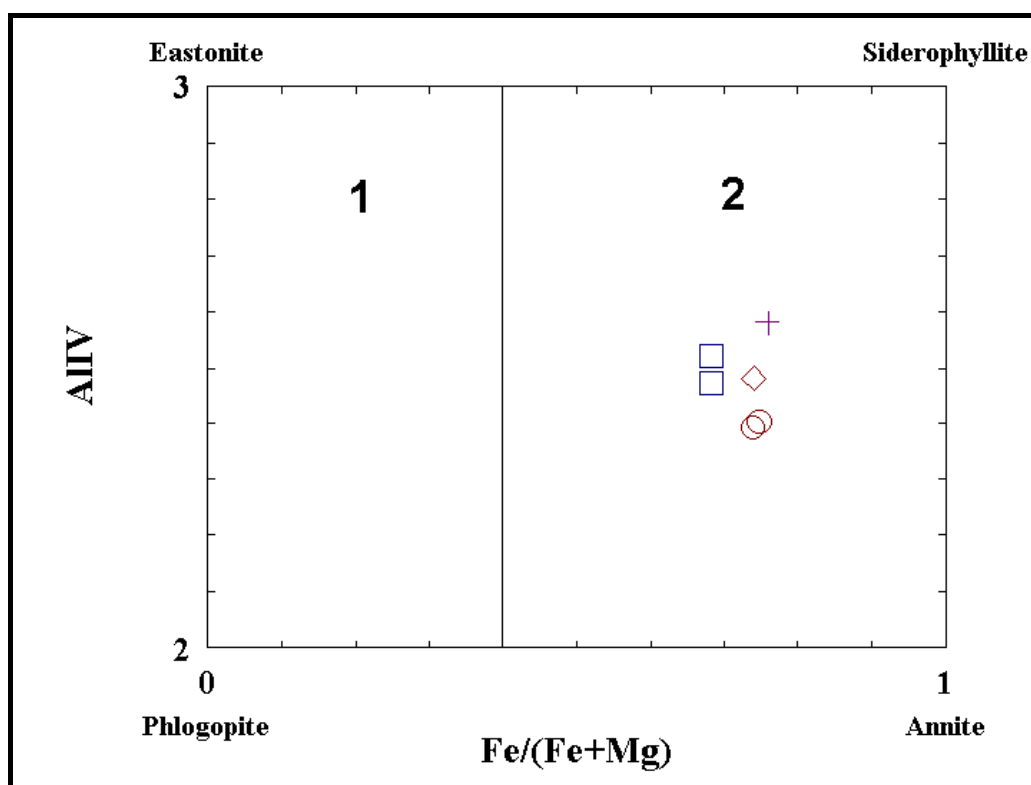


Figura 7.1 Diagrama classificatório para biotitas Al^{IV} versus $\# \text{Fe}$ ($\# \text{Fe} = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$), segundo Deer et al. (1992). **Simbologia:** 1- Campo das Flogopitas, 2- Campo das Biotitas. Amostras de leucogranitos a duas-micas:

Plúton Batateira: HAG-19 ($\square$); HAG-4 (∇); Plúton Chã Grande: HAG-11 ($\circ$), HAG-12 ($\diamond$), e Plúton Gameleira: HAG-3 (+).

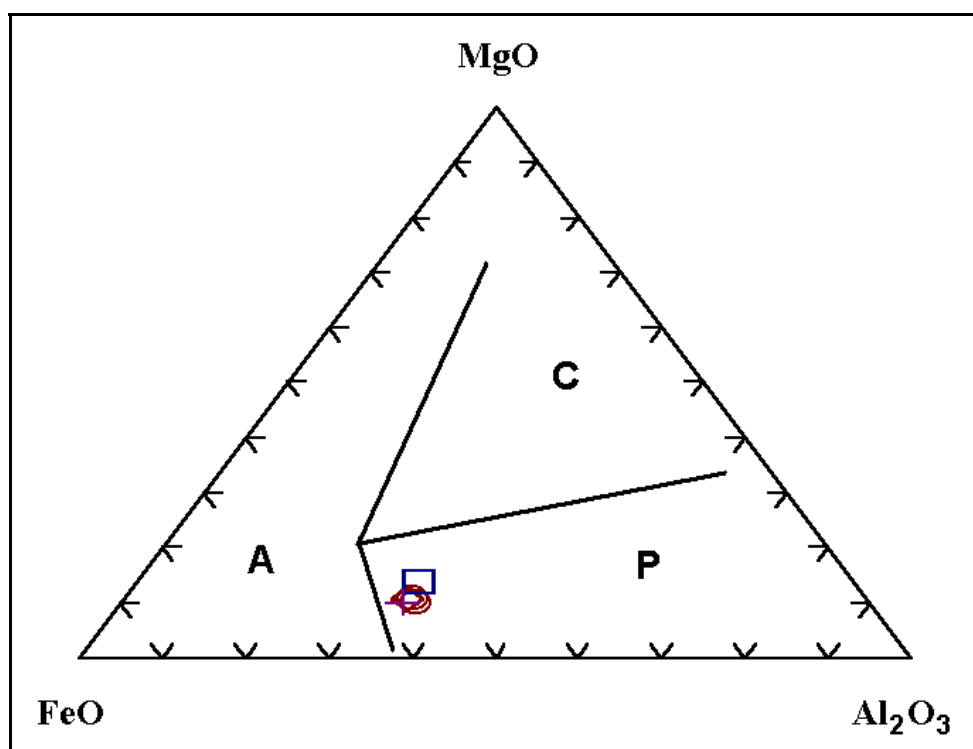


Figura 7.2 Diagrama FeO-MgO-Al₂O₃ (Abdel-Rahman, 1994) para classificação das suítes magmáticas a partir da química das biotitas. **Simbologia:** P (Suíte Peraluminosa), A (Suíte Alcalina) e C (Suíte Cálcio-alcalina). As amostras de leucogranitos a duas-micas plotam no campo de suíte peraluminosa: Plúton Batateira: HAG-19 (□) HAG-4 (▼); Plúton Chã Grande: HAG-11 (○), HAG-12 (◇), e Plúton Gameleira: HAG-3 (+).

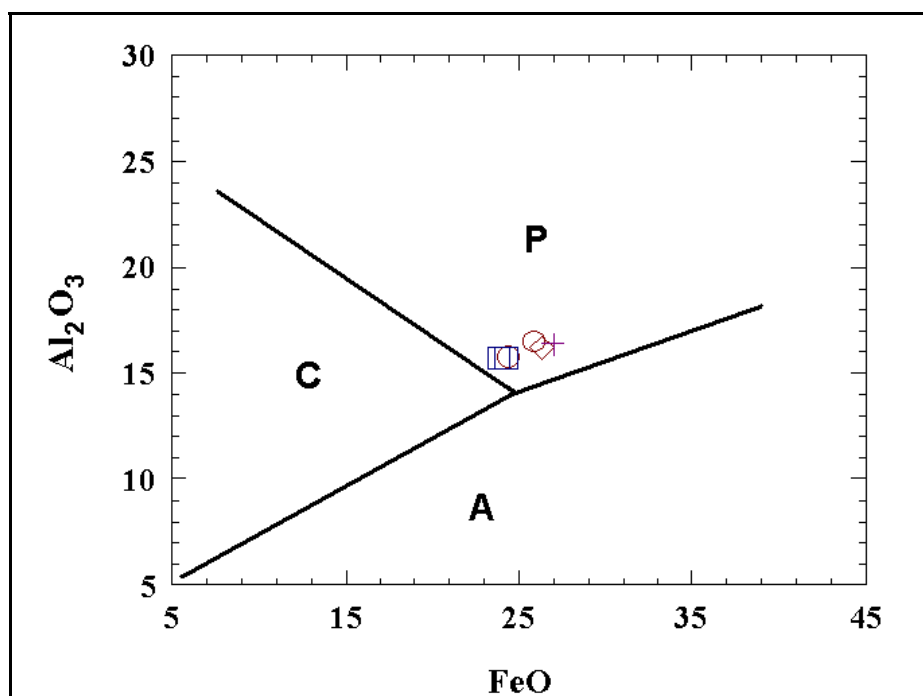


Figura 7.3 Diagrama Al₂O₃-FeO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação das suítes magmáticas a partir da química das biotitas. **Simbologia:** P (Suíte Peraluminosa), A (Suíte Alcalina) e C (Suíte Cálcio-alcalina). Amostras de leucogranitos: Plúton Batateira: HAG-19 (□); Plúton Chã Grande: HAG-11 (○), HAG-12 (◇), e Plúton Gameleira: HAG-3 (+), HAG-4 (▼).

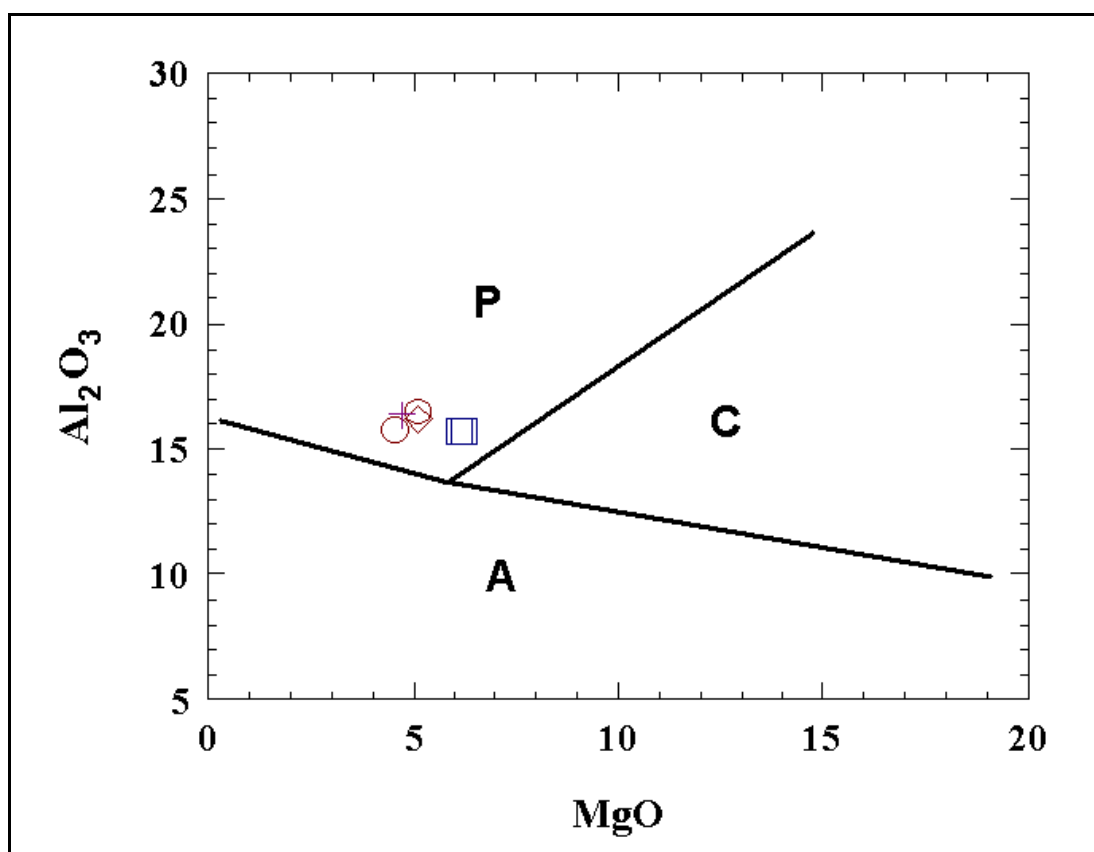


Figura 7.4 Diagrama Al_2O_3 - MgO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação das suítes magmáticas a partir da química das biotitas. **Simbologia:** P (Suíte Peraluminosa), A (Suíte Alcalina) e C (Suíte Cálcio-alcalina).

As amostras de leucogranitos a duas-micas plotam no campo da suíte peraluminosa: Plúton Batateira: HAG-19 (□); Plúton Chã Grande: HAG-11 (○), HAG-12 (◇), e Plúton Gameleira: HAG-3 (+), HAG-4 (▽)

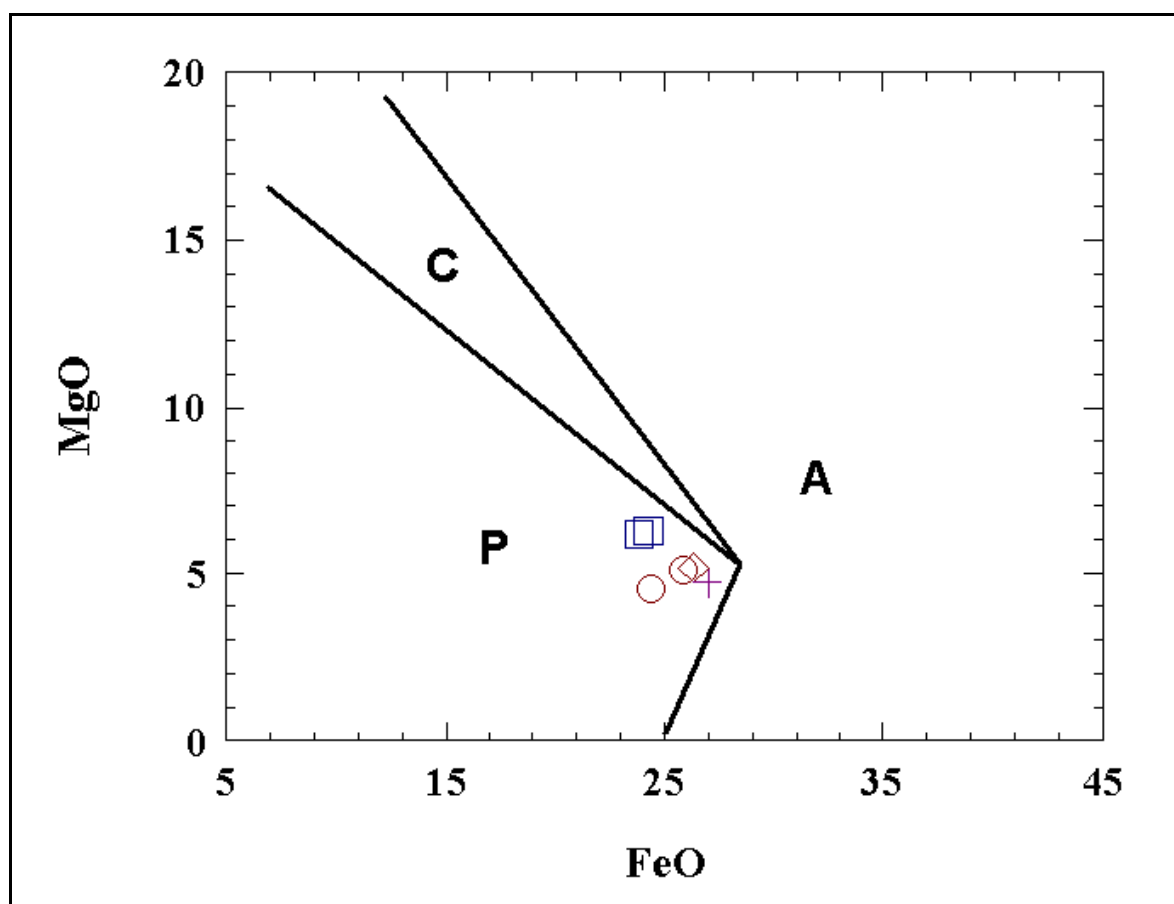


Figura 7.5 Diagrama MgO-FeO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação das suítes magmáticas a partir da química das biotitas. **Simbologia:** P (Suíte Peraluminosa), A (Suíte Alcalina) e C (Suíte Cálcio-alcálica).

As amostras de leucogranitos a duas-micas plotam no campo da suíte peraluminosa: Plúton Batateira: HAG-19 (□); Plúton Chã Grande: HAG-11 (○), HAG-12 (◇), e Plúton Gameleira: HAG-3 (+), HAG-4 (▽).

7.2 MUSCOVITAS

Foram realizadas sete (7) análises pontuais em lamelas de muscovitas das cinco amostras dos leucogranitos estudados (Tabela em anexo). Os resultados analíticos foram recalculados na base de 24 oxigênios, pelo programa MINPET 2.02 (Richard, 1995).

Utilizando o diagrama classificatório para micas di-octaédricas, as micas dos leucogranitos estudados caem todas no campo 1 (muscovitas) (Deer et al., 1992), conforme mostrado na **Figura 7.6**:

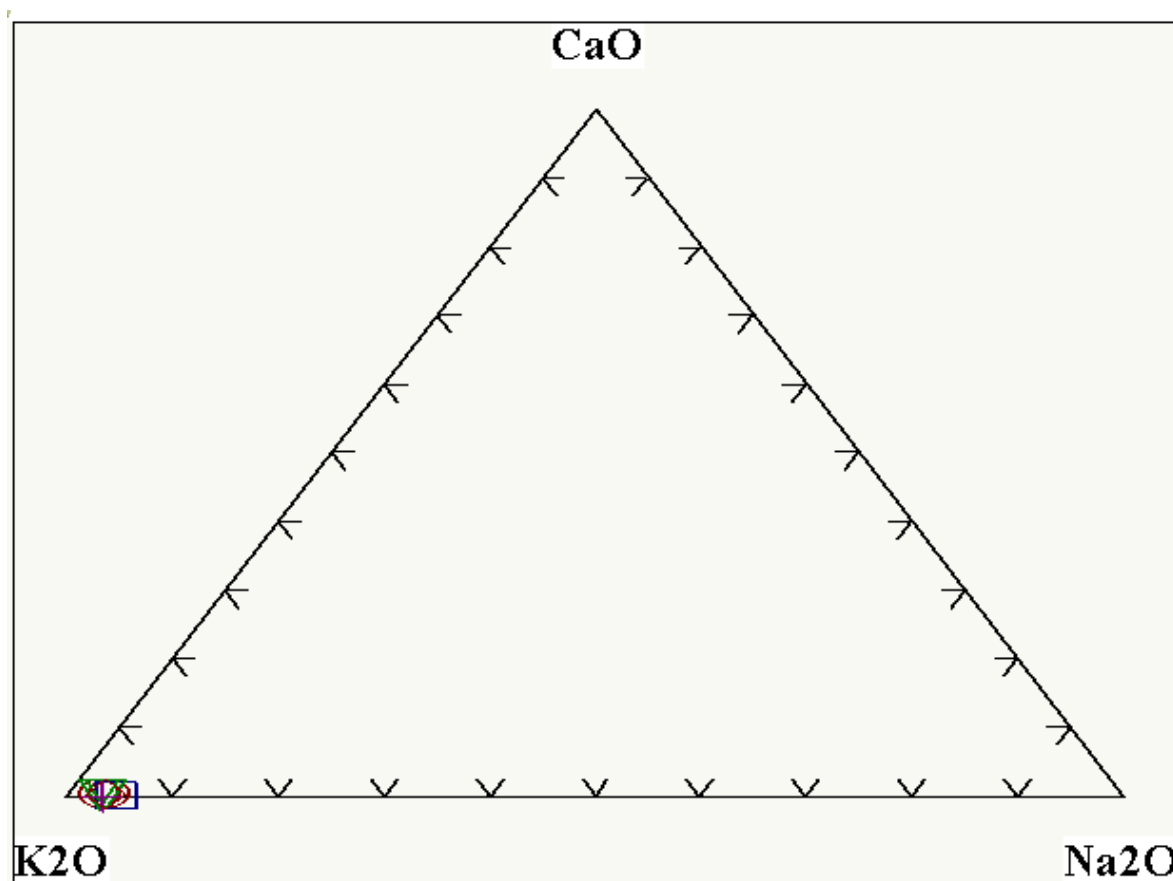


Figura 7.6 Diagrama K_2O - CaO - Na_2O (baseado em Deer et al., 1992) para classificação das micas di-octaédricas dos leucogranitos a duas-micas dos plútons estudados. Plúton Batateira: HAG-19 (□); Plúton Chã Grande: HAG-11 (○), HAG-12 (◇) e plúton Gameleira: HAG-3 (+), HAG-4 (▽).

7.3 K-FELDSPATOS

Foram realizadas treze (13) análises pontuais em cristais de K-feldspato das cinco amostras dos leucogranitos estudados (Tabela em anexo). Os resultados analíticos foram recalculados na base de 32 oxigênios, pelo programa MINPET 2.02 (Richard, 1995).

Utilizando o diagrama classificatório para feldspatos Ab-An-Or, as análises de K-feldspato dos leucogranitos mostram os resultados, apresentados na **Figura 7.7**.

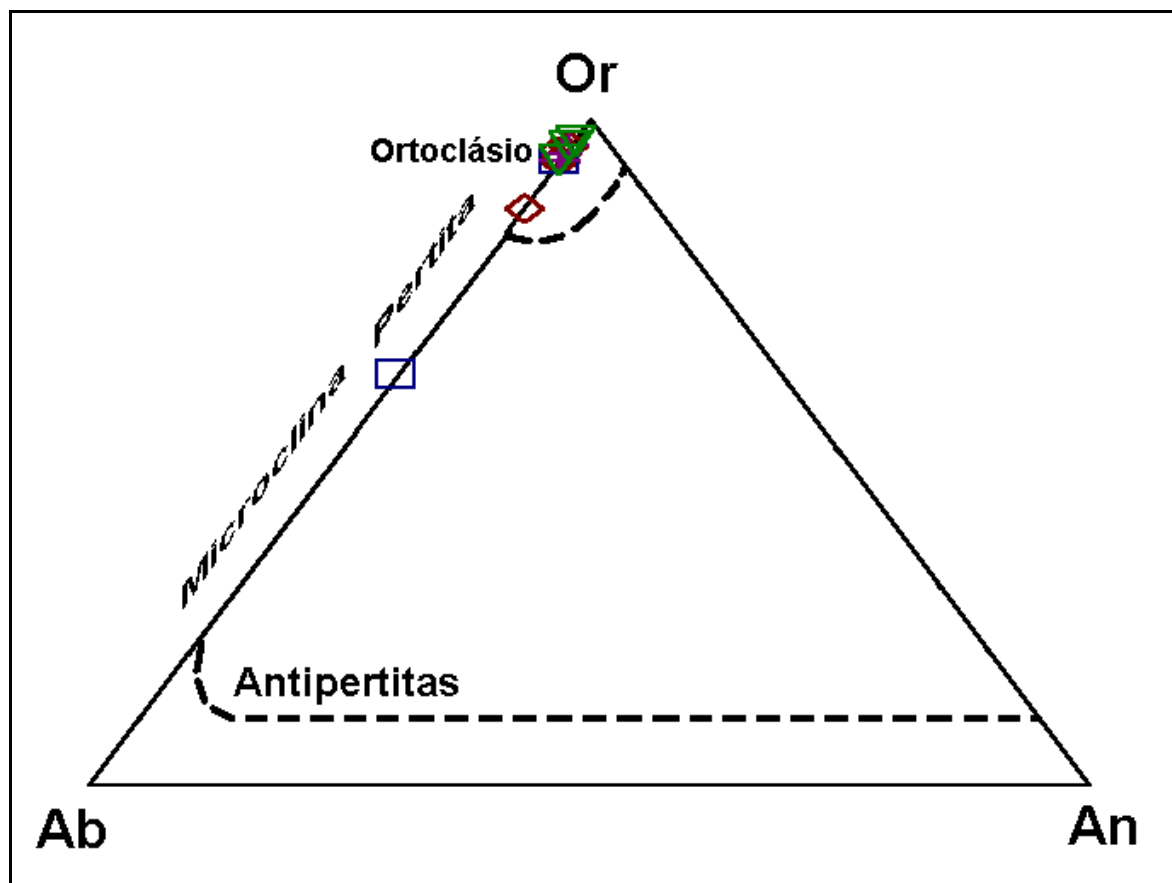


Figura 7.7 Diagrama classificatório para feldspatos Ab-An-Or, para as análises de K-feldspato dos leucogranitos estudados. As amostras dos K-feldspatos mostram que os leucogranitos variam de microclina pertita até ortoclásio.

Plúton Batateira: HAG-19 (□); Plúton Chã Grande: HAG-11 (○), HAG-12 (◇), e Plúton Gameleira: HAG-3 (+), HAG-4 (▽).

Os K-feldspatos do plúton Gameleira (HAG-3 e HAG-4) são ortoclásios sem zonação da borda para o núcleo, sugerindo processos de cristalização em equilíbrio na origem deste plúton; do mesmo modo no caso do plúton Chã Grande (HAG-11 e HAG-12) são igualmente ortoclásios sem zonação e uma só análise cai próxima ao campo das pertitas. Os K-feldspatos de Batateira-Bonito (HAG-19) mostram zonação núcleo-borda variando de ortoclásio (núcleo) para microclina (borda), sugerindo re-equilíbrio com diminuição da temperatura durante a ascensão do plúton.

7.4 PLAGIOCLÁSIOS

Foram realizadas sete (7) análises pontuais em cristais de plagioclásio de quatro amostras dos leucogranitos estudados (Tabela em anexo). Os resultados

analíticos foram recalculados na base de 32 oxigênios, pelo programa MINPET 2.02 (Richard, 1995).

Utilizando o diagrama classificatório para feldspatos Ab-An-Or, as análises de plagioclásio dos leucogranitos estudados mostram os resultados, conforme visto na **Figura 7.8:**

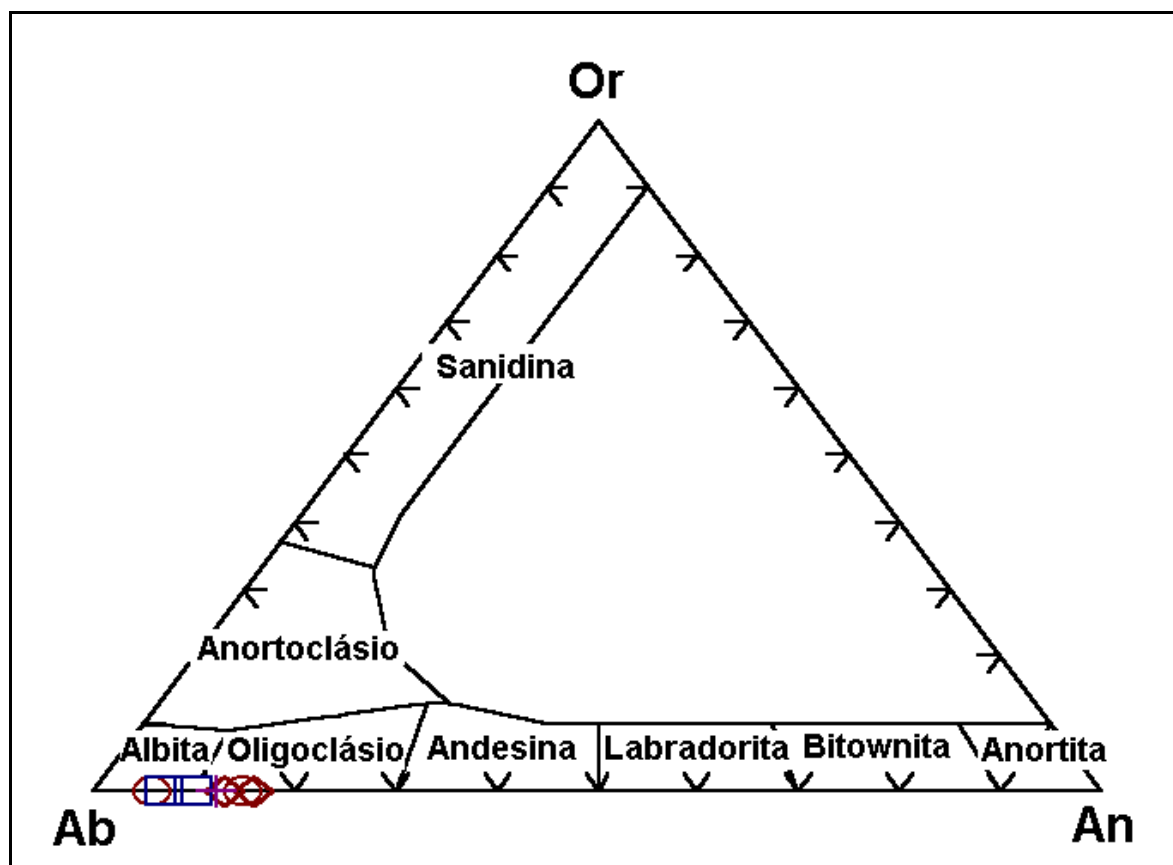


Figura 7.8: Diagrama classificatório para feldspatos Ab-An-Or, para as análises de plagioclásio em amostras de leucogranitos dos plútons estudados, os plagioclásio compreendem albíta e oligoclásio.

Plúton Batateira: HAG-19 (□); Plúton Chã Grande: HAG-11 (○), HAG-12 (◇), e Plúton Gameleira: HAG-3 (+), HAG-4 (▽).

Uma só análise de plagioclásios do plúton Gameleira (HAG-3) exibiu composição oligoclásio, os plagioclásios do plúton Chã Grande (HAG-11 e HAG-12) são igualmente oligoclásios praticamente sem zonação e uma só análise (de borda) cai no campo da albíta. Os plagioclásios de Batateira (HAG-19) mostram composição albíta, sem zonação núcleo-borda.

CAPÍTULO 8 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

Estudos isotópicos foram realizados em amostras de rochas pertencentes ao *stock* de leucogranito a duas-micas, situado ao NW da cidade de Bonito: HAG-24, em amostras do plúton Batateira: HAG- 13, 15, 16 e 17; e ainda em amostras híbridas das bordas sul e norte mesmo plúton: HAG- 8B e 18, próximas ao contato do plúton com as encaixantes, e ainda 4 amostras de granitóide porfíricos: HAG-22, 23, 26 e 28. Estes estudos compreendem análises de isótopos radiogênicos (Rb-Sr e Sm-Nd) e análises de isótopos estáveis (δO^{18}).

A análise geocronológica pelo método U-Pb em zircão para um termo máfico (diorito) de amostra coletada a sul da cidade de Pombos, na borda norte do Plúton de Chã Grande, obtida por Silva Filho (2001), forneceu uma idade de $601,3 \pm 3$ Ma (MSWD = 0,2), compatível com o auge do Ciclo Orogenético Brasileiro.

A partir dos dados isotópicos fornecidos pelo Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (Laboratório de Geocronologia), obtidos pelo Professor Márcio Pimentel, foram calculados parâmetros importantes como ϵ_{Sr} iniciais, ϵ_{Nd} iniciais, Idade Modelo Sm-Nd (T_{DM}), Sr^{87}/Sr^{86}_i e δO^{18} .

Estes parâmetros, bem como as análises isotópicas de isótopos estáveis e radiogênicos, são mostrados nas **Tabelas 8.1, 8.2 e 8.3**.

Tabela 8.1 Análises Isotópicas obtidas pelo método Rb-Sr para Leucogranitos peraluminosos a duas-micas do Plúton Batateira e do *Stock* a NW de Bonito.

Amostras	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb⁸⁷/Sr⁸⁶	Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ hoje	Sr⁸⁷/Sr⁸⁶_i (600 M.a.)	ϵ_{Sr} i (600 M.a.)
HAG-15	123	383	0,92963	0,71276	0,70481	+14,40
HAG-16	218	632	0,99845	0,71244	0,70390	+1,48
HAG-17	998	299	9,69752	0,75018	0,66720	-519,87
HAG-24	184	513	1,03921	0,72209	0,71320	+133,64

Tabela 8.2 Análises Isotópicas obtidas pelo Método Sm-Nd para Leucogranitos a duas-micas do Plúton Batateira e do Stock a NW de Bonito.

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm ¹⁴⁷ / Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴ Hoje	Nd ¹⁴³ / Nd ¹⁴⁴ _i	ε _{Nd} Hoje	ε _{Nd} inicial (600 Ma)	T _{DM} (M. a)
HAG-15	2,606	13,787	0,1142	0,512063	0,511614	-11,18	-4,86	1,49
HAG-16	1,024	4,729	0,1309	0,512158	0,5511643	-9,32	-4,28	1,61
HAG-17	9,021	64,390	0,0847	0,511280	0,510947	-26,45	-17,89	2,07
HAG-18	191,142	1135,007	0,1018	0,511560	0,511160	-20,99	-13,73	2,01
HAG-24	5,017	38,771	0,0782	0,511545	0,511238	-21,28	-12,21	1,67

Tabela 8.3 Análises Isotópicas δO¹⁸ em zircões de Leucogranitos a duas micas do Plúton Batateira (HAG-8B, 13, 16 e 18) do Stock a NW de Bonito (HAG-24) e de Granitóides porfíricos (HAG-22, 23, 26 e 28) da área de pesquisa.

Amostras	MG	δO ¹⁸	SiO ₂ (%)	δO ¹⁸ magma
HAG-8B	2,80	6,58	57,73	7,74
HAG-13	2,97	7,34	73,04	9,40
HAG-16	2,70	6,79	74,23	8,92
HAG-18	2,74	6,97	59,01	8,21
HAG-22	2,73	6,76	72,38	8,79
HAG-23	2,75	8,03	73,11	-
HAG-24	3,30	7,43	73,28	9,51
HAG-26	3,12	7,17	68,74	8,98
HAG-28	2,68	8,13	72,71	10,17

Os valores obtidos para o δO¹⁸ do magma foram calculados pelo método de Valley et al., (1994), o qual afirma que os valores acima de 9 ‰ indicam semelhança aos granitos tipo-I de Chappell & White (1974), enquanto valores menores que 9 ‰ são condizentes com os granitos tipo-S daqueles autores.

Os resultados das análises de Rb-Sr mostram que as rochas analisadas exibem valores de ε_{Sr} iniciais positivos (exceto na amostra HAG-17), sugerindo componente crustal no protólito das mesmas; a citada amostra apresenta em lâmina delgada evidência de contaminação magmática.

As amostras de leucogranitos a duas micas do Plúton de Batateira (HAG-15 e HAG-16) mostram valores de ε_{Sr} iniciais de 14,40 e 1,48, e razões iniciais Sr⁸⁷/Sr⁸⁶

menores que 0,705, indicando forte componente mantélico, enquanto o δO^{18} na amostra HAH-16 apresenta valor de 9,40 portanto semelhantes aos granitos tipo-I de Chappell & White (1974).

Verificou-se de um *stock* de leucogranito a duas-micas que mostra características condizentes com os granitos tipo-I de Chappell & White (1974), como δO^{18} maior que 9 ‰, enquanto o valor da razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,71 desta amostra HAG-24 é compatível com a presença de componente crustal na fonte.

Os resultados das análises de Rb-Sr e Sm-Nd mostram que as rochas do Plúton Batateira (HAG-15 e HAG-16) e do *stock* leucocrático HAG-24 apresentam assinaturas isotópicas distintas, refletindo fontes distintas (ver Diagrama ϵ_{Nd} versus ϵ_{Sr} iniciais), ou seja, são magmas diferentes, não relacionados entre si.

Com relação aos dados Sm-Nd, as rochas de ambas intrusões (Plúton Batateira e *stock* HAG-24) exibem valores de ϵ_{Nd} iniciais negativos, sugerindo contribuição de crosta superior e inferior na fonte, o que confirma as observações feitas a partir dos dados Rb-Sr.

Os leucogranitos do Plúton Batateira mostram valores de ϵ_{Nd} iniciais variando de -4.2 a -4.8, e Idades Modelos T_{DM} variando de 1,49 a 1.61 G.a., sugerindo um protólito misto envolvendo crosta Paleoproterozóica com forte componente juvenil Mesoproterozóico (Cariris Velhos) ou Neoproterozóico (Brasiliano).

Uma amostra do *stock* de leucogranito (HAG-24) mostra valor de ϵ_{Nd} inicial de -12.2 e Idade Modelo T_{DM} de 1,67 G.a. compatível com um protólito misto envolvendo fusão de crosta Paleoproterozóica e magma juvenil Meso ou Neoproterozóico, similar ao Plúton Batateira.

Os dados isotópicos Rb/Sr e Sm/Nd de duas amostras granitóides Batateira (HAG-15 e HAG-16) e uma do *stock* de leucogranito situado a NW de Bonito HAG-24, projetados no diagrama ϵ_{Sr} inicial vs ϵ_{Nd} inicial (Harmon et al., 1984), sugerem que os protólitos destas rochas provêm de diferentes componentes da crosta, sendo os dois primeiros geneticamente relacionados a componentes metaígneos semelhantes a granitos tipo-I (HAG-15 e HAG-16), são enquanto o último corresponde a componentes metassedimentares semelhantes a granitos-tipo S (HAG-24). As amostras HAG-17 e HAG-18 não puderam ser representadas no diagrama, pois HAG-17 mostrou ϵ_{Sr} inicial fortemente negativo (-519,87) e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} menor que 0.703, sugerindo componente mantélico na fonte (granito

tipo M ou H: híbrido); a amostra HAG-18 apresenta evidência de mistura de magmas e não possuem dados isotópicos Rb-Sr, apenas Sm-Nd.

Os granitóides HAG-17 e HAG-18 mostram valores de ϵ_{Nd} iniciais variando de -13 a -17, e Idades Modelos T_{DM} variando de 2.01 a 2.07 G.a., sugerindo um protólito relacionado à crosta Paleoproterozóica, possivelmente extraído durante a Orogênese Transamazônica.

Um dado isotópico proveniente de ortogneisses tonalíticos do litotipo encaixante dos leucogranitos a duas-micas pesquisados mostrou os seguintes valores (comunicação pessoal do professor Adejardo da Silva Filho,): ϵ_{Nd} inicial de -14.6 (para $T = 600$ M.a.) e Idade Modelo T_{DM} de 2.65 G.a., sugerindo um protólito pré-Transamazônico, pré-Paleoproterozóico, possivelmente Arqueano.

Segundo o modelo do orógeno intracontinental proposto por Neves (2000) e Mariano et al., (2001) para a Província Borborema; podemos sugerir que as diferentes assinaturas isotópicas destes leucogranitos a duas micas podem significar que os reservatórios isotópicos de cada tipo granítico sejam diferentes; pelo menos três tipos foram identificados, a partir dos dados isotópicos restritos, apenas amostras do plúton Batateira e um *stock* situado a NE daquele plúton: um tipo-I mantélico: HAG-15 e HAG-16, um tipo híbrido com componentes isotópicos mantélico e crustal; HAG-17 e HAG-18, e um tipo-S metassedimentar: HAG-24. Os protólitos originais estariam situados a diferentes profundidades de uma crosta continental zonada, como pode ser observado no diagrama ϵ_{Sr} inicial vs ϵ_{Nd} inicial (**Figura 8.1**), sendo o reservatório menos radiogênico aquele originado de fusão parcial de crosta mais jovem, enquanto o reservatório mais radiogênico teria sido originado na fusão parcial de uma crosta mais antiga. Esta variabilidade isotópica dos reservatórios também pode ser vista no diagrama ϵ_{Nd} vs Tempo (**Figura 8.2**).

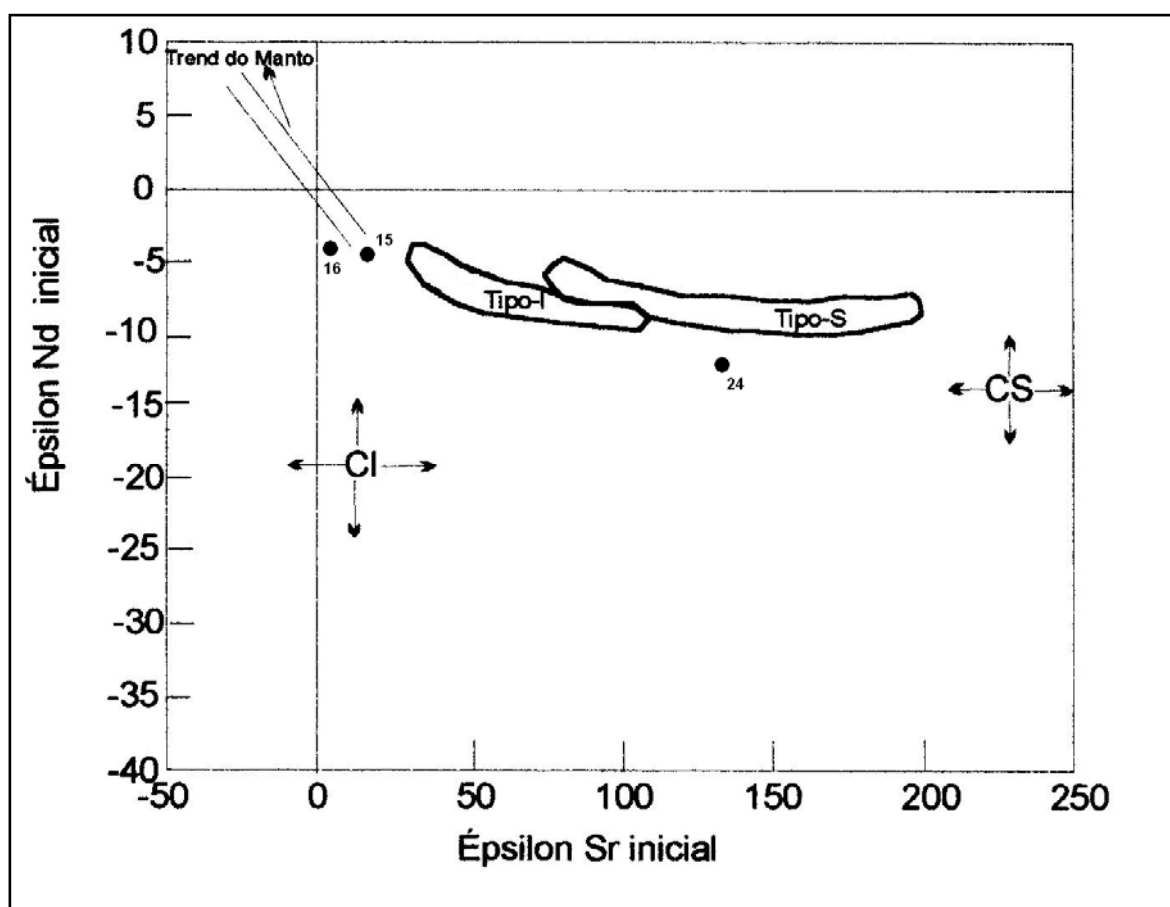


Figura 8.1: Diagrama discriminante para Granitos tipo I e tipo S (modificado de Harmon et al., 1984), utilizando os valores de ϵ_{Sr} inicial versus ϵ_{Nd} inicial, para leucogranitos da área pesquisada (Plúton Batateira e *stock* de leucogranito).

Legenda: CI: Crosta Inferior, CS: Crosta Superior.

Examinando o modelo dos terrenos tectono-estratigráficos distintos (Santos, 1996, 1998, 2001); pode-se levantar uma explicação possível para esta diversidade isotópica na área de pesquisa de modo a gerar os diversos tipos de leucogranitos peraluminosos a duas micas na área, os mesmos estariam relacionados apenas à colisão Brasileira. Em um grande plúton como é o caso do Batateira, os diferentes pulsos que contribuíram para sua evolução foram gerados em diferentes profundidades e incorporaram materiais retrabalhado dos ciclos orogenéticos anteriores.

Mariano et al. (2000 e 2001) contestam o modelo dos terrenos tectono-estratigráficos de Santos (1996, 1998) para a Província Borborema argumentando que os enclaves máficos dioríticos a quartzo-dioríticos presentes em diversos plútons cálcio-alcalinos de alto-K (correspondentes aos granitóides do 1º grupo da

área desta Tese), espalhados por diversas regiões da Província Borborema possuem características geoquímicas e isotópicas muito restritas (altas razões LREE/ HREE, enriquecimento em LILE, Épsilon Nd₆₀₀ entre -7 e -16 e T_{DMs} entre 1.7 e 2.0 Ga), caracterizando um manto litosférico continental enriquecido permeando grande parte da Província Borborema desde o Transamazônico. Aqueles valores são diferentes dos que foram obtidos nesta pesquisa para as amostras de leucogranitos a duas micas, com valores de Épsilon Nd₆₀₀ entre -4,28 e -17,89 e T_{DMs} de 1.49 e 2.07 Ga.

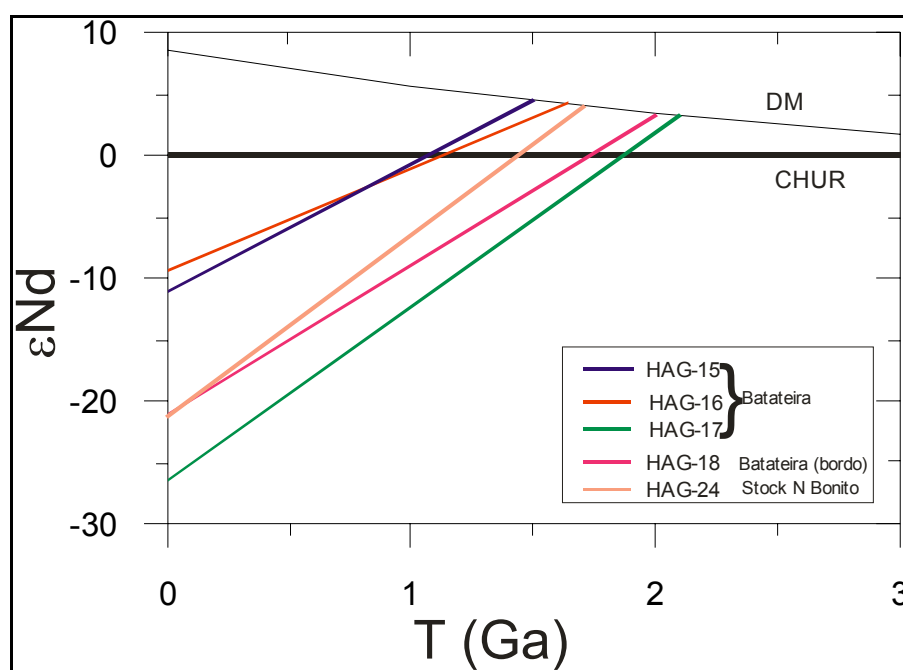


Figura 8.2: Diagrama ϵNd versus T (Ga) (De Paolo, 1988) para Granitóides peraluminosos do Plúton Batateira e o Stock de leucogranito a NW de Bonito.

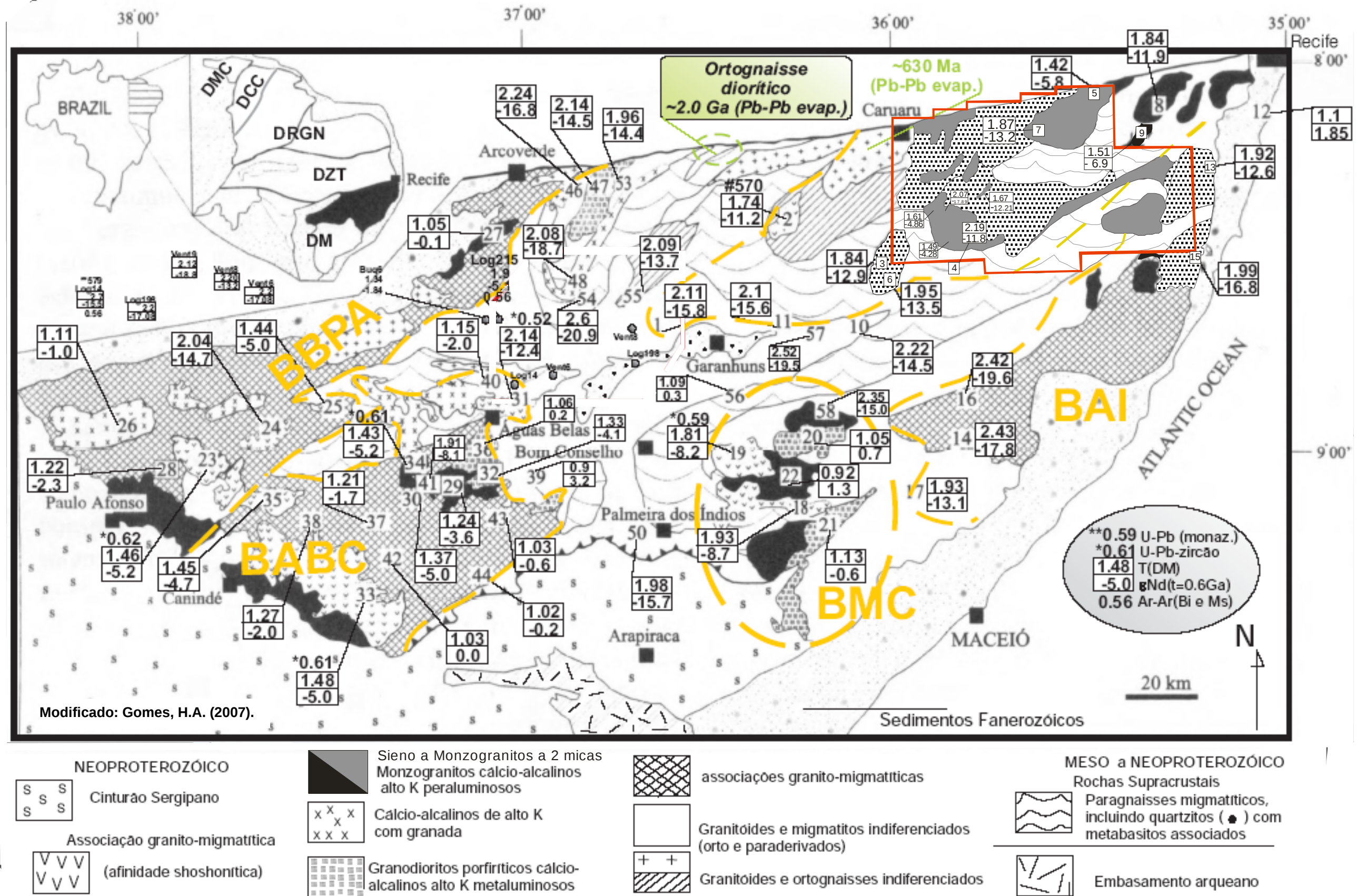
Legenda: Linha azul: HAG-15; Linha laranja: HAG-16; Linha verde: HAG-17; Linha vermelha: HAG-18; Linha rosa: HAG-24.

Com finalidade de fornecer uma ampla visão das análises isotópicas obtidas anteriormente por outros autores e aquelas obtidas nesta Tese, apresentamos a **Tabela 8.4**, baseada nos dados de análises isotópicas Sm/Nd obtidos por Silva Filho et al. (2002) e sistematizados por Osako (2005), na qual anexamos os dados obtidos nesta Tese.

Tabela 8.4 Síntese do conhecimento litológico e de geoquímica Isotópica dos granitóides do DPEAL, segundo Silva Filho et al. (2002), acrescido de dados obtidos nesta Tese. **Legenda:** Idades $T_{(DM)}$ em Ga, **et** calculado para 600 Ma. Bt (biotita), Mc (Muscovita), Hb (hornblenda), Cpx (clino-piroxênio).

BATÓLITO	Composição Modal	Litogeoquímica	(ϵNd)Tdm	Idade de Cristalização
GARANHUNS	Monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato granitos a Bt e Mc	Peraluminosos	2.22 (et=-14,5) a 1.72 Ga	----
	Dioritos a quartzosienitos a Hb e Cpx	Metaluminosos, Shoshoníticos localmente	1.51 a 1.1 Ga (et=-5,8)	570±25 Ma (Rb-Sr)
IPOJUCA-ATALAIA	Sienogranitos a álcali-feldspatogranitos e Bt e Mc	Cálcio-alcálinos Alto potássio Peraluminosos	2.43 (et=-17,8) a 1.92 Ga	---
	Monzo a sienogranitos a Bi e Hb	Cálcio-alcálinos metaluminosos	1.1 Ga (et=-1,85)	---
MARIMBONDO-CORRENTES	Granodioritos a sienogranitos a Bt	Peraluminosos		---
	Quartzo dioritos a Hb e sienogranitos a sienitos a Hb e Cpx	Metaluminosos Shoshoníticos	1.93 (et=-8,7) a 1.81 e 1.13 a 0.92 Ga (et=1,3)	590±? Ma (U-Pb em zircão)
BUIQUE-PAULO AFONSO	Monzogranitos a granodioritos a Bt Sienogranitos a sienitos a Gm, Bt e Mc	Cálcio-alcálico Alto potássio Meta a peraluminosos	2.04 Ga (et=-9,3)	---
	Monzogranitos a Hb Quartzo sienitos, sienogranitos e sienitos a Hb e Cpx	Metaluminosos Shoshoníticos	1.46 a 1.05 Ga (et=-0,1)	624 ± 5 Ma (U-Pb em zircão)
ÁGUAS BELAS - CANINDÉ	Sienogranitos a Bt e Mc	Peraluminosos	2.24 (et=-14,5) a 2.08 Ga	---
	Sienogranitos a sienitos a Hb e Cpx dioritos a granodioritos porfíricos a Hb e Bt	Metaluminosos	1.48 a 0.9 Ga (et=3,2)	613 ± 8 Ma, 616 ± 4 Ma e 528 ± 4 Ma (U-Pb em zircão) 580 Ma (Rb-Sr)
BATÓLITO BONITO-GAMELEIRA: PLÚTON BATATEIRA	Mc-Bt Sieno a Monzogranito	Peraluminoso	1,49 (Et= -4,28) 1,61 (Et= -4,86) 2,07(Et=-17,89)	
STOCK NW BONITO	Mc-Bt Sienogranito	Peraluminoso	1.67(Et=-12,21)	

Semelhantemente apresentamos um mapa geológico-geocronológico reduzido do Domínio Pernambuco-Alagoas (Figura 8.3) o qual fornece uma ampla visão isotópica-geocronológica do DPEAL.



8.1 TIPOLOGIA QUÍMICO-ISOTÓPICA DOS PLÚTONS ESTUDADOS

Clarke (1992), comparando algumas características químicas e isotópicas dos granitóides tipos I, S, M e A, resumiu as seguintes observações:

- 1) Granitóides **Tipo I** tem $A/CNK < 1.1$, $Sr^{87}/Sr_i^{86} < 0.705$ e $\delta O^{18} < 9\text{‰}$, implicando numa rocha fonte de composição ígnea de máfica a intermediária, ou seja, de derivação infracrustal (Chappell & White, 1974; Chappell & Stephens, 1988).
- 2) Granitóides **Tipo S** tem $A/CNK > 1.1$, $Sr^{87}/Sr_i^{86} > 0.707$ e $\delta O^{18} > 9\text{‰}$, implicando que a rocha fonte seja um protólito supracrustal ou sedimentar (Chappell & White, 1974; White & Chappell, 1988).
- 3) Granitóides **Tipo M** tem $A/CNK < 1.0$, $Sr^{87}/Sr_i^{86} < 0.705$ e $\delta O^{18} < 9\text{‰}$, implicando numa fonte mantélica, ou indiretamente através de fusão parcial de uma crosta oceânica subductada, ou diretamente por extensiva cristalização fracionada de basalto (White, 1979; Pitcher, 1982).
- 4) Granitóides **Tipo A** tem uma variação de $A/CNK > 1.0$, Sr^{87}/Sr_i^{86} e δO^{18} comparáveis àqueles dos tipos I, S e M; em adição ele tem baixos teores de CaO, alta razão Fe/Mg, e altos teores de Ta, Nb, Zr, REE e F; e são alojados em ambiente tectônico extensional (Loiselle & Wones, 1979; Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Creaser et al., 1991).

Com base nestas distinções, algumas amostras do plúton Batateira podem ser classificadas isotopicamente como semelhantes a amostras de granitos tipo I: HAG-15 e HAG-16, exceto a amostra HAG-24 de um dique que é quimicamente semelhante a um granito tipo S, enquanto as amostras HAG-17 e HAG-18 assemelham-se a granitos híbridos (nesta classificação apresentada acima, como do tipo M, ou seja, exibem componente mantélico em sua fonte). Estas constatações juntamente com a observação da **Figura 8.2** onde há indícios da existência de pelo menos duas famílias isotópicas, o que reflete protólitos bastante diferentes, mostra que a crosta inferior nesta região seja heterogênea e os granitos tiveram participação de fontes bastante diferenciadas.

**PARTE III – CONTEXTO TECTÔNICO – ESTRUTURAL
DO BATÓLITO BONITO-GAMELEIRA;
LEUCOGRANITOS DE OUTRAS REGIÕES,
E OS DA ÁREA DE PESQUISA;
CONCLUSÕES**

**CAPÍTULO 9 – CONTEXTO TECTÔNICO-ESTRUTURAL DO
BATÓLITO BONITO-GAMELEIRA**

**CAPÍTULO 10 – O ESTUDO DOS LEUCOGRANITOS A DUAS-MICAS
NOUTRAS REGIÕES E CORRELAÇÃO COM OS DA ÁREA DE
PESQUISA**

CAPÍTULO 11 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

CAPÍTULO 9 – CONTEXTO TECTÔNICO-ESTRUTURAL DO BATÓLITO BONITO-GAMELEIRA

9.1 CONSIDERAÇÕES GENÉRICAS SOBRE ALOJAMENTO DE PLÚTONS

As rochas graníticas quando em processo de alojamento, são submetidas as mais diversas situações, podendo, por conseguinte apresentar uma ampla gama de estruturas desenvolvidas nos estágios magmáticos e pós-magmáticos. Estas estruturas auxiliam no reconhecimento da morfologia das intrusões e verificação das diversas fases de um maciço ou batólito. Até o final da década de 80, a maioria dos autores considerava que os principais tipos de mecanismos de alojamento dos granitos seriam o Passivo e o Forçado, os quais seriam distinguidos pela geometria dos plútons, suas estruturas particulares e aquelas desenvolvidas nas rochas encaixantes.

O reconhecimento dos efeitos da deformação regional nos granitóides permite classificá-los numa escala cronotectônica. No processo da origem magmática ocorrem os estágios de anatexia, ou de fusão da fonte (crosta continental, crosta oceânica ou manto), produção de magma, sua migração e resfriamento e o seu posicionamento final. Baseado em vários autores Jardim de Sá (1984) afirma que a fonte principal seja dependente da geoquímica, o que favorece a origem na crosta continental ou de fonte mantélica acrescida na base da crosta (*underplating*), em dois estágios. Estes processos são dominantes na gênese dos granitóides orogênicos, que admite variantes tais como, contaminação e hibridização de magmas gerados na crosta e no manto. Na migração dos magmas ocorrem fenômenos de diferenciação, o que é corroborado ou direcionado pelo tectonismo o qual determina a velocidade de ação do magma, que pode ser maior que a taxa de abertura de cavidades tectônicas, aqueles fenômenos também influenciam no alojamento final do granitóide. Hutton (1988a, b) sugeriu que o alojamento forçado ocorre quando a taxa de flutuação (*buoyancy*) do magma é maior que a taxa de abertura de cavidades tectônicas, enquanto no alojamento passivo estas taxas são inversas

Peterson et al., 1993, reexaminando os processos de colocação de plútons, concluíram que o estudo geoquímico e petrológico de plútons alojados em níveis

crustais médios e rasos indicam que: (a) Os magmas se moveram de modo significativo a partir de suas fontes, e (b) Os magmas não incorporaram grandes volumes de materiais de suas fontes (Marsh, 1982, Pitcher, 1982). A conclusão (b) é mais significativa quando trata do nível do alojamento final, no qual os plútons chegam próximo ao “solidus”, enquanto as rochas encaixantes estão em temperaturas baixas. Estudos de outros autores sobre a colocação de granitos têm a tendência de enfatizar a natureza sin-tectônica das atividades ígneas (Pitcher, 1989, Hutton, 1988 e Karlstron, 1989) e consideram que os plútons são por vezes alojados em ambientes de extensão local ou regional.

Paterson et al., 1993, chamam atenção para o fato de que existem na literatura conceitos errôneos acerca dos processos de alojamento de plútons, que apresentam como base modelos mecânicos simplificados, sem suporte nos plútons naturais e citam dentre estes os mecanismos de alojamento passivo e forçado; apesar dos estudos de vários pesquisadores que afirmam que os espaços para o deslocamento dos magmas surgem pelas forças internas do plúton, empurrando as encaixantes para os lados (alojamento forçado) ou pelo fluxo passivo (ou permitido) nas fraturas e aberturas formadas pelos “stress” regionais. Paterson et al., (1993) concluem que estes termos sejam abolidos, por 3 razões: (1) a subida e alojamento dos plútons sempre reflete um campo de stress único e flutuante que é uma combinação dos stress hidrostáticos regionais e de percurso, adicionado do stress termal e de flutuação (*buoyancy*), (2) já está documentado que o mecanismo de alojamento em torno de um plúton varia de modo que mecanismos forçados e passivos podem atuar sobre o mesmo plúton, (3) o uso dos termos por Hutton é válido apenas para casos especiais de alojamento, e podem e podem ser mal definidos porque em profundidade a taxa de abertura tectônica de cavidades, nunca é maior do que a taxa de preenchimento.

9.2 CRISTALIZAÇÃO E TECTÔNICA DOS GRANITÓIDES DA ÁREA DE PESQUISA

O Batólito Bonito-Gameleira apresenta-se intrinsecamente relacionado à evolução tectônica–estrutural da porção nordeste do Domínio Pernambuco-alagoas (DPEAL). A evolução deste batólito está relacionada à existência de uma tectônica colisional continental Neoproterozóica com atuação inicial de movimentos tangenciais sin a tarde Brasilianos que teriam permitido a abertura de espaços em

locais posteriores às frentes de empurrão, permitindo a subida a partir da base da crosta inferior dos magmas fontes dos granitóides porfiríticos, seguidos dos granitos grossos originados provavelmente em menor profundidade; seguindo-se a instalação de um marcante regime transcorrente brasileiro, que facilitou o aparecimento de sítios de transpressão e de transtração que permitiram a penetração, deslocamento e alojamento dos magmas fontes dos plútons de leucogranitos a duas-micas. Os parâmetros que induziram e controlaram os movimentos e alojamentos dos granitóides foram à deformação regional atuante durante a Orogênese Brasileira, subsidiada pelas pressões magmáticas dos plutões e suas componentes de densidade e viscosidade em relação às rochas encaixantes.

Os granitóides do primeiro grupo - grossos, microporfiríticos e porfiríticos, sin-colisionais e sin a tardi transcorrência, certamente tiveram uma baixa taxa de cristalização; por outro lado os leucogranitos peraluminosos a duas micas foram submetidos a uma taxa de cristalização bem superior, por vezes englobando megaxenólitos de granitos porfiríticos, e pequena presença de xenólitos das rochas encaixantes distribuídos preferencialmente nas bordas dos plútons, bem como algumas inclusões pela mistura com magmas dos granitóides do primeiro grupo, principalmente nas bordas dos plútons, como se observa nas **Fotografias 5.3 e 5.4**.

Os leucogranitos a duas micas, objeto maior de estudo, apresentam aspectos extruturais, petrográficos e químicos que indicam que os mesmos foram submetidos a diferentes condições e diferentes histórias de cristalização e resfriamento; daí resultando em corpos alongados como os plútons de Encruzilhada de S. João, Cajueiro, NW de Camocim de S. Felix e Norte de Ribeirão e alguns *stocks*, e noutra categoria os corpos mais expandidos ou baloneados como os plútons de Chã Grande, Batateira-Alto Bonito e Gameleira.

Os plútons Encruzilhada de S. João (PEsj) e Batateira (PBat) apresentam evidências indicativas de cristalização com taxa intermediária (entre 35 e 70%). No PEsj, a forte influência do Lineamento Pernambuco e a ZC Serra do Brejão induziram a rotação dos *clots* máficos gerando padrão paralelo àquelas zonas de cisalhamento, conforme se observa na **Fotografia 5.8**. No PBat os xenólitos e megaxenólitos de granito porfirítico no interior do mesmo, e mistura com magmas das encaixantes nas bordas do plúton atestam a afirmativa acima. Estes dois plútons indicam, portanto, cristalização que envolve deformação no estado de plasticidade cristalina (*sub-solidus plastic deformation*) ou fluxo submagmático de Peterson et al.,

(1989), induzido pela deformação regional e indicado pelos fraturamentos sin-magmáticos, os quais podem conter diques sin-plutônicos como mostram as **Fotografias** já referidas (**5.3, 5.4 e 9.1**), sucedidas pelas fraturas tardias preenchidas pelos líquidos félsicos finais do plúton, como se observa na **Fotografia 5.2** do plúton Batateira.



Fotografia 9.1 – Afloramento em zona de contato entre Leucogranito a duas-micas e Granito porfirítico encaixante, mostrando incorporação magmática e também perturbação tectônica (fraturas e microfalha) contemporânea ao alojamento.

9.3 RELAÇÕES GEOMÉTRICAS DO PLUTONISMO, DEFORMAÇÃO E ALOJAMENTO DOS GRANITÓIDES DA ÁREA DE PESQUISA

No Mapa Geológico anexo a esta Tese e na **Figura 9.1** (contexto geológico-estrutural) abaixo, bem como em observações de campo, verifica-se que existe razoável paralelismo entre o *fabric* magmático e aquele relacionado à deformação de plasticidade cristalina nos corpos plutônicos, bem como com suas encaixantes. Esta continuidade de deformações ocorre devido à contemporaneidade de esforços tectônicos e ao aporte de calor e fluidos na periferia dos plútons.

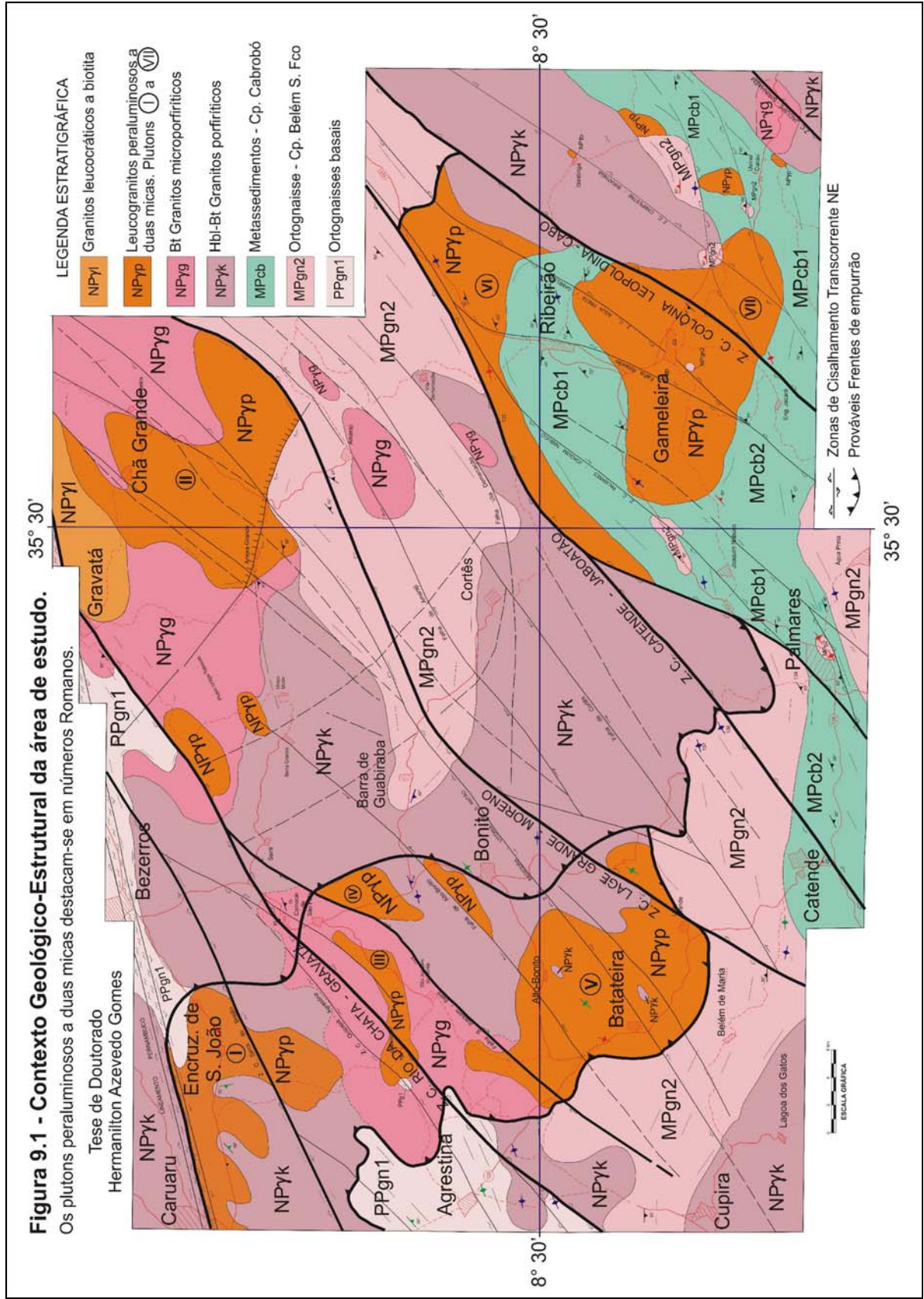
Os granitóides sin a tarde tectônicos do primeiro grupo, os quais constituem as litologias dominantes no Batólito Bonito-Gameleira, podem ter constituídos inicialmente intrusões “permitidas ou “passivas” o que teria envolvido grande

diferença de viscosidade com as rochas encaixantes, implicando em atingir níveis crustais elevados ainda em estágio magmático (o que seria favorecido por fusões pobres em H_2O); o comando ascensional do magma teria sido controlado por importantes fraturas que atravessam a crosta, tais como Z.Cs. em profundidade. As informações de campo e laboratório, porém nos indicam ser mais provável que os plútons foram inicialmente alojados de modo “forçado”, com componente de superposição de achatamento (plano XY) da deformação regional; esta afirmativa é evidenciada pelo aspecto morfológico-estrutural observado e pela obliquidade da foliação, quando existente, em relação às zonas de cisalhamento. Os plútons tiveram inicialmente seus alojamentos controlados por um ambiente de tectônica tangencial com transporte na direção SW, com evolução complementada pelas sucessivas intrusões de material as quais alimentaram sua expansão lateral e/ou de baloneamento quando atingiram níveis mais elevados de colocação na crosta, e no alojamento final; passando gradativamente ao regime transcorrente, o qual devido à sua alta intensidade sobrepujou a maior parte dos registros anteriores.

Os magmas fontes dos plútons de leucogranito a duas-micas foram alçados gradativamente, provavelmente alojados por processos de achatamento similares aos granitos do primeiro grupo; porém alojados numa fase tardia, no final da Orogênese Brasileira, sendo submetidos ao regime transcorrente. Os pulsos de magmatismo sucessivos induziram os mesmos a expansão lateral ou baloneamento, sob forte controle das zonas de cisalhamento nos alojamentos. Os pequenos plútons de leucogranitos apresentam-se alongados e com seus eixos maiores com pequena relação angular com as zonas de cisalhamento NE, indicando deformação por cisalhamento simples, como os plútons sudeste de Camocim e norte de Ribeirão e também por transpressão, como os plútons de Encruzilhada de S. João e Cajueiro.

Os três grandes plútons de leucogranitos a duas-micas provavelmente tiveram suas evoluções iniciais em ambientes de transtração e desenvolvimento seqüencial controlado pelas zonas de cisalhamento NE de maior amplitude. O plúton Batateira evoluiu sob o controle principal das zonas de cisalhamento Rio da Chata-Gravatá e Lage Grande (Barra de Guabiraba)-Moreno e pelas falhas São Joaquim-Sairé e Alto Bonito-Serra Grande. O plúton Chã Grande veio a ser também controlado pelas ZCs Lage Grande-Moreno e Batateira-Vitória de Santo Antão e ainda a falha transtracional de Amora Grande. O plúton Gameleira teve seu

alojamento condicionado às ZCs Palmares-Joaquim Nabuco, Água Preta-Gameleira e Colônia-Leopoldina.



Nos três grandes plútons são observadas estruturas com aspecto extensional em suas bordas norte e nordeste, semelhante ao que foi observado por Jardim de Sá (1994) no plúton Gameleiras na região do Seridó. A **Figura 9.1**, “Contexto Geológico-Estrutural da área de Estudo” apresenta nossa interpretação atual do ambiente tectônico de alojamento dos plútons de leucogranitos a duas micas; as evidências apontam para uma fase inicial de tectônica colisional, com movimentação principal na direção SW, seguida por uma fase de tectônica transcorrente predominantemente sinistral. Os magmas fontes dos leucogranitos penetraram no início e de modo gradativo, através de vários pulsos magmáticos, em zonas de tração e transtracção, e nas fases finais os últimos pulsos magmáticos provavelmente preencheram os espaços criados por rampas laterais das zonas de cisalhamento NE, existentes em toda a área de pesquisa

Segundo Hutton (1988) duas variedades de *fabrics* podem ser descritas de modo isolado ou superimposto, o 1º é o *fabric* PFC (pre-full crystalization) resultante de um arranjo plano-linear de marcadores como fenocristais de KF (raramente plagioclásio), cristais ou agregados cristalinos de anfibólio e/ou biotita, xenólitos e autólitos; este tipo por vezes é observado nos granitos porfiríticos e nos plútons PEsj, PBat e PCgr. O segundo tipo de *fabric* inclui feições de deformação mecânica e recristalização sub-solidus, tais como estiramento de quartzo, sombras de pressão em torno de fenocristais (textura *augen* de feldspatos), veios boudinados, fraturas de cristais, estas feições são também observadas em escala microscópica. Este *fabric* é denominado SPD (*Subsolidus Plastic Deformation*), e é observado nos plútons de leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa, podendo traduzir um efeito de baloneamento e expansão do plúton, a superposição de deformação regional ou a combinação ou interferência dois fatores.

9.4 AMBIENTE TECTÔNICO DE ALOJAMENTO DOS PLÚTONS DE LEUCOGRANITOS A DUAS-MICAS DA ÁREA DE PESQUISA

Com a finalidade de complementar os estudos petrográficos e geoquímicos dos plútons de leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa, foram utilizados dados químicos na confecção de diagramas discriminantes de ambiente tectônico dos cinco plútons mais estudados; foram também plotados valores de algumas amostras de granitos do 1º grupo para efeito comparativo. Observa-se que os granitos do 1º e 2º grupos plotam nos campos de granitos sin-colisionais a

intraplaca, sendo que algumas amostras plotam no início do campo pós-colisional o que concorda com o posicionamento tardi-colisão/ sin e tardi-transcorrência, conforme se observa no diagrama R1/R2 de Batchelor & Bowden ((1985); em ambiente pós-orogênico conforme os diagramas de $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ de Maniar & Piccoli (1989), e sin a pós-colisionais e intraplaca nos diagramas Nb versus Y e Rb versus Y+Nb de Pearce et al. (1984),

Estes dados estão de conformidade com as observações de campo, da existência em afloramentos de deformações tectônicas que variam de incipientes a penetrativas e também em lâminas petrográficas conforme estudo apresentado no Capítulo 5 e nos Anexos 1 e 2 desta Tese.

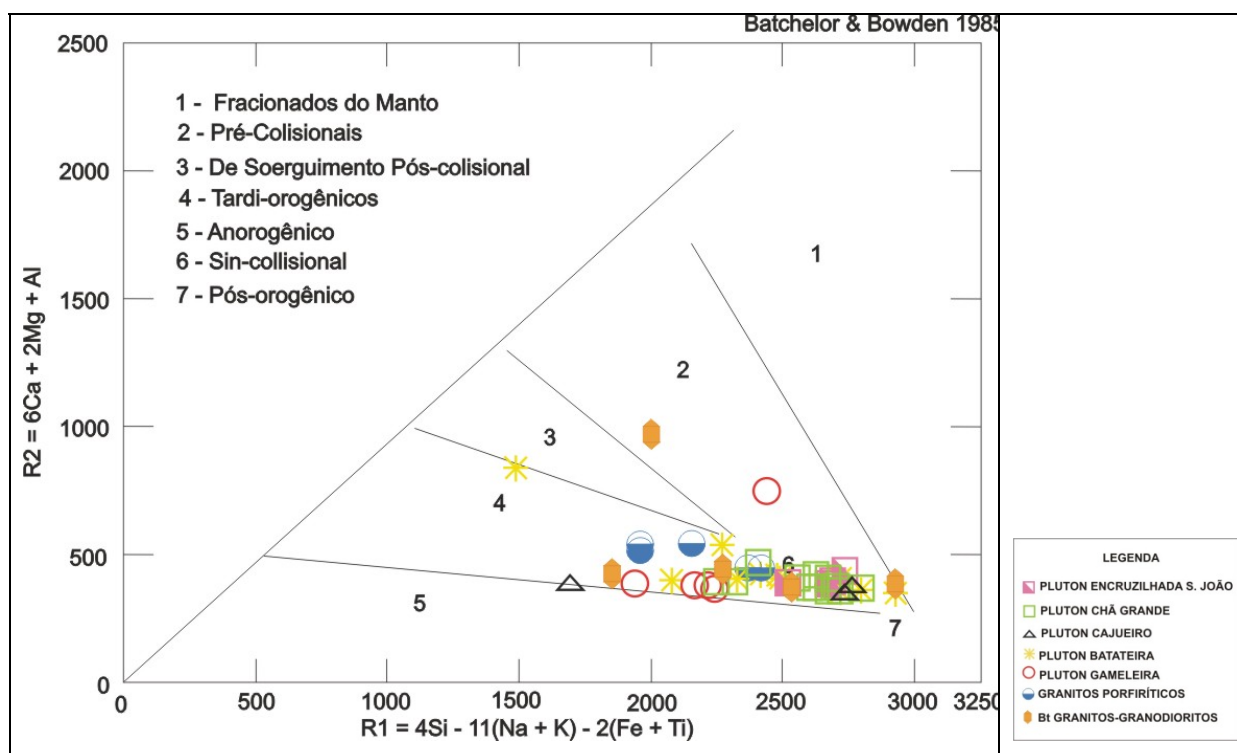


Figura 9.2 Diagrama binário R1 X R2 de Batchelor & Bowden (1985) discriminante de Ambiente Tectônico, com plotagem de amostras de Granitos do 1º grupo e de leucogranitos a duas-micas dos plútons estudados.

Observa-se no que gráfico de Batchelor & Bowden (**Figura 9.2**) embora a dominância das amostras situam-se no campo sin-colisional, parte das amostras dos plútons Encruzilhada de S. João, Batateira e Gameleira, caem na zona intermediária entre os campos tardi-orogênicos e pós-orogênicos.

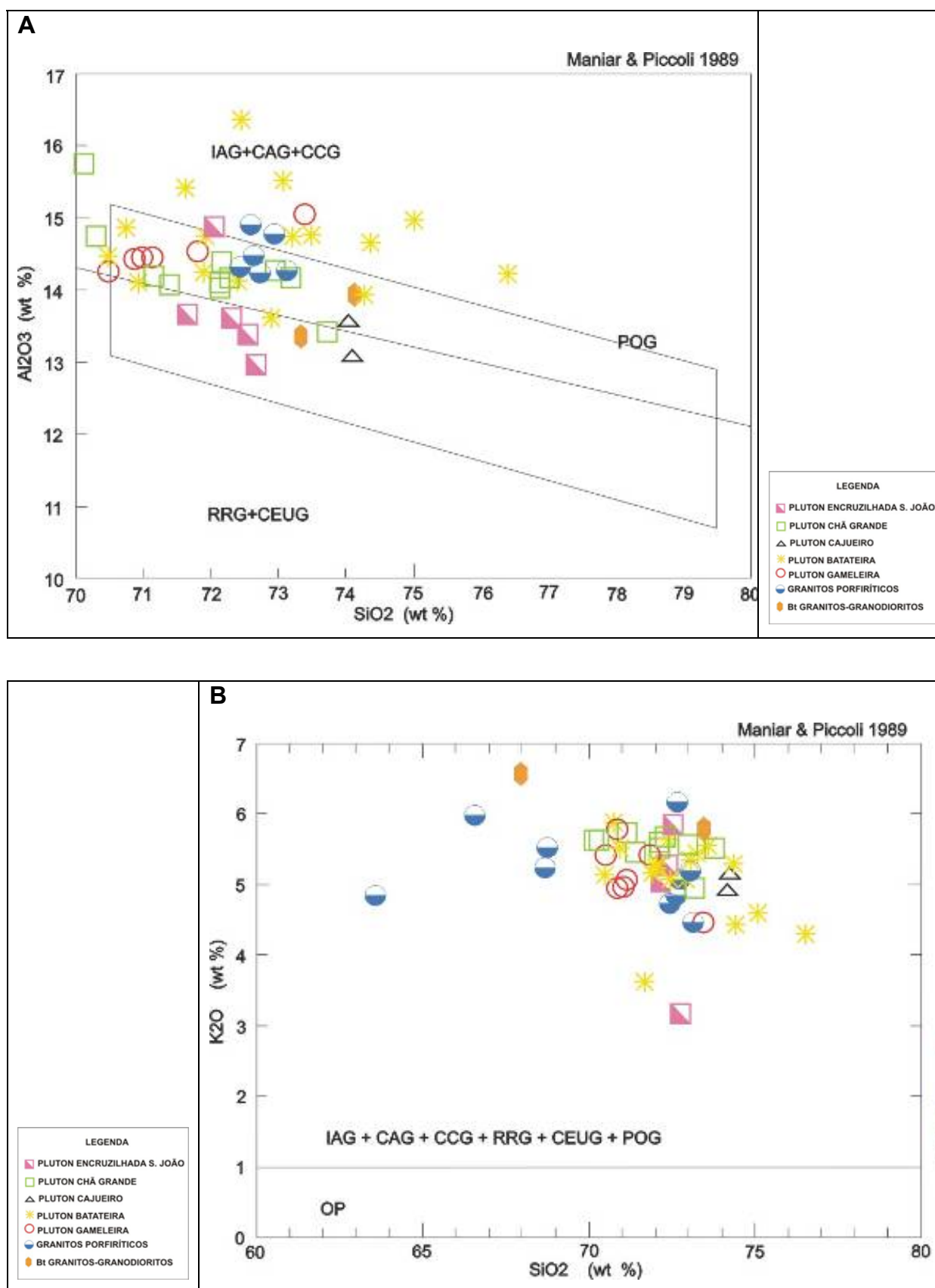


Figura 9.3 A e B Diagramas de Maniar & Piccoli ((1989) com amostras dos Plútons Leucograníticos com espalhamento nos Ambientes: **A-** de Arco Continental, Colisional a Pós-colisional, e **B-** granitóides Pós-orogênicos e de epirogênese continental.

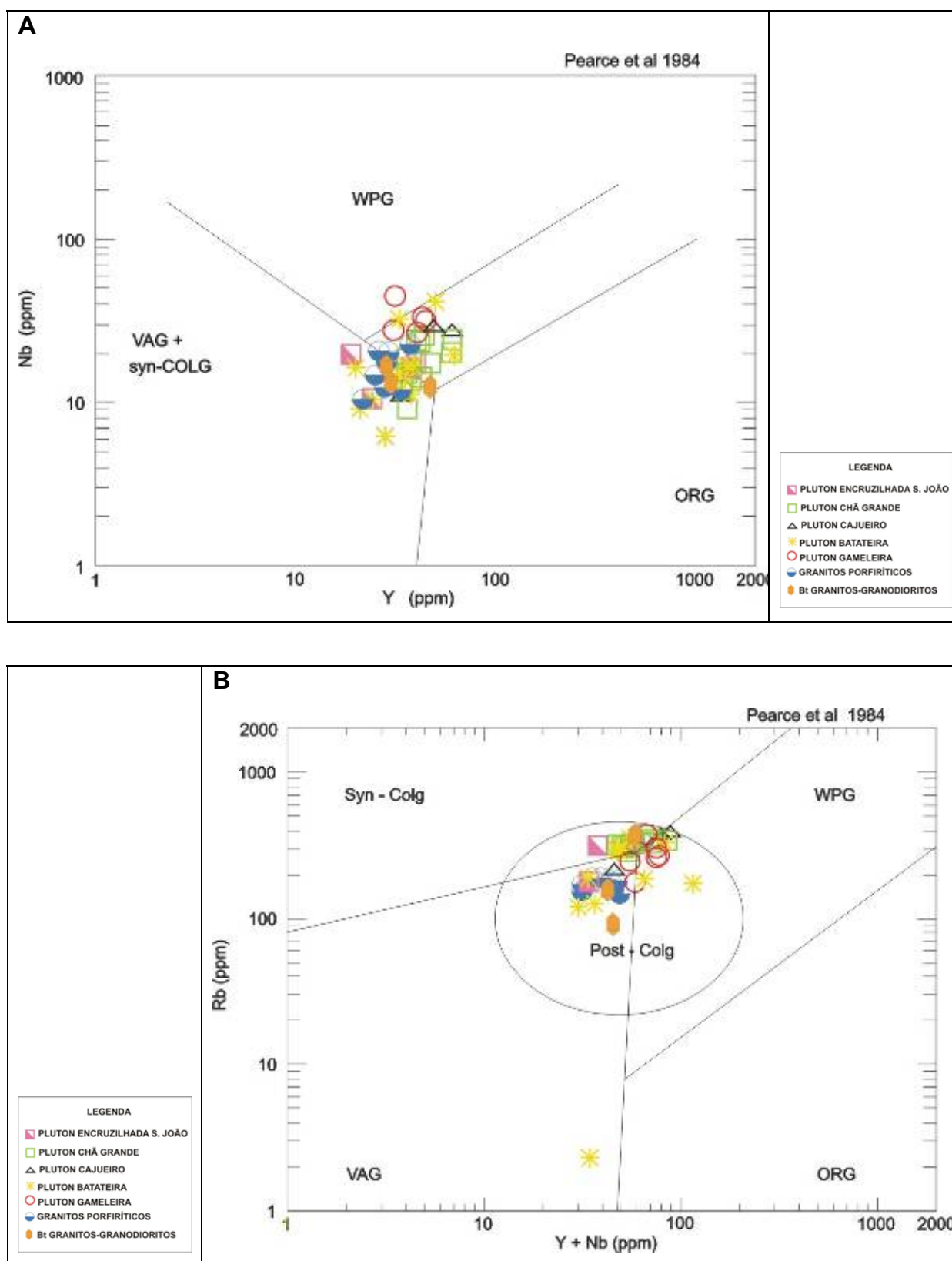


Figura 9.4 A e B Diagramas discriminantes de Ambiente Tectônico da rocha fonte, segundo Pearce et al. (1984) para os cinco principais Plútons de Leucogranitos peraluminosos e para granitos do 1º grupo, mostrando que ambos são de fonte Sin a Pós-colisional e de ambiente Intraplaca.

CAPÍTULO 10 – O ESTUDO DE LEUCOGRANITOS A DUAS-MICAS DE OUTRAS REGIÕES E CORRELAÇÃO COM OS DA ÁREA DE PESQUISA

10.1 – RETROSPECTIVA DO ESTUDO DE LEUCOGRANITOS PERALUMINOSOS EM OUTRAS REGIÕES

O primeiro estudo abrangente de granitos deste tipo foi executado por Chappell & White (1974) no *Lachlan Fold Belt* da Austrália. Os autores usando critérios de química, mineralogia e campo, dividiram os granitos derivados de fusão parcial daquela região, em granitos de fonte ígnea e de fonte sedimentar, aos quais denominaram respectivamente em Tipo-I e Tipo-S. Os autores verificaram que algumas características petrográficas refletem as diferenças na composição química; titanita é acessório comum em granitos do Tipo-I, sendo a hornblenda comum nos tipos mais máficos, podendo ocorrer também nas variedades félsicas do Tipo-I; hornblenda não ocorre nas félsicas do Tipo-S onde é comum a presença de muscovita. A biotita é abundante nas máficas do Tipo-S, nas quais podem ocorrer também granada e cordierita e as vezes monazita; os autores mostraram também que a razão Sr^{87}/Sr^{86} é maior que 0,708 nos granitos Tipo-S do que nos granitos do Tipo-I, nos quais situam-se entre 0,704 e 0,706.

Após o trabalho pioneiro de Chappell & White (1974), acerca dos granitóides do Cinturão de Lachlan, muitos artigos têm sido publicados sobre leucogranitos, alguns trabalhos localizados e outros se referem às várias regiões do globo principalmente ao Cinturão Orogênico do Himalaia, ao Caledonides Britânico Estes leucogranitos ricos em muscovita ou granitos a duas micas podem conter turmalina, granada e monazita; são geralmente intrusivos e pobres em enclaves, podendo conter xenólitos das encaixantes; estas características são observadas nos plútons de leucogranitos estudados na área desta Tese, embora não ocorra turmalina nem monazita e só rara presença de granada.

, a Cadeia Alpina, aos Hercínides do SW da Europa (França, Espanha e Portugal), ao Cordilheriano do oeste do Canadá e Estados Unidos e ao Cinturão Pan-Africano.

Dall'Agnol (1980) em tese de doutorado sobre os granitos pós-tectônicos ou anorogênicos do tipo “rondoniano” da Amazônia oriental, efetuou um estudo essencialmente petrográfico: tipo e forma de inclusões, variações da composição e

zoneamento mineral, com apoio de análises de rocha total e de minerais, bem como estudos de microsonda, delineando uma possível sequência da cristalização mineral e da história da cristalização. No caso dos leucogranitos existentes na Amazônia oriental, apoiou suas observações nos trabalhos experimentais sobre o sistema haplogranítico (QZ-AB-OR-H₂O); percebendo que não havia boa correspondência entre a evolução da cristalização e a natureza das fases previstas experimentalmente. O autor concluiu, que o contraste observado nas evidências petrográficas da abundância de flúor no magma gerador daqueles granitos e os trabalhos experimentais de vários autores, se deve a influência marcante do flúor sobre a evolução da cristalização. A presença do flúor leva a uma diminuição notável da *T* do solidus e explica a formação de granitos subsolvus, a baixas pressões (<3,5Kb) e deve favorecer as transformações tardi-magmáticas. Para compreender a evolução deste tipo de granito, é fundamental considerar o sistema granito H₂O-HF, que é capaz de explicar de modo razoável a cristalização dos mesmos.

Dall'Agnol (1980) afirmou ainda que a natureza das soluções e transformações tardias, apresentadas por cada variedade de granito dependem da composição do magma primitivo e do posicionamento tectono-estrutural. A cristalização de fluorita ou topázio é condicionado pela disponibilidade ou não de cálcio, formando fluorita no primeiro caso e topázio no segundo. O autor considera que uma das características marcantes dos leucogranitos estudados é a abundância de fluorita e ausência de turmalina, o que, segundo vários autores, é também observado nos granitos nigerianos. Em outros locais pode ocorrer o contrário, segundo Dall'Agnol (1980), os dois tipos de leucogranitos se distinguem por outras características (abundância de muscovita, presença ou ausência de certos minerais aluminosos, como sillimanita e andaluzita, natureza dos minerais acessórios, etc. O autor chama a atenção para as analogias impressionantes entre os granitos anorogênicos da Amazônia e os “*younger granites*” da Nigéria, as quais existem em todos os níveis: mineralógico, textural, químico e estrutural; e finaliza salientando a grande diferença de idade entre os granitos da Amazônia (Pré-cambriano) e os da Nigéria (Jurássico) e também a existência de granitos similares em Camarões, os quais são de idade terciária.

Harris, Pearce & Tindle (1986) efetuaram estudos sobre as características geoquímicas em zonas de colisão; com base nos dados obtidos, dividiram os granitos em quatro grupos, levando em consideração as condições temporais e

espaciais: Grupo I– Pré Colisionais, representados pela suíte granítica Trans-Himalaia; Grupo II- Sin-colisionais, conhecidos como leucogranitos, contêm enclaves pelíticos e apresentam semelhança aos granitos australianos do Tipo-S, caracterizados pela presença de muscovita, com ou sem biotita, representados pelos leucogranitos do Alto Himalaia e os granitos sintectônicos do Hercínides; Grupo III- São intrusões que se alojam em alto nível crustal e contêm freqüentes enclaves intermediários, básicos e ultrabásicos, são pós-colisionais e ocorrem nos Alpes, Hercínides e Península Ibérica. Grupo IV- São suítes hipoabissais ou de alto nível crustal em ambientes pós-colisionais, compreende basaltos alcalinos e diques sieníticos, e os granitos alcalinos dos Hercinides.

Os autores enfatizam que o magmatismo que produziu os granitos do grupo II nas zonas de colisão dos Alpes e Hercínides foi posterior a colisão.

Os autores ainda afirmam que os leucogranitos gerados durante o evento de colisão são semi-concordantes com as encaixantes e sugerem que eles não ascenderam do local de fusão, e seus altos conteúdos de mica implica que cristalizaram de um magma hidratado; ainda afirmam que os altos valores ΣSr e baixo ΣNd indicam uma fonte crustal, e seu pequeno intervalo no conteúdo de sílica é consistente com uma origem por anatexia de rocha sílica. Harris, Pearce & Tindle (1986) afirmam também que se granitos do grupo II resultam da fusão de grauvaca, o Rb seria introduzido por fase volátil, e ainda que padrão de anomalia negativa de európio seja comum nestas rochas, o magmatismo que produziu os granitos do grupo II, nas zonas de colisão dos Alpes e Hercinianos, seriam posteriores a colisão.

Chappell & White (1992) sugeriram que os leucogranitos a duas micas do cinturão de Lanchlan representam as rochas mais evoluídas dos granitóides do Tipo-S. No oeste da Europa, onde os leucogranitos são mais abundantes, estudos têm mostrado que embora os muscovita-granitos e cordierita-granitos tenham idades quase idênticas, eles consistem de intrusões quase distintas, produzidas no mesmo evento geodinâmico e possivelmente de uma mesma fonte, porém são membros diferentes da mesma suíte magmática. Estudos experimentais confirmam que os leucogranitos a duas micas cristalizam em locais com maior fugacidade de água. O conteúdo inicial de água nos fundidos para os leucogranitos com cordierita não passam de 4%, enquanto deve atingir 7 a 8% para precipitar muscovita. Esta água pode ter sido fornecida por zonas de cisalhamento que canalizam os fluidos na crosta, estes fluidos não apenas lubrificam as zonas de cisalhamento, porém

também promovem extensiva fusão. A abundância de muscovita-granitos peraluminosos no Himalaia e nos cinturões hercínios da Europa onde encontram-se muitas zonas de cisalhamento transcorrentes e de cavalgamento, confirmam a associação espacial e temporal no controle destas rochas.

Chappell & White (1992) confirmaram ainda dados obtidos anteriormente, que o Sr é mais radiogênico nos granitos tipo-S que nos do tipo-I; e verificaram que nos granitos do tipo-I a razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} varia de 0,704 a 0,712 e o ENd de +3,5 a -8,9, enquanto os granitos tipo-S os valores correspondentes são de 0,708-0,717 e, alcançando valores de 0,718 a 0,720 na supersuíte, enquanto o ENd varia de -5,8 a -8,8 portanto com amplo recobrimento nas composições isotópicas iniciais entre os dois tipos de granito, esta variação nos granitos tipo-I pode significar várias fontes e idades diferentes. Observando os dados isotópicos fornecidos por outros autores que fizeram questionamentos e superposições acerca das rochas fontes tais como misturas de diferentes materiais basálticos e fusões do embasamento ou ainda que os granitos do Cinturão de Lachlan sejam derivados da mistura de dois componentes ígneos e um sedimentar. Chappell & White, entretanto discordam destas opiniões e consideram que a progressiva variação nos isótopos é consistente com processos de mistura, porém a natureza descontínua de algumas composições químicas como a ISA (índice de saturação de alumínio) sugere fontes distintas, estes autores afirmaram que há dificuldade na aplicação de isótopos radiogênicos como discriminante das rochas fontes, devido aos efeitos de ação na crosta dos sistemas isotópicos nas rochas tipo-I antes da fusão parcial, o que é de difícil quantificação.

Marini, Botelho & Rossi (1992), no estudo dos em Granitóides da Província Estanífera de Goiás, apresentam o comportamento dos Elementos de Terras Raras, com valores superiores a 100 X condrito, como atribuídos a granitos alcalinos sem intemperismo e livres de alteração hidrotermal da região estudada. Os autores chamam atenção para o uso crescente dos ETR na petrogênese dos granitóides, sob três aspectos: a) contribuem no conhecimento dos processos de evolução granítica; b) suas concentrações não sofrem mudança por ação do metamorfismo isoquímico; c) suas análises estão disponíveis a baixo custo pela técnica ICP, e lembram ainda a importância do contexto tectônico dos corpos graníticos: crosta oceânica, arco de ilhas, crosta continental e margem continental, sendo os corpos da região citada de crosta continental e dos tipos A e/ou S. A interpretação dos TR

nos granitóides têm sido enfocada com base em três distintos pontos de vista: **1.** Papel dos minerais acessórios; **2.** Comportamento dos fluidos magmáticos, **3.** Ação dos fluidos hidrotermais. Os autores lembram que tanto os processos de fusão parcial como os de cristalização fracionada levam a um enriquecimento relativo em TR leves nas fases de sistemas silicáticos, o que conduz ao enriquecimento de TR nas rochas graníticas félsicas em especial, isto porque os TRP tendem a se concentrar nos minerais máficos. Resultando no fato de os granitóides crustais, como produtos de evolução magmática, apresentam padrões de TR descendentes. Os autores com base em outros trabalhos da década 70, constataram padrões de TR com fortes anomalias negativas de Eu em rochas graníticas evoluídas, considerando-os como reflexo do comportamento dos feldspatos; Interpretando esta anomalia como causada por diferenciação magmática, onde os primeiros plagioclásios cristalizados e precipitados retiraram o Eu que substituiu Sr e Ca nos seus retículos cristalinos, resultando um líquido residual empobrecido em Eu, que ao cristalizar originam granitos mais alcalinos ricos em sílica e com padrão de TR mais pobre em Eu, segundo a diferenciação magmática. No domínio da crosta continental, os termos mais evoluídos dos granitóides, mineralizados ou não em Sn e W, possuem padrões de TR tipo “gaivota”, definidos por teores de TR relativamente elevados, forte anomalia negativa de Eu e tendência a um fracionamento positivo de TR pesados.

Condie (1993) afirma que colisão de placas é o principal e bem documentado processo pelo qual as cadeias de montanhas são formadas. A sutura marca a margem onde duas placas foram soldadas, sendo interpretada como evidencia para o fechamento de um oceano ou de uma bacia de retro-arco. O autor cita estudo de Pearce et.al. (1984) no qual os granitos colisionais incluem os pré , sin e pós-colisionais; considerando que os pré e pós-colisionais são predominantemente do tipo-I, enquanto os sin-colisionais são geralmente leucogranitos e muitos exibem características de granitos do tipo-S. Segundo o autor, o conteúdo de sílica dos leucogranitos normalmente excede 70% e foram posicionados em profundidades crustais onde ocorre migmatização por anatexia. Nestes a relação molecular da razão- $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}>1,1$, tendo fonte em uma fusão parcial de sedimentos. Condie (1993) considera que nos leucogranitos peralumin ocorrem altos valores de Rb, Th, Ce e Sm, e em contraste baixos valores de Ba, Ta, Nb, P e Ti, e a fugacidade de $\delta\text{O}^{18}>10$. A composição do magma pode mudar por processos como

cristalização fracionada, reação com a rocha encaixante e contaminação crustal; no caso da cristalização fracionada os cristais podem ser removidos por afundamento ou por flutuação gravitacional, podendo o sistema ser aberto ou fechado ou fechado, o sistema aberto permite injeção de novos magmas no reservatório em fracionamento. O autor discute que a alta temperatura e o conteúdo de água resulta em grande quantidade de fusão, enquanto a grande pressão pode causar pequeno grau de fusão. Como o ponto de fusão da sílica aumenta com a baixa pressão, daí ocorrer que a diminuição da pressão causada por falhamento reduz a temperatura efetiva de fusão em uma dada profundidade.

Patiño Douce (1995) apresentou resultado de estudos experimentais sobre a geração de fluidos silicosos híbridos por reações de basaltos com alto-Al com rochas metamórficas. O autor afirma que uma das características da crosta continental são os grandes volumes de magmas silicáticos envolvidos em batólitos graníticos e no fluxo de tufos de cinzas riolíticas. Embora seja claro que a reciclagem de rochas crustais antigas exerça um papel fundamental na origem destes magma, permanece incerto o quanto de materiais infracrustais está envolvido na geração daqueles magmas. O autor cita que Bowen (1922) foi o primeiro a considerar que as interações de magmas máficos derivados do manto e materiais crustais devem constituir um eficiente mecanismo para geração de magmas silicáticos, e ainda considerou que a assimilação não causará mudanças importantes na composição final dos líquidos formados por cristalização fracionada.

O estudo de Patiño Douce (1995) visou verificar as relações de fase de dois conjuntos de composição que representam as misturas possíveis de manto e crosta; ambas consistindo de 50% em peso de vidro basáltico anidro, misturado no primeiro caso com xistos pelíticos ricos em aluminossilicatos e no outro caso com biotita gnaisse sem aluminossilicatos. Os experimentos foram conduzidos na temperatura uniforme de $T=1.000^{\circ}\text{C}$ e $P= 0,5, 0,7, 1,0$ e $1,5 \text{ GPa}$. O autor escolheu a $T_f=1.000^{\circ}\text{C}$ porque esta é a temperatura máxima obtida em granulitos máficos de crosta profunda. O fluido produzido em todos os experimentos apresentaram mais de 70% em peso de SiO_2 numa base sem presença de volátil e sub-saturados em água, estando seus conteúdos estimados de H_2O entre 2 e 3 %. As variações de pressão na composição de fluidos são refletidas na estabilidade relativa do plagioclásio, piroxênio e granada. Assembléias sólidas de baixa-P são ricas em plagioclásio e, portanto podem reter maiores proporções de Al_2O_3 e CaO . Os experimentos

mostram que a pressão e composição dos componentes crustais apresentam importantes efeitos na composição dos fundidos (*melts*). À medida que a P aumenta, os índices de saturação de Al dos fundidos nos derivados de ambas as fontes crustais tendem a convergir, e ambas tornam-se empobrecidas em óxidos máficos em relação à alumina e carbonato. O efeito do aumento de H₂O tende a ser importante até mesmo quando a razão de rocha crustal para a massa de fundido basáltico seja em torno de 1, sugerindo que magmas híbridos variando de andesitos a riolitos possam ser gerados em temperaturas similares, porém sob diferentes atividades de H₂O. Os autores projetaram em gráficos de estudo comparativos, os fundidos produzidos em seus experimentos por rochas metamórficas puras, e observou que os campos de sombra correspondem a quatro distintos grupos de rochas ígneas silicosas com SiO₂ > 69% em peso: granitos e riolitos calcialcalinos; rochas graníticas do Batólito de Idaho; granitos do tipo-S do Cinturão Dobrado de Lachlan, e leucogranitos do Himalaia. O autor concluiu que os leucogranitos himalaianos constituem um dos melhores exemplos documentados de rochas crustais, como atestado por suas composições isotópicas e suas características geoquímicas; observou também que as composições de elementos maiores destas rochas superpõem com aqueles dos fundidos de rochas metamórficas com biotita e não com aqueles de rochas híbridas. O autor afirma ainda que em contraste, os estudos de outras rochas fortemente peraluminosas apresentaram composições isotópicas de Sm e Nd que são consistentes com a participação de altas proporções de materiais derivados do manto em suas gêneses.

Pearce (1996) em estudo sobre os ambientes de fonte das rochas graníticas, afirmou que o Manto e a Crosta constituem os 2 membros-finais da fonte de magmas graníticos; alguns granitos se originam de uma destas fontes puras, por fusão e cristalização fracionada, porém a maioria requer uma fonte mixta. O autor discute acerca das variáveis da fonte mantélica e da fonte crustal e ainda a interação da fonte manto-crosta. Dentre as variáveis da fonte crustal, cita a composição da crosta, a fusão parcial e o fluxo de voláteis. Os protólitos ígneos principais são granitos e basaltos enquanto os sedimentares dominantes são siliciclastos e pelitos. A fusão dos sedimentos não-vulcanogênicos normalmente não produz granitos clássicos do Tipo-S de Chappell & White (1974). O autor considera que a fonte dos granitos sin-colisionais seja manto e/ou crosta, com adição de fluidos da crosta continental subductada ou sob-cavalgamento, enquanto os granitos pós-colisionais

são de fontes mantélicas enriquecidas (por processos de subducção e/ou intraplaca), acrescida de ampla interação crustal.

Segundo Barbarin (1996) a gênese dos granitóides peraluminosos que se encontram em cinturões orogenéticos de várias idades, e a distinção dos vários tipos não tem sido bem compreendida pela maioria dos geólogos. Os granitos a duas-micas do oeste da América do Norte, suscitaram controvérsias ao mostrar que as relações ou diferenças entre granitóides peraluminosos, granitóides tipo-S, granitóides com cordierita e granitóides a duas-micas não tem sido clara. Segundo o autor as composições destes granitos podem ser produzidas a partir de vários tipos de magmas, e através da evolução de diversos processos, e no estudo o autor foca os granitos peraluminosos produzidos por extensiva anatexia de rochas crustais, dividindo estes granitos em dois grupos – 1) leucogranitos e monzogranitos com pouca biotita e contendo bastante muscovita primária e como acessórios granada e/ou turmalina (**MPGs**), e 2) tonalitos e granodioritos, contendo cordierita e como acessórios silicatos de alumínio, granada ou muscovita (**CPGs**).

Barbarin (1996) afirma ainda que muitos mecanismos tenham sido sugeridos por vários autores para geração de magmas peraluminosos e alguns destes magmas ocorrem como correspondente menor de suítes metaluminosos que formam batólitos, que foram produzidos pela cristalização fracionadas, em sistema-fechado de anfibólio e clinopiroxênio em magmas metaluminosos, ou hibridização de magmas aluminosos, pela assimilação de metassedimentos durante o alojamento; podendo também ser produzidos pela circulação de fluidos e perda de álcalis pela transferência na fase-vapor durante os últimos estágios magmáticos. Este autor afirma ainda, que estes mecanismo não são suficientes para gerar grandes volumes de magma peraluminoso, e que o modo mais fácil de geração é a anatexia de rochas pelíticas ou de materiais que permitam composições próximas ao sistema de mínima fusão granítica $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{AlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$, tal como rochas sedimentares imaturas (arcósios, grauvacas) ou ortognaisses resultantes do metamorfismo de sieno e monzogranitos ricos em K-feldspato. Entretanto, fusões experimentais saturadas em H_2O de basalto a 5 Kbar, que produzem *melts* peraluminosos (Helz, 1976), sugere que magmas peraluminosos podem também ser obtidos pela anatexia de fontes metaluminosas. Barbarin (1996), baseado em Clemens & Wall (1981) e Holtz & Johannes (1991), afirma que a geração de grandes

volumes de fundidos peraluminosos não é controlada exclusivamente pela composição da fonte, porém principalmente pelas condições de anatexia.

Os MPGs são ricos em K-feldspato e plagioclásio sódico e contêm menos de 5% de minerais máficos, e correspondem aos raros plútons espalhados (cerca de 1%) no “Lachlan Fold Belt” no SE da Austrália, às grandes intrusões no Himalaia, aos plútons isolados nos cinturões hercinianos da Europa ocidental e no cinturão caledoniano da Escócia, e também no cinturão cordilheriano do oeste da América do Norte. Os CPGs são considerados máficos devido conter bastante biotita e cordierita, sendo abundantes no Cinturão de Lachlan, onde foram bastante estudados, eles também ocorrem no oeste da Europa, porém a abundância de cordierita decresce com a diferenciação nos granitóides do Tipo-S da Austrália, enquanto que nos cinturões hercinianos da Europa ocorre aumento da cordierita nos granitóides mais félsicos da suíte tonalítica a monzogranítica, como no Maciço Central Francês. Estes granitos ocorrem também no baixo Himalaia, onde consistem de monzogranitos com pórfiros de K-feldspato e possuem alta razão Mg/Fe. De um modo geral os CPGs contêm abundantes enclaves máficos.

Villaseca, Barbero & Herrero (1998) efetuaram um retrospecto da tipologia dos granitos peraluminosos nos cinturões orogênicos intracontinentais, bem como um estudo sobre os protólitos das séries peraluminosas com a idéia comum, de que o principal mecanismo de geração de importantes volumes de granitóides ácidos peraluminosos seja a fusão de rochas crustais, incluindo protólitos básicos derivados do manto. Os três principais protólitos da crosta continental que podem produzir magmas peraluminosos são: metassedimentos (metapelitos e grauvaque), metaígneas quartzo-feldspáticas (ortogneisses) e metaígneas básicas (anfibolitos). Estes autores avaliaram todos os diagramas convencionais propostos para a classificação das rochas os quais não distinguem a variedade das séries de rochas peraluminosas aplicados aos vários cinturões orogênicos, e concluíram ser possível reconhecer pelo menos quatro tipos de granitóides peraluminosos, e que o diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983), é o de melhor aplicação, cuja ordenada A é o parâmetro de aluminosidade ($A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$) e abscissa B é o índice de diferenciação ($B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$):

1 – Granitóides Altamente Peraluminosos (hP) – Plotam neste grupo as séries graníticas com alto grau de peraluminosidade definindo um típico *trend* positivo, isto é aumenta a peraluminosidade em direção às rochas mais máficas correspondendo

ao *trend* do tipo-S de Chappell & White (1988), porém, apenas algumas suítes de granitos do tipo-S do cinturão de Lachlan plotam claramente neste campo; alguns leucogranitos da França, Espanha e Portugal e do leste dos EUA também pertencem a este grupo. Estes granitos são caracterizados além da biotita por outras fases aluminosas, cordierita ou granada, podendo também ocorrer sillimanita como acessório. Os granitos a duas micas sensu stricto são escassos nesta série, visto que a maioria dos granitos hP são de áreas catazonais de alta temperatura, equivalente aos terrenos de migmatitos regionais.

2 – Granitóides moderadamente peraluminosos (mP) – Estes granitos ocupam um campo intermediário no diagrama AB. Mostrando um *trend* com inclinação negativa isto é aumenta a peraluminosidade em direção das rochas mais félsicas. A maioria dos granitos moderadamente peraluminosos do tipo-S do Cinturão de Lachlan na Austrália plotam neste campo, correspondendo, portanto a maioria dos tipos CPG de Barbarin. Estes granitos são predominantemente biotíticos, contendo outra fase mineral acessória, cordierita é o mineral acessório mais comum enquanto nos tipos mais fracionados a muscovita pode ser dominante junto com granada ou outro mineral de baixa temperatura como andaluzita ou turmalina.

3 – Granitóides de baixa peraluminosidade (IP) – a parte inferior do campo peraluminoso é ocupado pelas séries de baixa peraluminosidade e pelos termos mais evoluídos destas séries indo das composições metaluminosas até as levemente peraluminosas; definindo trens negativos no diagrama A-B. Plotam neste campo félsico os granitos do tipo I do cinturão de *Lanchlan* junto com várias suítes calcialcalinas diferenciadas. Alguns granitos do tipo-I transicional da Áustria e alguns do tipo-I caledonianos também plotam no campo IP. Chama atenção que as séries mais evoluídas deste tipo podem ser mais aluminosas e, portanto às vezes contêm minerais ricos em alumínio, por exemplo, tipo-I peraluminosos com granada e com granada-andaluzita.

4 – Granitóides Peraluminosos Altamente Félsicos (fP) – As três séries já descritas convergem para a área esquerda do gráfico A – B. Neste campo plotam várias séries graníticas e vulcânicas muito ácidas, geralmente sem mostrar um típico *trend* de variação; entretanto algumas tendem a amostrar *trends* verticais e correspondem aos tradicionais leucogranitos anatóticos, ou tipos MPGs de Barbarin (1996). Os mais representativos destes são os leucogranitos himalaianos e os leucogranitos Limousin dos hercínides europeus da França e Espanha. Tanto a

escassez de minerais máficos nestas rochas altamente félsicos quanto seus níveis de alojamento influenciam as suas características petrográficas.

5 Os leucogranitos parautóctones pobremente segregados de suas regiões fontes, podem apresentar uma paragênese mineral de alta temperatura com Mg-Cordierita, granada (almandina-piropo) ou sillimanita. Esta espécie de paragênese mineral de alta temperatura é encontrada na maioria dos tipos IP de áreas anatéticas. Por outro lado, nos leucogranitos epizonais mais alóctones (Himalaia ou Limousin), as paragêneses minerais AFM são de mais baixa temperatura e pressão, e os minerais tendem a mostrar textura aplopegmatíticas e maior conteúdo de voláteis, sendo representados tipicamente pelos granitóides a duas micas e com turmalina. Villaseca, Barbero & Herrero (1998) também observaram que fusões de fontes variadas sob condição de baixas frações de fusão e deficientes em água, podem produzir líquidos félsicos peraluminosos. Foi verificada a tendência daqueles magmas derivados de pelitos plotarem na parte superior do campo - fP. Por outro lado estes granitos poderiam resultar de magmas altamente fracionados das séries mP e IP em vez de leucogranitos anatéticos primários, portanto a afirmativa que leucogranitos a duas micas formam uma suíte magmática diferente deve ser cuidadosamente estudada em cada caso particular. Os autores considerando estudo de Chappell & White (1992) afirmam ainda que quando ocorre aumento do conteúdo de fusão, os componentes primários do protólito são incorporados ao material fundido, e, portanto as rochas mais máficas das séries graníticas, são as que melhor refletem as suas fontes. Quando uma grande quantidade de restito é retido na massa crustal-líquida, a composição resultante pode ser de tipo hP, similar a de fonte pelítica. Dados experimentais de Johannes (1991) demonstraram que ortognaisses peraluminosos também podem gerar séries que plotam na parte inferior do campo hP. Protólitos metassedimentares e/ou metaígneas fortemente peraluminosos, ambos são fontes de granito do tipo hP. Por outro lado alguns autores (Patinho Douce & Beard 1995; Macarty & Patiño Douce 1997), concluíram que as séries mP e IP podem ser geradas de qualquer protólito crustal ou mesmo pela mistura deles. Além disso, estudos experimentais demonstram que líquidos peraluminosos podem ser produzidos pela fusão de desidratação de alguns anfibolitos peraluminosos sob condição de crosta inferior, neste caso apenas 30% de fusão sob condições sub-saturadas permitiram a produção de tonalito; enquanto

que nenhum dos protólitos crustais paraluminosos (pelitos, grauvaca e metaígneas ácidas) poderiam gerar um magma parental para os tipos IP.

Segundo os estudos de Villaseca, Barbero & Herrero (1998), o ambiente geotectônico exerce um papel fundamental nos processos de fusão parcial. Segundo alguns pesquisadores, os diversos tipos de granitos peraluminosos, estão associados a ambientes específicos, os quais enfatizam a prevalência dos parâmetros físicos sobre as suas fontes naturais (Pitcher, 1993; Barbarin 1996); mesmo considerando a presença comum de diferentes granitos peraluminosos covalentes em alguns cinturões orogênicos, como exemplificados pelos segmentos do Hercíniano europeu. O fundamento de algumas classificações de base tectônica, é que os principais fatores que controlam a tipologia das series graníticas peraluminosas são a natureza da rocha fonte e os parâmetros físicos dos processos de fusão (Pitcher 1983, Maniar & Piccoli; 1989, entre outros). A natureza mais félsica da crosta continental envolvida nos orógenos intracontinentais de colisão, é constituída principalmente de pelitos, grauvacas e camadas de ortognaisses ácidos intermediários, isto implica numa maior fertilidade para a produção de magmas peraluminosos via reações de fusão por desidratação. Os modelos tectono-termais de espessamento crustal indicam que a base da crosta alcança temperatura normalmente inferior a 950°C, o que dificulta a fusão do protólito básico; este ambiente tectônico é o responsável pela produção de grandes volumes e pela complexidade das séries graníticas peraluminosas.

Patiño Douce (1999) através de estudos experimentais testou em laboratório as contribuições relativas da crosta e do manto na origem dos magmas graníticos, através de fusões de rochas metamórficas, e da reação entre magmas basálticos e rochas metamórficas. O autor afirma que dentre os tipos de rochas graníticas estudadas, apenas os leucogranitos peraluminosos representam fusões de crosta pura, os quais seriam formados pela fusão de desidratação que resulta do colapso tectônico de cinturões orogênicos intracontinentais espessados. Todas as demais rochas graníticas estudadas representam magmas híbridos, formados pela reação de fusões basálticas com rochas metamórficas de origem supracrustal; estas rochas híbridas incluem granitos cordilherianos, formados em / ou próximo a margens de convergência continental, granitos “tipo-S” fortemente peraluminosos, granitos “tipo-A” deficientes em alumina, e riolitos associados com derrames basálticos continentais.

Citando trabalho de Yardley & Valley (1997), Patiño Douce (1999) afirma que fluidos aquosos pervasivos não ocorrem na crosta continental em profundidades maiores que alguns Kms superiores, exceto nos casos em que rochas de baixo grau sejam superpostas por rochas de alto grau. Portanto a geração de magmas graníticos normalmente ocorre sob condições de ausência de fluidos, por reações de desidratação de fusão. Nestas reações minerais hidratados de rochas metamórficas quebram de modo incompatível suprindo de água e feldspato uma fase fundida, e de MgO , FeO , CaO e Al_2O_3 a fase mineral refratária. Apenas três minerais aquosos persistem em temperaturas bastante altas e coexistem naquelas temperaturas onde se formam os fluidos silicáticos sub-saturados em água; trata-se de *muscovita*, *biotita* e *hornblenda*, sendo os únicos que acompanham os fluidos de desidratação na crosta continental. Grauvacas, pelitos máficos e pelitos félsicos são todos fontes ricas em mica, e são distinguidos do seguinte modo: grauvacas contém biotita + plagioclásio, sem aluminossilicato, pelitos félsicos contém biotita e aluminossilicato, podendo conter ou não muscovita e/ou plagioclásio subordinado. Nos pelitos félsicos a muscovita é a fase hidratada dominante, podendo conter também plagioclásio e biotita subordinada. A maior diferença que se observa é entre os fluidos derivados de anfibolito e aqueles derivados de fontes ricas em micas, os primeiros são empobrecidos e álcalis totais e ricos em CaO .

Os *melts* de fontes ricas em micas apresentam um intervalo relativamente restrito em $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$, porém um amplo intervalo de $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$. Segundo Patiño Douce (1999), existe uma variabilidade considerável entre os fundidos (*melts*) de fontes ricas em mica, os quais refletem as composições de suas fontes. A pressão do *melts* e a infiltração de fluidos ricos em H_2O também afeta as relações de fase, e conseqüentemente as composições dos *melts*. Citando Conrad et al. (1988) e Patiño Douce (1996) o autor mostra que água livre baixa o ponto de fusão da assembléia plagioclásio + quartzo, porém apresenta um mínimo efeito na estabilidade das micas.

Patiño Douce (1999) efetuou ainda um levantamento das composições de elementos maiores e os ambientes tectônicos das rochas ígneas ricas em sílica e dividiu estas rochas em seis tipos distintos:

a) Leucogranitos Peraluminosos (PLGS)- geralmente formam pequenos corpos intrusivos em cinturões orogênicos de médio a alto grau metamórfico, relacionados a

episódios de espessamento crustal tectônico. Eles incluem os leucogranitos a duas-micas, os granitos a muscovita-turmalina, e os granitos a muscovita-granada.

b) Granitos Peraluminosos “Tipo-S” (PSGS)- Foram originalmente definidas por Chappell & White em Lachlan na Austrália, consistindo de rochas graníticas fortemente peraluminosas, caracterizadas pela presença de minerais máficos aluminosos de baixa pressão e alta temperatura como cordierita, espinélio ou ortopiroxênio aluminoso. Estes granitos ocorrem como batólitos rasos e apresentam auréolas de metamorfismo e não sendo relacionados a episódios de espessamento crustal.

c) Granitos Peraluminosos Cordilherianos (CPGS)- São granitos duas-micas exemplificados pelo Batólito de Idaho e outros granitos da Cordilheira Interior do Oeste da América do Norte. Eles tendem a ocorrer como Grandes intrusões compostas alojadas em ambiente de alta pressão. As fases aluminosas máficas do PSGS estão ausentes nestes granitos cordilherianos.

d) Granitos Calcicalcinos (CAGS)- Estes constituem o tipo cordilheriano mais característico. Compreendem granitos e riolitos orogênicos volumosos, formados em margens continentais convergentes, e são metaluminosos a fracamente peraluminosos. Eles contêm biotita, biotita + hornblenda, e em algumas rochas mais diferenciadas biotita + rara muscovita.

e) Granitos Metaluminosos Ricos em Álcalis (MAGS)- São, os granitos e riolitos metaluminosos do *Tipo-A*; eles apresentam baixo conteúdo de CaO, Al₂O₃ e MgO, e são frequentemente denominados de “granitos anorogênicos”.

f) Riolitos associados com Províncias de derrames basálticos Continentais (FBRS)- São rochas metaluminosas e ricas em ferro, as quais apresentam algumas características similares ao MAGS, porém constituem um grupo.

Através do estudo comparativo entre os seis grupos descritos e a fusão de rochas crustais, Patiño Douce (1999) fez as várias afirmativas a seguir- Os *melts* produzidos pela fusão de desidratação incongruente de quartzo+ mica são ricos em sílica, com conteúdo de SiO₂ > 70% em peso, refletindo o fato que a mica é consumida antes do quartzo na fusão da maioria das rochas metamórficas, e a fusão praticamente pára quando as micas são consumidas, não ocorrendo maiores variações na composição do *melt*, mas permanecendo rico em sílica até temperaturas muito altas. O autor concluiu ainda que dentre os granitos naturais, apenas os leucogranitos peraluminosos (PLGS) mostram um intervalo do conteúdo

de sílica compatível com aqueles dos fundidos experimentais; afirmando que as demais suítes de rochas graníticas apresentam menor conteúdo de SiO_2 do que pode ser obtido das rochas quartzo-feldspáticas comuns em temperaturas geológicas razoáveis, implicando que os leucogranitos peraluminosos constituem o único grupo que parece representar puros fundidos anatéticos crustais. Intrusões e/ou “*underplating*” de magmas máficos certamente são a fonte de calor na origem de muitos magmas graníticos, devendo também ocorrer interações químicas entre a crosta continental e magmas máficos da crosta inferior, como mostram as composições isotópicas de rochas ígneas silicáticas; a natureza destas interações químicas é complexa, e quase sempre envolve assimilação, mistura de magmas, cristalização fracionada e acumulação de cristais.

Patiño Douce (1999) também afirmou que os dois grupos de granitos fortemente aluminosos PLGS e PSGS são geralmente confundidos e mesclados juntos na literatura, pois embora ambos os tipos tenham precursores metassedimentares, eles são claramente diferentes. Nos gráficos daquele autor os PLGS superpõem ou estão muito próximos aos fundidos produzidos pela fusão de desidratação de muscovita-xistos (metapelitos félsicos), indicando que os PLGS são derivados da fusão destes últimos.

Clemens & Petford (1999), através do estudo da viscosidade de *melts* graníticos utilizaram modelamentos físico/matemáticos e construíram gráficos de equilíbrio de fusão, usando modelos de reação de fusão parcial e gráficos que mostram as variações de viscosidades de dois *melts*, sendo um de leucogranito do Himalaia e outro de tonalito de Arequipa nos Andes peruanos. Os autores verificaram que H_2O , Temperatura e Tectônica exercem grande influência na, segregação, ascensão e alojamento destes tipos de magmas. Os magmas formados em baixas temperaturas são mais úmidos do que aqueles de alta temperatura, de modo que as viscosidades de fundidos leucograníticos e tonalíticos, que representam os extremos de composições de *melts* graníticos, são de 10 a 1000 vezes mais viscosos que os basálticos. A viscosidade dinâmica é uma medida de fricção interna no movimento dos fluidos que ascendem em consequência de colisões moleculares. Segundo os autores, quando consideramos a importância relativa de T e conteúdo de H_2O dos *melts* no controle da viscosidade dos magmas graníticos, deve-se observar que estas variáveis são geralmente interdependentes. Existe um equilíbrio natural, no qual os efeitos de temperaturas mais altas mostram

tendência de ser balanceadas pelo menor conteúdo de H₂O no magma; exceto em situações de fusão úmida, onde o suprimento de H₂O apenas tende a ficar limitado.

Barbarin (1999) efetuou uma importante revisão da relação entre os tipos de granitóides, suas origens e seus ambientes geodinâmicos; o autor se refere à existência de cerca de vinte classificações petrogenéticas de granitóides propostas na literatura. Neste trabalho o autor divide os granitóides em seis tipos, de acordo com critérios de campo, como sejam parâmetros mineralógicos e petrográficos, seguido por critérios químicos e isotópicos. As siglas usadas pelo autor para designar cada tipo reflete os minerais AFM típicos e suas características químicas. A origem e petrogênese de cada tipo é discutida sob uma ótica de ambiente geodinâmico de espaço e tempo. Considerando os aspectos mencionados o autor agrupou os tipos de origem comum; *granitóides peraluminosos* com origem crustal, *granitóides toleíticos* com origem mantélica, e os *granitóides calcialcalinos* de origem mixta com proporções variáveis de componentes derivados do manto e crosta. Segundo o Barbarin (1999) quando rochas graníticas estão bem definidas é importante considerar suas assembléias AFM, seus dados petrográficos e seus alojamentos. Biotita e apatita e zircão estão presentes na maioria dos granitóides, em abundância variável. Muscovita pode ser um mineral acessório em muitos tipos de granitóides, porém grandes placas primárias só ocorrem nos **MPGs**. Estes leucogranitos ricos em muscovita ou granitos a duas micas podem conter turmalina, granada e monazita; são geralmente intrusivas e pobres em enclaves, podendo conter xenólitos das encaixantes; excepcionalmente estes granitos podem estar enraizados em rochas metamórficas e conter restitos como enclaves. Os leucogranitos himalaianos e os granitos a duas micas do cinturão herciniano do oeste da Europa são bons exemplos deste tipo.

O segundo tipo de granitos, os **CPGs** contém cordierita, sillimanita e rara andaluzita e pequenas palhetas de muscovita primária. Os biotita-granitos e granodioritos com cordierita também contém turmalina, granada e monazita. Este tipo é intrusivo ou de alojamento mais inferior, e os enclaves consistem de restitos ricos em mica e alguns enclaves máficos microgranulares podem ser abundantes quando estiverem associados a terrenos de alto grau metamórfico formando complexos anatéticos. Os melhores exemplos de **CPGs** são os granitos tipo-S com cordierita do Cinturão de Dobramento de Lachlan no SE da Austrália, bem como os granitos e granodioritos com K-feldspato com cordierita do cinturão Herciano.

Os outros granitóides são: o **ACG**- os quais contêm anfibólio, piroxênio e como acessório, titanita e magnetita, o anfibólio cálcico e titanita são constantes e abundantes nos granodioritos e tonalitos; xenólitos e enclaves félsicos são comuns junto às margens destas intrusivas, enclaves máficos são abundantes e em escala-métrica. Os granodioritos e tonalitos formam vastos batólitos, denominados cordilherianos ou andinos, e constituem as rochas principais das margens ocidentais das Américas; os granitóides de Lachlan são deste tipo. Os granitóides **KGC** são especiais, e contêm pouco anfibólio, alguma titanita e ausência de piroxênio; apresentam textura porfirítica de K-feldspato, apresentam xenólitos e enclaves félsicos microgranulares, e pequena presença de enclaves máficos magmáticos,. Estas rochas são também chamadas de granitóides shoshoníticos, sendo abundantes nos plútons caledonianos das Ilhas britânicas e nos cinturões hercinianos do Leste da Europa. Os dois últimos tipos a seguir, são mantélicos e pouco comuns; o tipo **RTG**- constituem os plagiogranitos, trondjemitos, tonalitos e ocorrem na crosta oceânica onde formam diques e pequenos plútons; estas rochas ricas em anfibólio e piroxênio, estão associadas com rochas máficas oceânicas e foram descritas em muitos complexos ofiolíticos. O último tipo de granitóide é o **PAG**, que contêm anfibólios e piroxênios mais sódicos do que cálcicos, e constituem granitos álcali-feldspáticos, peritéticos a sienitos, são homogêneos, e com raros enclaves máficos e félsicos; e formam complexos anelares no Canadá, nas Montanhas Rochosas (EUA), na Itália, no deserto do Sahara, no Yemen, e no graben de Oslo.

Barbarin (1999) afirma que muitos autores têm considerado o relacionamento entre os tipos de granitóides e o contexto tectônico, porém muitos petrólogos questionam o uso de granitóides como indicadores da evolução geodinâmica. Entre outras considerações o autor conclui que “a combinação de estudos petrológicos, estruturais e geodinâmicos indica que a gênese de diferentes tipos de granitóides está limitada pelo ambiente geodinâmico”. Finalmente o autor correlaciona à gênese dos granitóides peraluminosos com a colisão entre duas litosferas continentais e também a participação de granitóides calcialcalinos ricos em potássio (**KCG**), e afirma que estes granitos se distribuem no cinturão móvel sem qualquer organização espacial. Os **MPGs** ocorrem onde a crosta continental é cortada por zonas de cisalhamento e cavalgamento, enquanto os **CPG** formam lacólitos amplos ou estreitos ou plútons arredondados, e ambos estão associados ao clímax da

orogênese, enquanto os KCG possivelmente se alojam durante as fases de relaxamento. Os magmas formados durante o tectonismo convergente só alojam-se quando ocorre tensão ao longo de zonas de cisalhamento ou em pontos de relaxamento local. O autor considera que as diferentes associações de granitóides podem também estar relacionadas a níveis estruturais distintos de um cinturão orogênico de colisão continental. O Himalaiano pode representar os níveis superiores, onde apenas as intrusivas MPG estão presentes; As ilhas Britânicas e o Maciço Central francês representariam os níveis médios, com os *MPGs*, e intrusivas *CPGs* associadas; O cinturão Lachlan pode representar o nível inferior, onde apenas ocorre *CPGs* e algumas raízes dos *MPGs* estão localizadas.

Chappell & White (2001) publicam novo trabalho com comentários do trabalho pioneiro que haviam publicado 27 anos antes (1974), quando lançaram a idéia da existência de dois tipos de granitos no Cinturão de dobramento de Lachlan, no sudeste da Austrália, granitos do tipo I contendo hornblenda e granitos tipo-S com cordierita (e pequena presença de leucogranitos com muscovita). Visto que os parâmetros usados para distinguir os dois tipos eram incertos e pouco compreendidos, os mesmos autores em 1977 lançaram o “modelo restito” que fornece uma boa explanação sobre as características composicionais, o que implica na herança de suas rochas fontes; os autores comentam o desenvolvimento substancial do conhecimento desde a publicação inicial e de outros dois trabalhos destes autores publicados em 1984 e 1992 sobre os granitos do tipo-S e do Tipo-I.

Os autores observam que os seus trabalhos iniciais de 1974, foram efetuados acerca do Batólito de Beridale, o qual contém vários tipos de granito, sendo que o mapeamento subsequente confirmou a existência de quantidades iguais dos granitos I e S; e ainda de outras características entre as quais se inclui os granitos de alta temperatura e os granitos fracionados. Na **Tabela 10**, são apresentadas as propriedades químicas e mineralógicas distintivas dos dois tipos.

Os autores verificaram que os teores de sódio são elevados nos granitos tipo-I e baixos no tipo-S, entretanto vieram depois a observar que os limites estabelecidos não são aplicados a todo Cinturão de Lachlan, existindo, portanto um *overlap no resultado dos valores*, verificaram também que alguns granitos tipo-S são relativamente máficos o que implica em fontes sedimentares mais ou menos maduras, representando materiais fontes com percentagens variáveis de feldspatos, e ainda que as rochas estudadas antes de 1974 não eram bem representativas.

Tabela 10.1 Características distintivas dos Granitos Tipo-I e Tipo-S do Cinturão de Dobramento de Lachland – Austrália, segundo Chappell & White (1974).

GRANITOS TIPO I	GRANITOS TIPO S
Sódio relativamente alto $\text{Na}_2\text{O} > 3,2$ nas variedades félsicas, decresce para $>2,2$ nos tipos máficos	Sódio relativamente baixo $\text{Na}_2\text{O} < 3,2$ nas rochas com $\pm 5\%$ de K_2O , decresce para $<2,2$ nas rochas com $\pm 2\%$ de K_2O .
Mol. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}) < 1\%$	Mol. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}) > 1\%$
CIPW-diopsídio normativo ou coríndon normativo $< 1\%$	CIPW- coríndon normativo $> 1\%$
Ampla espectro de composições de félsicas a máficas	Composições relativamente restritas para os tipos com elevado SiO_2
Variações interelementos regular dentro dos plútons; diagramas de variação linear ou não linear.	Diagramas de variação mais irregulares

Ocorrem ainda granitos considerados do tipo I cujos conteúdos de Na_2O são menores que os propostos na **Tabela 10.1**, isto inclui cerca de 20% de amostras estudadas o que poderia indicar semelhanças de Na_2O das rochas da fonte, porém não significa que seria precisamente do magma, considerando a perda de voláteis e ainda que a alteração da rocha poderia obscurecer características magmáticas primárias. Os dados de CaO da tabela original mostram um discriminante melhor entre os dois tipos de granitos, mesmo utilizando os dados atuais em um gráfico CaO versus FeO total com algumas variações em outras partes do Cinturão de Lachlan, quando se observa certo *overlap* no gráfico. Alguns granitos tipo-S são empobrecidos em Na, Ca e Sr, em relação a granitos tipo I, porque estes elementos se perdem em solução quando os feldspatos são intemperizados para minerais de argilas; enquanto contêm altas quantidades de K, Rb e Pb, que são incorporados nos minerais argilosos durante o intemperismo. Como consequência do baixo conteúdo de Na e Ca, os granitos tipo-S são sempre supersaturados em Al, este também é o caso para os granitos mais félsicos do tipo-I. No trabalho original de Chappell & White (1974), o valor limitante para o índice de saturação de alumínio (ISA) é 1% de coríndon normativo. Em trabalho posterior (1992) os autores verificaram que à medida que os granitos tornam-se mais félsicos, os valores ISA convergem de modo que nos granitos mais félsicos, não fracionados e do tipo-I ocorrem valores de 1,0-1,1 que no gráfico, superpõem com os valores existentes no

tipo-S, que variam de 1,1 a 1.25, porém esta clara separação não é vista em todo o Cinturão de Lachlan.

Chappell & White (2001) citam que Chappell (1999) assinalou que quase metade dos granitos do tipo-I do Cinturão de Lachlan são peraluminosos; tratando-se de uma extensão dos granitos supersaturados em Al, que Chappell et al., (1998) classificam como granitos tipo-I de baixa temperatura. No artigo de 1974 os autores já estavam atentos que granitos félsicos derivados de fontes ígneas metaluminosos eram normalmente peraluminosos sendo este um dos motivos para sugestão da terminologia Tipo-I e tipo-S; os autores efetuaram um comentário sobre a divisão dos granitos MPGs e CPGs de Barbarin (1998) e concluíram que eles podem ter uma estreita relação genética no cinturão de dobramento de Lachlan. Os MPGs corresponderiam ao tipo-S representando um estágio mais avançado de evolução onde à cristalização fracionada de minerais enriquecem o magma em H₂O.

Neste último trabalho de 2001, Chappell & White reafirmam dados de 1974 quanto à composição dos granitos I e S em Lachlan, como seja, granitos tipo-I apresentam um amplo *spectrum* composicional desde máficos até félsicos, enquanto os granitos tipo-S estão restritos a alto conteúdo de SiO₂ e mesmo naqueles do tipo-I de baixa temperatura o conteúdo de SiO₂ é bem menor que no tipo-S. Os granitos tipo-S com SiO₂ menor que 72% contém mais Mg e Fe do que os granitos do tipo-I com similar conteúdo de SiO₂; eles não podem ser descritos como rochas “félsicas” apesar do alto conteúdo de Sílica e abundância de quartzo; são rochas escuras em que a biotita e cordierita podem atingir 25% da moda; apresentam baixo conteúdo de plagioclásio, devido aos baixos conteúdos de Na e Ca, herdado das rochas fontes previamente intemperizadas, porém o alto conteúdo de K-feldspato-ortoclásio está associado à abundância de biotita. O alto conteúdo de quartzo daqueles granitos tipo-S tem duas causas: primeiro, são derivados de rochas sedimentares ricas em quartzo, e segundo, grandes quantidades de biotita direcionam a um alto conteúdo de quartzo, visto que biotita é pobre em SiO₂.

Chappell & White (2001) lembram ainda a afirmativa de 1974, que os plútons do tipo-I apresentam uma variação interelementar mais regular que os do tipo-S, cujos dados mostram *trends* linear a não linear nos diagramas de variação, isto é aplicável apenas para os do tipo-I de baixa temperatura (com alto Al). Os autores também observam que no artigo de 1984 indicaram que correlações mais pobres nos granitos tipo-S podem refletir mistura imperfeita de rochas-fontes heterogêneas;

e ainda que as rochas fontes de granitos tipo-I são relativamente homogêneas, formando grandes plútons no Cinturão de Lachlan, daí se pensar que sejam derivados de níveis mais profundos do que os do tipo-S, sendo originados de material produzido na base (*underplating*) da crosta (White 1979). Daí a sugestão que os dois tipos de granitos devem ser provenientes de rochas fontes de origens muito diferentes, uma formada por deposição/cristalização na crosta e outra pela acreção abaixo da crosta, de modo a existir o Tipo-S = Sedimentar ou Supracrustal, e o Tipo-I = Ígneo ou Intracrustal.

As características petrográficas dos granitos tipo-I e S, como estabelecidos por Chappell & White (1974) refletem a composição química de cada grupo e as diferenças mineralógicas permanecem corretas, exceto a *monazita* que pode ocorrer como acessórios nos granitos félsicos peraluminosos do tipo-I, sendo produto de cristalização tardia, em contraste com a monazita encontrada em leucogranitos do tipo-S a qual é um mineral da cristalização inicial, ou restito. A *biotita* nos granitos tipo-I é pleocróica a vermelho-marrom, enquanto nos granitos tipo-S mostra absorção mais forte com pleocroísmo de chocolate a morango. O Fe^3 e o Ti são menos abundantes em biotita de granitos tipo-S; o mineral opaco nos granitos tipo-S é geralmente ilmenita, mais do que magnetita, que é típico do tipo-I, similar a subdivisão de Ishirara (1977), porém a correspondência não é exata. Os K-feldspatos nos granitos do Tipo-S é branco, não estando à rocha intemperizada ou com alteração hidrotermal. As inclusões de *apatita* são comuns nas biotitas e hornblendas de granitos tipo-I, enquanto ocorre nos cristais maiores em granitos tipo-S. O Neil & Chappell, 1977 (in Chappell & White 2001) encontraram diferenças nos dados de oxigênio isotópico entre os granitos tipo-I e tipo-S no batólito Berridale, sendo E^{18}O menor que 10% no tipo-I e maior no tipo-S, relativa ao SMOW. Com base em observações de campo, Chappell & White (1974) já haviam afirmado que no cinturão de Lachlan os granitos tipo-S são geralmente mais antigos que os do tipo-I que ocorrem no mesmo batólito, sendo este fato confirmado por estudos posteriores; portanto os granitos do tipo-S podem ter uma forte foliação secundária truncada por granitos tipo-I que não são foliados ou tem uma foliação primária, porém em geral os granitos tipo-S do Lachlan são mais maciços do que foliados.

Finalmente Chappell & White (2001) concluem que ocorreram importantes avanços no conhecimento do Cinturão de Dobramento de Lachlan após 1974; o conceito de infracrustal e supracrustal (Chappell & White 1984), desenvolvido na

compreensão dos dois tipos de granitos levaram a reconhecer que quando magmas félsicos graníticos têm cristalização fracionada podem se caracterizar como do tipo-I ou S, e ainda no caso do tipo I de alta e de baixa temperatura, e o conceito de tipo-I e S pôde ser estendido às rochas vulcânicas associadas. Os autores ainda mostraram que os dois tipos de granitos convergem para a composição haplogranítica, isto é, rochas com quantidades quase iguais de quartzo e os dois feldspatos, portanto os elementos maiores variam muito pouco, enquanto muda a quantidade de elementos traços entre os dois tipos. Com o aumento da cristalização fracionada evidenciada por parâmetros como aumento da razão Rb/Sr, os magmas félsicos do tipo-S torna-se mais peraluminosos com até 4% de coríndon normativo. Apatita é solúvel nestes magmas peraluminosos e félsicos, sendo que a abundância de P_2O_5 aumenta progressivamente com a cristalização fracionada nestes granitos tipo-S, e em contraste decresce para valores muito baixos nos fracionados do tipo-I. Outros elementos que ocorrem em minerais acessórios de fosfato, como Th, La e Y diminuem abundância com a cristalização fracionada dos magmas tipo-S, devido à baixa solubilidade da monazita. Os granitos de alta e baixa temperatura não mostram grandes diferenças mineralógicas, entretanto o reconhecimento destes dois grupos é importante porque distingue os de alta temperatura (rocha mais máfica do tipo-I e granitos do tipo-A) como sendo adição de material a crosta, e aquelas que envolvem a reciclagem magmática de crosta antiga (são os do tipo-I de baixa temperatura e todos os granitos do tipo-S).

Visona & Lombardo (2002) efetuaram trabalho de pesquisa na região Everest-Makalu no Himalaia acerca da gênese dos leucogranitos a duas-micas e leucogranitos a turmalina, e constataram a dominância destes no topo do Cristalino do Alto Himalaia (HHC); há pequena diferença entre os dois, porém os leucogranitos e turmalina apresentam alta percentagem deste mineral e presença de granada, espinélio e coríndon. A geoquímica isotópica (Sr, Nd, Pb) é indicativa de fonte sedimentar; o que pode corresponder aos metassedimentos a cianita e sillimanita da base do HHC, os quais durante o metamorfismo foram submetidos a condições compatíveis com a formação de magmas leucograníticos. Experimentos destas rochas mostraram que elas foram formadas pela fusão de desidratação de muscovita e biotita. Para alguns autores a origem bimodal destes leucogranitos pode ser explicada pela fusão parcial com variável grau de saturação em fluidos, enquanto para outros é devido à fusão progressiva de gnaisses ricos em muscovita

e rochas psamíticas pobres em muscovita da seqüência HHC. Segundo outros autores os granitos a turmalina podem representar frações diferenciadas da mesma fonte que produziu os granitos a duas micas, ou evoluíram da cristalização fracionada destes últimos.

O contexto geológico-tectônico e geomorfológico do centro-leste do Himalaia no Nepal contém duas principais unidades que se estendem de leste a oeste; a zona sul ou Himalaia menor (LH) e a zona norte, do Himalaia maior ou Cristalino do Alto Himalaia (HHC) as quais estão separadas pelo Empurrão Central Principal (MCT). O topo do HHC coincide com uma grande zona de cisalhamento extensional, a Lasca do Tibetano Sul (STD), que pós o HHC em contato com a seqüência sedimentar não metamorfizada do Plateau Tibetano. No leste do Nepal a erosão provocou exposição de muitas janelas tectônicas do LHZ. Os plútons de Makalu são de granito a duas micas intrudidas por turmalina-granitos. Após extensivo estudo das relações de muitos plútons os autores concluíram que há indicação de dois episódios de injeção, o primeiro de granitos a duas-micas e o segundo constituído por leucogranitos a turmalina.

10.2 ASPECTOS COMPARATIVOS DOS LEUCOGRANITOS PERALUMINOSOS DA ÁREA DE PESQUISA COM OS DE OUTRAS REGIÕES

Os plútons de granitos peraluminosos da área de estudo, como observado no capítulo anterior, apresentam certa diversidade química entre os mesmos, embora a mesma mineralogia básica, quartzo, KF, plagioclásio, biotita e muscovita, mostram variação no conteúdo de minerais acessórios e no grau de peraluminosidade.

Os leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa apresentam algumas semelhanças com os granitos grupo II de Harris, Pearce & Tindle (1986), sin-colisionais, conhecidos como leucogranitos, os quais são peraluminosos e derivados principalmente de fontes crustais, sendo empobrecidos em terras raras pesadas (HREE), Y, Zr e Hf, caracterizados pela alta razão Rb/M onde M pode ser qualquer dos citados acima e normalmente excedem 70% de SiO₂. Conforme aqueles autores os granitos do grupo II apresentam composição similar as grauvacas, sendo enriquecidos em K e Rb e por vezes em Ta, sendo que nas grauvacas a razão K/Rb é igual a 260. Se grauvaca foi a fonte dos granitos, a razão é de 150, e o Rb foi adicionado por meio da fase volátil. As razões K/Rb obtidas para os quatro principais plútons de leucogranitos a duas-micas da região estudadas foram de

aproximadamente 75 para o plúton Encruzilhada de S. João, 60 para o plúton Chã Grande, 90 para o plúton Cajueiro, 82 para o plúton Batateira e 70 para o plúton Gameleira, sendo que uma amostra do PBat apresentou uma razão que atingiu 157, e numa amostra do PGam a razão alcançou 101. No estudo comparativo verificamos que em três análises químicas do Complexo Cabrobó as razões K/Rb foram de apenas 85, 127 e 139, valores estes ainda distantes dos indicados por aqueles autores para rochas similares. Segundo os autores citados o crescimento de micas pós-cristalização também evidencia a participação de voláteis, tendo este fato sido observado em algumas lâminas e em afloramentos de leucogranitos a duas-micas da área de estudo.

Estudando os granitos tipo “rondoniano” Dall’Agnol (1980), os quais apresentam características similares aos granitos “nigerianos”, mostrou que as evidências petrográficas da abundância de flúor no magma gerador daqueles granitos se deve a influência marcante do flúor sobre a evolução da cristalização. A cristalização de fluorita ou topázio é condicionada pela disponibilidade ou não de cálcio, formando fluorita no primeiro caso e topázio no segundo. Na área de pesquisa desta tese não ocorre presença de fluorita nos plutons de leucogranitos estudados e o topázio só ocorre raramente como mineral acessório; este fato inviabiliza mineralizações importantes associadas aos plútons pesquisados.

Conforme se observa nos estudos experimentais de Clemens & Vielzeuf (1987) apresentados na **Tabela 10.2**, o conteúdo de água dos magmas fontes dos plútons devem ter tido sua maior contribuição das fases hidratadas de Mc-Bt de rochas pelíticas e Bt-Hb de rochas qz-feldspáticas e mínima contribuição das fases hidratadas de rochas intermediárias e máficas, sob condições de pressão na faixa de +/- 5 Kbar, podendo eventualmente, em alguns locais ter sido superior.

Tabela 10.2 Conteúdo de água nos *melts* formados por anatexia crustal com ausência de fluidos, em diferentes pressões, segundo estudo de Clemens & Vielzeuf (1987).

Grupo de Rocha	Fase hidratada Envolvida	Conteúdo de Água do Melt (%peso)	
		P = 5Kbar	P = 10Kbar
Pelítica	Mc	10,7	12,1
	BT	2,9	3,7
PQz-feldspática	Bt	2,3	4,3
	Hb	1,9	3,0
Intermediária	Bt	3,3	4,7
	Hb	3,0	3,7
Máfica	Hb	4,6	6,5

A maioria dos plútons de leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa (exceto os plútons N de Barreiros e Gameleira) estão encaixados em locais de transição entre granitos do 1º grupo e gnaisses do Complexo Belém do São Francisco; nos gnaisses se observa evidências de migmatização, que indica médio a alto grau de metamorfismo, ocorrendo também restos de paraderivadas.

A **Tabela 10.3** mostra que a presença de muscovita e biotita em rochas pelíticas, quartzo-feldspáticas e intermediárias coincidem com a maior % em peso de água; isto também ocorre com os leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa.

A **Tabela 10.4** vem indicar que as temperaturas de fusão parcial com a quebra de minerais hidratados nos plútons de leucogranitos a duas micas da área de pesquisa devem ter estado entre 665 e 850°C; enquanto nas rochas do 1º grupo podem ter atingido um máximo de 920 °C.

Tabela 10.3 Apresenta a resposta para o problema dos conteúdos reais de água nas rochas de alto-grau, segundo estudo de Clemens & Vielzeuf (1987).

Intervalo normal dos conteúdos de minerais hidratados e água dos principais tipos de rochas metamórficas da crosta.						
Grupo de rochas	Número de Amostras	Mc (%peso)	Bt (% peso)	Hb (% peso)	% em peso de água Variação média	
Pelítica	18	0 – 10	20 – 34	-	1,0 - 1,4	1,1
Quartzo feldspática	23	-	8 – 19	0 - 6	0,4 - 0,7	0,6
Intermediárias	12	-	21 – 31	3 - 16	1,2 - 1,3	1,2
Máficas	14	-	-	36 - 80	0,7 - 1,6	0,8

Tabela 10.4 Apresenta as temperaturas aceitas para reações de Fusão parcial com ausência de fluido, envolvendo quebra de minerais hidratados, nos principais grupos de rochas crustais, segundo estudo de Clemens & Vielzeuf (1987).

Grupo de Rocha	Mineral	T° C	
		P = 5 Kbar	P = 10 Kbar
Pelítica	MS	665	710
	Bt	850	840
Quartzo-feldspática	Bt	880	870
	Hbl	900	920
Intermediária	BT	880	870
	Hbl	900	920
Máfica	Bt	900	920

Segundo White (1992) os granitos peraluminosos além dos minerais principais (quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e muscovita) podem conter magnetita como mineral acessório, indicando condição de oxidação ou conter ilmenita indicando tratar-se de granitos formados sob condição de redução. Os leucogranitos da área de estudo apresentam como acessório a magnetita, indicando que foram formados sob condições de oxidação. Chappell & White (1992) denominaram os muscovita-granitos peraluminosos do *Lachlan Fold Belt* de leucogranitos a duas-micas e sugeriram que eles representam as rochas mais evoluídas dos granitóides do tipo-S, e seus magmas progenitores devem ter atingido 7 a 8% de fluidos para formar muscovita. Os fluidos migram através de zonas de cisalhamento, provocando extensiva fusão. Zonas de cisalhamento são abundantes nas regiões típicas da presença de leucogranitos a duas-micas; este fato coincide ao que é observado na área desta tese, onde ocorrem Z.Cs. com relacionamento espacial aos plutons de leucogranitos estudados. Condie (1993) também discute que alta temperatura e o conteúdo de água resultam em grande quantidade de fusão, enquanto a grande pressão pode causar pequeno grau de fusão. Como o ponto de fusão da sílica aumenta com a pressão mais baixa, daí ocorrer que a diminuição da pressão causada por falhamento reduz a temperatura efetiva de fusão em uma dada profundidade.

Segundo Marini, Botelho & Rossi (1992) nos granitóides formados durante o estágio magmático existe forte correlação entre elementos maiores e lantanídeos, sendo que elevados teores de ETR e fortes anomalias negativas de Eu são tidas como características de granitos alcalinos a hiper-alcalinos, enquanto os granitos,

sub-alcalinos se caracterizam por padrões mais homogêneos. Os autores lembram que tanto os processos de fusão parcial como os de cristalização fracionada levam a um enriquecimento relativo em TR leves nas fases de sistemas silicáticos, o que conduz ao enriquecimento de TRL nas rochas graníticas félsicas, sendo este o fato observado nos leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa desta tese. Devido aos TRP tenderem a se concentrar nos minerais máficos, resultando no fato de granitóides crustais apresentarem padrões de TR descendentes, como observado nos gráficos obtidos de amostras do plútons perluminosos estudados. Os autores citados consideram os padrões de TR com fortes anomalias negativas de Eu em rochas graníticas evoluídas, como reflexo do comportamento dos feldspatos; Interpretando esta anomalia como causada por diferenciação magmática, onde os primeiros plagioclásios cristalizados e precipitados retiraram o Eu que substituiu Sr e Ca nos seus retículos cristalinos, resultando um líquido residual empobrecido em Eu originando granitos ricos em sílica e com padrão de TR mais pobre em Eu. Os leucogranitos estudados nesta tese foram resultantes de fusão parcial com posterior cristalização fracionada.

Conforme já observado, segundo Pearce (1996) o manto e a crosta constituem os 2 membros-finais da fonte de magmas graníticos, alguns granitos se originam de uma destas fontes puras, por fusão e cristalização fracionada, porém a maioria requer uma fonte mixta. Dentre as variáveis da fonte crustal, cita a composição da crosta, a fusão parcial e o fluxo de voláteis. Seguindo o mesmo raciocínio, Barbarin (1996) afirma que as composições dos granitos do tipo-S, leucogranitos a duas-micas e leucogranitos com cordierita, podem ser produzidas a partir de vários tipos de magmas, e através da evolução de diversos processos, neste trabalho o autor foca os granitos peraluminosos produzidos por extensiva anatexia de rochas crustais, dividindo estes granitos em dois grupos– aqueles que contêm muscovita (MPGs) e os que contêm cordierita (CPGs). Este autor afirma ainda que muitos mecanismos têm sido sugeridos por vários autores para geração de magmas peraluminosos, alguns ocorrem como correspondente menor de suítes metaluminosos que formam batólitos, que foram produzidos pela cristalização fracionadas. O autor com base no estudo de Ugidos & Recio (1993) afirmam que uma das maneiras para produção de magma peraluminoso poderia ser a hibridização de magmas metaluminosos pela assimilação de rochas sedimentares aluminosas durante o alojamento, e concluem que o modo mais fácil da geração

destes granitos seria a anatexia de algumas rochas pelíticas ou de materiais de composição próxima ao sistema $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{AlSiO}_3\text{O}_8\text{-KAlSiO}_3\text{-H}_2\text{O}$, tal como rochas sedimentares inativas (arcósios, grauvas) ou ortognaisses resultantes do metamorfismo de sieno e monzogranitos ricos em K-feldspato.

Barbarin (1996), baseado em Clemens & Wall (1981) e Holtz & Johannes (1991), afirma que a geração de grandes volumes de fundidos peraluminosos não é controlada exclusivamente pela composição da fonte, porém principalmente pelas condições de anatexia. Ainda segundo Barbarin (1996), os leucogranitos peraluminosos são representados pelos leucogranitos do Alto Himalaia, os quais são ricos em K-feldspato e plagioclásio e contém menos de 5% de minerais máficos. Este fato é similar as análises petrográficas efetuadas em amostras dos plútons da área de pesquisa desta Tese (**Anexo II**). Além daqueles do Himalaia, leucogranitos similares ocorrem nos Cinturões Hercinianos da Europa e no Caledoniano da Escócia, sendo raros nos plútons do *Lachlan Fold Belt* da Austrália e no cordilheiriano no oeste da América do Norte.

Conforme observado nos estudos dos granitos da Província Borborema (PB), Ferreira et al., (1998) afirmam que o maior número de granitos peraluminosos na PB situa-se no DPEAL, incluindo corpos fundidos em situ e granitóides a duas micas, interpretados também como produtos de anatexia da crosta-média; a presença de muscovita nas fases finais dos plútons sugere cristalização com $P > 4$ Kbar. Esta afirmativa está de acordo com os dados obtidos para os leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa. Aqueles autores afirmaram também que as orogenias sucessivas na PB mascararam a maioria das relações estratigráficas originais nos cinturões supracrustais mais antigos, tornando difícil a interpretação da evolução tectônica na Província, e ainda chamaram atenção para a grande heterogeneidade nos granitóides do DPEAL, onde ocorrem amplas áreas de migmatização seguida por intrusões de granitos leucocráticos associados com grandes volumes de granitóides calcialcalinos de alto-K originados pela mistura de componentes do manto e crosta, o que sugere uma complexa evolução petrogenética no DPEAL.

Segundo os estudos de Villaseca, Barbero & Herrero (1998), o ambiente geotectônico exerce um papel fundamental nos processos de fusão parcial. Segundo alguns pesquisadores, os diversos tipos de granitos peraluminosos, estão associados a ambientes específicos, os quais enfatizam a prevalência dos parâmetros físicos sobre as suas fontes naturais (Pitcher, 1993; Barbarin 1996);

Villaseca, Barbero & Herrero (1998) dividiram os granitos peraluminosos dos cinturões orogênicos, em quatro grupos, os MPGs ou leucogranitos a duas-micas ocorrem com pequena participação entre os granitóides denominados, pelos aqueles autores, de Moderadamente Peraluminosos (mP), que correspondem aos do tipo-S, e dentre estes os mais fracionados, estudados por Chapel & White (1974, 1992, 1998 e 2001) no Cinturão de Lachlan, que ocorrem em menos de 1% da área de afloramento. Os MPGs fazem parte dos granitóides Peraluminosos Altamente Félsicos (fP) e correspondem aos tradicionais leucogranitos epizonais mais alóctones que apresentam alto conteúdo de voláteis e são representados pelos leucogranitos himalaianos e os Limousin dos hercinides da França e Espanha. Foi verificada a tendência dos magmas derivados de pelitos plotarem na parte superior do campo - fP. Por outro lado estes granitos poderiam resultar de magmas altamente fracionados das séries mP e IP em vez de leucogranitos anatéticos primários, portanto a afirmativa que leucogranitos a duas micas formam uma suíte magmática diferente deve ser cuidadosamente estudada em cada caso particular, visto que granitos mP e IP podem transicionar para leucogranitos paraluminosos félsicos. Villaseca, Barbero & Herrero (1998) afirmam ainda que nos leucogranitos epizonais mais alóctones as paragêneses são de baixa temperatura e pressão, com maior conteúdo de voláteis e representados pelos leucogranitos a duas-micas e a turmalina; finalmente consideram que a natureza mais félsica da crosta continental envolvida nos orógenos de colisão contém pelitos, grauvacas e ortognaisses ácidos a intermediários, o que implica na maior fertilidade para produzir magmas peraluminosos via reações de fusão por desidratação

Barbarin (1999) no estudo sobre os tipos de granitóides, suas origens e seus ambientes tectônicos, citou a importância das assembléias AFM nos estudos petrográficos das rochas graníticas; biotita, apatita e zircão, estão presentes na maioria das rochas graníticas enquanto a muscovita pode ser acessório em muitos tipos, porém placas primárias grandes só ocorrem nos MPGs, os quais ocorrem onde a crosta continental é cortada por zonas de cisalhamento e cavalgamento; os MPGs e CPGs estão associados ao clímax da orogênese. Os leucogranitos ricos em muscovita ou granitos a duas-micas podem conter turmalina, granada e monazita; são geralmente intrusivos e pobres em enclaves, podendo conter xenólitos das encaixantes; estas características são observadas nos plútons de leucogranitos estudados na área desta Tese, embora não ocorra turmalina nem monazita e só rara

presença de granada. O autor considera que as diferentes associações de granitóides podem também estar relacionadas a níveis estruturais distintos de um cinturão orogênico de colisão continental. O himalaiano pode representar os níveis superiores, onde apenas as intrusivas MPG estão presentes; As ilhas Britânicas e o Maciço Central francês representariam os níveis médios, com os MPGs nas raízes e com intrusivas CPGs associadas; O Cinturão Lachlan pode representar o nível inferior, onde apenas ocorre CPG e algumas raízes dos MPGs estão localizadas, correspondendo a apenas 1% das rochas aflorantes. Barbarin (1999) consideram que os MPGs representam um estágio mais avançado de evolução do tipo-S, onde a cristalização fracionada de minerais em maioria anidros enriquecem o magma em H_2O .

Com o estudo dos dados químicos e isotópicos, pode se observar certas características dos Plútons peraluminosos a duas-micas da área de Tese: Os valores de Na_2O do Cinturão de Lachlan, apresentados por White & Chappell (1974) para os granitos tipo-S, são $<3,2\%$ para os granitos com $\pm 5\%$ de K_2O , estão bastante próximos aos valores existentes na área de pesquisa desta Tese; aqueles autores também afirmam que os diagramas de variação dos granitos daquela região são irregulares, este fato é também coincidente com os obtidos na nossa área de pesquisa. Os altos valores de Rb obtidos nos plútons peraluminosos da área em nossa área de pesquisa situam-se entre 123 e 383 ppm, os quais são compatíveis com os valores obtidos por Harris, Pearce & Tindle (1986) nos Himalaias, Herciniano da Europa e Alpes, porém os valores obtivemos para Zr (23 a 385 ppm) e Y (19 a 61 ppm) nos plútons pesquisados estão acima dos obtidos pelos autores citados, o Zr entre 10 a 137 e Y entre 3 e 23 ppm. Os valores de ETR pesados são baixos, porém com valores um pouco mais elevados que os obtidos pelos autores nas regiões citadas.

Patiño Douce (1999), citando trabalho de Yardley & Valley (1997), afirma que de modo geral os fluidos aquosos pervasivos não ocorrem na crosta continental em profundidades maiores que alguns Kms superiores. Portanto a geração de magmas graníticos normalmente ocorre sob condições de ausência de fluidos, por reações de desidratação de fusão. Clemens & Petford (1999) verificaram que H_2O , temperatura e tectônica exercem grande influência na, segregação, ascensão e alojamento destes tipos de magmas. Os magmas formados em baixas temperaturas são mais úmidos do que aqueles de alta temperatura, de modo que as viscosidades de

fundidos leucograníticos e tonalíticos, que representam os extremos de composições de *melts* graníticos, são de 10 a 100 vezes mais viscosos que os basálticos.

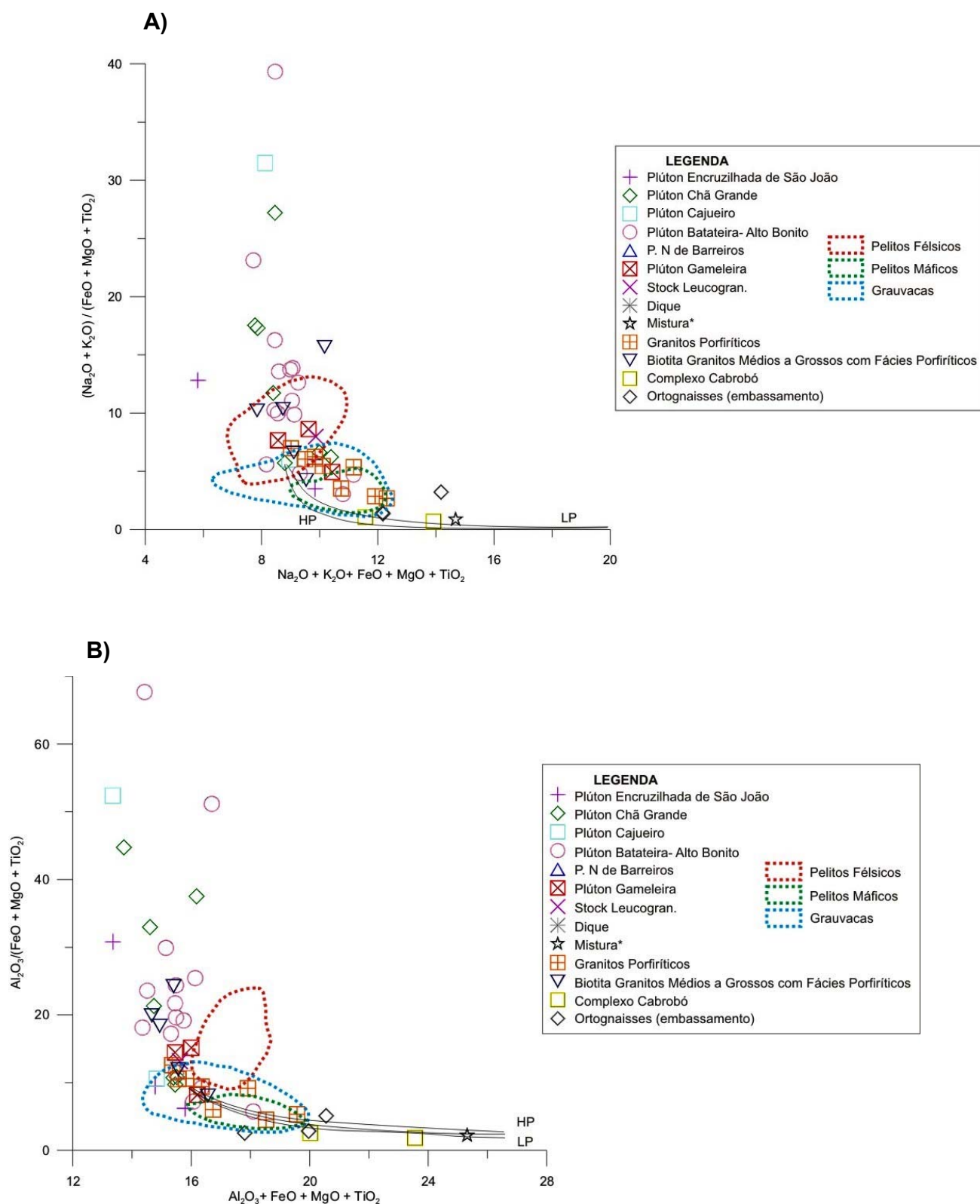
Patiño Douce (1999) efetuou ainda um estudo acerca das composições de elementos maiores e os ambientes tectônicos das rochas ígneas ricas em sílica, as quais dividiu em seis tipos distintos, dentre estas citamos os três tipos que mostram semelhança litológica com os leucogranitos dos plutões da área de pesquisa:

a) Leucogranitos Peraluminosos (PLGS)- Formam pequenos corpos intrusivos em cinturões orogênicos de médio a alto grau metamórfico, relacionados a episódios de espessamento crustal tectônico. Estes incluem os leucogranitos a duas-micas, os granitos a muscovita-turmalina, e os granitos a muscovita-granada.

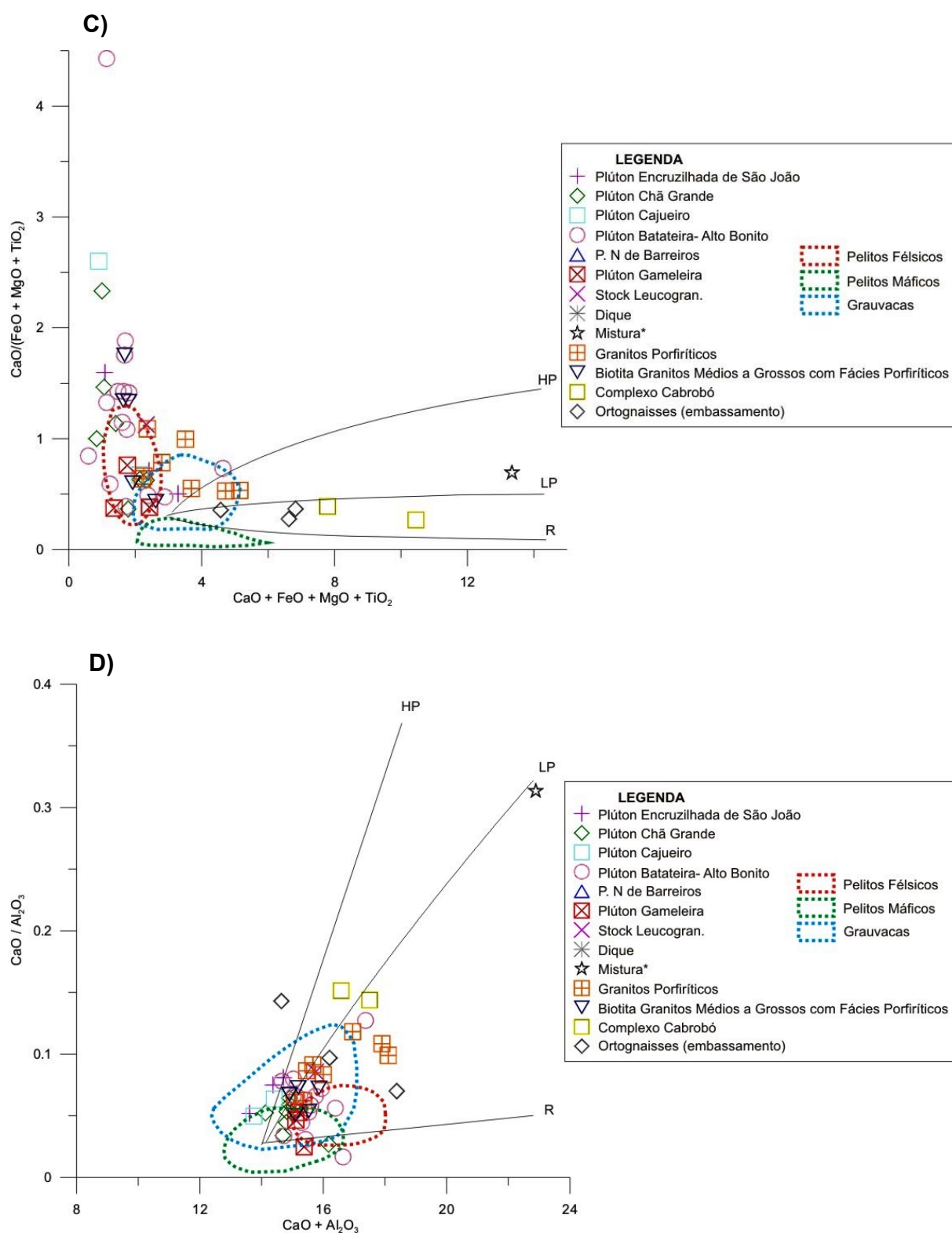
b) Granitos Peraluminosos “Tipo-S” (PSGS)- compreendem rochas graníticas similares às CPGs definidas por Chappell & White (1974) em Lachlan na Austrália, que são granitos fortemente peraluminosos.

c) Granitos Peraluminosos Cordilherianos (CPGS)- São granitos duas-micas que podem ocorrer como grandes intrusões compostas em ambiente de alta pressão, sendo representados pelo Batólito de Idaho e outros granitos da Cordilheira Interior do Oeste da América do Norte.

Patiño-Douce (1999) considerou que apenas os leucogranitos peraluminosos (**PLGS**) que incluem os leucogranitos a duas-micas, representam magmas crustais, portanto diferentes dos PSGS (granitos tipo-S ou seja os CPGs do Cinturão de Lachlan) os quais devem ser considerados como híbridos, e também diferem dos granitos duas-micas do Cordilheirano Interior da América do Norte. Patiño-Douce utilizou resultados experimentais de rochas naturais, plotando os resultados em gráficos com óxidos de elementos maiores em várias combinações, obtendo campos para os protólitos utilizados: grauvacas, pelitos félsicos e pelitos máficos. Os *leucogranitos peraluminosos da área desta tese apresentam algumas semelhanças aos MPGs de Chappell & White (1974), e aos leucogranitos himalaianos de Barbarin (1999), porém com características praticamente iguais aos PLGS de Patiño Douce (1999).* Resultados analíticos dos plútons foram plotados nos gráficos com dados dos experimentos do referido autor, daí obtermos informações comparativas; conforme as **Figuras 10.1 (A, B, C e D)** a seguir:



Figuras 10.1 A e B Gráficos de Patiño-Douce (1999) com os Campos Experimentais de fusões derivadas de Metassedimentos, comparados a composições químicas dos granitóides do 1º grupo e dos Plútons de Leucogranitos a duas-micas estudados.



Figuras 10.1 C e D Gráficos de Patino-Douce (1999) com os Campos Experimentais de fusões derivadas de Metassedimentos, comparadas a composições químicas dos Plútons de Leucogranitos a duas-micas e granitóides do 1º grupo da área de estudo.

O gráfico **(A)** reflete a relação dos álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) com os FMT (FeO , MgO , Gráficos de Patino-Douce (1999) com os Campos Experimentais de fusões derivadas de Metassedimentos, comparadas a composições químicas dos Plútons de Leucogranitos a duas-micas e granitóides do 1º grupo da área de estudo.

Analizando os resultados dos dados plotados nas **Figuras 10.1 A e B**, verifica-se que o gráfico **(A)** indica que as amostras dos plútons peraluminosos da área de estudo, plotam na maioria no campo das grauvacas e no campo dos pelitos félsicos, com algumas exceções, e tendência a conter maior percentagem de álcalis. Os granitos porfiríticos situam-se no campo dos pelitos máficos, os bt-granitos no campo dos pelitos félsicos ou junto àquele campo.

No gráfico **(B)** que reflete a relação do Al_2O_3 com os FMT observa-se certa diferença nos leucogranitos a duas-micas, as amostras de vários plútons situam-se no campo das grauvacas, as do plúton Batateiras plotam próximos ou acima do campo dos pelitos félsicos, enquanto os granitos porfiríticos normalmente estão no campo dos pelitos máficos.

Nas **Figuras 10.1 C e D**, observa-se que o gráfico **(C)** mostra a relação de CaO com os FMT e também mostra que a maioria das amostras dos granitos peraluminosos e dos granitos porfiríticos plotam nos campos das grauvacas e pelitos félsicos os bt-granitos e parte das amostras do plúton Batateira plotam na zona de baixo FMT e mais cálcica.

O gráfico da figura **(D)** apresenta a relação $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$; sendo que as amostras de leucogranitos dos plútons estudados plotam normalmente no campo das grauvacas, enquanto algumas poucas amostras de leucogranitos e os granitos porfiríticos caem fora daquele campo, em áreas híbridas dos campos de protólitos de pelitos máficos e félsicos

A Figura 10.2 apresenta as percentagens moleculares de Al_2O_3 em relação as percentagens moleculares dos óxidos $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, indicando, portanto a aluminosidade dos granitos dos dois grupos. Observa-se que maioria das amostras dos leucogranitos a duas-micas e dos bt-granitos grossos caem no campo das grauvacas, enquanto os granitos porfiríticos situam-se junto às bordas das mesmas rochas fontes e tendendo a ficar fora daquele campo.

Portanto, como visto nestes gráficos e naqueles do item 5.3, os leucogranitos peraluminosos da área de estudo, embora assemelhados entre si, apresentam diferenças consideráveis sendo o plúton Batateira o mais heterogêneo, o qual

apresenta variações de fácies, as quais provavelmente refletem vários pulsos magmáticos na formação deste plúton, podendo ter ocorrido o mesmo fato nos demais, porém possivelmente em menor quantidade ou escala.

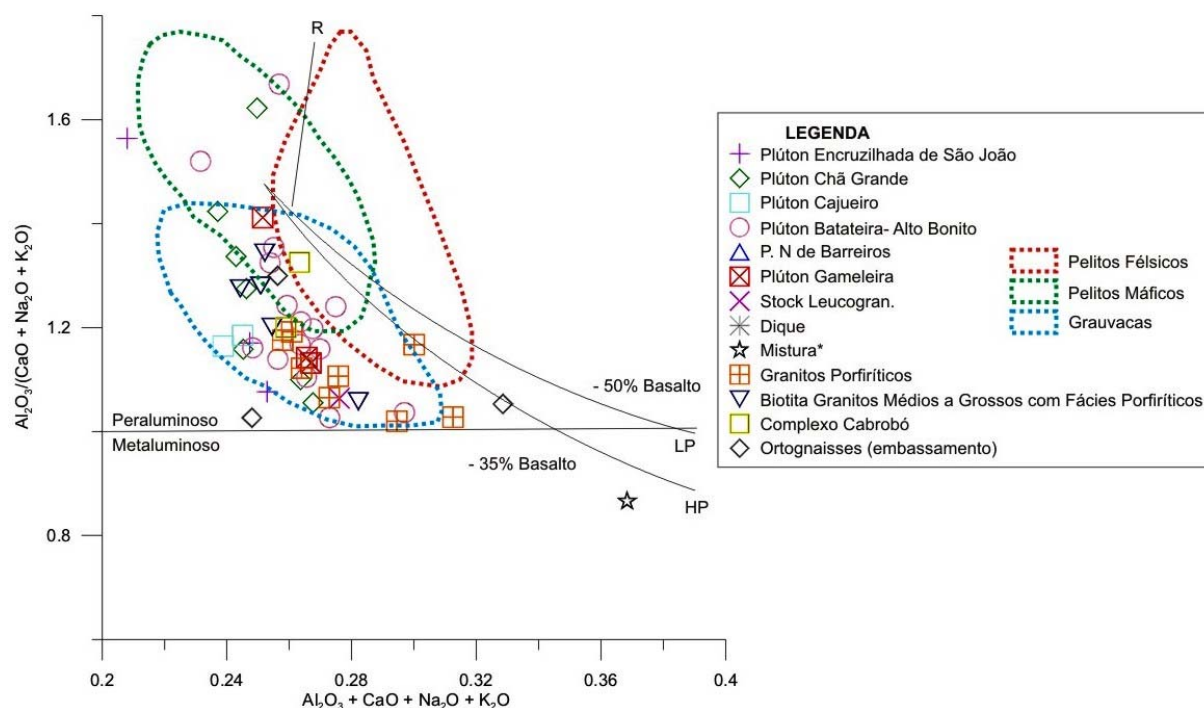


Figura 10.2 Gráfico de Patino-Douce (1999) da relação de Al_2O_3 com os óxidos de Ca, Na, K, em % molecular, com Campos de Fusões derivadas de pelitos máficos e félsicos e de grauvacas, comparados a composições químicas dos Plútons de Leucogranitos a duas-micas da área de estudo.

Visando ainda observar uma análise comparativa, apresentamos o gráfico CaO versus FeO total (**Figura 10.3**) utilizado por Chappell & White (2001) para diferenciar os granitos do tipo-I e do tipo-S no Cinturão de Lachlan, onde a linha representa igual % em peso de CaO e FeO , neste gráfico os granitos do tipo-S plotam na parte inferior. O comportamento dos leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa assemelham-se aqueles da Austrália e plotam em sua maioria no campo dos granitos do tipo-S, porém verifica-se que a média das percentagens em peso de FeO total nos granitos da área de pesquisa situam-se torno de 1,5%, enquanto naqueles do Cinturão de Lachlan é de aproximadamente 4%.

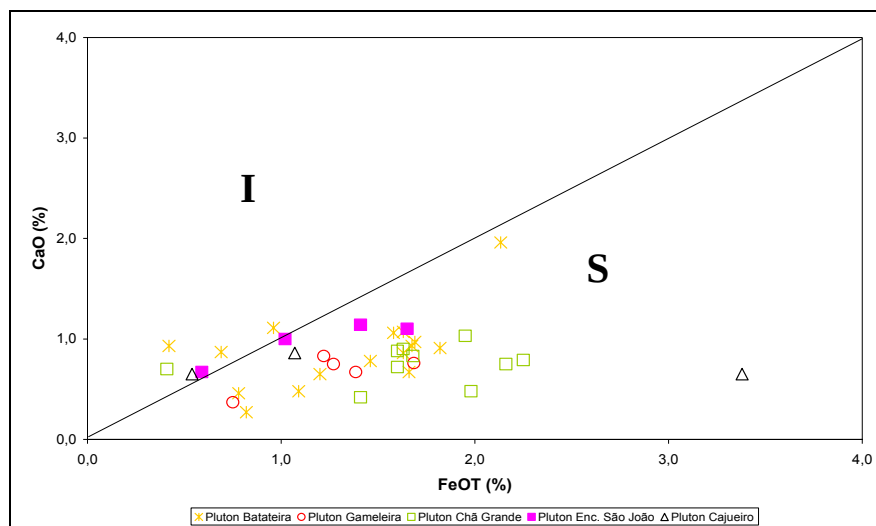


Figura 10.3 Gráfico de diferenciação dos granitos Tipo-I e Tipo-S, com amostras plotadas dos Plútons peraluminosos da área de pesquisa, as quais se situam no campo de granitos do Tipo-S, com raras exceções.

Como visto no item 10.1, Chappell & White (2001) reafirmam alguns dados importantes da publicação de 1974, como seja granitos do tipo-S estão restritos a alto conteúdo de SiO_2 , e quando este conteúdo está abaixo de 72%, contém mais Mg e Fe do que os do tipo-I com similar conteúdo de SiO_2 , e também que os do tipo-S apresentam uma variação inter-elementar menos regular que os do Tipo-I, e indicaram que correlação mais pobre, pode refletir mistura imperfeita de fontes heterogêneas. As rochas Tipo-I sendo mais homogêneas e formando grandes plútons provavelmente se formaram em níveis mais profundos; este fato vem coincidir com os granitos do 1º grupo da área de pesquisa, especialmente os granitos porfíricos.

Chappell & White (2001) comentam que nos seus estudos originais de 1974 discutiram que as rochas fontes de granitos tipo-I são relativamente homogêneas, formando grandes plútons no Cinturão de Lachlan; daí se concluir que sejam derivados de níveis mais profundos do que os do tipo-S, sendo originados de material produzido na base (*underplating*) da crosta (White 1979). Daí a sugestão que os dois tipos de granitos devem ser provenientes de rochas fontes de origens muito diferentes, uma formada por deposição/cristalização na crosta e outra pela acreção abaixo da crosta, de modo a existir o Tipo-S = Sedimentar ou Supracrustal, e o Tipo-I = Ígneo ou Intracrustal.

Segundo Chappell & White (2001) estudos experimentais confirmam que os leucogranitos a duas micas (MPGs) cristalizam em locais com maior fugacidade de água. O conteúdo inicial de água nos fundidos para os leucogranitos com cordierita não passam de 4%, enquanto deve atingir 7 a 8% para precipitar muscovita. Esta água pode ser fornecida através de zonas de cisalhamento que canalizam os fluidos na crosta, estes fluidos não apenas lubrificam as zonas de cisalhamento, porém também promovem extensiva fusão. Os plútons de leucogranitos da área de pesquisa se enquadram perfeitamente nestas condições de alta percolação de água, com a presença de várias zonas de cisalhamento. Aqueles autores afirmam ainda que com o aumento da cristalização fracionada, evidenciada por parâmetros como aumento da razão Rb/Sr, os magmas félsicos do “tipo-S” torna-se mais peraluminosos com até 4% de coríndon normativo. Apatita é solúvel nestes magmas peraluminosos e félsicos, daí a abundância de P_2O_5 aumentar progressivamente com a cristalização fracionada nestes granitos tipo-S, e em contraste decrescer para valores muito baixos nos fracionados do tipo-I. Outros elementos que ocorrem em minerais acessórios de fosfato, como Th, La e Y diminuem em abundância com a cristalização fracionada dos magmas tipo-S, devido a baixa solubilidade da monazita, este fato também é observado na área de pesquisa, inclusive com a ausência de monazita nas lâminas petrográficas estudadas.

CAPITULO 11 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

11.1 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A execução desta Tese resultou de um conjunto de trabalhos de escritório, campo e laboratório acerca de uma porção pouco conhecida no Domínio PE-AL, os trabalhos executados consistiram de mapeamento geológico, petrografia, litoquímica, química mineral e geoquímica isotrópica. A área pesquisada e mapeada apresenta cerca de 4.000 Km², e tem como substrato, ortognaisses Paleoproterozóicos e Mesoproterozóicos e supracrustais do Complexo Cabrobó os quais constituem cerca de 30% da área, o restante correspondente a 70% da extensão areal, é constituída de rochas graníticas Neoproterozóicas. O imenso volume de composição granítica constitui um Batólito composto ao qual denominamos de “Batólito Bonito-Gameleira”. As rochas graníticas estão divididas em dois grupos de rochas, o primeiro constituído por granitóides calci-alcalinos interpretados como sin-tectônicos e constituídos por hbl-bt sienogranitos e monzogranitos porfiríticos e bt-granitos grossos a microporfirítico, e o segundo conjunto compreende leucogranitos a duas-micas, interpretados como sin a tardi-tectônicos, que compreendem dois tipos de rochas, os leucogranitos a duas-micas que constituem os principais plútons estudados, e um pequeno plúton que apresenta certa variação faciológica, constituído de bt-granitos leucocráticos contendo variações sienograníticas, médios a grossos com porções microporfiríticas.

A área de pesquisa apresenta uma história geológica evolutiva que se estende do Paleoproterozóico até o final do Neoproterozóico, porém com registros mais evidentes na fase final, onde se destaca a Orogênese Brasileira, relacionada aos movimentos tectônicos que produziram movimentos tangenciais, bem como zonas de cisalhamentos transcorrentes relacionadas à gênese e alojamento dos leucogranitos da área de pesquisa. Os leucogranitos a duas-micas, por vezes são erroneamente chamados de granitos tipo-S (CPGs do *Lachlan Fold Belt* da Austrália), os quais estão relacionados a zonas de cisalhamento daquele cinturão de dobramento. A área de pesquisa desta Tese limita-se ao norte de pela mega-zona

de cisalhamento denominada de Lineamento Pernambuco ao sul da qual ocorrem na área de pesquisa várias zonas de cisalhamento com direção NE, dentre as quais se destacam as ZCs: Rio da Chata-Gravatá, Lage Grande-Moreno (chamada inicialmente Barra de Guabiraba) e Catende-Ribeirão, as quais estão relacionadas aos plútons estudados e confirmam a relação espacial e temporal na origem dos mesmos, através da anatexia úmida pela percolação de fluidos. Estes plútons portanto, mostram evidências de deformação, quer seja falhas ou fraturas no seu interior, bem como de cisalhamento em suas bordas; nestes plútons por vezes, é possível se observar foliações magmáticas.

No Mapa Geológico da área de pesquisa destaca-se a existência do amplo “Batólito Bonito-Gameleira”, estando os Plútons de Leucogranitos a Duas-Micas distribuídos na periferia do batólito. No interior do batólito também se observa *stocks* de leucogranitos a duas-micas. Pulsos magmáticos de composição peraluminosa certamente atuaram na fase final após de estabilização do amplo batólito de composição calci-alcalina, cuja fácies principal é representada pelos granitos e granodioritos porfiríticos.

Dados isotópicos de Sm e Nd em rocha total de duas amostras do plúton Batateira permitiram calcular idades modelo T_{DM} de 1,49 e 1,61 Ga, aos quais estão associados aos valores de ϵNd (0,6 Ga) de -4,28 e -4,86, que sugerem: fonte da crosta inferior no Mesoproterozóico. Dados isotópicos de Sm e Nd de uma terceira amostra de um pequeno plúton forneceu idade modelo T_{DM} de 2,07 Ga, que junto com um valor ϵNd (0,6 Ga) de -17,89 indica que este material seria de um protólito do Paleoproterozóico (Estateano), posicionado tipicamente na crosta superior, sugerindo que teriam ocorrido variados intervalos de tempo entre os pulsos de magmas intrusivo de composição leucocrática peraluminosa que deram origem aos plútons de leucogranitos a duas-micas estudados.

Os valores magmáticos de $\delta^{18}O$ do plúton Batateira foram calculados a partir dos valores de $\delta^{18}O$ de zircão de duas amostras junto com o valor de SiO_2 da rocha correspondente (Valley et al. 1994). Os dados assim calculados de $\delta^{18}O$ do magma são de 8,92 e 9,40‰, que são valores abaixo do limite de 10‰ que separa valores para granitos do tipo I (derivados de fonte ígnea; <10) e S (derivado de fonte metassedimentar; >10). Este dado é incompatível com a natureza peraluminosa dos

plútons estudados, e, portanto sugere derivação por fusão parcial de material crustal, com importante contribuição do manto (ou da crosta inferior).

As idades-modelo T_{DM} e os dados químicos indicam protólitos de herança crustal Paleoproterozóica e Mesoproterozóica, fato este extensivo aos demais plútons de leucogranitos a duas-micas, e também aos granitos porfiríticos encaixantes.

11.2 CONCLUSÕES

11.2.1 Conclusões Técnicas da Pesquisa

a) As análises químicas de elementos maiores plotados em gráficos de diferentes autores apresentados no Capítulo 6, plotam amostras dos plútons de leucogranitos a duas-micas nos campos- peraluminoso, cálcio-alcálico, sub-alcálico e cálcico. Quanto à composição mineralógica estes granitóides apresentam composição básica relativamente simples com quartzo, k-feldspato, plagioclásio, muscovita e biotita em proporções variáveis, indo de sieno a monzogranitos, porém com a participação de minerais acessórios de <1 a 5%, mostrando certa heterogeneidade nas rochas fontes dos mesmos.

b) Os resultados obtidos nas análises pontuais de química mineral em K-feldspato dos plútons Chã Grande e Gameleira mostra que são ortoclásios sem zonação, sugerindo processos de cristalização em equilíbrio na origem dos mesmos. Os K-feldspatos do plúton Batateira apresentam zonação com ortoclásio no núcleo e microclina na borda, sugerindo re-equilíbrio com diminuição da temperatura na ascensão do plúton. Por outro lado as análises em Plagioclásios em geral não apresentam zonação, com dominância de oligoclásio no plúton Chã Grande, enquanto nos plútons Batateira e Gameleira há o predomínio de albita. Estes fatos apontam para heterogeneidade nos parâmetros químicos e de T e P que atuaram na ascensão e alojamentos dos plútons de leucogranitos a duas-micas da área estudada.

c) Os plútons de leucogranitos peraluminosos a duas-micas estudados se assemelham ao Grupo II-Sin-colisionais, de Harris et al. (1986), que podem conter enclaves pelíticos e apresentar semelhança aos MPGs de Chappell & White (1986), que consistem nos corpos menos aflorantes do “*Lachlan Fold Belt*” do Tipo-S, caracterizados pela presença de muscovita, com ou sem biotita, os quais são

também representados pelos leucogranitos do Caledoniano e os leucogranitos sintectônicos do Hercínides. Os granitos do grupo II são enriquecidos em Rb e por vezes em Ta e empobrecidos em Terras raras pesadas (HREE), Y, Zr e Hf, sendo caracterizados pela alta razão Rb/M onde M pode ser qualquer dos elementos citados acima; nos leucogranitos estudados razão Rb/Zr ocorre com o valor médio de 2. O conteúdo de Rb nos leucogranitos a duas-micas teria sido introduzido por uma fase volátil, e ainda que o padrão de anomalia negativa de európio seja comum nos gráficos dos plútons de leucogranitos a duas-micas estudados, o magmatismo que produziu os granitos do grupo II nas zonas de colisão dos Alpes e Hercínianos, foi descritos por Harris et al. (1986) como pós-colisão do Himalaia

d) Os altos conteúdos de mica nos leucogranitos a duas-micas implicam que os mesmos cristalizaram a partir de magmas hidratados, e os altos valores ΣSr e baixo ΣNd , bem como o conteúdo de SiO_2 excedente a 70% indicam o domínio de fonte crustal para estes granitos; estes fatos são compatíveis com os resultados químicos dos leucogranitos a duas-micas dos plútons estudados, sendo consistente com a origem por anatexia de rocha siálica. Os leucogranitos a duas-micas da área de pesquisa se assemelham química e por vezes isotópicamente com os leucogranitos peraluminosos (PLGS) de Patiño Douce (1999), os quais compreendem pequenos corpos intrusivos em cinturões orogênicos de médio a alto grau metamórfico, relacionados a episódios de espessamento crustal; aquele autor considera os PLGS como de fonte crustal pura, o que difere dos leucogranitos a duas-micas estudados, os quais apresentam características híbridas, com contribuição mantélica e crustal em participações variáveis.

e) As afirmações de Barbarin (1999) de que diferentes associações de granitóides podem também estar relacionadas a níveis estruturais distintos de um cinturão orogênico de colisão continental, nos indica que neste caso os MPGs estariam no nível médio, isto é com profundidades intermediárias (15 a 20 Km), coincidem com os estudos efetuados nos leucogranitos a duas-micas da área desta tese, e com as observações de Ferreira et al. (1998) de que os granitos peraluminosos da PB e os situados no DPEAL, incluindo corpos fundidos *in situ* e granitóides, também interpretados como produtos de anatexia da crosta-média a superior, e a presença de muscovita nas fases finais dos plútons sugere cristalização com $P > 4$ Kbar.

f) Os estudos de campo e petrográficos (**Anexo II**) apresentaram evidências estruturais de perturbações tectônicas que mostram que os plútons de leucogranitos estudados foram alojados em ambiente rúptil-dúctil de profundidade média. O estudo de química mineral em palhetas de biotitas apresentados nos diagramas de Abdel-Rahman (1994) mostrou que biotitas de amostras dos plútons Chã Grande, Batateira e Gameleira se situam no campo das séries graníticas peraluminosas, denominado campo P (colisionais e tipo-S), formadas em ambiente tectônico compressional.

g) Os granitóides grossos a porfiríticos do primeiro grupo provavelmente foram alojados por processos de achatamento durante a tectônica compressiva da Orogênese Brasileira, enquanto os magmas fontes dos plútons de leucogranito a duas-micas foram alçados gradativamente e devem ter sido inicialmente alojados de modo similar, porém numa fase mais tardia da orogênese, sendo rapidamente submetidos ao regime transcorrente, tendo os seus posicionamentos finais controlados por espaços criados pelas zonas de cisalhamentos NE, subsidiárias ao Lineamento Pernambuco. (Vide **Figura 9.1**, que apresenta a interpretação do Contexto Geológico-Estrutural da área pesquisada).

h) Segundo afirmativas de Chappell & White (2002) as rochas fontes de granitos tipo-I são relativamente homogêneas, formando grandes plútons no Cinturão de “*Lachlan*”, e devem ser derivadas de níveis mais profundos do que os do tipo-S, sendo originado de material produzido na base (*underplating*) da crosta, esta afirmação pode ser aplicada aos granitóides do 1º grupo (granitos médios e grossos a porfiríticos) os quais são dominantes em termos de área e de volume no Batólito Bonito-Gameleira.

11.2.2 Comentários Finais

1. Os plutões de leucogranitos peraluminosos a duas-micas da área de pesquisa, embora apresentem entre si características semelhantes, como foi observado nas análises petrográficas, análises químicas e de química mineral e nos gráficos químicos e de ambiente tectônicos apresentados, mostram diferenciações, indicando variações na evolução geológica e nos seus posicionamentos geológico-estruturais no âmbito do contexto tectônico da área de estudo.

2. Os leucogranitos a duas micas dos plútons estudados não apresentam qualquer perspectivas de conter mineralizações associadas, vistos que apresentam

características bastantes diferentes dos granitos dos tipos rodonianos e nigerianos. O aproveitamento econômico dos mesmos tem sido como pedreiras de brita e de paralelepípedos; existindo porém alguma perspectiva de uso fácies de alguns plútons como rocha ornamental.

3. Do ponto de vista econômico destaca-se também na área de pesquisa um excelente aquífero superficial, resultante do forte intemperismo que atuou nos granitos grossos e porfiríticos no centro, leste e sul da área produzindo um espesso solo que além de armazenar água, também constitui um ótimo solo para o uso agrícola, na produção flores, frutas, verduras e hortaliças.

4. Os rios Una, Sirinhaém e Ipojuca que atravessam a área de pesquisa, devido aos desníveis topográficos existentes, apresentam quedas que indicam potencialidade para instalação de pequenas hidrelétricas.

5. Considerando que a área de pesquisa desta tese tenha sido anteriormente muito pouco conhecida, e exista dificuldade de acesso em porções da região central, e ainda o intemperismo dificulte um melhor estudo de campo na porção leste (zona da mata), executamos o mapeamento geológico da área, o qual constitui o Anexo IV, na escala 1:100.000.

6. O mapeamento geológico foi executado numa extensa área com a finalidade de contribuir com uma ampla visão da geologia e do comportamento tectono-estratigráfico da porção E-NE do Domínio Pernambuco-Alagoas (DPEAL).

7. Há necessidade de trabalhos adicionais, principalmente na região central da área mapeada, onde o relevo é mais acidentado e existe precariedade de estradas.

8. Embora tenhamos utilizado resultados de isótopos de Rb/Sr e Sm/Nd, bem como de isótopos estáveis de oxigênio, os resultados de datações U/Pb em zircões enviadas para laboratório, não foram recebidos a tempo para completar uma melhor interpretação geocronológica da área de pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman, A.F.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magma. *J. Petrol.* 35(2): 525-541.
- Almeida, F. F. M., Leonardos, O.H., Valença, J. 1967. Review on granitic rocks of Northeast South América. In: SYMPOSIUM ON NORTHEAST SOUTH AMERICA GRANITES, Recife. Proceeds. IUGS/UNESCO, 41p.
- Almeida, F.F.M. Hasui,Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8. Campina Grande, SBG/NE, p. 363-391.
- Angelim, L.A.de A. 2007. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte – Escala 1:500.000./ Luiz Alberto de Aquino Angelim ...[et al.] – Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2007. 119 p.: Il. Color.: 2 mapas.
- Barbarin, B., 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology* 24 (4): 295-298.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoids types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46 (1999) 605-626.
- Batchelor, R.A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation rocks series using multicationic parameters chemicals. *Geology* 48: 43-55.
- Brito Neves, B.B. 1975. Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino. Tese de doutoramento, instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 189p.
- Brito Neves, B.B. 1983. O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 177p.
- Brito Neves, B.B., Passarelli, C.R. Basei, M;A., Santos, E.J., 2003. U/Pb zircon ages of some classic granites of the Borborema Province. In: South Am. Symp. Isotope Geology, 4, Salvador, Anais, v.1, p. 158-159.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In Cordani G. Milani, J. Thomaz Filho, A.T. Campos, D.A. (Eds). Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 151-182.

- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M. 1995. O Evento Cariris-Velhos na Província Borborema. Integração de dados, implicações e perspectivas. *Ver. Bras. Geoc.*, 25 (4): 279-296.
- Brito Neves, B.B. et al. 2003. U-Pb and Pb-Pb zircon ages of some classic granites of the Borborema Province. In: IV SSAGI. Salvador, Extended Abstract, V.1 p. 158-159.
- Caby, R. & Arthaud, M. 1986. Major Precambrian Nappes of the Brazilian Belts, Ceará, Northeast Brazil, *Geology*, v.14, p.871-874.
- Carvalho, J. C. 2005. Evolução Tectônica do Domínio Maranc'- Poço Redondo: Registro das Orogêneses Cariris Velhos e Brasiliana na Faixa Sergipana, NE do Brasil. Unicamp. S.P. Tese de Doutorado, 165p.
- Cavalcante, R., Oliveira, D.F., Duarte, E.M. Galindo, A.C., Lins, A.P.L. 2002. Petrologia e Caracterização Geoquímica Preliminar do Plúton Granítico Sítio dos Nunes, Região Central de Pernambuco, Domínio da Zona Transversal da Província Borborema. *UFRN, Rev. de Geologia*, Vol, 15: 109-118.
- Chappell, B. W. & White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. 1992. I and S type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 1-26.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. 2001. Two contrasting granite: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 489-499.
- Clarke, B., 1991. NEWPET. *Mineralogical and Petrological Software*.
- Clemens, J. D. & Petford, N. 1999. Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting Tectonic settings. *Journal of the Geological Society*, London. V.156, pp. 1057-1060.
- Condie, K. C. 1993. *Plate Tectonics & Crustal Evolution* (Rep. Ed.) Pergamon Press. Exeter. U.K.
- Dantas, J.R.A., Gomes, H.A., Melo, C. B. M. 1970, Reconhecimento Geológico da Fôlha Recife-Caruaru. 4º Distrito DNPM, Recife.
- Debon, F. & Lefort, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plútonic rocks and associations. *R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73:135-149.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1978. *Single-Chain Silicates. Rock Forming Minerals*. 2nd Ed., vol. 2A. Longman, London.

- Deer, W. A., Howie, R.A., Zussman, J. 1992. An introduction to the rock forming minerals. London, Longman, 528p.
- De La Roche, H. et. al. 1980. A classification of vulcanic and plútonic rocks using R1/R2 diagram and major elements analyses: Its relationship with current nomenclature. *Chemic. Geol.*, 29:183-210.
- Douce, A. P. 1995. Experimental generation of hibrid silicic melts by reactions of highAl basalt with metamorphic rocks. *Journasl of Geophiscal Research*, vol. 100, No. B8, pages 15,632-15,639.
- Douce, A. P. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C. & Vigneresse, J. L. (Eds) *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society, Special ùblications, 168, 55-75.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N, ARAUJO, M.B., 1996. Carta Plutônica do Nordeste: magmatismo granítico intermediário a ácido no Terreno Pernambuco–Alagoas. In: *Cong. Brás. Geol. XXXIX*. pp 456-459.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N, Araujo, M.B., 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the structural Province, northeastern Brazil. *Journ. South ame. Earth Sci.*, 11,439-455.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Jardim de Sá, E.F. 1998. Geochemical and Isotopic Signature of Proterozoic Granitoids in Terranes of the Borborema Structural Province, Northeastern Brazil. In *Journal of South America Earth Sciences*. V 2, N 5 pp. 439-455.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Whitney, J.A. 1992. Imiscibilidade de líquidos como o principal processo magmático de sienitos peralcalinos ultrapotássicos e piroxenitos associados, no Pré-cambriano do Nordeste do Brasil. In: *Anais Acad. Bras. Cien.*, 64:368-382.
- Gomes, H.G., 2001. *Geologia e Recursos minerais do Estado de Pernambuco*. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT. 198p., il.;mapas; Escala 1:500.000.
- Guimarães, I. P., E Silva Filho, A. 1992. Evolução petrológica e geoquímica do Complexo Bom Jardim, (Pernambuco 1992). *Revista Brás. Geo*, 22 (1):29-42.
- Guimarães, I. P., E., Silva Filho, A. Almeida, C.N.de, Melo, E.B., Melo, S.C., Araújo, M.M., SALES, A. 1997. Sm-Nd Isotope geochemistry and U-Pb in zircons ages of the brasiliano granitoids from the Pajeú-Paraíba Terrain, Borborema Province, Northeast Brazil. *II S.A.G.I. Brazil*, p.203-205.

- Harker, A. 1909. *The natural history of the igneous rocks*. MacMillan, New York. 348p.
- Harris, N.P.W., Pearce, J. A. And Tindle, A.G. 1986. Geochemical Characteristics of collision magmatism. *Colision Tectonics*. No 19. p. 67-81.
- Irvine, T.N & Baragar, W.R.A., 1971. Guide of chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8:523-548.
- Jardim De Sá, E.F. 1978. Revisão preliminar sôbre a “Faixa Dobrada do Seridó” e eventuais correlatos no Nordeste. *Rev. Ciências, UFRN*, 1:77-83.
- Jardim De Sá, E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de doutoramento. Unb - Brasília, 804p.
- Jardim De Sá E.F. & Hackspacher, P.C. 1980. Reconhecimento estrutural na borda noroeste do Craton São Francisco. *Anais 31 Congr. Brás. Geol.*, 5:2719-2731.
- Jardim De Sá E.F. & Macedo, M.H.F. 1990. Monoclinic and policlinic supracrustal belts in NE Brasil: correlations with the Pan-African belts in west Africa. In Rocci, G & Deschamps eds. *Etudes recents sur la geologie de l'Afrique`*. 15 Col Geol. Africaine, Nancy, CIFEG, Publ. ocas. 1990/ 22: 296-299.
- Jardim De Sá, E.F., Macedo, M.H.F., Fuck, R.A., Kawashita, K. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Craton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* 22:472-480.
- Kuno, H. 1968. Plateau basalts. In: P. HART (ed). *The Earth's crust and upper mantle*. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 13: 495-501.
- Lameyre, J. & Bowden, P. 1982. Classification of plútonic rocks: discrimination of various granitic series by their modal composition. *Magmatology*, special Publication of Int. Geol. Congress.
- LE Maitre, R.W. (ed.). 1989., *Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford. 193p.
- Loiselle, M.C. & Wones., D.R., 1979. Characteristics and origin, of anorrogenic granites. *Geol. Soc. Amer. Abstracts with programs*, 11. 468p.
- Lins, A.P.L., 2000. Petrologia e modelamento geofísico–estrutural dos granitóides brasileiros na região de Bertânia (PE), Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Centro de Tecnologia e Geociências, UFPE, Recife, Tese de Doutorado, 152p.

- Maniar, P.D. & Picolli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101(5):635-643.
- Mariano G. 1989. Magma mixing origin of a high K-calc-alkaline pluton: the Itaporanga-type batholith, state of Paraíba, northeastern Brazil. Tese de Doutorado, University of Georgia, 180p.
- Mariano, G., Sial, A.N., Cruz, M.J.M., Conceição, H. 1996. The Potassic Calc-Alkalic Itaporanga Batholith, Northeastern Brazil: Mineral Chemistry and Oxygen-Isotope Data. *Int. Geol. Review*. V. 38, p.74-86.
- Mariano, G., Sial, A.N. 1990. Coexistence and Mixing of Magmas in the Late Precambrian Itaporanga Batholith, State of Paraíba, Northeastern Brazil. In: *Rev. Bras. Geoc.* 20(1-4) 101-110.
- Marini, O. J., Botelho, N. F., Rossi, Philippe. 1992. Elementos Terras Raras em Granitóides da Província Estanífera de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.* 22(0):61-72).
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.301, série II, 11:813-818.
- Neves, et al. 2004. Zircon Pb-Pb geochronology of Caruaru area Northeastern Brazil, Temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema Province. *International Geol. Rev.* 46: 52-63.
- Neves, S.P., Mariano, G., Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Melo, S.C. 2000. *intralithospheric differentiation and crustal growth: Evidence from the Borborema province, northeastern Brazil*. *Geology*, 28 (6): 519-522.
- Osako, L. S., Silva Filho, A.F., Castro, N. A. Sm-Nd isotopic geochemistry, U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of Serra dos Macacos pluton: A two-mica peraluminous Granitic magmatism in the Pernambuco-Alagoas Tectonic Domain, Borborema Province NE Brazil. In: V. SSAGI, Punta del Este, Short Papers. P. 139-143.
- Osako, L. S. 2005. Caracterização geológica da região situada entre as localidades de Paratama e Currais Novos (PE), porção centro-norte do Complexo Pernambuco-Alagoas, Província Borborema. DGEO/UFPE. Recife. Tese de Doutorado, 163p.
- Patiño-Douce A. E. 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*. V. 100 (B8): 15.623-15.639.

- Patiño-Douce A. E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* **25**: 743–746.
- Patiño-Douce, A. E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A. Fernández, C., Vigneresse, J. L. (eds.) *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society, London, Special Publications, 168*:55-75.
- Pearce J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A. G., 1984., Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of rocks. *J. Petrol.*, 25 (4):956-983.
- Pearce, J.A.1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episode V*.19, (4):120-125.
- Pitcher, W.S., 1983. Granite: Tipology, Geological environment and Fusion Relations. In Atherton, M.P. & Gribble C.D. (Ed.) – *Migmatites, melting and metamorphism*, Shiva Geol. Series, Proc. Geoch. Group Miner. Soc. p. 277-285.
- Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* Longman Group U. K. (Edit.), England, 350.
- Santos, E.J., 1977. O modelo de evolução precambriana da região de Arcoverde. Pernambuco. VIII Simp. Geol. Nordeste, Atas, Núcleo Nordeste. Soc. Brás. Geo., bol. 6, p.225-245.
- Santos, E.J., 1996. Ensaio Preliminar sobre Terrenos e Tectônica Acrescionária na Província Borborema. In: *Anais Cong. Brás. Geol. XXXIX*. p. 46-51.
- Santos, E.J., 2007. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Paraíba./Organizado por Edilton José dos Santos, Cícero Alves Ferreira, José Maria Ferreira das Silva Júnior – Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2007. 141 p.il. 2 mapas. Escala 1: 500.000.*
- Santos, E.J., Brito Neves, B.B., 1984. Província Borborema. In Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (coods). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgar Blucher, São Paulo, p.123-186.
- Santos, E.J., Coutinho, M.G.N., Costa, M.P.A., Ramalho, R. 1984. A Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Craton de São Luiz e a Bacias marginais. In: *Geologia do Brasil*. Schobbenhaus, C., Campos, D.A.,Derze, G.R., Asmus, H.E. (coord.). DNPM, Brasília,
- Santos, E.J. & MEDEIROS, V. C. 1999. Constraints from granitic plútonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Rev. Bas. De Geociências*, 29(1) 73-84.

- Sial, A. N., Fodor, R.V. & Long, L.E., 1991. Peridotite Xenoliths and Tertiary alkaline-basalts in Northeastern Brazil. In: Fifth International Kimberlite Conference. P. 1-11.
- Sial, A.N. 1986 Granite-types in northeast Brazil: Current Knowledge. *Revista Bras. Geoc.* 16(1):54-72.
- Sial, A.N. 1990., Epidote-bearing Calc-alkaline Granitoids in Northeast Brazil. *Rev Bras Geoc.* 20 (1-4) 88-100.
- Silva Filho, A.F., Van Schus, W.R., Guimarães, I.P., Luna, E.B., 1997. The usage of Sm-Nd isotopic signature of granites as a tool for defining sub-domains in the southern tectonic domains, Borborema Province, NE Brasil. In *Simp. Geologia do Nordeste*, 17, Fortaleza, p. 128-131.
- SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., VAN SCHUS, W.R., 1997. The Crustal evolution of the PE-AL Terrane, Borborema Province, NE Brazil, based on the Sm-Nd Data of their proterozoic granitic Batholiths. *II S.A.S.I.G.* p.300-301
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R., 2001. Mantle accretion evidence during the Neoproterozoic of the Pernambuco-Alagoas Terran, and its significance to the evolution of the Borborema Province, NE Brazil. *III S.A.G.I.G.*, p.249-250.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R., 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema Province, NE Brasil: Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. *Gondwana Res.* 9(2): 409-422.
- Silva Filho, A.F., Gomes, H.A., Luna, E.B. de A., Da Silva, M.R, 2006. {CD ROOM} Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Carta Geológica Escala 1:100.000 (Folha SC.25- Garanhuns). Convênio CPRM/UFPE. Recife. 112p. Anexo Mapa Geológico.
- Sobreira, N. de M.S., 1995. O batólito potássico cálcio-alcálico de Serra da Lagoinha, Estado da Paraíba, Nordeste do Brasil: Petrologia e Geoquímica. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 95p.
- Shand, S.J., 1927. *Eruptive Rocks*. New York: Wiley Publication, 51p.
- Streckeisen, A. 1976. To each plútonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12(1): 1-33.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scott. Journ. Geol.* 18: 49-107.

- Valley, J. W., Chiarenzelli, J.R., Mclelland, J.M., 1994. Oxygen isotope geochemistry of zircon. *Earth Plan. Sci. Lett.* 126:187-206.
- Van Schmus, W .R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South Am. Earth Sci.*,8: 267-288.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London. 466p.
- Vilaseca, C., Barbero, L, & Herreros, C., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Earth Sciences*,89, 113-119.
- Visonà, D. & Lombardo, B., 2002. Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest- Makalu region (Nepal-Tibet). Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating? *Lithos* 62 (2002) 125-150.
- White, A. J. R. 1992. Granite Handbook: description, genesis, some associated ore deposits. 37° Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 9 a 15 dezembro, 110p.
- Wyllie, P.J., Huang, W.L., Stern, C.R., Maaloe, S. 1976. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences. *Can. J. Earth. Sci.*, 13:1007-1019.

ANEXOS

**ANEXO I: TABELA DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS:
UNIDADES GEOLÓGICAS**

**ANEXO II: TABELA DE ESTUDOS PETROGRÁFICOS /
LITOESTRATIGRAFIA**

**ANEXO III: TABELA DE RESULTADOS DAS ANÁLISES DE
MICROSSONDA**

ANEXO IV: MAPA GEOLÓGICO – ESCALA – 1:100.000

ANEXO I: TABELA DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS (DESCRIÇÕES SEGUNDO AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS)

AFLORAMENTOS ESTUDADOS (224), SEGUNDO AS UNIDADE LITO-GEOLÓGICAS			
Nº de Amostras	Longitude	Latitude	Observações litológicas e estruturais
(i) PLÚTON ENCRUZILHADA DE SÃO JOÃO (NPyp)			
HAG - 030	178685	9081404	Muscovita monzogranito com granada e veios de peguimatito e fraturas para NE.
HAG - 032	181490	9081258	Biotita Monzogranito protomilonito
HAG - 034	188144	9081680	Leucogranito a duas micas, protomilonito. Sn=70 /140 Az
HAG - 036	183800	9074380	Leucogranito róseo-branco e alterado, microporfirítico.
HAG - 037	182950	9080830	Leucogranitogrosso e alterado. Sn=70°Az
HAG - 071	181810	9081690	Mu-bt sieno-mnzogranito, deformado, com sigmóides indicando mov, dextral.
HAG - 167	183390	9077160	Leucogranito a duas micas, grã média-grossa com tênue foliação Sn= 70°Az
(ii) PLÚTON CHÃ GRANDE (NPyp)			
HAG - 011	229762	9087356	Mu-btSienogranito,microporfirítico e pouco deformado.
HAG - 012	230037	9082409	Mc-bt monzogranito, com grã média e deformado
HAG - 043	223454	9077906	Granito grosso a porfirítico, protocataclástico. Sc=80 Az
HAG - 097	227470	9087918	Bt-um sienogranito protocataclásrico..
HAG - 098	224998	9085036	Bt-mu sienogranito protocataclástico.
HAG - 099	224242	9084206	Bt-mu sienogranito microporfirítico, deformado.
HAG - 100	230915	9085462	Mu-bt Sienogranito,alterado,protocat., sigmóides indicam mov. dextral.
HAG - 101	229143	9081398	Bt-mu sienogranito protocataclástico, alterado.
HAG - 102	228077	9079514	Mu-bt sienogranito alterado, com enclave de granito microporfirítico
HAG - 105	228353	9080053	Mu-bt alcali-feldspato granito, microporfirítico

(iii) PLUTON DE CAJUEIRO (NPyp)			
HAG - 072	187320	9068518	Leucogranito cinza, granulação média
HAG - 073	185503	9069518	Mu-sienogranito protoclástico
HAG - 075	186635	9068880	Monzogranito a 2 micas, protocataclástico
HAG - 162	194640	9072302	Mu-Bt leucogranito homogêneo com granulação grossa, deformado.
HAG - 163	192724	9070750	Leocogranito homogêneo, granulação média, deformado. Sn=80° Az
(IV) PLUTON SE DE CAMOCIN DE SÃO FÉLIX (NPyp)			
HAG - 029	197570	9069180	Leucogranito a 2 micas c/ veios de aplito.
HAG - 171	197110	9070290	Leucogranito com granada, contem veios de aplito e pegmatito. Sn=30 Az
(V) PLÚTON BATATEIRA - ALTO BONITO (PNyp)			
HAG - 007	191017	9049621	Mu-bt Monzogranito
HAG - 08A	185184	9056127	Mu-bt monzogranito protocataclástico
HAG - 08B	185184	9056127	Biotita monzogranito mesocrático (Contaminação de material MPy2)
HAG - 013	194690	9048246	Bt monzogranito grosso, (enclave)
HAG - 014	198258	9050767	Mu-bt sienogranito, grã fina a média
HAG - 015	187500	9054300	Mu-bt Monzogranito protocatlást., com veios de pegmatito na dir. 20 Az.
HAG - 016	186170	9058077	Bt monzogranito microporfirítico protocataclástico.
HAG - 017	188360	9058950	Mu-bt Monzogranito, deformado cor cinza-rósea
HAG - 019	192100	9055600	Mu-bt-Monzogranito, médio a grosso, com veios qzo-feldspáticos
HAG - 020	189470	9054360	Bt-mu Monzogranito grã média, protocataclástico, com veios pegmatíticos
HAG - 021	194350	9050412	Mu-bt sienogranito cinza-esbranquiçado, deformado
HAG - 048	200440	9053092	Bt-sienogranito Protomilonítico
HAG - 086	186673	9063430	Leucogranito fino, com xenólito de granito porfirítico, Sn=50 Az
HAG - 087	186193	9062810	Leucogranito fino, com xenólito de ortognaisse Sn=80 Az
HAG - 089	185898	9061010	Leucogranito fino, com xenól. concord.de gran. porfirít. e de biotitito Sn=45 Az
HAG - 093	190626	9051106	Leucogranito, granulação média e homogêneo
HAG - 094	191244	9052624	Leucogranito, granulação média e homogêneo

HAG - 095	193034	9055352	Leucogranito, granulação média e homogêneo
HAG - 096	192147	9057844	Mega-xenólito de granito porfirítico
HAG - 157	190318	9059160	Leucogranito c/ xenólito de granito porfirítico
HAG - 158	184988	9056750	Leucogranito c/ xenólito de granito porfirítico
HAG - 159	182913	9058807	Granito róseo médio com porções de granito grosso
HAG - 160	186870	9053490	Leucogranito médio a grosso, de cor rósea.
HAG - 161	190280	9049860	Leucogranito fino a médio roseado
HAG - 018(MPyk)	191560	9059940	Hbl-bt granodiorito, com fol. magmática, enclaves dioríticos, e veios pegmatíticos
(VI) PLÚTON NORTE DE RIBEIRÃO (NPyp)			
HAG - 001	235787	9063357	Bt-mu-monzogranito protomil.sigmóide e pl. SC sinistral.Lm=3 /65Az e SN=65 AZ.
HAG - 133	232521	9062490	Bt-mu monzogranito
HAG - 187	239040	9062360	Mus-bt monzogranito, com fraturas (D=60 e 150° Az) Sn=65/150°Az
HAG - 188	240580	9064830	Mu-bt leucogranito protomilonítico Sn=80/360°Az
HAG - 189	243260	9066500	Mu-bt leucogranito protomilonítico com foliação Sn=70°Az
HAG - 190	244900	9068630	Hbl Ortognaisse (Enclave)
(VII) PLÚTON GAMELEIRA (NPyp)			
HAG - 03	237767	9049968	Mu-bt monzogranito microporfirít. Com poucas fraturas.
HAG - 04	237400	9049843	Mu-Monzogranito deformado
HAG - 059	230800	9049462	Mu-bt monzogranito
HAG - 060	235081	9052065	Bt-mu monzogranito com deformação
HAG - 062	242377	9056749	Leucogranito fino, c/ biotita, muscovita e hornblenda
HAG - 109	240892	9049049	Leucogranito cataclástico, com indicação de ZC dextral. Sn=80/320 Az
HAG - 110	242452	9047361	Bt-mu Leucogranito, granulação fina a grossa
HAG - 117	227781	9052807	Mu-bt Leucogranito, homogêneo, granulação fina a média, com foliação. Sn=50°Az
HAG - 126	223406	9047428	Hbl quartzosienito deformado
HAG - 204	233650	9048390	Bt-mu monzogranito
HAG - 207	241208	9054480	Bt-mu monzogranito
HAG - 203(MPy2)	236570	9048995	Megaxenólito de ortogns. migmat, com enclave diorítico-D=50 Az e dq.pegmat.- D=110 Az.

STOCKS A SW DE GRAVATÁ (NPyp)			
HAG - 195	210700	9084900	Monzogranito grosso. Sn=90°Az
HAG - 196	209670	9083170	Monzogranito médio
HAG - 197	211070	9080230	Biotita Monzogranito grã média, homogêneo.
STOCK AO NNW DE BONITO (NPyp)			
HAG - 010	200141	9066319	Mu-bt sienogranito microporfirítico, com enclaves de granito porfirítico.
HAG - 024	195950	9063320	Mu-bt sienogranito microporfirítico, com foliação subvertical Sn=70°Az
HAG - 045	199990	9066920	Bt-mu monzogranito fino, com veios pegmatóides, D= 35Az, Sn=10 Az
HAG - 046	199380	9064430	Bt-mu monzogranito, com veios aplit. e pegm.e xenólito de diorito. Sn=20 Az
STOCKS AO N, NE e SUL DA USINA CUCAÚ (NPyp), Inseridos no Complexo Cabrobó			
HAG - 123	253673	9052210	Bt-mu leucogranito, granulação média a fina, intemperizado.
HAG - 128	251380	9043025	Gra-hbl monzogranito deformado, em contato com leucogranito.
HAG - 213	249590	9048220	Bt-mu monzogranito, grã média, alterado.
PLUTON A NW DE CHÃ GRANDE (NPyl)			
HAG - 039	219191	9088391	Granito róseo de granulação média, composição porfirítica

BT -SIENOGRAITO A GRANODIORITOS MÉDIOS A MICROPORFIRÍTICOS (NPyg):			
a- ENCAIXANTE DO PLUTON DE CAJUEIRO (NPyg):			
HAG - 076	181980	9067122	Biotita Sienogranito, textura microporfirítica seriada, deformado.
HAG - 077	179347	9067096	Epidoto Sienogranito, textura microporfirítica seriada, deformado.
HAG - 078	181528	9066570	Granito grosso com intercalações de material pegmatóide (esp. 1-3cm) Sn= 80° Az
HAG - 079	182700	9063920	Granito porfirítico cinza, homogêneo.
HAG - 080	183540	9064160	Granodiorito microporfirítico, com injeções de aplito
HAG - 081	183970	9064566	Hbl-Clor-bt granodiorito com grã média (mega-xenólito no granito porfirítico)
HAG - 082	184665	9064324	Granodiorito microporfirítico, sericitizado.
HAG - 085	196077	9077700	Granodiorito porfirítico, cor cinza com veios de quartzo Sn=80 Az
HAG - 088	189890	9061468	Granodiorito grosso, microporfirítico com veios quartzo-feldspáticos. Sn=35 Az
HAG - 090	185322	9062462	Granito microporfirítico de cor cinza.
HAG - 091	183105	9061870	Stock de leucogranito não mapeável.
HAG - 092	182020	9061320	Granito inequigranular, microporfirítico.
HAG - 164	191095	9068100	Granodiorito grosso, microporfirítico, faixas aplíticas e/ou pegmatíticas. Sn= 75 Az.
HAG - 165	188150	9068080	Granodiorito grosso, microporfirítico
HAG - 166	185500	9071160	Granito grosso, cor cinza, com fraca foliação. Sn=40°Az
HAG - 170	196384	9078073	Granito grosso, explotado em pequena pedreira.
HAG - 074(PPy1)	184720	9068732	Janela tectônica; Granito porfirítico, contendo mega xenólito de ortognaisse migmatizado
b- ENCAIXANTE OESTE DO PLÚTON CHÃ GRANDE (Pluton Urtiga-Tabocas) (NPyg):			
HAG - 040	220099	9086200	Mu-Bt monzogranito róseo, médio a grosso, intemperizado.
HAG - 041	218583	9085290	Biotita monzogranito, grã média, microporfirítico, protocataclástico.
HAG - 042	220837	9079104	Hbl granito róseo, grã media, contendo pórfiros, protocataclástico. Sc= 80°/170 Az
c- PLUTON A ENE DE CHÃ GRANDE (CACHOEIRA) (NPyg):			
HAG - 065	232644	9087230	Mu-bt sienogranito microporfirítico, deformado.
HAG - 066	235840	9084936	Mc-bt sienogranito, grã média, alterado e deformado. Sn= 65° Az

HAG - 067	237920	9087853	Mu-bt monzonito microporfirítico.
HAG - 068	239948	9093255	Bt monzogranito, fino, equigranular. (Obs- no afloramento ocorrem blocos de diorito)
HAG - 104	234075	9090528	Bt-hbl monzonito, com fenocristais de plagioclásio.
HAG - 106	230642	9084526	Granodiorito com fenocristal de plagioclásio
HAG - 107	228132	9089654	Granodiorito médio, equigranular protomilonítico
HAG - 108	233125	9086066	Biotita - granodiorito com porções dioríticas (Mistura de magmas).
d- PLUTON AO SUL DE AMARAJI			
HAG - 056	225964	9068970	Bt-monzogranito protocataclástico, com fraca foliação
HAG - 057	227328	9070507	Leucogranito cinza, fino a médio
HAG - 180	229930	9072463	Leucoranito cinza, granulação fina a média
e- STOCK A SE DA USINA CUCAÚ, inserido no Plúton Rio Formoso			
HAG - 112	252786	9043554	Biotita sienogranito porfirítico, pouco deformado.
HAG - 113	256773	9043000	Monzogranito cinza-róseo, granulação fina a média
	BT E BT- HBL SIENOGANITOS A QUARTZO-MONZOGRANITOS PORRIFIRÍTICOS (NPYk):		
a) REGIÕES NW, CENTRAL E CENTRO-NORTE DA ÁREA DE PESQUISA.			
HAG - 031	180154	9081774	Mu-bt granodiorito microporfirítico
HAG - 033	184032	9081766	Bt-um sienogranito microporfirítico, com fina matriz.
HAG - 219	174833	9080380	Mu-bt granodiorito microporfirítico, deformado.
HAG - 168	196146	9086950	Hbl Granito grosso a porfirítico, com veios aplíticos o/ou pegmatíticos. Sn=70°/150°Az
HAG - 169	197250	9084390	Hbl granito grosso-microporfirítico, com slicken-sides no plano de fol. Sn=72°/130°Az
HAG - 198	208580	9078580	Hbl granito grosso a microporfirítico.
HAG - 199	209520	9078310	Hbl-granito grosso a microporfirítico
HAG - 200	205930	9078720	Granito porfirítico, homogêneo.
HAG - 201	202560	9079150	Granito grosso a microporfirítico. Sn=30°/140°z
HAG - 202	198880	9080020	Quartzo monzonito de grã média, com foliação Sn=80°Az
HAG - 035	191895	9084932	Bt-hbl granito grosso, porfirítico.
HAG - 009	200082	9065981	Granito porfirítico homogêneo

HAG - 022	195200	9060220	Biotita sienogranítico, porfirítico seriado, protocataclástico.
HAG - 023	197850	9062670	Biotita sienogranito porfirítico, deformado, com veios de aplito, Sn=90 Az
HAG - 025	195050	9063280	Granito porfirítico com pórfiros de 1,5 a 3 cm, fraturas com material pegmatit, D= 35 Az
HAG - 026	195050	9062350	Mu-bt sienogranito grosso a microporfirítico, deformado, com veios pegmatíticos.
HAG - 027	199460	9064540	Hbl sienogranito grosso-porfirítico, com enclave de monzogr meocrático, Sn=30°Az
HAG - 028	198480	9066770	Bt sienogranito microporfirítico com fol.magmática-60-120 Az; veios pegmat. D=10-40 Az.
HAG - 047	199200	9056475	Hbl monzogranito grosso, róseo e homogêneo.
HAG - 049	199120	9068300	Granito de grã média, microporfirítico; com veios aplíticos, Sn=75 /165 Az
HAG - 052	218730	9062710	Granito porfirítico, róseo,com pórfiros de até 2 cm.
HAG - 083	199330	9060420	Granito porfirítico, com enclave diorítico.
HAG - 084	203244	9059590	Granito porfirítico com enclaves de quartzo-diorito e veios de aplito Sn=90 Az
HAG - 135	212210	9044300	Granodiorito microporfirítico com nódulos de honblenda.
HAG - 138	206380	9049730	Hbl granodiorito porfirítico com enclaves dioríticos. (Us. Cerro Azul, pedreira)
HAG - 156	196148	9061368	Granito microporfirítico, com fraturas na D=50 Az com aplitos, quartzo e encl. Diorítico
HAG - 172	198218	9068070	Granito microporfirítico, com enclave diorítico, veios de aplito e pegmatito. Sn=90 Az
HAG - 173	202930	9068994	Granodiorito fino, cinza escuro
HAG - 176	220760	9062780	Granito microporfirítico, com dique de granito róseo de grã média.
HAG - 177	222190	9063465	Hbl-Granodiorito porfirítico
HAG - 220	199200	9056475	Hbl-Granito porfirítico, grosso e róseo.
b) PLUTON A SUL DE AGRESTINA (NPYk)			
HAG - 149	175584	9060600	Granito porfirítico cinza com veios conc. de aplito e granito cinza, médio, Sn=90 Az
HAG - 222	179670	9061100	Granito microporfirítico deformado. Sn=50°Az
c) PLÚTON CUIPIRA - Lagoa dos Gatos (NPYk) (SW da área de Pesquisa)			
HAG - 152	174150	9048130	Granito porfirítico c/ pórfiros < 1 cm (ocorrem porções aplíticas).
HAG - 153	177720	9046760	Granito grosso-porfirítico, alterado (poções aplíticas)
HAG - 154	180240	9043550	Bt-Monzogranito porfirítico deformado, pórfiros brancos e concentrações de biotita..
HAG - 155	180600	9040770	Granito porfirítico c/ pórfiros brancos < 2 cm.

d) PLÚTON IBIRATINGA (NPYk) - (ESE da Área de Pesquisa)			
HAG - 063	249220	9058580	Hbl-bt Granito em coexistência com granodiorito porfirítico e lentes dioríticas.
HAG - 122	251990	9055234	Hbl granito porfirítico c/ pórfiros de até 6x 1.5 cm.
HAG - 186	244530	9054250	Biotita granito microporfirítico seriado.
HAG - 208	245530	9052660	Granito porfirítico com cristais zonados com até 4x5 cm.
HAG - 209	245860	9052400	Granito porfirítico com cristais zonados, e dique de aplito, Sn=65 Az
HAG - 210	245835	9050350	Granito porfirítico alterado
HAG - 211	247026	9048290	Granito porfirítico alterado
HAG - 216	249470	9050950	Granito microporfirítico seriado. Sn=340 Az
HAG - 217	248220	9054760	Granito porfirítico a seriado
HAG - 218	247080	9057340	Granito porfirítico, com cristais de até 3cm.
HAG - 121(NPgp)	251180	9057460	Stock de mu-bt Leucogranito. (junto à vila de Ibiratinga)
HAG - 61(MPg2)	244044	9047505	Janela tectônica de Bt-hbl Ortognaisse sienogranítico, milonít. sigm.dextral. Sn=80/340
e) PLÚTON RIO FORMOSO (NPYk) (Extremo SE da Área de Pesquisa)			
HAG - 129	251025	9041750	Granodiorito porfirítico seriado com cristais de até 3cm.
HAG - 131	256740	9047900	Granito microporfirítico seriado, os pórfiros são esbranquiçados.

COMPLEXO CABROBÓ - METASSEDIMENTO MESOPROTEROZÓICO (MPcb)				
HAG - 002	237899	9063357	Biotita paragnaisse xistoso e intemperizado (obs.em Ribeirão)	Sn=40°/190°Az
HAG - 006	200122	9038772	Bt-gra-mu paragnaisse, prox. a ZC, com dobra recumbente	Sn=25 /190 Az
HAG - 064	237000	9043310	Muscovita quartzito protocataclástico, (evid. Prox. ZC dextral)	Sc=85°/150°Az
HAG - 069	226470	9041655	Mu-bt xisto qtzo-feldspático de grã fina,	Sn=12 /170°Az
HAG - 114	217840	9042215	Metarcósio com níveis quartzíticos,	Sn=25°/170°Az
HAG - 115	220500	9047900	Metarcósio com níveis quartzíticos, bastante alterado	Sn=85°/10°Az.
HAG - 118	231584	9053750	Metarcósio alterado com nível granad. e diques de mu-leucogranito.	Sn=75 / 120 Az
HAG - 119	237080	9056750	Metarcósio com níveis quartzosos.	Sn=70°/130°Az
HAG - 120	239320	9057830	Metarcósio com níveis quartzosos.	Sn=70°/340°Az
HAG - 124	256830	9052650	Metarcósio intemperizado com níveis avermelhados.	
HAG - 125	236800	9041560	Metased. com níveis qzo-feldsp. e níveis com gran. e min. fílitosos	Sn=70°/350°Az
HAG - 127	246700	9041230	Bt-mu paragnaisse c/ porções arcoseanas e níveis quartzosos,	Sn= 15 /320 Az
HAG - 130	257203	9049640	Metarcósio grossos qtzo-feldspat. com níveis averm. de bt-mu,	Sn=30°/175°Az
HAG - 132	236424	9062294	Metarcósio foliado c/ muscovita .	
HAG - 142	203370	9037720	Bt-gnaïsse com granada, prox. com ZC,	Sn=50°/140°Az
HAG - 141	209180	9038010	Metarcósio bastante alterado, próximo ocorre Bt gnaïsse com granada.	Sn=80°/340°Az
HAG - 148	214300	9038190	Bt-gra paragnaisse com veios de bt granito fino,	Sn=80°/340°Az
HAG - 183	239080	9059530	Metarcósio com dique de leucogranito com muscovita.	Sn=25 /360 Az
HAG - 184	241540	9058260	Metarcósio com níveis de mu-quartzito (ocorre bloco de leucogran.)	Sn=10 /350 Az
HAG - 185	243110	9056420	Metassedimento alterado- altern. de bt-metarcósio mu-quartzito,	Sn=50 /170 Az
HAG - 205	233650	9048390	Paragnaisse cataclástico.	Sn=75°/130°Az
HAG - 206	250610	9044900	Muscovita leucogranito intemperizado	Sn=15°/95°Az
HAG - 212	248280	9046860	Paragnaisse granatífero alterado, com sigmóides de ZC dextral	Sn=45 /10 Az
HAG - 223	219047	9038645	Metarcósio c/ níveis quartzíticos.	Sn=45°/160°Az
HAG - 005 (MPy2)	215844	9038913	Janela tectônica; Hbl-bt-ortognaisse protomilon., sigmóides de ZC dextral	Sn=65°Az.
HAG - 05A(NPyp)	215874	9038944	Dique numa janela tectônica no Cpl. Cabrobó; Mu-bt Monzogranito deformado .	
HAG - 058(MPy2)	226790	9046790	Janela tectônica; Bt-Hbl ortognaisse migmatítico,	Sn=80°/140°Az
HAG - 111	248160	9044990	Stock; Leucogranito promilonítico (rocha alterada)	Sn=70°/350°Az
HAG - 116(MPy2)	222140	9049170	Janela tectônica; Hbl-bt ortognaisse c/ veios quartzito c/ até 2cm largura.	Sn=65/160°Az
HAG - 139(MPy0)	216810	9039390	Janela tectônica; Bt-Hbl ortognaisse protocataclástico	Sn= 85 /320 Az

INFRAESTRUTURA PALEO-MESOPROTEROZÓICO				
BT - ORTOGNAISSES COM INCIPIENTE MIGMATIZAÇÃO; REGIÃO DE BELÉM DE MARIA E ÁGUA PRETA (MPgn2)				
HAG - 137	209580	9048440	Ortognaiss foliado, homogêneo, com mergulho veticalizado/N,	Sn=90°Az
HAG - 136	210520	9046550	Hbl-Bt Ortognaiss foliado (mergulho vertical)	Sn=60°Az
HAG - 134	213350	9040480	Hbl-Bt ortognaiss bandado, com veios pegmatíticos.	Sn=65 /150°Az
HAG - 143	195870	9041850	Mu-bt- sil gnaisse, foliação com merg. vertical, prox. com ZC.	Sn=70°Az
HAG - 144	193930	9041960	Ortognaiss tonalítico protomilonítico, com início de anatexia	Sn=100°Az
HAG - 145	191480	9042850	Bt Ortognaiss de cor cinza-rósea, c/ níveis aplíticos e de biotita	Sn=50 //05°Az)
HAG - 146	189275	9044950	Ortognaiss com veios aplíticos e/ou pegmatíticos acompnhando dobras intrafoliais.	
HAG - 147	185645	9047580	Ortognaiss com bandas qto-biotíticas e de gran, fino, veios pegmatíticos	
HAG - 151	175110	9051290	Bt-ortognaiss com dobras intrafoliais, e veios pegmat. e aplíticos,	Sn=30 /180 Az
HAG - 140(A.Preta)	219800	9038206	Bt-ortognaiss com antexia, níveis aplít. e nódulos de biotita	Sn=80 Az
ORTOGNAISSE (MPgn2) - NW E NE DA USINA CUCAÚ (Janelas Tectônicas)				
HAG - 061	244040	9047500	Ortognaiss protomilon., sigmóides e pl. S/C indicando mov. Dextral	Sn=50°/140°Az
HAG - 214	249250	9048780	Ortognaiss com foliação verticalizada	Sn=90 Az
HAG - 215	249005	9049720	Ortognaiss com foliação ondulada	Sn=90/Az

ORTOGNAISSES TONALÍTICOS/DIORÍTICOS A GRANÍTICOS - REGIÃO DE BARRA DE GUABIRABA / AMARAJI (MPgn2)			
HAG - 050	205170	9068170	Ortognaisse fino-médio, cinza, com diques de aplito e pegmatito Sn=55°/210°Az
HAG - 051	212910	9065490	Bt-ortognaisse foliado, fino a médio, cinza.
HAG - 054	225070	9066980	Hbl-bt-ortognaisse foliado, grosso.
HAG - 055	225390	9067830	Hbl ortognaisse grosso com veios aplíticos
HAG - 103	226.470	9.078.280	Ortognaisse com foliação sub-horizontal
HAG - 174	209550	9067900	Ortognaisse migmatizado, com grã média e cor cinza.
HAG - 175	214080	9063990	Bt ortognaisse com diques pegmatíticos.
HAG - 178	223770	9065490	Hbl-bt-ortognaisse médio a grosso, levemente bandado.
HAG - 181	228095	9074290	Bt-ortognaisse fino a médio, migmatizado, com veios qtzo-feldsp. Sn=47°/130 Az
HAG - 182	226620	9074570	Ortognaisse fino, cinza, lev. bandado, com porções máficas Sn=50°/130 Az
HAG - 191	247350	9069510	Hbl-ortognaisse com dobras intrafoliais. Sn=90 Az
HAG - 192	245070	9071190	Hbl-ortognaisse . Sn=80°/300°Az

ORTOGNAISSES GRANODIORÍTICOS E QTZO-MONZONITO A TONALITO - REGIÃO DE AGRESTINA (PPgn1)			
HAG - 044	173550	9067950	Ortognaisse com veios aplíticos e pegmatíticos Sn=50°/140Az
HAG - 221	176690	9063080	Hbl-bt ortognaisse, foliação sub-horiz. e pl. de cisalham. c/ rake hor. Sc=80°/325 Az
HAG - 150	175960	9057770	Diatexito com grã md.a grossa, xenól. dior.e veios. Pegmatíticos. Sn=70 Az

ORTOGNAISSES TONALÍTICOS/DIORÍTICOS A GRANÍTICOS - REGIÃO DE GRAVATÁ (PPgn1)			
HAG - 193	215870	9090032	Ultramilonito no domínio de hbl granito grosso a microporfirítico Sn=65°/320°Az
HAG - 194	213350	9087060	Rocha quartzo-diorítica.

**ANEXO II: TABELA DO ESTUDO DE 82 LÂMINAS PETROGRÁFICAS
(DESCRIÇÕES SEGUNDO OS PLÚTONS E UNIDADES LITOLÓGICAS)**

TABELA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA ESTUDO MICROSCÓPICO			
MINERALOGIA	%	CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS	CLASSIFICAÇÃO
PLÚTON ENCRUZILHADA SÃO JOÃO (I)			
HAG-30			
Quartzo	35	Rocha com textura granobástica, microporfirítica. Cerca de 10% dos grãos estão cominuídos. Microfenocristais de plagioclásio subeuédricos a euédricos, contendo inclusões de muscovita. Grãos de microclina subeuédricos a euédricos, contendo inclusões de plagioclásio e quartzo. Os grãos de quartzo são normalmente anédricos e com extinção ondulante. Grãos de microclina e ortoclásio com alteração secundária, e muscovita sericitizada	Mc-Monzogranito, Protocataclástico
Plagioclásio	20		
Microclina	25		
Muscovita	15		
Granada	1		
Biotita	2		
Micropertita	1		
Opacos	1		
HAG-31			
Quartzo	30	Textura granoblástica, apresentando grãos de quartzo anédricos, deformados. Microfenocristais de plagioclásio subeuédricos a euédricos, contendo inclusões de apatita e muscovita. A muscovita apresenta uma certa orientação. A biotita aparece alterada, algumas vezes observa-se rutilo próximo à biotita.	Mc-Bt Granodiorito microporfirítico
Plagioclásio	25		
Microclina	10		
Biotita	15		
Titanita	3		
Muscovita	10		
Zircão	2		
Apatita	2		
Opacos +rutilp	2		
HAG-32			
Quartzo	35	Textura granoblástica, apresentando cristais de quartzo anédricos bastante deformados e com extinção ondulante. Ocorrem cristais de microclina euédricos a subeuédricos, contendo também alguns microfenocristais com inclusões de quartzo e de plagioclásio. Nos cristais de plagioclásio ocorrem inclusões de biotita e de muscovita. A biotita apresenta-se alterada e por vezes com inclusões de zircão.	Mu-bt Monzogranito microporfirítico, deformado
Microclina	25		
Plagioclásio	16		
Biotita	12		
Muscovita	6		
Mimerquita	3		
Opacos	1		
Apatita + zircão	2		

HAG-34			
Quartzo	35	Textura granoblástica, microporfirítica, com forte alteração nos cristais de plagioclásio, com hornblenda passando para actinolita e biotita para clorita. Apresenta pórfiros de KF (ortoclásio e microclina), com inclusões de quartzo e pertita. Observa-se também micropertita. O KF e o plagioclásio, por vezes formam fenocristais. O quartzo apresenta extinção ondulante e recristalização. (Xenólito de PNYk no PNyp).)	Hbl-act. Monzogranito microporfirítico
Ortoclásio	10		
Microclina	25		
Plagioclásio	22		
Hornblenda	2		
Actinolita	3		
Epidoto	1		
Biotita	1		
Clorita	1		
Opacos	1		
HAG-36			
Quartzo	38	Textura granolepidoblástica, com suave foliação, contatos denteados entre os grãos Rocha com alteração nos feldspatos. Caulinização e saussuritização, e inclusões de quartzo na microclina. Ocorre pertita em microclina e ortoclásio. O quartzo apresenta granulometria variada e seriada, desde cominuídos até pequenos pórfiros. Contatos irregulares e extinção ondulante.	Monzogranito protocataclástico
Microclina	25		
Ortoclásio	8		
Plagioclásio	25		
Muscovita	1		
Biotita	1		
Opacos	2		
HAG-37			
Quartzo	36	Textura granolepidoblástica com matriz fina, apresentando cristais de quartzo cuminuídos. Foliação fornecida pela biotita e muscovita.O quartzo apresenta contatos irregulares e extinção ondulante. O KF apresenta inclusões de quartzo, alteração e saussuritização e por vezes com pertita. O plagioclásio aparece com contatos denteados, e caulinizados. A biotita às vezes aparece orientada sendo a muscovita é secundária.	Sienogranito a 2-micas, Protocataclástico
Microclina	32		
Ortoclásio	8		
Plagioclásio	12		
Biotita	3		
Muscovita	4		
Magnetita	2		
Rutilo	1		
Epidoto, zircão, granada e titanita	2		

HAG-71			
Quartzo	45	Textura granoblástica, protomilonítica, com suave foliação tectônica, fornecidas pelas biotitas e também por feldspatos, com níveis quartzo-feldspáticos e com níveis de quartzo cominuídos e biotita. Os feldspatos apresentam caulinização e por vezes inclusões de quartzo. Os contatos entre os grãos são irregulares. Ocorrem sigmóides de feldspato c/ biotita indicando movimento dextral.	Mc-bt Monzogranito, Protomilonítico
Ortoclásio	15		
Microclina	10		
Plagioclásio	14		
Biotita	10		
Muscovita	5		
Opacos	1		
PLÚTON CHÃ GRANDE (II)			
HAG-11			
Quartzo	35	Rocha leucocrática, textura granolepidoblástica, com tênue orientação, granulação média a grossa, contendo porfiroblastos de KF e também grãos de quartzo. Ocorre intercrescimento mimerquítico, alguns grãos de quartzo sericitizado e algumas lamelas encurvadas. Apresenta <10% de grãos cominuídos, com dominância de quartzo.	Bt sienogranito, deformado
Ortoc+microclina	44		
Plagioclásio	15		
Biotita	4		
Muscovita	2		
HAG-12			
Quartzo	32	Rocha granolepidoblástica, microporfirítica, > 10% de grãos cominuídos, com presença de alteração. O KF apresenta inclusões de quartzo e plagioclásio. Observam-se algumas microfraturas e suave encurvamento de lamelas de plagioclásio, formação de sub-grãos de quartzo.	Mu-bt monzogranito, Protomilonítico
KF	35		
Plagioclásio	22		
Muscovita	4		
Biotita	6		
Sericita	1		
HAG-97			
Quartzo	40	Rocha granolepidoblástica, contendo fraturas e formação de sub-grãos de quartzo. Ocorre pertita e inclusões de quartzo em alguns feldspatos; apresenta-se inequigranular com presença de micropórfiros.	Bt-mc Ssenogranito protocataclástico
Ortoclásio	18		
Microclina	18		
Plagioclásio	10		
Biotita	5		
Muscovita	6		
Sericita + opacos	3		

HAG-98			
Quartzo	36	Rocha granolepidoblástica, inequigranular, microporfiríticas seriada; apresenta >10 % de matriz com finos grãos de quartzo, contatos irregulares entre grãos anédrais e subédrais, e presença de microfraturas. Ocorre alteração de feldspatos.	Bt-mc sienogranito protocataclástico
Ortoclásio	23		
Microclina	20		
Plagioclásio	10		
Biotita	5		
Muscovita	5		
Opaco	1		
HAG-99			
Quartzo	35	Rocha granoblástica, microporfirítica, com > de 10% de matriz fina.os contatos intergrãos são irregulares. Os feldspatos estão caulinizados e sericitizados, com presença de pertita em grãos de KF.	Mc-sienogranito Protomilonítico
ortoclásio	20		
Microclina	20		
Plagioclásio	12		
Muscovita	8		
Biotita	2		
Sericita	2		
Min. opacos	1		
HAG-100			
Quartzo	35	Rocha granoblástica, com faixas irregulares de grãos de quartzo cominuidos. Os minerais apresentam contatos irregulares ou serrilhados, com presença de microfraturas. Os grãos maiores de quartzo são constituídos de sub-grãos. Alguns feldspatos apresentam textura pertítica, ocorrendo também certo grau de alteração. Observa-se ainda sigmóides de feldspato indicando movimento dextral.	Sienogranito 2-micas, microporfirítico protocataclástico
Ortoclásio	18		
Microclina	22		
Plagioclásio	12		
Muscovita	2		
Biotita	3		
Sericita	2		
Min. Opacos (mt)	2		
Clorita	1		

HAG-101			
Quartzo	38	Rocha ganolepidoblástica contendo faixas irregulares de grãos de quartzo cominuídos; presença de grãos maiores formados por sub-grãos e microfraturas indicando cataclase. Ocorre pertita em grãos de KF, bem como seritização e caulinização de plagiocásio.	Bt-mc sienogranito, protocataclástico.
Ortoclásio	16		
Microclina	23		
Plagioclásio	12		
Muscovita	5		
Biotita	5		
Sericita + opacos	1		
HAG-105			
Quartzo	40	Rocha granoblástica, microporfirítica seriada. Os feldspatos apresentam caulinizações e por vezes fraturas O quartzo apresenta fraturas e formação de cristais recristalizados contendo sub-grãos. Rocha com mais de 10% de material fino. A matriz apresenta dominância de quartzo.	Mu-bt álcali-feldspato granito, Protocataclástico
Ortoclásio	23		
Microclina	22		
Plagioclásio	5		
Biotita	5		
Muscovita	4		
Opacos	1		
PLÚTON CAJUEIRO (III)			
HAG-73			
Quartzo	37	Rocha granoblástica protocataclástica, com incipiente foliação, leucocrática, com contatos irregulares entre os grãos. Matriz muito fina (cominuída), recristalização e formação de sub-grãos de quartzo. Reduzido grau de alteração dos feldspatos e presença de fraturas, limitada ocorrência de pertita.	Bt-mu sienogranito protocataclástico
Ortoclásiio	18		
Microclina	20		
Plagioclásio	12		
Biotita	5		
Muscovita	7		
Opacos+zircão	1		
HAG-75			
Quartzo	30	Textura ganolepidoblástica, deformado, com contatos irregulares entre os grãos, com recristalização e formação de sub-grãos e presença de microfraturas nos grãos de KF, plagioclásio e quartzo.	Hbl- sieno-monzogranito, Deformado
Ortoclásio	20		
Microclina	10		
Plagioclásio	25		
Anfibólio	5		

Min.Opacos	5		
Epidoto	3		
Tit+Apat+Zir+Alan.	2		
PLÚTON SE CAMOCIM (IV)			
HAG-171			
Quartzo	28	Rocha com textura granolepidoblástica; contém fraturas paralelas à foliação e microfraturas em grãos de quartzo e feldspato. Ocorrem faixas irregulares com dominância de grãos de quartzo cominuídos e formação de sub-grãos. Contém > 30% de fina matriz, indicam tratar-se de um protocalaclasito.	Sienogranito protocataclástico
Microclina	44		
Plagioclásio	20		
Biotita	4		
Opaco	2		
Epidoto+ clorita	1		
PLÚTON BATATEIRA (V)			
HAG-07			
Quartzo	33	Rocha com granulação fina a média, cristais maiores subeudrais a anedrais; os agregados de pequenos cristais apresentam contatos irregulares, observa-se discreta orientação das micas. Observa-se sericitização dos plagioclásios e caulinização dos KF e também, intercrescimento mimerquítico em plagioclásio.	Bt-Monzogranito, deformado
Microclina	27		
Plagioclásio	20		
Biotita	5		
Muscovita	3		
Opacos+apatita	3		
Sericita	1		
HAG-8A			
Quartzo	38	Rocha granolepidoblástica de granulação fina a média, os cristais são anedrais e alguns poucos subeudrais. Observa-se intercalação mimerquítica e também, muscovititzação de 50% das biotitas e baixa sericitização nos plagioclásios. E também, baixa caulinização nos KF. Cominuição dos grãos > 10%, algumas microfraturas e caráter prototocataclástico.	Bt-Monzogranito protocataclástico
Kfeldspato	35		
Plagioclásio	20		
Biotita	4		
Muscovita	1		
Opacos+apatita	1		
Epidoto	1		

HAG-8B			
Quartzo	25	Rocha mesocrática, com textura granoblástica.; microporfirítica.Observa-se com frequência zoneamento em cristais de plagioclásio, e também presença de foliação magmática, resultante de pequena deformação de alojamento. (<i>MPY2 - Mistura de magma na borda sul do Pluton Batateira</i>).	Hbl-bt Granodorito, pouco deformado
Ortoclásio	5		
Plagioclásio	30		
Biotita	12		
Hornblenda	10		
Opac + Epid.	5		
Tit+ Apat+ Ac.	3		
HAG-13			
Quartzo	25	Rocha granolepidoblástica, fina com grãos anedrais a subeudrais, por vezes com limites serrilhados, microporfirítica, os feldspatos principalmente o plagioclásio, apresenta caulínização e sericitização. Ocorre também, microfraturas e formação de sub-grãos de quartzo. Os porfiroblastos são de plagioclásio e KF.	Bt-Monzogranito grosso, deformado
Kfeldspato	16		
Plagioclásio	35		
Biotita	20		
Clorita + epid.	1		
Cromita	1		
Opacos	2		
HAG-14			
Quartzo	35	Textura granolepidoblástica, protomilonítica, de granulação fina a média. O plagioclásio, o quartzo e a microclina aparecem parcialmente alterados para argilo minerais. Ocorrem lamelas de plagioclásio encurvadas e também microfraturas, indicando movimento tectônico.	Bt-Monzogranítico protomilonítico
Microclina	40		
Plagioclásio	16		
Biotita	5		
Muscovita	3		
Epid+zirc+alanita	1		
HAG-15			
Quartzo	38	Textura granoblástica, granulação fina. Apresenta matriz de grãos cominuídos > 10%, indicando uma 2º fase de cristalização. Os feldspatos apresentam-se saussuritizados, com microfraturas e também com lamelas encurvadas. Apresenta sigmóides dextrais e sinistrais (dominante).	Sienoogranito a 2-micas, Protomilonítico
Microclina	35		
Plagioclásio	19		
Biotita	4		
Muscovita	2		
Epid+min.opaco	2		

HAG-16			
Quartzo	35	Rocha com textura granolepidoblástica (xenomórfica granular), microporfirítica seriada, com presença de microfraturas. Trata-se de rocha deformada, com > 10° de grãos cominiídos. Ocorrem lamelas de plagioclásio encurvadas, e ainda caulinização e seritização. Alguns cristais de microclina apresentam texturas mimerquíticas.	Monzogranito microporfirítico, Protomilonítico
Microclina	30		
Plagioclásio	30		
Biotita	2		
Muscovita + seric.	1		
Clor+epid+ opac	2		
HAG-17			
Quartzo	25	Rocha com textura granolepidoblástica (xenomórfica granular), microporfirítica seriada, com presença de microfraturas. Alguns cristais de plagioclásio apresentam lamelas encurvadas e algumas outros textura mimerquítica, ocorrendo ainda alguns cristais zonados. O plagioclásio com frequência altera para muscovita/sericita e epidoto. Alguns cristais de microclina apresentam exsolução pertítica. As biotita estão orientadas segundo foliação e contém inclusões de opacos.	Monzogranito a 2-micas, com epidoto magmático, Defomado
Microclina	30		
Plagioclásio	38		
Biotita	4		
Muscovita	2		
Epidoto magmát	2		
Titanita	2		
Min. Opacos	2		
Zircão + apatita	1		
HAG-19			
Quartzo	32	Rocha com textura granolepidoblástica inequigranular), contendo grãos anedrais, grã fina a média com pórfiros de KF e presença de microfraturas. Trata-se de rocha deformada, com > 10° de grãos cominiídos e fraca foliação. Alguns cristais de microclina apresentam texturas mimerquíticas. Nos feldspatos ocorre seritização.	Monzogranito a duas-micas, microporfirítico, Protocataclástico
Microclina	38		
Plagioclásio	22		
Biotita	4		
Muscovita	2		
Clorita	1		
Opac+zirc+epid	1		

HAG - 21			
Quartzo	32	Rocha com textura granolepidoblástica (xenomórfica granular), microporfirítica seriada, os limites entre os grãos são irregulares e serrilhados, com presença de microfraturas. Observa-se ainda a formação de subgrãos de quartzo. Trata-se de rocha submetida a deformação tectônica e recristalização, com caulinição e seritização de feldspatos.	Bt-Mc Monzogranito protocataclástico
Microclina	30		
Plagioclásio	24		
Muscovita	8		
Biotita	4		
Clor+apat+zirc	1		
Opacos+ Alanita	1		
HAG-48			
Quartzo	25	Textura granoblástica, inequigranular, porfirítica seriada, c/ aproximadamente 20% de grãos finos (cuminuídos), c/ dominância de quartzo que formam uma matriz com faixas irregulares, indicando suave foliação da rocha. Ocorrem microfraturas e algumas clivagens encurvadas de plagioclásio, indicando um caráter protomilonítico /cataclástico. Ocorre também, alteração nos feldspatos com caulinição e sericitização	Sienogranito, Protomilonítico
Microclina	50		
Plagioclásio	21		
Biotita	2		
Sericita+epidoto	1		
Granada+opaco	1		
HAG-86			
Quartzo	40	Rocha com textura granoblástica, microporfirítica. O quartzo ocorre como grãos anédricos, bastante deformados, apresentando extinção ondulante. O ortoclásio ocorre como grãos subeuédricos, contendo inclusões de ripas de muscovita. A microclina aparece como grãos subeuédricos a euédricos. As biotitas não apresentam orientação.	Mu-bt Sienogranito microporfirítico, deformado
Ortoclásio	10		
Microclina	15		
Plagioclásio	10		
Biotita	15		
Muscovita	5		
Opacos	3		
Apatita	2		
HAG-87			
Quartzo	42	Rocha leucocrática, granoblástica, com granulação fina e suave foliação; grãos de quartzo cominuídos, e recristalização com formação de sub-grãos que juntos a alguns grãos de microclina e biotita,	Mu-bt Sienogranito protocataclástico
Ortoclásio	18		
Microclina	17		

Plagioclásio	8	denotam a foliação. As biotitas ocorrem em 2 gerações, sendo uma castanho claro, que faz ângulo de 50 a 90° c/ a foliação, e a outra mais escura, (c/ maior teor de ferro e > baixa temperatura), orientada segundo a foliação.	
Biotita	8		
Muscovita	7		
HAG-89			
Quartzo	42	Rocha leucocrática com suave foliação fornecida pela biotita, clorita e fenocristais de microclina, e de quartzo recristalizado formado de sub-grãos alongados. Apresenta >10% de matriz fina, com grãos de quartzo cominuídos. Os feldspatos estão caulinizados, ocorrem algumas mimerquitas e formação de sericita. Ocorre muscovita primária e secundária, e também, zircão metamítico incluso na biotita.	Mu-bt Sienogranito deformado
Ortoclásio	17		
Microclina	16		
Plagioclásio	10		
Biotita	7		
Muscovita	5		
Epid+Apat+Clor	2		
Opaco+ Zircão	1		
HAG-93			
Quartzo	40	Rocha granolepidoblástica, leucocrática com, granulação fina e suave foliação; presença de fraturas em grãos de quartzo e de feldspato, bem como formação de sub-grãos. Observa-se alteração nos feldspatos.	Bt-mc Sienogranito, deformado
KF(ortoc+microc)	35		
Plagioclásio	12		
Biotita	5		
Muscovita	7		
Opacos+outros	1		
HAG-94			
Quartzo	35	Textura granolepidoblástica, protocataclástica, granulação média, microporfirítica seriada. Apresenta suave foliação, os grãos são anédricos a subeuédricos. Os grãos de feldspato estão alterados e ocorre formação de sub-grãos de quartzo; ocorrem grãos de feldspato sericitizados e por vezes, inclusões de quartzo.	Bt-mu Sienogranito, Protocataclástico
Ortoclásio	25		
Microclina	20		
Plagioclásio	8		
Biotita	5		
Muscovita	5		
Sericita	2		

HAG-95			
Quartzo	35	Rocha leucocrática, granolepidoblástica, microporfirítica seriada, apresentando cominuição em >10% dos grãos, apresentando contatos intergranulares irregular. Observa-se alteração dos feldspatos, com seritização em plagioclásios.	Bt-mc Sienogranito, Protocataclástico
Ortoclásio	18		
Microclina	23		
Plagioclásio	10		
Biotita	5		
Muscovita	8		
Sericita	2		
PLÚTON NORTE DE RIBEIRÃO (VI)			
HAG-01			
Quartzo	40	Rocha granolepidoblástica com bandas intercaladas paralela à foliação, textura seriada, observa-se textura mimerquíitca e encurvamento de clivagem no plagioclásio. O quartzo apresenta extinção ondulante. A muscovita e a biotita aparecem alongadas, formando faixas por vezes onduladas.	Bt-mu monzogranito protomilonítico
Microclina	20		
Plagioclásio	27		
Muscovita	8		
Biotita	5		
PLÚTON GAMELEIRA (VII)			
HAG-03			
Quartzo	40	Rocha, com textura granoblástica. Apresenta grã microporfirítica seriada. Os feldspatos estão alterados- sericitizados e caulinizados e também produzem muscovita secundária. Ocorre intercrescimento de plagioclásio em microclina. A biotita é reliquiar contendo grãos de zircão metamictizado. Ocorre microfraturamento dos principais minerais com preenchimento por muscovita e biotita. O quartzo possui com extinção ondulante.	Mu-bt Monzogranito, microporfirítico, deformado
KF ortoclásio	3		
Microclina	20		
Plagioclásio	19		
Muscovita	5		
Biotita	6		
Opacos	raros		
Zircão	1		
HAG-04			
Quartzo	35	Rocha com textura granoblástica, alterada com nuvens de caulim no KF, e microfratura longitudinais preenchidas por muscovita, caulinita e clorita. O plagioclásio apresenta sericitização, caulinização, lamelas encurvadas, microfraturas e microfalhas. Os cristais de biotita e muscovita fornecem uma fraca foliação a rocha.	Bt-mu Monzogranito, Protomilonítico
KF	20		
Plagioclásio	30		
Muscovita	10		
Biotita	4		
Opacos			
Sericita	1		

HAG-60			
Quartzo	35	Textura granoblástica, microporfirítica com estrutura seriada. Dominam grãos de quartzo, numa fina matriz com cristais anédricos onde são comuns microfraturas nos feldspatos e quartzos revcristalizados. Os micropórfiros dominantes são de KF nos quais ocorre pertitização. Observam-se fraturas preenchidas por sericita em plagioclásio com lamelas encurvadas. Os grãos de quartzo são de 2 gerações, estando a 2º recristalizada.	Monzogranito a 2 micas, Protomilonítico
Ortoclásio	20		
Microclina	15		
Plagiocláio	20		
Muscovita	7		
Biotita	2		
Sericita	1		
HAG-203			
Quartzo	46	Rocha com textura granolepidoblástica e estrutura microporfirítica seriada. Possui matriz com >10% de grãos cominuidos, anédricos a sub-euédricos, com presença de microfraturas, e formação de sub-grãos de quartzo com recristalização. Ocorrem lamelas encurvadas de plagioclásio e de muscovita. (Janela Tectônica de MPg2 em NPyp).	Mc-bt Ortognaisse monzogranítico, Protomilonítico
Ortoclásio	8		
Microclina	7		
Plagiocláio	25		
Muscovita	5		
Biotita	7		
Sericita	1		
Clorita	1		
STOCK A NNW DE BONITO			
HAG-10			
Quartzo	10	Rocha granoblástica, com granulção fina a média, com tênue orientação. Porém, com microfraturas e lamelas encurvadas nos plagioclásios. Observa-se intercalação mirmequítica.(O KF contém 25% de ortoclásio e 15% de microclina). Os cristais de quartzo em geral são anedrais a sub-euedrais, apresentando grãos cominuídos e formação de sub-grãos.	Bt-sienogranito, Protomilonítico
Kf	40		
Plagioclásio	14		
Biotita	8		
Muscovita	1		
Opacos+apa+zirc.	1		
Sericita	1		

HAG-24			
Quartzo	25	Rocha granolepidoblástica, com < 10% de matriz com grãos de quartzo cominuídos, ocorre recristalização com formação de sub-grãos. Alguns grãos de feldspato apresentam microfraturas, ocorrendo também exsolução pertítica.	Bt-sienogranito microporfirítico, deformado
Microclina	52		
Plagioclásio	8		
Biotita	12		
Muscov. + seric.	1		
Opacos+titanita	1		
Epidoto+alanita	1		
HAG-45			
Quartzo	42	Rocha leucocrática, com textura granoblástica, homogênea, com algumas fraturas preenchidas por biotita. Apresenta cristais anedrais e contatos irregulares a sub-retilíneos.	Bt-mu monzogranito, deformado
Microclina	25		
Plagioclásio	18		
Muscovita	9		
Biotita	6		
Granada+alanita			
HAG-46			
Quartzo	38	Rocha granoblástica, microporfirítica, apresentando fenocristais de plagioclásio, textura mimerquítica. Ocorre ortoclásio sericitizado.	Mu-bt monzogranito
Microclina	25		
Plagioclásio	22		
Biotita	10		
Muscovitita	3		
Opacos	2		
SIENO A MONZOGRANITOS MICROPORFIRÍTICOS(NPYg)			
HAG-40			
Quartzo	35	Rocha textura granolepidoblástica ±25% de matriz microfraturas e também de subgrãos de quartzo indicando ser protocataclástica. Ocorre fraca sericitização. Observa-se por vezes, inclusões de quartzo na microclina e discreta mimerquita. Ocorrem também, discreta sericitação do plagioclásio.	Monzogranito protocataclástico
Microclina	35		
Plagioclásio	25		
Biotita	3		
Epidoto	1		
Muscovita	1		
Opaco	1		

HAG-41			
Quartzo	37	Rocha granopidoblástica c/±30% de matriz, presença de microfraturas e form. de subgrãos de quartzo caulinização e sericitização de KFs e plagioclásio. Ocorre alguns grãos c/ minerquita. O limite entre os grãos de feldspato são inequigranulares.	Monzogranito protocataclástico
Microclina	32		
Plagioclásio	25		
Biotita	3		
Muscovita+ ser.	2		
Epid+Alan+apat	1		
Opac.(Magt)	raros		
HAG-56			
Quartzo	20	Rocha granolepidoblástica, uma fina matriz perfaz cerca de 50% da rocha, com presença de microfraturas e de subgrãos de quartzo recristalizados. Os limites os grãos são irregulares e por vezes serrilhados. Ocorre discreta estrutura mimerquítica de quartzo em KF.	Bt-Monzogranito, Cataclástico
Microclina	35		
Plagoclásio	35		
Biotita	6		
Muscovita	1		
Apatita	1		
Epidoto	1		
Min. Opacos	1		
HAG-65			
Quartzo	40	Textura granoblástica, com deformação, apresenta 1 direção de foliação suave afetada por uma 2º evento tectônico que reorienta parte dos grãos e recristaliza. Apresenta-se microporfirítica com pórfiros de KF e quartzo com presença de fraturas nos grãos. Nos grãos de KF, ocorre presença de pertita e inclusões de quartzo e também caulinização.	Mu-bt sienogranito microporfirítico,
Ortoclásio	20		
Microclina	20		
Plagioclásio	5		
Biotita	8		
Muscivita	7		
Opacos+alanita	<1		
HAG-66			
Quartzo	35	Rocha granolepidoblástica, com suave foliação. Grãos cuminuídos com dominância de quartzo com extinção ondulante e também, recristalização. O KF está caulinizado e muitas vezes apresenta-se pertitizado, com inclusões de quartzo e fraturas. Os grãos de quartzo	Mu-bt Sienogranito, Protocataclástica
Ortoclásio	20		
Microclina	18		
Plagioclásio	16		

Biotita	6	contém fraturas e também, sub-grãos. O grau de alteração é significativo nesta rocha. As biotitas são menos escuras, indicando menos conteúdo de ferro.	
Muscovita	4		
Opacos	1		
HAG-68			
Quartzo	35	Rocha granolepidoblástica, microporfirítica seriada, com alteração (caulinização) dos feldspatos e também, sericitização e fraturamentos. Observa-se formação de sub-grãos quartzo recristalizado. Ocorre suave foliação fornecida por grãos de KF, quartzo e por biotitas.	Bt-Sienogranito microporfirítico, Protocataclástico
Ortoclásio	20		
Microclina	16		
Plagioclásio	15		
Biotita	10		
Muscovita	2		
Sericita	1		
Opacos	1		
HAG-76			
Quartzo	35	Rocha granoblástica, microporfirítica seriada, ocorre cuminuição de grãos < 10% da matriz; alteração dos feldspatos (caulinização) e sericitização e também, microfraturas indicando que a rocha sofreu esforços, o que também confirma a formação de sub-grãos de quartzo. Os grãos de KF também apresentam pertita e inclusões de grãos de quartzo.	Sienogranito microporfirítico, deformado
Ortoclásio	25		
Microclina	20		
Plagioclásio	14		
Biotita	3		
Sericita	2		
Opacos	1		
HAG-77			
Quartzo	40	Rocha granolepidoblástica, protocataclástica microporfirítica seriada. O contato entre os grãos é irregular; ocorre cominuição dos grãos de quartzo, fraturamento e formação de sub-grãos de quartzo. Os feldspatos estão pouco alterados e também, com pequena presença de pertita.	Ep-sienogranito protocataclástico
Ortoclásio	20		
Microclina	15		
Plagioclásio	13		
Epidoto	7		
Opacos	3		
Clorita	2		

HAG-81			
Quartzo	30	Rocha granolepidoblástica, com suave foliação, típica rocha ígnea, grãos anédricos a subeuédricos, com formação de sub-grãos.	Hbl-CI-bt granodiorito
Plagioclásio	28		
Feldsp. Potás.	14		
Biotita	10		
Hornblenda	8		
Clorita	10		
HAG-112			
Quartzo	35	Rocha granoblástica, com estrutura microporfirítica e fenocristais de microclina disperso em uma escassa matriz. Observam-se contatos irregulares entre os grãos. Parte dos grãos de feldspato apresentam certo grau de alteração, com seritização e alteração secundária para muscovita.	Bt-Monzogranito microporfirítico, deformado
Microclina	35		
Plagioclásio	25		
Biotita	10		
Muscov.+ seric.	2		
Miner. opacos	2		
Epid+apat+zirc.	1		
BT - HBL SIENOGRANITO A GRANODIORITO PORFIRITICOS (NPYk)			
HAG-22			
Quartzo	24	Rocha com textura granoblástica porfirítica, com presença de microfraturas e limites irregulares e serilhados entre grãos, e por vezes formação de sub-grãos de quartzo. Trata-se de rocha deformada, com > 10° de grãos cominuídos. Ocorrem seritização dos feldspatos. Alguns cristais de plagioclásio apresentam texturas mimerquíticas, ainda exsolução perítica em microclinas.	Monzogranito microporfirítico protocataclástico
Microclina	62		
Plagioclásio	8		
Biotita	5		
Opacos +titanita	1		
HAG-23			
Quartzo	25	Rocha porfirítica com > que 10% de matriz de quartzo recristalizado, por vezes formando sub-grãos: ocorre certa orientação de biotitas e presença de microfraturas. Alguns grãos de plagioclásio apresentam textura mirmequítica e por vezes seritização. Ocorrem microclinas com exsolução perítica.	Bt-sienogranito porfirítico protocataclástico
Microclina	55		
Plagioclásio	9		
Biotita	9		
Opacos +titanita	2		

HAG-26			
Quartzo	20	Rocha com textura granolepidoblástica, porfirítica. Observa-se fraturas e contatos serrilhados ente os grãos, e também lamelas encurvadas em plagiocláios. Ocorrem estruturas pertíticas em grãos de microclina e seritização em grãos de plagioclásio.	Bt-sienogranito porfirítico
Microclina	55		
Plagioclásio	10		
Biotita	12		
Muscovita	1		
M.opacos+zirccão	1		
Sericita+ apatita	1		
HAG-27A			
Quartzo	37	Rocha equigranular, c/ alguns pórfiros de microclina. O plagioclásio apresenta textura mimerquítica e a microclina apresenta textura pertítica.	Hb-sienogranito microporfirítico
Plagioclásio	10		
Microclina	40		
Hornblenda	8		
Biotita	2		
Muscovita+opacos	1		
HAG-27B			
Quartzo	35	Rocha leucocrática, textura granolepidoblástica, contendo enclave de rocha mesocrática. Na porção mesocrática, ocorre os mesmos minerais e também hornblenda e epidoto de alteração.	Bt monzogranito
KF	45		
Plagioclásio	10		
Biotita	8		
Opacos+alanita	2		
HAG-28			
Quartzo	27	Rocha inequigranular, microporfirítica e com cerca de 10% de grãos cominuidos na matriz. Observa-se suave bandamento tectônico, com bandas félsicas de agregados ou veios de quartzo bordejando feldspatos alternando com biotitas. Ocorrem sombras de pressão com indicação de movimento dextral e ainda algumas lamelas encurvadas de plagioclásio.	Bt-sienogranito microporfirítico,Protomilonítico
Microclina	42		
Plagioclásio	12		
Biotita	15		
Muscovita+seric	1		
Apa+zirc+tit+clor	1		
Min. Opacos	2		

HAG-33			
Quartzo	20	Textura granolepidoblástica, com deformação tectônica, contendo cerca 10% de fina matriz. Apresenta grãos de quartzo muito fino na matriz e grãos recristalizados de cristais anédricos e forte extinção ondulante, nos cristais cominuídos. A microclina aparece alterada, com estrutura pertítica, por vezes tem pórfiros. O plagioclásio apresenta 2 tipos de geminação, às vezes ocorre pórfiros de menor dimensão e também com clivagens encurvadas. A hornblenda transic. para actinolita, e forma sigmóides indicando movimento dextral.	Ep-Act-Hbl Monzogranito, Protomilonítico
Microclina	5		
Plagioclásio	17		
Ortoclásio	20		
Actinolita	10		
Hornblenda	10		
Epidoto	5		
Opacos	3		
Apatita + titan.			
HAG-35			
Quartzo	20	Rocha granolepidoblástica, porfirítica, sericitização e caulinição de feldspatos. Contato irregular entre grãos e fomação de sub-grãos de quartzo recristalizados. Observam-se fraturas nos porfiroblastos e sigmóides indicando movimento dextral. A matriz representa ± 25% da rocha indicando ser cataclástica.	Bt-Monzogranito porfirítico, Protomiloníticotico
Microclina	45		
Plagioclásio	30		
Biotita	4		
Tit+ apat.	1		
Opac+ Leucos.	1		
HAG-47			
Quartzo	40	Rocha com textura granolepidoblástica; apresenta suave foliação e alguns fenocristais de microclina, e também cristais zonados de KF. O contato entre os grãos é irregular e sub-retilíneo. Rocha muito alterada. A microclina e plagioclásio apresentam sericitização e caulinição. Ocorrem fraturas em ambos os feldspatos.	Bt-hbl Sienogranito porfirítico
Microclina	28		
Plagioclásio	15		
Hornblenda	8		
Biotita	7		
Opacos	2		
HAG-52			
Quartzo	42	Rocha microporfirítica seriada. Suave foliação, com textura granoblástica. com >10% de grãos de quartzo cominuídos. com contatos irregulares, formando sub-grãos recristalizados. Faixas definidas de granulação média a fina.	Augita-sienogranito microporfirítico, Protocataclástica
Microclina	17		
Ortoclásio	11		
Plagioclásio	12		
Augita	10		
Honrblenda	2		
Biotita+ zircão	1		

HAG-63			
Quartzo	30	Rocha granoblástica com alguns fenocristais de KF, fraca foliação fornecida pela biotita e discreta orientação de quartzo e feldspatos. Observa-se alteração nos feldspatos e presença de microfraturas, e cloritização de biotitas. Os limites entre os finos são irregulares. Nos cristais de KF ocorrem inclusões de quartzo e sericitização, bem como pertita em alguns grãos de ortoclásio. (Pluton Ibiratinga)	Monzogranito a 2 micas, deformado
Ortoclásio	22		
Microclina	20		
Plagioclásio	20		
Biotita	4		
Clorita	1		
Muscovita	2		
Sericita	1		
HAG-138			
Quartzo	30	Rocha granoblástica com textura porfirítica seriada; a matriz é >10% da rocha, presença de sub-grãos de quartzo e recristalização. Observa-se estrutura pertítica no KF e inclusões de quartzo, enquanto no plagioclásio ocorre seritização.	Bt-monzogranito porfirítico, Protocataclástico
Plagioclásio	30		
Microclina	28		
Biotita	5		
Epidoto	2		
Titanita	2		
Musc.+ clorita	1		
Opacos+ apat.	1		
HAG-153			
Quartzo	24	Rocha granoblástica, microporfirítica, apresentando microfraturas e forte extinção ondulante do quartzo. Os feldspatos encontram-se alterados c/ caulinização, epidotização e cloritização de biotita. Ocorre fina matriz < 10% e dominância de quartzo. Ocorre quartzo vermicular em porfíroide de microclina (Mimerquítica).	Monzogranito porfirítico, deformado
Microclina	38		
Plagioclásio	32		
Biotita	3		
Muscovita+ ser	1		
Opac+ Titanita	1		
Clor+ alanita	raros		
Epid+carb+escp	1		
HAG-208			
Quartzo	10	Rocha granolepidoblástica; predominantemente feldspática, com porfíros de microclina. Os grãos minerais são anédricos e sub-euédricos, estando os feldspatos quase sempre alterados- caulinização e	Hb-Quartzo sienito porfirítico, deformado
Microclina	50		
Plagioclásio	25		

Hornblenda	5	seritização, bem como com inclusões de quartzo e presença de microfraturas.Ocorrem ainda cristais zonados, indicando cristalização em equilíbrio.(Pluton Ibiratinga).	
Biotita	2		
Muscovita	2		
Sericita	3		
clorita+ min.opaco	1		
HAG-218			
Quartzo	35	Rocha granolepidoblástica; presença de grãos cominuídos, microfraturas e formação de sub-grãos de quartzo indica o caráter protocataclástico, os feldspatos apresentam médio grau de alteração. Os grãos de quartzo e feldspatos são anédricos a subeuédricos. (Pluton Ibiratinga)	Mu-monzogranito protocataclástico
Microclina+ortoclásio	30		
Plagioclásio	20		
Muscovita	11		
Biotita	3		
Hornblenda	1		
HAG-121			
Quartzo	45	Rocha granolepidoblástica, microporfirítica > 10% de cuminição (deformada), fraturamento de grãos de quartzo, de plagioclásio e de ortoclásio; presença de pertita no ortoclásio. bem como sericitização. O plagioclásio apresenta encurvamento de clivagem. (Stock de NPyg no Pluton Ibiratinga.)	Bt-granodiorito microporfirítico, Protocmilonítico
Ortoclásio	25		
Plagioclásio	70		
Biotita	6		
Muscovita	3		
Opacos	1		
SUPRACRUSTAIS - COMPLEXO CABROBÓ (MPcb)			
HAG-06			
Quartzo	30	Textura granolepidoblástica, inequigranular, foliada, Matriz fin com > 10% de grãos cominuídos. Ocorrem sigmóides dextrais com dominância de biotitas. O plagioclásio apresenta textura mimerquítica.	Bt-paragnaisse, Protomilonítico
Ortoclásio	12		
Plagioclásio	24		
Biotita	25		
Muscovita	3		
Opacos	4		
Granada	1		
Zircão	1		

HAG-58			Bt-paragneisse Protomilonítico
Quartzo	35	Rocha foliada, com muita biotita, textura lepidoblástica. Matriz fina perfaz >10% da rocha. Ocorre granulação seriada com contatos irregulares, extinção ondulante em grãos de quartzo.. O feldspato mostra certo grau de alteração. Existem planos S/C indicando movimento dextral.	
Plagioclásio	29		
Ortoclásio	10		
Biotita	30		
Opacos+zircão	1		
HAG-64			Mu-Sil quartzito, Protomilonítico
Quartzo	70	Rocha com textura granolepidoblástica deformada. O quartzo apresenta-se bastante cumiuído em alguns locais, a sillimanita ocorre circundando o quartzo, formando sigmóides dextrais e também, como inclusões no mesmo.	
Muscovita	10		
Sillimanita	16		
Opacos	3		
Zircão	1		
HAG-212			Cl-Paragneisse granadífero, Protomilonítico
Quartzo	60	Rocha com textura granolepidoblástica, muito alterada. Apresenta forte estrutura tectônica com presença de sigmóides de quartzo contendo inclusões de cloritas e/ou muscovita e também de apatita. A granada ocorre muito alterada e também como sigmóides dextrais.	
Granada	20		
Clorita	14		
Apatita	4		
Muscovita	2		
HAG-5A			Mu-bt Ortognais monzogranítico, Protomilonítico
Quartzo	35	Rocha alterada, com microfraturas preenchidas por minerais sericitizados (2 fases de cristalização). Ocorre foliação, fluxo magmático ou tectônica de baixo grau. Cristais de quartzo irregulares c/ extinção ondulante suave, o KF apresenta exsolução peritítica. O plagioclásio aparece sericitizado, c/ textura mimerquítica e com lamelas encurvadas. A muscovita é secundária de alteração de ambos os feldspatos. A biotita apresenta cloritização incipiente, reliquiar. Rocha alterada, com microfraturas preenchidas por minerais sericitizados. (Dique de NPyp numa Janela Tectônica de MPg2 no Cpl. Cabrobó).	
Ortochl+microclina	32		
Plagioclásio	25		
Biotita	5		
muscovita	3		
Sericita	2		

Hbl - Bt ORTOGNAISSES COM INCIPIENTE MIGMATIZAÇÃO (MPgn2)			
HAG-05			
Quartzo	35	Rocha côm textura granolepidoblástica, microporfirítica seriada, contém aproximadamente 30% de grãos cominuídos formando fina matriz. O ortoclásio apresenta pertita, enquanto o plagioclásio apresenta mimerquitas nas bordas. Ocorrem algumas microfraturas e formação de sub-grãos de quartzo, comprovando o caráter protomilonítico. Ocorrem também, sigmóides indicando movimentos dextral e sinistral. O contato entre os grãos é irregular. (JanelaTectônica de MPg2 no MPcb.)	Bt-Ortognaisse protomilonítico
Ortoclásio	20		
Microclina	5		
Plagioclásio	18		
Biotita	15		
Hornblenda	2		
Epidoto	1		
Granada	3		
Opacos	1		
Grãos de apatita			
HAG-50			
Quartzo	35	Rocha orientada c/ foliação caracterizada pela biotita. Contendo porfiroblastos de microclina e quartzo. Matriz fina, protomilonito. Textura granolepidoblástica. O quartzo apresenta grãos grandes e cominuídos, o KF aparece alterado e com lamelas encurvadas e tamém apresentando sericitização. O plagioclásio apresenta-se alterado e caulinizado.	Ortognaisse sienogranitico protomilonítico
Microclina	25		
Ortoclásio	10		
Plagioclásio	11		
Biotita	12		
Hornblenda	2		
Anfibólio	1		
Opacos	2		
HAG-51			
Quartzo	30	Rocha foliada c/ textura blasto. Microporfirítica. Ocorrem porfiroblastos de microclina e ortoclásio e por vezes de quartzo e plagioclásio. A orientação é dada principalmente pela biotita, ocorrendo também, sigmóides e planos SC indicando evidência de movimento dextral. Há evidências de 2 fases de cristalização. O quartzo apresenta-se com grãos xenoblásticos e por vezes idioblásticos e com extinção ondlante. A microclina aparece alterada e caulinizada. O ortoclásio apresenta-se caulinizado, com estrutura pertítica.	Bt-Ortognaisse sienogranítico, Protominonítico
Microclina	22		
Ortoclásio	14		
Plagioclásio	18		
Biotita	15		
Opacos	1		

HAG-61			Rocha co textura granolepidoblástica, foliada, contatos irregulares entre os grãos, textura pertítica em ortoclásio, grãos cominuídos e também frarurados. O quartzo domina a matriz fina. KF apresenta-se com pertita típica. (Janela Tectônica de MPg2 no Npyk).	Bt-horn Ortognaisse sienogranítico, Protomilonítico
Quartzo	30			
Microclina	10			
Pertita	20			
Plagioclásio	10			
Hornblenda	12			
Biotita	5			
Opacos	2			
Rutilo	1			
HAG-144			Rocha com textura blastogranular orientada. Apresenta cerca de 10% de uma fina matriz. Grãos xenoblásticos a sub-idioblásticos com contatos irregulares e abundância de microfraturas.	Br-Ortognaisse tonalítico, Protocataclástico
Quartzo	23			
Microc+ortoclásio	6			
Plagioclásio	58			
Biotita	10			
muscovita	1			
Epidoto +apatita	1			
M. opacos+ titan.	1			
HAG-215			Rocha granolepidoblástica protocataclástica, os grãos de quarzo e feldspatos são anédricos a subeuédricos, e se apresentam cominuídos, com microfraturas e recristalização de quartzo, indicando atuação tectônica. Os grãos de titanita estão leucoxenizados; os minerais opacos estão associados à hornblenda. (Janela Tectônica de MPg2 no MPcb.)	Hbl-Ortognaisse monzogranítico, Protomilonítico
Quartzo	20			
Feld. Potássico	22			
Plagioclásio	30			
Hornblenda	18			
Titanita	7			
Opacos	3			

Bt-Mu ORTOGNAISSE (PPY1)			
HAG-44			
Quartzo	45	Rocha leucocrática, textura granolepidoblástica, contatos irregulares entre os grãos, com suave orientação. Em sua composição, aparece 1 cristal de granada, 1 de alanita e 1 de hornblenda. O plagioclásio apresenta saussuritização/ caulinização.	Bt-mu monzogranito
Microclina	25		
Plagioclásio	15		
Muscovita	8		
Biotita	6		
Gran+Hbl+ alan	1		

**ANEXO III: TABELA DE RESULTADO DAS ANÁLISES DE
MICROSONDA ELETRÔNICA
(INCLUI CÁLCULOS DOS CÁTIIONS E DOS
MEMBROS-FINAIS)**

Plúton Chã Grande

	PLAG	PLAG	KF	KF	KF	KF	KF	KF	KF
	HAG-11	HAG-11	HAG-11	HAG-11	HAG-12	HAG-12	HAG-12	HAG-12	HAG-12
	C/P1	B/P1	C	B	C/P2	B/P2	C/P2'	B/P2'	B/P3
SiO ₂	62,24	67,23	64,42	64,42	65,01	64,04	63,92	64,05	64,07
TiO ₂	0,04	0,08	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,04	0,00
Al ₂ O ₃	21,26	20,36	17,72	17,97	17,83	17,73	21,85	21,24	17,90
Fe ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
MnO	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01
MgO	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02
BaO	0,00	0,01	0,02	0,09	0,19	0,20	0,07	0,00	0,33
CaO	3,30	1,51	0,00	0,00	0,00	0,00	3,41	2,94	0,06
Na ₂ O	9,99	11,02	0,60	0,64	0,44	0,66	9,79	10,11	1,45
K ₂ O	0,14	0,10	15,47	15,31	15,85	15,16	0,10	0,08	14,36
SrO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	96,976	100,41	98,25	98,45	99,384	97,81	99,167	98,474	98,205

Nbr. Cations

Si	11,35	11,75	12,08	12,05	12,08	12,06	11,38	11,47	12,02
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	4,57	4,20	3,92	3,96	3,91	3,94	4,58	4,48	3,96
Fe	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02
Ca	0,64	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,65	0,56	0,01
Na	3,53	3,74	0,22	0,23	0,16	0,24	3,38	3,51	0,53
K	0,03	0,02	3,70	3,65	3,76	3,64	0,02	0,02	3,44
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total:	20,14	20,02	19,92	19,91	19,92	19,91	20,03	20,05	19,98
Z	15,92	15,95	16,00	16,01	15,98	16,00	15,96	15,95	15,98
X	4,22	4,07	3,92	3,90	3,94	3,91	4,06	4,10	4,01

End-member percentages

Or	0,757	0,552	94,396	93,989	95,959	93,792	0,533	0,452	86,420
Ab	83,924	92,454	5,583	6,011	4,041	6,208	83,423	85,751	13,266
An	15,318	6,994	0,021	0,000	0,000	0,000	16,045	13,797	0,313

Plútons Batateira e Chã Grande

AMOSTRA	HAG-3	HAG-3	HAG-4	HAG-11	HAG-11	HAG-11	HAG-11
PONTO	P1	P1'		P3	P3	P3	P3
LOCALIZAÇÃO	CENTRO	CENTRO	CENTRO	BORDO	CENTRO	CENTRO	BORDO
MINERAL	Mica	Mica	Mica	Biotita/Muscov.	Biotita/Muscov.	Mica	Mica/Biotita
ÓXIDOS							
SiO ₂	44,15	33,83	44,20	35,28	33,69	44,56	46,58
TiO ₂	0,91	3,18	0,80	2,45	2,66	0,89	0,69
Al ₂ O ₃	31,73	16,39	32,96	16,51	15,73	30,40	29,28
FeO	3,48	27,02	2,50	25,89	24,40	4,70	4,74
MnO	0,03	0,34	0,01	0,45	0,48	0,04	0,06
MgO	0,81	4,76	0,64	5,11	4,56	0,98	1,45
CaO	0,00	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01
Na ₂ O	0,35	0,06	0,40	0,08	0,03	0,42	0,32
K ₂ O	10,11	9,07	9,93	8,08	8,48	9,93	10,09
F	0,49	0,75	0,03	1,14	1,10	0,19	0,83
Cl	0,00	0,07	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01
BaO	0,06	0,00	0,01	0,16	0,11	0,02	0,11
TOTAL	92,10	95,48	91,48	95,23	91,28	92,16	94,18
CÁTIONS							
Sílica	6,20	5,42	6,17	5,61	5,60	6,27	6,45
Titânio	0,10	0,38	0,08	0,29	0,33	0,09	0,07
Alumínio	5,25	3,10	5,42	3,09	3,08	5,04	4,78
Ferro	0,41	3,62	0,29	3,44	3,39	0,55	0,55
Manganês	0,00	0,05	0,00	0,06	0,07	0,00	0,01
Magnésio	0,17	1,14	0,13	1,21	1,13	0,21	0,30
Cálcio	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Sódio	0,09	0,02	0,11	0,02	0,01	0,11	0,09
Potássio	1,81	1,85	1,77	1,64	1,80	1,78	1,78
Flúor	0,22	0,38	0,01	0,57	0,58	0,09	0,36
Cloro	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Bário	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
TOTAL	14,25	15,98	13,99	15,96	16,01	14,15	14,39

Plútons Batateira e Chã Grande

AMOSTRA	HAG-12	HAG-12	HAG-19	HAG-19	HAG-19	HAG-19
PONTO		P2	P1	P1	P1	P1
LOCALIZAÇÃO	CENTRO	CENTRO	BORDO	CENTRO	BORDO	CENTRO
MINERAL	Biotita	Mica	Biotita	Biotita	Mica	Mica
ÓXIDOS						
SiO ₂	34,67	43,28	33,97	33,81	44,49	44,41
TiO ₂	2,83	0,79	3,22	2,47	1,11	0,85
Al ₂ O ₃	16,21	31,11	15,63	15,65	31,52	31,65
FeO	26,30	4,29	24,27	23,90	3,26	3,28
MnO	0,47	0,03	0,40	0,31	0,02	0,06
MgO	5,14	0,86	6,23	6,16	0,93	0,89
CaO	0,02	0,00	0,06	0,05	0,03	0,02
Na ₂ O	0,06	0,49	0,07	0,07	0,30	0,37
K ₂ O	9,04	9,67	9,01	9,07	9,63	9,95
F	0,96	0,09	0,81	0,94	0,24	0,20
Cl	0,08	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00
BaO	0,02	0,07	0,11	0,00	0,11	0,00
TOTAL	95,79	90,71	93,80	92,44	91,65	91,67
CÁTIONS						
Sílica	5,52	6,17	5,48	5,53	6,23	6,23
Titânio	0,34	0,08	0,39	0,30	0,12	0,09
Alumínio	3,04	5,23	2,97	3,02	5,21	5,23
Ferro	3,50	0,51	3,27	3,27	0,38	0,38
Manganês	0,06	0,00	0,05	0,04	0,00	0,01
Magnésio	1,22	0,18	1,50	1,50	0,19	0,19
Cálcio	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Sódio	0,02	0,14	0,02	0,02	0,08	0,10
Potássio	1,84	1,76	1,85	1,89	1,72	1,78
Flúor	0,49	0,04	0,41	0,48	0,11	0,09
Cloro	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Bário	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
TOTAL	16,05	14,12	15,97	16,05	14,05	14,09

Plúton Batateiras

	KF	KF	KF	KF
	HAG-19	HAG-19	HAG-19	HAG-19
	C/P2	B/P2	C/P1	C/P1'
SiO ₂	65,41	66,16	64,19	65,08
TiO ₂	0,06	0,02	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	20,64	20,16	18,02	18,14
Fe ₂ O ₃	0,00	0,06	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,03	0,00
MgO	0,00	0,03	0,00	0,02
BaO	0,06	0,00	0,28	0,10
CaO	2,27	1,65	0,02	0,11
Na ₂ O	10,42	10,76	0,67	4,24
K ₂ O	0,06	0,12	14,74	10,26
SrO	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	98,916	98,979	97,959	97,96

Nbr. Cations

Si	11,63	11,74	12,05	12,03
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00
Al	4,33	4,22	3,99	3,95
Fe	0,00	0,01	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,00	0,01	0,00	0,01
Ba	0,00	0,00	0,02	0,01
Ca	0,43	0,31	0,00	0,02
Na	3,59	3,70	0,25	1,52
K	0,01	0,03	3,53	2,42
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00
Total:	20,00	20,01	19,84	19,96
Z	15,95	15,95	16,04	15,98
X	4,05	4,06	3,80	3,97

End-member percentages

Or	0,354	0,650	93,417	61,088
Ab	88,940	91,577	6,493	38,356
An	10,706	7,774	0,090	0,555

Plúton Gameleira

	KF	KF	PLAG	PLAG	KF	KF	PLAG
	HAG-3	HAG-3	HAG-3	HAG-3	HAG-4	HAG-4	HAG-4
	B/P4	C/P4	B/P2	C/P2	B	C/P3	C
SiO ₂	62,46	60,73	62,90	64,78	62,46	62,30	63,86
TiO ₂	0,00	0,12	0,08	0,00	0,00	0,00	0,04
Al ₂ O ₃	17,43	17,07	17,85	21,03	17,70	17,56	18,09
Fe ₂ O ₃	0,02	0,02	0,05	0,09	0,06	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
BaO	0,14	0,15	0,28	0,09	0,71	0,58	0,22
CaO	0,00	0,02	0,00	2,59	0,02	0,00	0,07
Na ₂ O	0,52	0,44	0,67	10,19	0,68	0,41	0,49
K ₂ O	15,29	15,42	15,39	0,05	14,99	15,69	15,22
SrO	0,00	0,04	0,02	0,00	0,04	0,00	0,05
Total	95,889	94,02	97,25	98,8	96,66	96,55	98,064

Nbr. Cations

Si	12,03	11,98	11,97	11,55	11,98	11,99	12,01
Ti	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	3,96	3,97	4,01	4,42	4,00	3,98	4,01
Fe	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,01	0,02	0,01	0,05	0,04	0,02
Ca	0,00	0,00	0,00	0,49	0,00	0,00	0,01
Na	0,20	0,17	0,25	3,52	0,25	0,15	0,18
K	3,76	3,88	3,74	0,01	3,67	3,85	3,65
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total:	19,96	20,04	20,00	20,01	19,97	20,02	19,90
Z	15,99	15,95	15,98	15,96	15,98	15,97	16,02
X	3,97	4,09	4,03	4,04	3,99	4,05	3,88

End-member percentages

Or	95,059	95,698	93,777	0,260	93,483	96,162	94,940
Ab	4,941	4,187	6,223	87,463	6,397	3,838	4,682
An	0,000	0,115	0,000	12,278	0,120	0,000	0,377

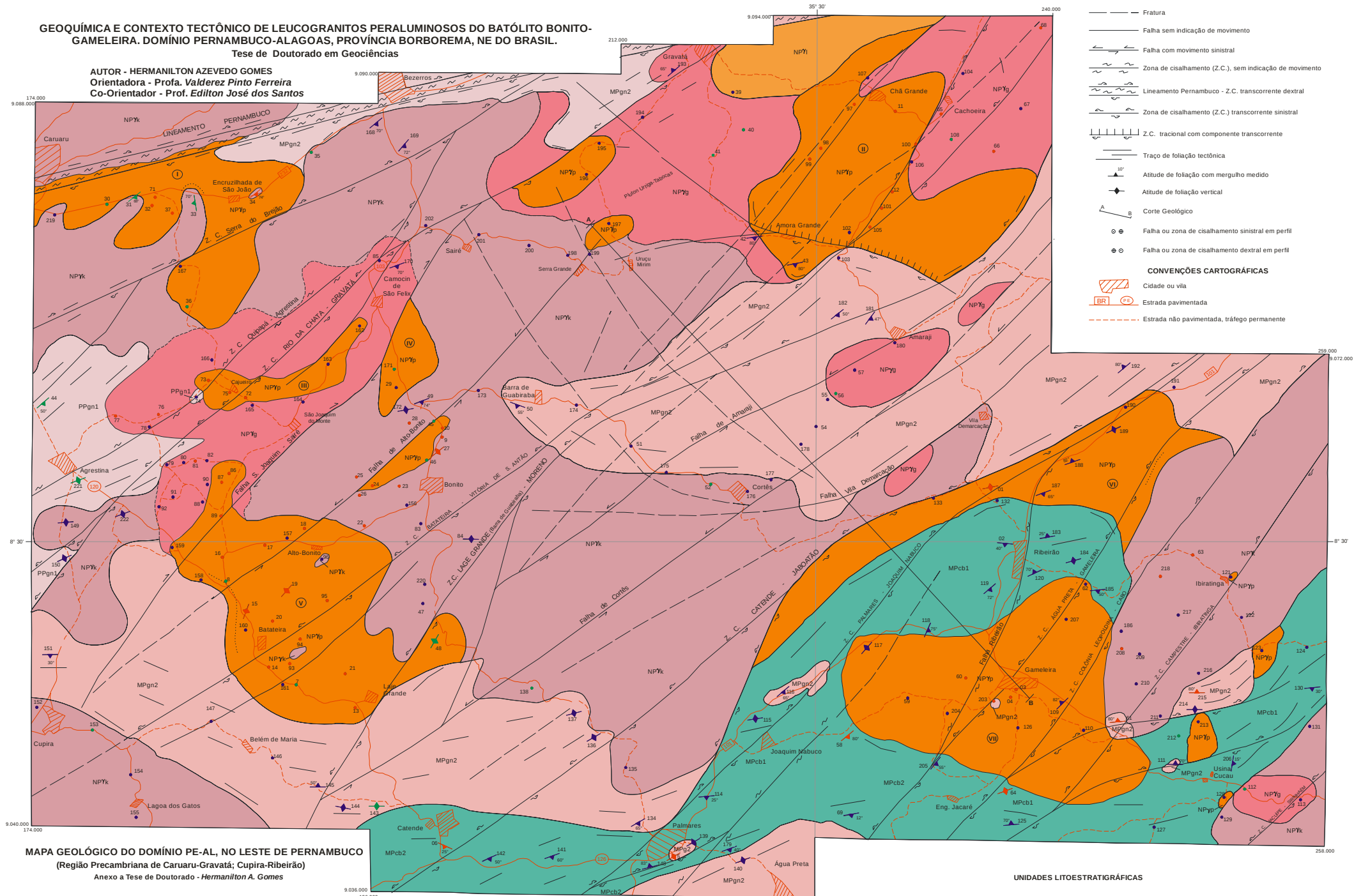


UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: PETROLOGIA, LITOGEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL

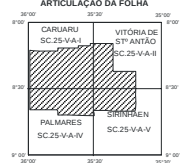
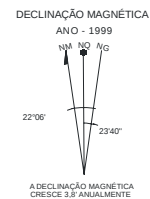


GEOQUÍMICA E CONTEXTO TECTÔNICO DE LEUCOGRANITOS PERALUMINOSOS DO BATÓLITO BONITO-GAMELEIRA. DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL.
Tese de Doutorado em Geociências

AUTOR - HERMANILTON AZEVEDO GOMES
Orientadora - Profa. Valdeir Pinto Ferreira
Co-Orientador - Prof. Edilton José dos Santos



MAPA GEOLÓGICO DO DOMÍNIO PE-AL, NO LESTE DE PERNAMBUCO
(Região Precambriana de Caruaru-Gravatá; Cupira-Ribeirão)
Anexo a Tese de Doutorado - Hermanilton A. Gomes



ESCALA 1:100.000
Recife - 2007

Corte Geológico: A-B



- AFLORENTOS ESTUDADOS**
- Sem foliação
 - Com foliação
 - Com análise petrográfica
 - Com análise petrográfica
 - Com análise petrográfica + química
60° ou microsonda
 - Com análise petrográfica + química
60° ou microsonda

- NEOPROTEROZOÍCO (NP)**
- Granitóides Tardi Transcendência**
- NP1** Granitos leucocráticos de granulação média, com presença de enclaves dioríticos, textura média a porfírica.
 - NP2** Monzo e sienogranitos a duas micas, granulação fina a grossa (Suite Peraluminosa)-Plutons Encruzilhada São João, Chã Grande, Cajueiro, Campão de São Félix, Alto-Bonito, Norte de Ribeirão, Gamaleira.
- Granitóides Sin Transcendência**
- NP3** Biotita sieno a monzogranitos de granulação média a grossa, podendo conter muscovita ou hornblenda, e fácies porfíricas.
 - NP4** Biotita e/ou Hornblenda-granitos, grossos a porfíricos, com variações de sienogranitos a quartzo-monzogranitos.

- MESOPROTEROZOÍCO**
- Supra-estrutura**
- MPcb1** Complexo Cabrobó: Metacócos com muscovita, contendo níveis quartzíticos (Mpcb1), paragneisses (podendo conter granada, muscovita), micaisto, com baixo grau de migmatização (Mpcb2).
- Infra-Estrutura**
- MPgn2** Biotita Ortognaisse tonalítico com variações para dioritos, granodioritos e granitos, com incipiente migmatização, contém restos de paraderivadas e presença de dobras intrafoliais. (Complexo Belém São Francisco?).
- PALEOPROTEROZOÍCO**
- PPgn1** Ortognaisse calci-alcalino, de composição granodiorítica, quartzo-monzonítica a tonalítica, granulação média a grossa.