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

Evenildo Bezerra de Melo

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE GRANITÓIDES A SUDESTE DA ZONA DE CISALHAMENTO AFOGADOS DA INGAZEIRA – PE NORDESTE DO BRASIL

Recife/ 2004

EVENILDO BEZERRA DE MELO

Geólogo, Universidade Federal de Pernambuco, 2004

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE GRANITÓIDES A SUDESTE DA ZONA DE CISALHAMENTO AFOGADOS DA INGAZEIRA – PE NORDESTE DO BRASIL

Tese que apresenta à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientado pela Prof ª Ignez de Pinho Guimarães, em preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Geociências, área de concentração Petrologia, defendida e aprovada em 26/03/2004.

RECIFE/ 2004

Catalogação na fonte Bibliotecário Vimário Carvalho da Silva, CRB-4 / 1204

M528p Melo, Evenildo Bezerra de.

Petrologia e geoquímica de granitóides a sudeste da zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira – PE Nordeste do Brasil. / Evenildo Bezerra de Melo. - Recife: O Autor, 2004.

208 folhas, il., color., mapas, gráfs., tabs.

Orientadora: Profª. Dra. Ignez de Pinho Guimarães.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2004.

Inclui Bibliografia.

1. Geociências. 2. Geologia. 3. Petrografia. 4. Plúton. 5. Afogados da Ingazeira-PE. I. Guimarães, Ignez de Pinho (orientadora). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.) BCTG/2014-188

1º LIVRO DE ATAS

DAS DEFESAS DE TESES DE

DOUTORADO

DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO

EM GEOCIÊNCIAS DA UFPE

Ata da Defesa de Tese de Doutorado de Evemildo Bezerra de Melo

Aos 26 (vinte e seis) de fevereiro de 2004 (dois mil e quatro), às 9h30min (nove horas e trinta minutos), na sala de projeções do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, reuniu-se a banca examinadora para a defesa de tese de doutorado de Evemildo Bezerra de Melo, da área de concentração Petrologia do Programa de Pós-Graduação em Geociências, composta pelos Professores Ignez de Pinho Guimarães (orientadora), Jorge Mariano, Paulo de Barros Correia, Edilton José dos Santos (CPRM-Rio de Janeiro) e José de Araújo Nogueira Neto (Departamento de Geologia da UFC) cujos nomes foram indicados pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Geociências e aprovados pela Diretoria de Pós-Graduação da PROPESQ/UFPE em 13 de janeiro de 2004, uma vez que a referida banca atende às exigências da Resolução nº 03/98 do Conselho Coordenador de Ensino, Pesquisa e Extensão. A Profª Ignez de Pinho Guimarães abriu a sessão apresentando os demais componentes da banca e o doutorando ao qual passou a palavra concedendo-lhe 40 (quarenta) minutos para a exposição da tese intitulada "Geoquímica e Petrologia de Granitóides Jardim Pós Brasiliano ao longo da Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira, PE". Após a exposição da tese pelo doutorando, a Profª Ignez de Pinho Guimarães passou a palavra ao Prof. Edilton José dos Santos que teceu seus comentários

sobre a tese e arguiu o doutorando, o qual apresentou sua defesa usando da palavra. Em seguida, foi dada a palavra ao Prof. José de Araújo Nogueira Neto que tecem seus comentários sobre a tese e arguiu o doutorando, o qual apresentou sua defesa usando da palavra. Em seguida, foi dada a palavra ao Prof. Jorge Mariano, o qual tecem seus comentários sobre a tese e arguiu o doutorando, que apresentou sua defesa usando da palavra. Logo após, foi dada a palavra ao Prof. Paulo de Barros Correia, que tecem seus comentários sobre a tese e arguiu o doutorando, que apresentou sua defesa usando da palavra. A Profª Ignez de Pinho Guimarães, Presidente da Banca Examinadora, com a palavra, tecem seus comentários fazendo algumas observações e arguiu o doutorando, o qual apresentou sua defesa usando da palavra. Encerrada a fase de apresentação e defesa da tese a Profª Ignez de Pinho Guimarães, solicitou aos presentes que se retirassem do recinto para que a Banca deliberasse. Após 15 (quinze) minutos, foi reaberta a sessão e tornada pública a menção "Aprovado" dada por unanimidade. Em seguida, a senhora presidente deu por encerrada a sessão, da qual eu Walmisa Alves Araújo Secretária do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE lavrei a presente ata que assino com os componentes da banca examinadora. Recife, 26 de fevereiro de 2004 Walmisa Araújo

Educação é Esperança de Conhecimento e a Sociedade será fortalecida se o Conhecimento for Esperança de Educação.

AGRADECIMENTOS

À Prof ª Drª. Ignez de Pinho Guimarães pela paciência, orientação e viabilização das análises laboratoriais.Aos colegas Adriana Sampaio, Cícera Neysi de Almeida, Maria Angélica Sampaio e Luís Christian de Montreil Carmona, que em diferentes fases deste percurso prestaram apoio, incentivo e solidariedade.A Walmisa Alves de Araújo, Secretária da Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco pela contínua solicitude. A Elida Regina Melo e Silva cujo suporte foi imprescindível. Aos Professores José Maurício Rangel da Silva e Paulo de Barros Correia pelas orientações por ocasião do levantamento de ASM e discussões técnicas.A todos que complementarmente incentivaram a retomada, e não foram poucos, registro o sentimento de gratidão.Aos familiares pela infusão de confiança e particularmente à Fabíola Medeiros Bezerra de Melo pelo decisivo apoio e motivação.

RESUMO

Os granitóides estudados se situam geotectonicamente na Faixa Pajeú-Paraíba, Domínio Tectônico Central da Província da Borborema, ao Sul da Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira, tão proximais que não distam mais de 3 (três) Km do traço principal do cisalhamento.

São corpos de pequenas dimensões, com áreas de exposição de até 20Km², denominados plútons Serra do Pereiro, Serra do Boqueirão, Açude do Caroá, Serra do Zuza e Serra do Minador. Os três primeiros são intrudidos no contato entre ortognaisses e metassedimentos (Complexo Sertânea) do Paleoproterozóico, enquanto os dois últimos fazem contato também com metassedimentos (Complexo São Caetano) do Eo-NeoProterozóico.

Petrograficamente são monzonitos, monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato-granitos contendo enclaves de quartzodioritos, quartzomonzodioritos, monzodioritos e granodioritos. A intrusão de Açude do Caroá é caracteristicamente quartzodiorítica a quartzomonzodioritica.

Os plútons de Serra do Pereiro e Serra do Boqueirão são mais alongados, ao contrário de Serra do Zuza e Serra do Minador, sem orientação mineral, linear ou planar.

Enclaves métricos a decimétricos, mostrando contatos crenulados e composição quartzomonzodiorítica a diorítica, são observados nos plútons Serra do Pereiro e Serra do Boqueirão, enquanto em Serra do Zuza e Minador predominam enclaves menores que decímetros, mais alongados e com composição mais granodiorítica.

Dados de química mineral indicam biotitas enriquecidas na molécula de annita, com razão Fe / (Fe + Mg) variando desde 0,62 a 0,87, enquanto os anfibólios são cálcicos, ricos em ferro, classificados como hornblenda ferro-edenítica e hornblenda ferro-potássica-pargasíticas, cuja razão Fe / (Fe + Mg) varia desde 0,55 a 0,85. Os plagioclásios variam desde $Ab_{83,3}An_{16,7}$ a $Ab_{61,6}An_{38,4}$, dominantemente oligoclásicos, enquanto o K-feldspato varia no intervalo de Or_{100} a $Or_{80}Ab_{20}$.

Utilizados para geotermobarometria, dados de química mineral determinaram pressões 3,57 to 5,86 +- 0,6 Kbar e as correspondentes temperaturas de 776,2°C a 892,5°C, para as intrusões quartzomonzodioríticas a quartzodioríticas de Açude do Caroá, com profundidade de alojamento da ordem 15Km.

Seguiram-se todos os preceitos ao geobarômetro Alumínio em Hornblenda e ao

geotermômetro anfibólio-plagioclásio, calculando-se as pressões usando a equação de Schmidt.

A avaliação da temperatura (776°C a 812°C, sob pressão de 3,57 a 5,86Kbar) considerou apenas os pares anfibólio-plagioclásio, cujo equilíbrio foi testado através de diagramas de correlação entre as razões Na/Ca e Si/Al, adicionando este critério estatístico conjugal às restrições individuais tais como o teor em albita do plagioclásio (inferior a 90%) e o respeito ao intervalo 0,45 a 0,65 para a razão Fe / (Fe + Mg) no anfibólio.

Dados de litogeoquímica permitiram determinar a temperatura de saturação de zircônio, quando começa a cristalizar zircão, fase mineral cedo-formada em todas as rochas analisadas.

Para os magmas que originaram as rochas máficas, os resultados se mostraram compatíveis com aqueles determinados por química mineral e, em geral, bastante coerentes: quartzomonzonitos e quartzodioritos de Açude do Caroá (872°C e 883°C, respectivamente), monzodiorito de Serra do Boqueirão (865°C), quartzodiorito de Serra do Pereiro (890°C) e granodioritos de Serra do Zuza (830°C a 862°C).

Para os litotipos mais félsicos do pluton Serra do Minador, as temperaturas de saturação em Zr mostraram variação entre 779°C e 844°C, enquanto os de Serra do Zuza variaram desde 815°C a 909°C.

A litogeoquímica dos elementos maiores mostra que os granitoides estudados são metaluminosos a peraluminosos, corroborando os dados obtidos com as composições das biotitas. Mostram teores de SiO_2 variando desde 56% a 76%, (K_2O / Na_2O) > 1, baixos teores de CaO, sendo melhor classificados como álcali-cálcicos.

Os granitoides mostram elevados teores de Ba, Zr, Y e Nb e baixos teores de Sr, semelhantes aos do tipo-A, mais caracteristicamente Serra do Pereiro, Serra do Boqueirão e Açude do Caroá.

Os teores de Zr, Ba e Sr diminuem para os lititipos mais ricos em SiO_2, o que não acontece com Y e Nb.

Os padrões dos elementos Terras Raras - ETR, normalizados em relação ao condrito, revelam pronunciada anomalia negativa de Eu, corroborando a semelhança com os granitóides tipo A, mais pronunciada nos plútons Serra do Zuza e Serra do Minador.

As razões Ce/Yb mais elevadas sugerem maior fracionamento para o plúton Serra do Zuza (56 a 75, nos granitoides e 29 a 38, nos enclaves máficos). Também se revela o mais regular e extensivamente rico em Th, explicando-se as anomalias radiométricas.

O plúton Serra do Minador apresenta a menor razão entre aqueles Terras Raras, da ordem de 11 a 22, ao passo que Serra do Pereiro as correspondentes razões Ce/Yb variam desde 46 a 62.

Os diagramas do tipo spider LILE/HFSE, multielementos, revelam que os granitoides dos plútons Serra do Minador, Serra do Pereiro, Serra do Boqueirão e Açude do Caroá são enriquecidos em relação ao manto primitivo, porém dez vezes menos que o plúton Serra do Zuza.

Há depressão em Sr sugestiva de alcalinidade do magma.

Dados combinados de Nd-Sr apontam para uma origem de crosta inferior (0 > Nd > -20 e 0 < Sr < 80), com protólito dominantemente ígneo, cujo T(DM) remete ao Transamazônico (1,8 a 2,0 Ga.).

Idades absolutas obtidas pelo método U-Pb em zircão apontam para o plúton Serra do Pereiro 543 +- 7 Ma. e para o plúton Serra do Zuza 538 +- 23 Ma., dados que podem ser aproximados para 540Ma.

Todos os plútons plotam como intra-placa e tardi-orogênicos, mas Serra do Zuza e Serra do Minador tendem a anorogênicos nos diagramas discriminantes de ambiente tectônico.

Coexistência e mistura de magmas, nos plútons de Serra do Pereiro, Açude do Caroá e Serra do Boqueirão, são evidenciadas por: presença de enclaves microgranulares mostrando contatos crenulados e lobados com os granitoides hospedeiros; cristais de feldspatos cortando transversalmente o contato entre enclaves/granitoide hospedeiro; textura de desequilíbrio com feldspatos e anfibólios manteados; presença de apatita acicular ; e ainda xenocristais de feldspatos e fragmentos de rochas félsicas inclusas nas máficas.

Os estudos de anisotropia de susceptibilidade magnética – ASM – realizados no plúton de Serra do Zuza revelaram um controle através de minerais paramagnéticos e o baixo grau de anisotropia indica inexistência de deformação no estado sólido e estruturas magnéticas adquiridas no estado magmático, sugestão confirmada pela falta de relação entre o grau de anisotropia e a susceptibilidade magnética total.

Os padrões de lineação e foliação magnéticas resultam numa trama mista sem prioridade para qualquer dos elementos – linear ou planar – indicando que o plúton Serra do Zuza se alojou em um ambiente transtensional, vinculado com o traço do cisalhamento. O caimento preferencial das lineações é para Sudoeste ou Oeste-Sudoeste, espraiando-se para Sudeste e para Nordeste, donde se conclui um alojamento ascendente do magma procedente desde Sudoeste ou Oeste-Sudoeste.

Finalmente, os menores valores de caimento das lineações magnéticas caracterizam maior distanciamento da raiz, o que também se evidencia pelo tamanho reduzido e forma mais alongada dos enclaves.

Os dados possibilitam que os plútons Serra do Boqueirão e Serra do Pereiro representam nível crustal mais profundo do que Serra do Zuza, mas o magma, que aqui se alojou, teve procedência justamente do sentido oposto, sugerindo-se que se tratem de pontos transtensivos isolados, ao longo do traço da zona de cisalhamento de

Afogados da Ingazeira, considerado como um limite isotópico e estrutural, de segunda ordem.

Palavras-chave: Geociências. Geologia. Petrografia. Plúton. Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira-PE.

ABSTRACT

Granitoids founded at Pajeú-Paraiba belt, Alto Pajeú Terrain, Central Tectonic Domain of Borborema Province, as near as 3Km maximum at south of Afogados da Ingazeira shear zone were studied.

Short outcropping at most 20Km² each, Serra do Pereiro, Serra do Boqueirão, Açude do Caroá, Serra do Zuza and Serra do Minador pluton. The three first bodies intruded orthogneiss and metassediments (Sertanea complex) from the age Paleoproterozoic while last two intrude early Neoproterozoic São Caetano complex too.

Monzonites, monzogranites, sienogranites and alkali-feldspar-granites rocks, while quartzdiorites, quartz monzodiorites, monzodiorites and granodiorites are petrographical compositions of enclaves. Açude do Caroa pluton is characteristically quartz diorite and quartz monzodiorite.

Serra do Pereiro and Serra do Boqueirão pluton are longest, the other way round Serra do Zuza and Serra do Minador pluton without foliation or lineation mineral.

Metric and submetric enclaves reveal crenulate boundary and quartzmonzodioritc or dioritic composition at Serra do Pereiro and Serra do Boqueirão pluton, while there is smaller enclaves in Serra do Zuza and Serra do Minador pluton, leading decimeter to millimeter, longer and with more granodiorite in composition.

Microprobe data point out biotites annite-rich, Fe / (Fe + Mg) rate varies 0.62 to 0.87, while amphiboles are calcic, Fe-rich, named Fe-edenite hornblende and hornblend Fe-K-pargasitic, with rate Fe / (Fe + Mg) varying since 0.55 to 0.85. Plagioclases are Ab82.3 An16.7 until Ab61.6 An38.4 oligoclases, and K-feldspar varies since Or100 to Or80Ab20.

Microprobe data was applied to geothermobarometry to definite 3.57 to 5.86 +- 1.6 Kbar and temperatures since 776.2°C to 892.5°C for quartzmonzodiorites and quartzdiorites in Açude Caroá pluton, emplaced at 15 Km deep in crust.

All path for Al-in-Hornblend barometry and amphibole-plagioclase geothermometer was regarded and calculate the pressures using Schmidt`s equation, regarding the interval 0.45 to 0.65 for a rate Fe / (Fe + Mg).

The temperature evaluation counts only each amphibole plagioclase pair that equilibrium Na/Ca versus Si/Al has been verified through statistics correlation diagrams. This statistic criteria is grouped with other restrictions as the albite content plagioclase less than Ab90An10 and regard the interval 0,45 to 0,65 for a rate Fe / (Fe + Mg) of

amphibole.

Geochemical data in whole-rock calculate temperature Zr saturation when begin zircon crystallization, mineral phase common in most rocks.

Mafic rocks and their magmas leading compatible results with microprobe data, as coherent as 872°C to 883°C for quartz monzodiorite and quartzdiorite of Açude do Caroá pluton, 865°C for monzodiorite of Serra do Boqueirão pluton, 890°C for quartzdiorite of Serra do Pereiro pluton and 830°C until 862°C for granodiorite of the Serra do Zuza pluton.

Analogously in the type of rocks with more felsic mineral composition from Serra do Minador pluton, the temperatures of saturation in Zr show variation between 779°C and 844°C, while the Serra do Zuza`s types show variation between 815°C to 909°C.

The geochemical of the bigger elements displays that the granitoids studied are metaluminous to peraluminous.

It was took when this were compared with the biotites composition. It shows substances of SiO_2 altering since 56% to 76%, (K_2O / Na_2O) > 1, low substance of CaO. So it's better classified lyke alkali-calcic.

The granitoids show high purport of Ba, Zr, Y and Nb and low purport of Sr, as the same as the A-type granites. It can be seem in Serra do Pereiro, Serra do Boqueirão and Açude do Caroá.

The substances of Zr, Ba and Sr get less in case of the type of rocks wealthy in SiO_2. And it not happens with Y and Nb.

REE patterns normalized for CHUR reveal Eu anomalies, as similarity as A-type Granitoids, mainly Serra do Zuza and Serra do Minador plutons.

The higher relations Ce/Yb suggest a larger breach to the Serra do Zuza pluton (56 a 75 in granitoids and 29 to 38 in mafic enclaves) it is response to disclose the most regular an rich in Th, explaining the radiometric anomalies.

Serra do Minador pluton exhibits the smallest relation between the REE, in class of 11 to 22, and in Serra do Pereiro the relations Ce/Yb changes since 46 to 62.

The spiderdiagrams LILE/HFSE shows granitoids enriched, compared to the original mantle, in plutons of Serra do Minador, Serra do Pereiro, Serra do Boqueirão and Açude do Caroá. But this granitoids are ten times less enriched compared with Serra do Zuza pluton.

There is a depression in Sr that suggests aluminous magma.

Combined data of Nd-Sr aim to a lower crust origin (0 > Nd > -20 and 0 < Sr < 80) with protolite prevailing igneous, whose T (DM) send to Transamazonic (1.8 Gy. to 2.0 Gy).

Absolut ages obtained by U-Pb in zircon method aim to the Serra do Pereiro 543 +- 7 Ma, and to the Serra do Zuza pluton 538 +- 23 Ma. This datas can be approximated to 540 Ma.

All plutons are within plate and late orogenic, but Serra do Zuza and Serra do Minador plot as anorogenic in diagrams.

There is features showing magma mixing evidences in Serra do Boqueirão pluton and Serra do Pereiro pluton and Caroá pluton, too: presence of microgranular enclaves showing crenular and cuspate contacts with hostless granitoids; feldspar crystals cutting crossly the contact between the hostless enclaves/granitoids; imbalance condition of texture with feldspar and amphibole manted; presence of acicular apatite; and feldspars xenocrystals and fragments of felsic rocks in mafic rocks.

The lineation and foliation magnetic patterns results in a mixed texture without priority to any elements – linear or planar – showing the Serra do Zuza pluton took lodgings in a transtentional ambient, linked with the shear line. The preferential depression of the features is to the SW or WSW, widening to SE and NE, from we can conclude about an ascendant lodging of the magma that comes since SW or WSW.

Finally, the less datas of depression of the magnetic lineations characterize amre separation from the rule. And that also is proved by reduced size and lengthened shape of enclaves.

The data make possible that Serra do Boqueirão and Serra do Pereiro plutons represent crustal level deeper that Serra do Zuza. However, the magma which lodgings there, origins in the opositte direction, It suggests that this plutons are from the isolate relief points along the Afogados da Ingazeira shear zone, that is considered a isotopic and structural boundary.

Key-words: Geoscience. Geology. Petrography. Pluton. Afogados da Ingazeira Shear Zone.

RELAÇÃO DE FIGURAS

Figura1.1 - Mapa de Localização dos Plutons estudados ao Sul da Zona de Cisalhamento de Afogados da Ingazeira. 26
Figura 2.1 - Localização Geotectônica na Zona Transversal. Eixo do Alto Estrutural Teixeira aproximado pela linha tracejada. Definições do Lineamento Patos (LP) e do Lineamento Pernambuco (LPE). 32
Figura 2.2 - Mapa esquemático dos terrenos e granitóides Brasilianos do Domínio Zona Transversal - modificado de Almeida, 1999. 39
Figura 3.1-Mapa Geológico dos Corpos Graníticos da Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira. 47
Figura 3.2 - Mapa Geológico com traços das foliações apontando o movimento anti-horário da ZCAI. 53
Figura 4.1 - Triângulo de Streickeisen com amostras estudadas dos Plútons Serra do Zuza e Serra do Minador. 78
Figura 4.2 - Triângulo de Streickeisen com amostras estudadas dos Plútons Serra do Boqueirão e Açude do Caroá. 78
Figura 4.3 -Triângulo de Streickeisen com amostras estudadas do Plúton Serra do Pereiro. 78
Figura 5.1.1 – Diagrama de composições ideais de biotitas. 79
Figura 5.1.2 – Diagrama Al^{VI} *versus* Mg para as biotitas. 80
Figura 5.1.3 – Diagrama MgO *versus* FeO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suíte magmática a partir da química das biotitas. 81
Figura 5.1.4 – Diagrama Al_2O_3 *versus* MgO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suíte magmática a partir da química das biotitas. 81
Figura 5.1.5 – Diagrama Al_2O_3 *versus* FeO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suíte magmática a partir da química das biotitas. 81
Figura 5.1.6 – Diagrama AFM (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suíte magmática a partir da química das biotitas. 82
Figura 5.1.7 - Diagrama FeO *versus* TiO_2 para as biotitas. 82
Figura 5.1.8 - Diagrama MgO *versus* TiO_2 para as biotitas. 82
Figura 5.1.9 - Diagrama Al_2O_3 *versus* TiO_2 para as biotitas. 83
Figura 5.2 - Diagrama para classificação dos anfibólios da ZCAI, dentre os quatro grupos propostos por Leake (1978). 87
Figuras 5.2.1A - Nomenclatura dos anfibólios cálcicos dos granitóides da ZCAI (Leake,1978). 87
Figuras 5.2.1B - Nomenclatura dos anfibólios cálcicos dos granitóides da ZCAI (Leake,1978). 88
Figuras 5.2.1C - Nomenclatura dos anfibólios cálcicos dos granitóides da

ZCAI (Leake,1978). 89
Figura 5.2.2 ("a" a "e") – Diagramas Al^{IV} ou T Al versus CFe^{2}, CTi, CFe^{3}, CMn e Cmg. 89
Figura 5.2.3.a – Diagrama CTi versus Cmg. 90
Figura 5.2.3.b – Diagrama CAl versus $CFe^{3.}$ 90
Figura 5.2.4.a – Diagrama Al_2O_3 versus FeO. 91
Figura 5.2.4.b – Diagrama Al_2O_3 versus MgO. 91
Figura 5.2.5 - Diagrama de Fracionamento de Cátions Ferrosos (Mineral/ Rocha). 93
Figura 5.2.6 - Diagrama de Fracionamento de Cátions Ferrosos (Mineral/ Rocha). 93
Figura 5.3.1 – Diagrama triangular Ab – An – Or de classificação dos plagioclásios e dos K-feldspatos que constituem os granitóides da ZCAI. 95
Figura 6.1 – Diagrama de classificação para rochas subalcalinas para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 105
Figura 6.2 – Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 105
Figura 6.3 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 106
Figura 6.4 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 107
Figura 6.5 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 107
Figura 6.6 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 108
Figura 6.7 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI 108
Figura 6.8 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 109
Figura 6.9 - Diagrama multicatiônico para classificação química (Debon & Lefort, 1984) dos granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 109
Figura 6.10 – Diagrama Maniar & Picolli (1989) para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 110
Figura 6.11 – Diagrama AFM para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 111
Figura 6.12 – Diagrama AFM para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 111
Figura 6.13 – Diagrama R1 – R2 com campos propostos por Batchelor & Bowden, 1985, para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 112
Figura 6.14 – Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 113

Figura 6.15 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 113
Figura 6.16 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 114
Figura 6.17 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 114
Figura 6.18 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 115
Figura 6.19 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 115
Figura 6.20 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 116
Figura 6.21 – Diagrama Nb versus Zr para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 116
Figura 6.22 – Diagrama Rb versus Ba para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 117
Figura 6.23 - Diagrama de variação tipo Harker de elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. 117
Figura 6.24 – Diagrama de Variação dos ETR`s, normalizados para o condrito (Sun,1982) para as amostras do granitóide Minador. 118
Figura 6.25 – Diagrama de Variação dos ETR`s , normalizados para o condrito (Sun,1982) para as amostras do Granitoide Pereiro 118
Figura 6.26 – Diagrama de Variação dos ETR`s, normalizados para o condrito (Sun,1982), para as amostras do granitóide Serra do Zuza. 119
Figura 6.27 – Diagrama de Variação dos ETR`s, normalizados para o condrito (Sun,1982) para as amostras do granitóide Boqueirão. 119
Figura 6.28 – Diagrama de Variação dos ETR`s, normalizados para o condrito (Sun,1982) para as amostras do granitóide Caroá. Caroá. 120
Figura 6.29 – “Spiderdiagram” com valores normalizados em relação ao manto primitivo (Wood, 1979) para as amostras do granitóide Minador. 121
Figura 6.30 –“Spiderdiagram” com valores normalizados em relação ao manto primitivo (Wood, 1979) para as amostras do granitóide Boqueirão. 121
Figura 6.31 –“Spiderdiagram” com valores normalizados em relação ao manto primitivo (Wood, 1979) para as amostras do granitóide Caroá. 122

Figura 6.32 – “Spiderdiagram” com valores normalizados em relação ao manto primitivo (Wood, 1979) para as amostras do granitóide Pereiro. 122
Figura 6.33 –“Spiderdiagram” com valores normalizados em relação ao manto primitivo (Wood, 1979) para as amostras do granitóide Serra do Zuza. 123
Figura 6.34 - Diagrama discriminante Rb versus Y+Nb para granitóides ao Sul da ZCAI. 124
Figura 6.35 - Diagrama discriminante Nb-Y para os granitóides localizados ao Sul da ZCA Campos: Sincolisionais, granitos de arco vulcânico, granitos intraplaca e granitos de cadeia oceânica. 125
Figuras 7.1.A e B – Diagramas de concórdia para *fácies* dos plutões Zuza e Pereiro. 133
Figura 7.2 - Diagrama €Sr *versus* €Nd (Harmon *et al*, 1984). 142
Figura 8.1 - Mapa de localização da área e geológico, simplificado de Veiga Jr *et al.*, 1990. 146
Figura 8.2 - Mapa de pontos de amostragem do plutão Serra do Velho Zuza 147
Figura 8.3 - Diagramas envolvendo o grau de anisotropia (P), o parâmetro de forma (T) e a susceptibilidade magnética (Km). 149
Figura 8.4 - Mapa do grau de anisotropia do Plutão Serra do Zuza. 150
Figura 8.5 - Projeção de igual área de cada estação amostrada, no granitóide Serra do Zuza (de GZ-1 a GZ-6). 150
Figura 8.5 - Projeção de igual área de cada estação amostrada, no granitóide Serra do Zuza (de GZ-7 a GZ-10). 151
Figura 8.6 - Mapas de foliação e lineação magnéticas do Granito Serra do Zuza. 152
Figura 8.7 - Modelo para o alojamento do Plutão Serra do Velho Zuza, mostrando os planos C e S, e o elipsóide de deformação. 152
Figura 8.8 - Proposta de lavra para o corpo Serra do Zuza. As linhas tracejadas representam as direções das bancadas. 154

RELAÇÃO DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 3.1 - Enclaves máficos sigmoidais e parcialmente rompidos sugerindo movimento antihorário ao Cisalhamento de Afogados da Ingazeira. 44

Fotografia 3.2 - Marcador de deformação deixando dubiedade quanto à extensividade da interpretação cinemática supracitada. 44

Fotografia 3.3 – Injeções félsicas expressando sigmóide rompido ("rod") marcador de deformação no estado frágil-rúptil. 45

Fotografia 3.4 – *Boudin* associado com fraturas de Riedel, caracterizando o estágio de deformação rúptil na Zona de Cisalhamento de Afogados da Ingazeira. 45

Fotografia 3.5 - O plúton Serra do Zuza caracterizando sua ocorrência em destaque topográfico. 49

Fotografia 3.6 – Enclaves máficos, predominantemente arredondados e com dimensões centimétricas. 49

Fotografia 3.7 – Granitóide fino predomInante com enclave do facies porfirítico com fenocristais centimétricos de K-feldspato. 50

Fotografia 3.8 – Enclaves máficos com forma arredondada e contatos nítidos, às vezes até sugestivos de bordos de reação que resultariam em cor mais escura. O fácies mais dominante é rico em mica e K-feldspato mostra cor amarelada associada com oxidação das micas e é cortado por fácies mais claro, mais pobre em micas. 50

Fotografia 3.9 – Detalhe da foto anterior mostrando diferença na nitidez do contato dos enclaves mais claros em relação aos correspondentes mais máficos. 51

Fotografia 3.10 – "Clots" milimétricos de micas distribuídos no fácies granitoide de textura mais grossa a pofiróide. 51

DESCRIÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DAS FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 1 - Quartzo-diorito a Tonalito. Amostra Ev233 de Açude do Caroá. Nicóis cruzados. Aumento 10X. Minerais ferromagnesianos automórficos e em equilíbrio com plagioclásios. Quartzo xenomórfico e intersticial. 58

Fotomicrografia 2 - Quartzo diorito a Tonalito. Amostra Ev233 de Açude do Caroá. Nicóis cruzados. Aumento 25X. Detalhe da fotomicrografia anterior, com presença de apatita acicular inclusa nos feldspatos e textura simplectítica com hornblenda desestabilizando para biotita mais presença de biotitas menores inclusas em plagioclásio. Opacos com seção paralelogrâmica (ilmenita ?) e zircão. 58

Fotomicrografia 3: Quartzodiorito a Granodiorito. Amostra Ev-32 de Açude do Caroá. Nicóis cruzados. Aumento 10 X. Fases minerais em equilíbrio o exemplo de ferromagnesianos automórficos e plagioclásios. 59

Fotomicrografia 4: Quartzo-diorito a Granodiorito. Amostra Ev-32 de Açude do Caroá. Nicóis cruzados. Aumento 25 X. Detalhe da fotomicrografia anterior com presença de textura simplectítica com hornblenda desestabilizando para biotita mais quartzo. Presença de inclusão de ilmenita em anfibólio cujo cristal está em equilíbrio com plagioclásio. 59

Fotomicrografia 5: Monzogranito a Granodiorito. Amostra Ev-39 de Serra do Boqueirão. Nicóis cruzados. Aumento 10 X. Seção espessa resultando em birrefringência anormal para minerais félsicos. Percebem-se automorfismo de minerais ferromagnesianos e de feldspatos. Expressão de textura de equilíbrio entre as fases minerais citadas. Textura inequigranular com fenocristal de K-feldspato 63

Fotomicrografia 6: Monzogranito a Granodiorito. Amostra Ev-39 de Serra do Boqueirão. Nicóis cruzados. Aumento 25 X. Detalhe do fenocristal da fotomicrografia anterior mostrando apatita prismática e também inclusões de ferromagnesianos. 63

Fotomicrografia 7: Quartzo-Monzonito a Monzogranito. Amostra Ev-7 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 10 X. Textura de equilíbrio entre plagioclásio e biotita, que apresenta Ilmenita inclusa. 65

Fotomicrografia 8 - Quartzo-monzonito a Monzogranito. Amostra Ev7 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 25X. Detalhe da fotomicrografia anterior mostrando cristal zonado de plagioclásio. 65

Fotomicrografia 9: Biotita-Monzodiorito. Amostra Ev-207 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 10 X. Textura de equilíbrio entre plagioclásio e biotita, afora presença de intercrescimentos pertíticos e antipertíticos. Inclusões de opacos. 66

Fotomicrografia 10 : Biotita-Monzodiorito. Amostra Ev-207 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 25 X. Detalhe da fotomicrografia anterior mostrando cristais de plagioclásio geminados segundo leis albita e periclina. Textura em mosaico e de inclusões de acessórios cedo-cristalizados, afora epidotização e saussuritização de plagioclásio. 66

Fotomicrografia 11: Biotita-Monzodiorito. Amostra Ev-207 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 25 X. Antipertitas com apatita acicular. 67

Fotomicrografia 12: Biotita-Monzodiorito. Amostra Ev-207 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 25 X. Plagioclásios com geminação lei albita e ortoclásio com apatita acicular. 67

Fotomicrografia 13: Quartzo-Monzonito a Monzogranito. Amostra Ev-208 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 25 X. Plagioclásio zonado incluso em intercrescimento pertítico. 68

Fotomicrografia 14: Biotita-Granodiorito. Amostra Ev-226 de Serra do Zuza. Nicóis cruzados. Aumento 10 X. Plagioclásio geminado segundo leis albita e periclina em textura de equilíbrio com biotita . 74

Fotomicrografia 15:. Biotita-Granodiorito. Amostra Ev-226 de Serra do Zuza. Nicóis cruzados. Aumento 64 X. Detalhe da fotomicrografia anterior, mostrando plagioclásio com geminação lei albita em textura de equilíbrio com biotita e inclusão de apatita acicular. Hornblenda simplectítica e em textura de equilíbrio com o cristal de biotita destacado. Portanto, duas gerações de biotita. 74

Fotomicrografia 16: Quartzo monzodiorito. Amostra Ev-215 de Serra do Zuza. Nicóis paralelos. Aumento 40X. Zircão com halos mais escuros. 75

RELAÇÃO DE TABELAS

Tabela 3.1- Características dos quatro plútons sumarizadas da bibliografia. 54
Tabela 4.2.1 - Exemplo de composições modais de litotipos integrantes de possível sequência diorítica de Açude do Caroá. 57
Tabela 4.2.1.1 - Exemplo de composições modais de litotipos integrantes de possível sequência diorítica de Açude do Caroá, recalculadas para diagrama QAP de possível sequência diorítica de Açude do Caroá. 57
Tabela 4.3.1 - Exemplos de composições modais de litotipos integrantes de Serra do Boqueirão. 60
Tabela 4.3.1.1 - Exemplos de composições modais de litotipos integrantes de Serra do Boqueirão, recalculadas para diagrama QAP. 60
Tabela 4.4.1 - Exemplo de composições modais de litotipos integrantes de Serra do Pereiro 69
Tabela 4.4.1.1 - Exemplo de composições modais de litotipos integrantes de Serra do Pereiro, recalculadas para diagramas QAP. 69
Tabela 4.4.2 - Exemplos de composição modal de litotipos do Granitóide Serra do Zuza, compilados de Veiga Jr & Ferreira, 1970. 71
Tabela 4.4.2.1 - Exemplos de composição modal de litotipos do Granitóide Serra do Zuza, compilados de Veiga Jr & Ferreira, 1970, recalculados para diagramas QAP. 71
Tabela 4.4.1 - Exemplos de composição modal de litotipos do Granitóide Serra do Zuza, amostrados pelo autor. 71
Tabela 4.5 - Exemplos de composição modal de litotipos do Granitóide Serra do Zuza, amostrados pelo autor. 72
Tabela 4.5.1 - Exemplos de composição modal de litotipos do Granitóide Serra do Zuza, amostrados Pelo autor e recalculados para diagramas QAP. 76
Tabela 4.6.1 - Exemplo de composições modais de litotipos integrantes da Serra do Minador, recalculadas para diagrama QAP. 85
Tabela 5.2.1 - Análises de anfibólios de Quartzo monzodiorito e Quartzodiorito de Açude do Caroá e Geotermobarometria (Blundy & Holland, 1990). Fórmula Estrutural calculada para 23 oxigênios. 86
Tabela 5.2.2 - Análises de anfibólios de Quartzodiorito e Granodiorito de Serra do Boqueirão e Geotermobarometria (Blundy & Holland, 1990). Fórmula Estrutural calculada para 23 oxigênios. 92
Tabela 5.2.3 – Dados da análise, por microssonda, de anfibólios do

Quartzodiorito a Quartzomonzodiorito (Ev32) e do Quartzodiorito a Granodiorito (Ev233) de Açude do Caroá; do Quartzodiorito a Granodiorito (Ev36) e Granodiorito (Ev39) de Serra do Boqueirão. 92

Tabela 5.2.4 – Dados da verificação da relação linear entre temperatura de cristalização e conteúdo em titânio de anfibólios baseados na proposta de Otten (1984). 92

Tabela 5.2.5 – Parâmetros de referência nos anfibólios em litotipos dos Plútons de Serra do Boqueirão e Açude do Caroá. 94

Tabela 5.3.1.a - Fórmula estrutural calculada para 32 oxigênios com conteúdo de Feldspatos analisados sob microsonda. Quartzodiorito a Granodiorito (Ev36) de Serra do Boqueirão. 96

Tabela 5.3.1.b - Fórmula estrutural calculada para 32 oxigenios ou conteúdo cationico de Feldspatos analisados sob microsonda. Quartzo diorito (Ev233) e Quartzo monzodiorito (Ev32) de Açude do Caroá. 97

Tabela 5.4.1 - Dados dos pares anfibólio-plagioclásio para testar aplicabilidade ao Geotermômetro de Holland & Blundy em litotipos de Açude do Caroá (Ev 233 e Ev 32) e Serra do Boqueirão (Ev 36 e Ev39). 99

Tabela 5.4.2 - Estimativas da razão Fe / (Fe + Mg) dos anfibólios de granitóides ao Sul da Zona de Cisalhamento de Afogados da Ingazeira . 100

Tabela 5.4.3 - Estimativas de pressão utilizando o geobarômetro Al em hornblenda utilizando a expressão de Schmidt (1992). 101

Tabela 5.4.4 - Comparação entre resultados de Geotermobarometria obtidos através de Yavuz, F., 1999. New Amphicalc. Mineralogical software e Yavuz, F., 1999. Amphicalc Mineralogical software(*). 101

Tabela 6.1 - Estimativas de temperaturas (*1) do *liquidus* do sistema, baseadas na sua similaridade com a temperatura em que o magma se torna saturado em Zr (Watson, E.B.; 1987. *The role of accessory minerals in granitoid geochemistry. In: Hutton Conference of the Origin of Granites*. Univ. Edinburgh: 209-211). (*1): T (C) = - 273 + [12900 / (17,18-lnZr)] 126

Tabela 6.2 - Relação La/Yb, e sua relação de aumento dando uma idéia sobre o grau de fracionamento das rochas: LaN=La normalizado=La/0,3670; YbN=Yb normalizado=Yb/0,2840 127

Tabela 7.1 : Dados pertinentes à Geocronologia U-Pb. 133

Tabela 7 2 - Dados de litogeoquímica obtenção da relação Sm/Nd e Rb/Sr. 134
Tabela 7.3 - Análises isotópicas, com determinação do Sr i (540) , obtidas pelo Método Rb / Sr para as rochas dos plútons ao Sul da Zona de Cisalhamento de Afogados da Ingazeira-PE. 134
Tabela 7.4 - Dados e procedimento para cálculo da razão inicial. 135
Tabela 7.5- Dados e cálculo do épsilon estrôncio 136
Tabela 7.6 - Dados e procedimento para cálculos da razão inicial $^{143}Nd/^{144}Nd$. 138
Tabela 7.7 - Dados e procedimento para cálculo do épsilon neodímio. 139
Tabela 7.8 - Dados e procedimento para cálculo de parâmetro para a idade modelo. 140
Tabela 7.9 – Dados e procedimento para cálculo da idade-modelo. 140
Tabela 7.10 - Síntese dos resultados dos parâmetros isotópicos usando o Estrôncio. 141
Tabela 7.11 - Síntese dos resultados dos parâmetros isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr. 141
Tabela 8.1 - Base dos dados de ASM para o Granito Serra do Zuza. 148

SUMÁRIO

1.INTRODUÇÃO 25
1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS 25
1.2. METODOLOGIA 27

2. GEOLOGIA REGIONAL 29
2.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA DA PROVÍNCIA BORBOREMA 29
2.2. MAGMATISMO GRANÍTICO BRASILIANO NA PROVÍNCIA BORBOREMA 37

3. GEOLOGIA LOCAL 41
3.1. INTRODUÇÃO 41
3.2. DEFORMAÇÃO 42
3.3. PLUTONISMO 46
3.3.1. PLÚTON SERRA DO PEREIRO 46
3.3.2. PLÚTON SERRA DO BOQUEIRÃO 46
3.3.3. PLÚTON SERRA DO ZUZA 48
3.3.4. PLÚTON SERRA DO MINADOR 52
3.3.5. PLÚTON AÇUDE DO CAROÁ 53
3.4. CONCLUSÕES 54

4. PETROGRAFIA DOS GRANITÓIDES ESTUDADOS 55
4.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS 55
4.2. OS CORPOS DIORÍTICOS DE AÇUDE DO CAROÁ 55
4.3. SERRA DO BOQUEIRÃO 60
4.4. SERRA DO PEREIRO 64
4.5. PLÚTON SERRA DO ZUZA 70
4.6. PLÚTON SERRA DO MINADOR 76
4.7. CONCLUSÕES 79

5. QUÍMICA MINERAL 79
5.1. BIOTITA 84

5.2. ANFIBÓLIOS 84
5.3. FELDSPATOS 94
5.4. GEOTERMOBAROMETRIA 98
5.5. SÍNTESE E CONCLUSÃO DO CAPÍTULO 102

6. LITOGEOQUÍMICA 104
6.1. OS ELEMENTOS MAIORES 104
6.2. OS ELEMENTOS TRAÇOS E TERRAS RARAS 112
6.2.1. OS DIAGRAMAS TIPO ETR'S 118
6.2.1.1. OS DIAGRAMAS TIPO *SPIDER* 120
6.2.2. APLICAÇÕES DOS ELEMENTOS TRAÇOS E MENORES 124
6.2.2.1. AMBIENTES GEOTECTÔNICOS 124
6.2.2.2. ESTIMATIVA DE TEMPERATURA DE SATURAÇÃO EM ZIRCÔNIO 125
6.3. CONCLUSÕES 127

7. GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA 130
7.1. INTRODUÇÃO 130
7.2. GEOCRONOLOGIA U/Pb 131
7.3. MÉTODO Rb-Sr 133
7.4. MÉTODO Sm-Nd 137
7.5. INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE GEOLOGIA ISOTÓPICA Rb-Sr E Sm-Nd 140
7.6. CONCLUSÕES 142

8. ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA 143
8.1. INTRODUÇÃO 143
8.2. ASM – ASPECTOS TEÓRICOS 143
8.3. METODOLOGIA 144
8.4 A ANISOTROPIA DA SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA NO PLÚTON SERRA DO ZUZA 145
8.4.1. APLICAÇÃO DA ASM AO PLÚTON SERRA DO ZUZA
8.4.2. A FÁBRICA MAGNÉTICA 147
8.4.2.1. A SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA TOTAL 148
8.4.2.2. O GRAU DE ANISOTROPIA E O PARÂMETRO DE FORMA 148
8.4.2.3. DADOS DIRECIONAIS 149
8.4.3. DISCUSSÕES 150
8.4.4. ORIENTAÇÃO PARA O PLANO DE APROVEITAMENTO

ECONÔMICO DO PLÚTON SERRA DO ZUZA 153
8.5. SÍNTESE DO CONTEÚDO DO CAPÍTULO 154

9. CONSIDERAÇÕES SOBRE O ALOJAMENTO DE PLÚTONS 158

10. CONCLUSÕES 161

BIBLIOGRAFIA 162
ANEXOS 179

1.INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

Este trabalho, versando sobre tema da área de concentração Petrologia, foi submetido ao Programa de Doutorado em Geociências da Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco.

Trata-se do estudo de cinco pequenos plútons, identificados pelas toponímias de Açude do Caroá e Serras do Pereiro, do Boqueirão, do Zuza e do Minador, situados adjacentemente e ao Sudeste da Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira – ZCAI. A localização geográfica é melhor entendida pela observação da folha cartográfica Afogados da Ingazeira onde se inserem todos os plútons, quatro dos quais, facilmente referenciados pelos principais promontórios, que se distribuem ao longo de 25 Km, situados num alinhamento NE-SW a partir da sede do município que dá nome à folha.

Geotectonicamente, a área se situa na região originalmente denominada Faixa Pajeú-Paraíba (Brito Neves, 1975), alvo, todavia, de estudos sucedâneos que identificaram Terreno Alto Pajeú, Domínio Tectônico Central (ou subprovíncia da Zona Transversal) da Província da Borborema, conforme os mapas mais recentes utilizados para localização.

Asituação geográfica pode ser visualizada na figura 1.1.

O acesso é pela BR-232, a partir de Sítio dos Nunes, via Flores e Carnaíba, ou, alternativamente, a partir de Cruzeiro do Nordeste, via Sertânia e Afogados da Ingazeira.

Serra do Minador e Serra do Zuza, os dois plútons mais a sudoeste, são melhor alcançados a partir da rodovia asfaltada Sítio dos Nunes – Flores, utilizando-se o acesso para Fátima.

Os outros corpos são alcançados, a partir de Carnaíba, também através de estradas carroçáveis.

A partir de Afogados da Ingazeira, apenas é oportuno o reconhecimento da parte a Leste do plúton de Serra do Pereiro.

O objetivo principal é contribuir ao esclarecimento da evolução petrológica e geoquímica dos litotipos granitóides e sobre a sua relação com a referida zona de cisalhamento.

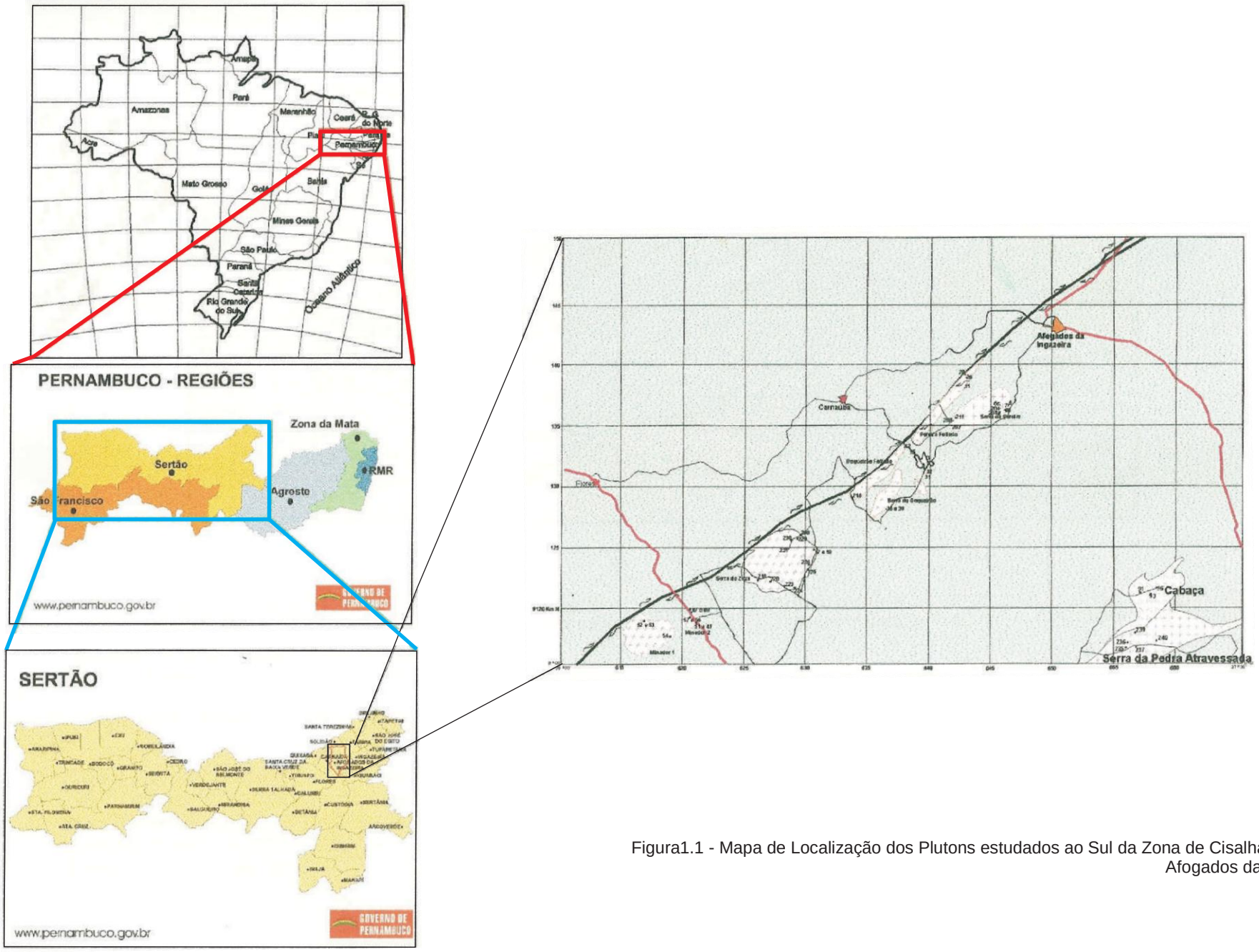


Figura1.1 - Mapa de Localização dos Plutons estudados ao Sul da Zona de Cisalhamento de Afogados da Ingazeira

1.2. METODOLOGIA

O levantamento bibliográfico extensivo e atualizado e a utilização de uma base cartográfica elaborada na escala 1:100.000, pela CPRM (Veiga Jr & Ferreira, 1990) foram essenciais para o acréscimo de corpos até então não assinalados, tais como o de Açude do Caroá e Fazenda Angicos, cuja demarcação foi possível graças também à utilização complementar de fotografias aéreas em escala 1:70.000.

A cartografia regional contou também com o apôio do trabalho de Santos *et al* (1977) que estudaram o corpo de Serra do Minador (então denominado São João dos Leites), incluído, juntamente com Serra do Zuza como *stocks* satélites do granitóide dos arredores de Sítio dos Nunes.

As observações de detalhes de afloramentos permitiu coleta de litotipos dos mais variados fácies texturais-mineralógicos, amostragem essa que permitiu estudo petrográfico de detalhe.

Com o suporte da petrografia de detalhe houve investigações de química mineral, litogeoquímica e química isotópica.

Ainvestigação geoquímica se subdividiu em:

i. análise litogeoquímica, em rocha total para elementos maiores, traços e terras raras, essenciais à interpretação dos processos petrogenéticos e geotectônicos, utilizando-se diagramas tipo Harker, diagramas discriminantes de séries magmáticas e de ambientes tectônicos, " spidergrams" etc, confeccionados com o auxílio de "software" *NEWPET for DOS*, versão 1987/93 (Daril Clark, Memorial University of Newfoundland, Canadá);

ii. análises de química mineral por microssonda eletrônica para estabelecimento de termobarometria e compreensão à evolução dos processos petrológicos; a classificação dos minerais se apoiou no programa *MINPET* (*Mineralogical and petrological Data Procesing System*), versão 2.02, 1988/1995 (Linda R. Richards); também foi usado o "software" *NEWAMPHICALC*, 1999 de autoria de F.Yavuz, 1999;

iii. análises de isótopos radiogênicos (U-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd) que permitiram a obtenção de idades absolutas e indicadores petrogenéticos úteis à interpretação sobre os protólitos dos magmas que originaram os granitóides estudados.

Levantamento de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética - ASM foi realizado no plúton Serra do Zuza, o mais acessível e adequado para tal estudo, resultando numa ferramenta interessante à compreensão do comportamento geotectônico da Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira (ZCAI).

Finalmente apontam-se ideias e proposição a respeito do alojamento dos

plútons e sua relação com a ZCAI.

Portanto, sumariza-se a metodologia segundo o roteiro abaixo:

- Levantamento bibliográfico
- Levantamentos cartográfico e geológico, regional e local
- Petrografia
- Química mineral com utilização de Microssonda
- Litogeoquímica, com fluorescência de Raios X (elementos maiores e traços) e *ICP* (elementos menores e Terras Raras)
- Geocronologia e Geoquímica Isotópica
- Anisotropia de Susceptibilidade Magnética
- Alojamento dos plútons, Petrogênese, Conclusões

2. GEOLOGIA REGIONAL

A Província Borborema é a macro-unidade geotectônica no Nordeste Oriental, motivo pelo qual se faz necessária uma síntese do conhecimento sobre a sua evolução.

2.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Almeida *et al.* (1977) introduziu o termo Província Borborema para definir a Região de Dobramentos Nordeste alcançada pela Orogênese Brasiliana.

Brito Neves (1975), reuniu dados bibliográficos sobre a geologia do Précambriano do Nordeste Oriental e difundiu o modelo tectônico de faixas de dobramento e maciços medianos, adotado para o território da União Soviética, desde as décadas de 1950 e 1960.

Discutiam-se também, dois outros modelos geotectônicos: "geossinclinal" (defendido pelos geólogos franceses para a Europa Ocidental) e "mobile belts" (aplicado no continente africano, aos cinturões pré-cambrianos de alto grau, desde a década de 1970, principalmente pelos geólogos ingleses e da Africa do Sul).

Brito Neves (*op.cit.*) estabeleceu a regionalização geotectônica do Nordeste Oriental, alocando na região os núcleos cratônicos, os maciços medianos, as faixas de dobramento, enfatizando também os lineamentos.

Brito Neves (1983) utilizando como limites os traços dos principais cisalhamentos ou falhas, e destacando a sua importância, subdividiu a província Borborema em cinco domínios geológicos: Médio Coreaú, Sergipano, Central, Jaguaribeano e Centro-Oriental. Estes dois últimos ocupam posição intermediária e os dois primeiros são mais externos e próximos aos núcleos cratônicos. O Domínio Central, com orientação NE-SW, corresponde à Zona Transversal (Ebert, 1970).

Brito Neves (1983) e Santos & Brito Neves (1984) caracterizam a natureza gnáissico–migmatítica dos maciços medianos e introduzem o conceito de sistemas de dobramento ou cinturões metamórficos para as faixas de dobramento.

Os estudos geocronológicos, através dos métodos K-Ar e Rb-Sr, voltados ao estabelecimento de isócronas, foram temas de discussão pertinente ao melhor conhecimento da Província. Associados com análises sobre geometria estrutural estabeleceram cronologias relativas entre deformações, metamorfismo e magmatismo e animaram as discussões, mas ampliaram as incertezas sobre métodos de trabalho e resultados.

Nos últimos dez anos a conjugação entre métodos diferentes - U/Pb em zircão, Sm-Nd e Rb-Sr em rocha-total - tem permitido a retomada da geologia isotópica com

uma aplicação geotectônica mais generalizadamente aceita.

Van Schmus *et al.* (1994) dividiram a Província em domínios geotectônicos maiores,caracterizando que, apesar de remontar ao Arqueano, sua evolução sobrepôs estágios durante o Proterozóico:

- Domínio setentrional ou Domínio Ceará - Rio Grande do Norte;
- Domínio intermediário com blocos do embasamento Paleoproterozóico ou Arqueano, com diversas faixas móveis de idade Mesoproterozóica e Neoproterozóica, a Norte e a Sul do Lineamento Patos, resgatando-se a Zona Transversal de Ebert (1970).

O Domínio Setentrional inclui os Maciços São José do Campestre (antes denominado Caldas Brandão) e Rio Piranhas, para Leste e Oeste, respectivamente, da Faixa de Dobramentos Seridó.

O Maciço Caldas Brandão se distingue por incluir um núcleo arqueano, Bom Jesus, mas grande parte é paleoproterozóico, a exemplo do Maciço Rio Piranhas que é completamente paleoproterozóico. Registram-se apenas idades-modelo Nd T_{DM} arqueanas, como 3,4 a 3,1 Ga, a exemplo daquelas determinadas por Dantas *et al.* (1995), aplicando o método U/Pb para metatonalitos do Caldas Brandão, outrora, maciço mediano (Brito Neves, 1983), hoje, extensão para leste da Paraíba do Terreno Alto Moxotó (Brito Neves *et al.*, 2001).

O Lineamento Patos, ao Sul, é um limite geotectônico de primeira ordem, ou de grande significado geotectônico, segundo critérios isotópicos, estruturais, geoquímicos e petrogenéticos (Brito Neves *et al.*, 2000, 2001).

Ao domínio intermediário é trazido o conceito de "*mobile belts*", afora identificação de evolução tectônica do tipo "colagem" e aplicação do conceito de terrenos (Jones *et al.* 1983; Howell,1995), dividindo-o em três subdomínios: Terreno Alto Pajeú, Terreno Alto Moxotó e Terreno Pernambuco-Alagoas (Santos, 1995,1996).

Ambos, os terrenos, Alto Pajeú e Alto Moxotó, compreendem a original Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba (vide Figura 2.1):

i. Alto Pajeú: na porção norte-noroeste, exibe rochas vulcânicas e vulcano-sedimentares, Mesoproterozóicas, acrescionárias, relacionadas com arcos vulcânicos menores do Meso-Neo-Proterozóico ou Eo-NeoProterózóico;

ii. Alto Moxotó: compreende a porção sul-sudeste da Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba, registrando-se sequência de rochas vulcanossedimentares e plutônicas, dominantemente ortognaisses,

supracrustais terrígenas, pequenos complexos máfico-anortosíticos Mesoproterozóicos e blocos Paleoproterozóicos retrabalhados.

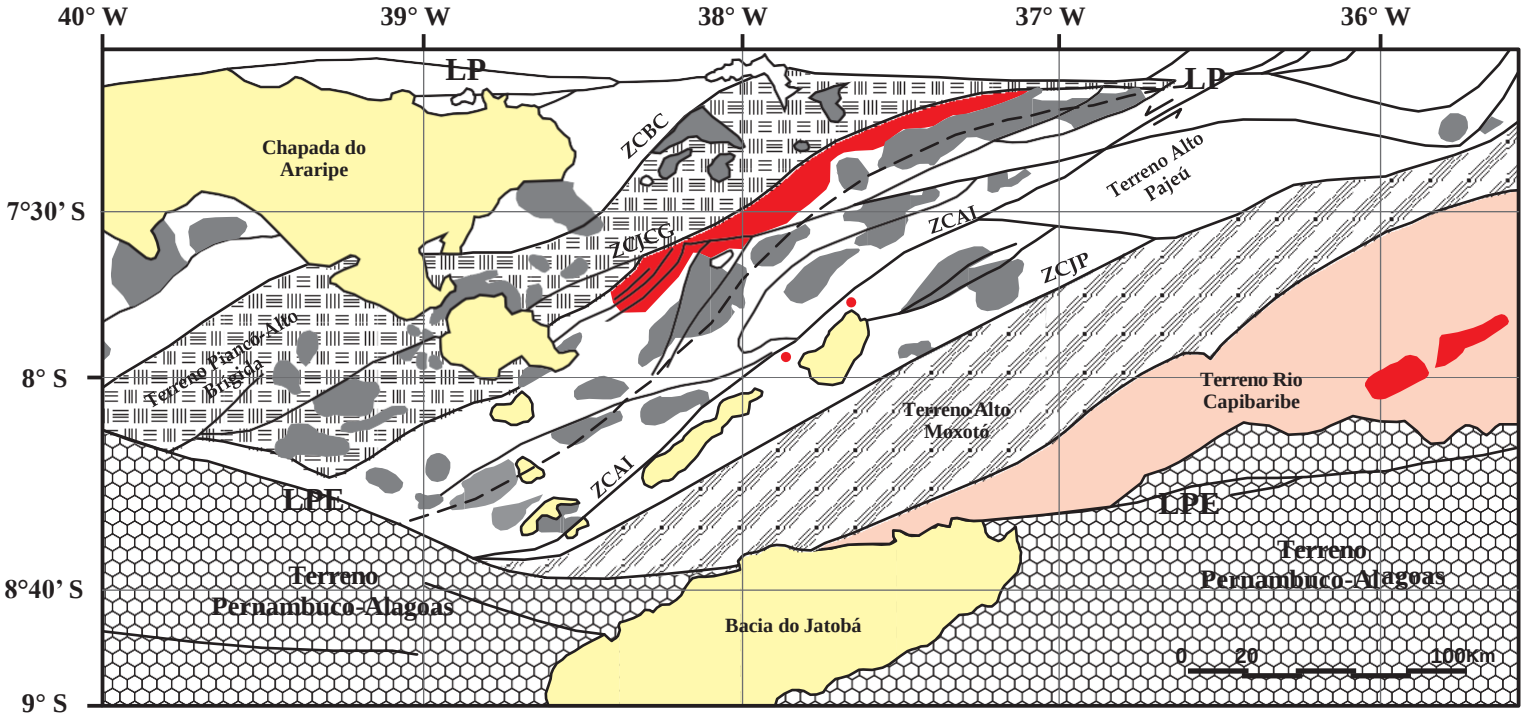
O Terreno Pernambuco-Alagoas é um segmento infracrustal situado ao Sul do Lineamento Pernambuco, caracterizando-se por ortognaisses e migmatitos do Complexo Belém de São Francisco e pelas supracrustais do Complexo Cabrobó (Santos *et al.* 1995).

Santos & Medeiros (1997) definiram mais dois Terrenos: Piancó - Alto Brígida e Rio Capibaribe.

O Terreno Rio Capibaribe se situa para sudeste do Terreno Alto Moxotó e para norte do Terreno Pernambuco-Alagoas e do Lineamento Pernambuco (vide mapa da Figura 2.1). Subdivide-se em dois subterrenos: Serra da Taquaritinga e Surubim. Neste último, há sequências terrígenas, parcialmente turbidíticas do Neoproterozóico, além de blocos do Paleoproterozóico. Insere os granitoides de Serra da Japecanga/Fazenda Nova, Bom Jardim e Toritama.

O Terreno Piancó-Alto Brígida corresponde à faixa de dobramento homônima. Subdivide-se em três subterrenos: dois vulcanossedimentares do Mesoproterozóico (um intraplaca, continental e outro de arco magmático) e um subterreno clástico dominantemente turbidítico do Neoproterozóico, região estudada por Bretas Bittar (1998), onde Campos Neto *et al.*(1994) distinguiram os complexos Riacho Gravatá e Poço dos Cachorros, no Domínio Tectônico Rio Pajeú.

Posteriormente, Brito Neves *et al.* (2000) dão destaque aos terrenos Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe e às faixas de dobramento Riacho Gravatá e Piancó- Alto Brígida.



LEGENDA

ZCAI - Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira

ZCBC - Zona de Cisalhamento Boqueirão dos Cochos

ZCJCG - Zona de Cisalhamento Jurú-Campina Grande

ZCSC - Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo

Localização dos corpos estudados

Sedimentos Fanerozóico

Intrusões do Brasiliano

Faixa de Dobramento Piancó-Alto Brígida Neoproterozóico Superior Tardio

Terreno Alto Pajeú Eo-Neoproterozóico

Terreno Rio Capibaribe Eo-Neoproterozóico

Complexo Riacho Gravatá Eo-Neoproterozóico

Terreno Alto Moxotó Paleoproterozóico

Gnaisses Indivisos - Terreno PE-AL Paleoproterozóico

Figura 2.1 - Localização Geotectônica na Zona Transversal. Eixo do Alto Estrutural Teixeira aproximado pela linha tracejada. Definições do Lineamento Patos (LP) e do Lineamento Pernambuco (LPE).
Baseado em Kozuch (1993), Santos (1995) e Santos (2004, contribuição pessoal por ocasião da correção).

As faixas de dobramento Riacho Gravatá e Piancó - Alto Brígida ganham hierarquia em relação ao Terreno Piancó - Alto Brígida e ressurgem na literatura (Kozuch, 2003) o Alto Estrutural Teixeira e o Domínio Tectônico Rio Pajeú (Campos Neto *et al.*, 1994).

A faixa de dobramento Riacho Gravatá, estreita e irregular, é limitada a norte pela zona de cisalhamento Serra do Caboclo e a sul pelo soerguimento estrutural Alto Teixeira – Terra Nova, parte setentrional do Domínio Tectônico Rio Pajeú (Campos Neto et al., op.cit.), que foi detalhada por Bretas Bittar (1998), ao estudar ambos: o Domínio Tectônico Rio Pajeú e a faixa Cachoeirinha.

Trata-se de particular associação vulcano-plutônica-sedimentar, datada por U/Pb e Rb/Sr para os 950 +- 10 Ma., um dado a mais nas suspeitas de existência de evento tectônico (Cariris Velhos), entre as orogêneses Transamazônica e Brasiliana.

No terreno Alto Pajeú, especial atenção para o Complexo Irajaí (Wanderley, 1990; Veiga Jr & Ferreira, 1990; Wanderley *et al.*, 1992), uma pequena seqüência vulcano-sedimentar ocorrendo na parte sudeste da quadrícula de Afogados da Ingazeira-PE, apresentada como parte do Complexo Paleoproterozóico Irajaí (Veiga Jr & Ferreira, 1990). Porém, recentes datações de U/Pb em zircão de metatufos indicam que se tratam de rochas do Neoproterozóico Médio (740 a 720 Ma.).

O Complexo Irajaí contém metassedimentos pelíticos imaturos, rochas vulcanoclásticas, meta-andesito, metabasalto, tufos, metadacitos e algumas intercalações locais de calcário, calcissilicáticas e metachert, submetidos ao metamorfismo no fácies anfibolito baixo. Dados geoquímicos limitados são interpretados, contraditoriamente, como ambiente de arco vulcânico ou retroarco, não suportado pelos dados de Sm/Nd, que mostrariam significativa contribuição de crosta mais antiga (Brito Neves *et al.*, 2000).

Santos (1996) inclui detalhamento do Complexo Irajaí, enquanto Campos Neto et al. (1994) deram ênfase ao Alto Teixeira que seria limitado a Sudeste pela Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira.

É oportuno esclarecer que o Terreno Alto Pajeú (Santos, 1996) e o Domínio Tectônico Rio Pajeú (Campos Neto *et al.*,1994) praticamente se sobrepõem, para Norte da Zona de Cisalhamento de Afogados da Ingazeira.

É mais aceito, segundo distinções feitas por critérios estratigráficos, estruturais e petrológicos, que o Domínio Tectônico Central da Província Borborema é composto por cinco partes tectono-estratigráficas (Santos, 1999): Terreno e Faixa Piancó-Alto Brígida, Terreno Alto Pajeú, Terreno Alto Moxotó, Terreno Rio Capibaribe e Terreno Pernambuco Alagoas.

No Terreno Alto Pajeú, há referência a dois eventos orogênicos: Cariris Velhos e Brasiliano, cujos modelos tectônicos são, respectivamente, tangencial (com foliação de baixo ângulo) e transcorrente (com foliação de alto ângulo).

Kozuch (2003) acrescenta dados isotópicos e geoquímicos, concluindo ser do Neoproterozóico Inferior, a orogênese Cariris Velhos, da qual há registros de vulcanismo (em 975 Ma.), intrusões graníticas gnaissificadas ou ortognaisses (em 960+- 5 Ma.) e magmatismo tardio, em 940 e 925 (+- 15) Ma , com subducção até o fechamento do orógeno em 920 Ma.

A subducção Cariris Velhos é localizada por Kozuch (*op. cit.*) a noroeste do Terreno Alto Pajeú, sobrepondo-se com a faixa de dobramentos Piancó - Alto Brígida. Esse autor sugere o desenvolvimento similar com bacia tipo back arc que teria coletado sedimentos para o restante do Neoproterozóico.

Desta forma Kozuch (*op.cit.*) e outros (Caby *et al.* 1995; Fetter & Van Schmus, 1997; Van Schmus *et al.*, 2000) argumentam pela policiclicidade da evolução da Provincia Borborema, ou apenas do seu Domínio Central.

Entretanto, Neves *et al.* (2000) questionam a policiclicidade, baseados em que as faixas supracrustais no Domínio Setentrional da Província experimentaram uma evolução monocíclica, afetadas apenas pela orogênese Brasiliano.

Esta discussão é trazida ao Domínio Tectônico Central, abordando a importância do caráter monocíclico ou policíclico das faixas supracrustais para a evolução tectônica da Província Borborema. O critério é a idade da foliação regional de baixo ângulo, interpretada no modelo policíclico como tendo sido formada durante o Cariris Velhos (Santos & Medeiros, 1999).

Neves *et al.* (2000) apresentam idades Pb/Pb e U/Pb em zircão em rochas granitóides que apontariam para a natureza monocíclica com deformações apenas no Brasiliano.

O evento Carirís Velhos (entre 1000 e 925 Ma.) é questionado em sua extensividade e "status" por Neves *et al.* (2000) que enfatizaram as evidências de que a orogênese Brasiliana se processou em ambiente intracontinental porque há inexistência ou inadequada identificação de ofiolitos, metamorfismo de alta pressão, arcos magmáticos etc.

O magmatismo do período de 1,9 a 1.5 Ga, associa-se, todavia, ao evento extensional Orós-Jaguaribe, com algumas ocorrências no Domínio da Zona Transversal, como as intrusões anorogênicas de Passira e Taquaritinga do Norte, esta com 1,5Ga.

O Paleoproterozóico Inferior (2,5 Ga. a 2,1 Ga.) ainda dispõe de poucos dados, salvo os referentes ao Maciço Granja, no Domínio Médio-Coreaú, onde ortognaisses tonalíticos e quartzo-dioríticos apresentam idades U/Pb em zircão da ordem de 2,35 Ga. e dados de Sm/Nd que sugerem uma crosta juvenil com história muito curta, interpretada como a formação e amalgamação (colagem) de arcos de ilha durante esse tempo geológico, representando uma região com anômalo crescimento crustal entre 2,5 e 2,4 Ga.(Fetter, 1999).

No Domínio Central, de forma localizada, ocorrem rochas máficas em Floresta-PE, Custódia-PE e Itatuba-PB.

Ortognaisses intercalados por rochas máficas com relictos eclogíticos registram idade absoluta de 2,1 Ga. (Santos *et al.*, 1994) na região de Floresta, onde os relictos máficos possuem assinatura geoquímica de arcos oceânicos (Beurlen *et al.*, 1988).

Em Itatuba-PB, estudos de Almeida *et al.* (1997a) confirmam assinatura geoquímica de arcos oceânicos e metamorfismo no fácies granulítico e eclogítico. Adicionalmente, essas rochas máficas resultam de protólitos que teriam T_{DM} entre 2,5 a 2,3 Ga.

Em Custódia-PE, Melo (1998) aponta a idade dos protólitos entre 2,3 e 2,0 Ga., reforçando a possibilidade de existência de zona de sutura, ao longo de anomalia gravimétrica positiva, no "trend" Itatuba – Custódia – Floresta segundo dados de Beurlen *et al.* (1988) e Almeida *et al.* (1997a). Assim, essa zona de sutura, adicionalmente, limitaria duas regiões geotectônicas para leste do Domínio Tectônico Central, dentro do Terreno Alto Moxotó.

O Terreno Alto Moxotó corresponde ao registro da aglutinação de partes de blocos Paleoproterozóicos (Brito Neves *et al.* 2001b). As idades absolutas apresentadas para U/Pb variam entre 2007 +- 14 e 2171+- 04 Ma., diferentes daquelas determinadas para Itatuba (2314 +- 8 Ma. a 2459 +- 10 Ma.), conforme dados contidos em Brito Neves *et al.* (2001b, p194), os quais apontam para blocos não semelhantes, isotópica e litologicamente. Reforçam essa indicação, os dados da geoquímica isotópica de Sm-Nd (que mostram € Nd_t , dominantemente superior a -10, embora compreendido num intervalo desde + 0,15 a -22,78) e aqueles referentes à primeira extração de magma (T_{DM} = 2810 a 2117 Ma.), também muito díspares.

Portanto, a síntese do Paleoproterozóico Inferior aponta para a formação de um novo supercontinente aglutinando núcleos arqueanos e paleoproterozóicos, caracterizando-se como um evento tectônico de colagem de blocos (Brito Neves *et al.*, 1995 b), descendentes da fragmentação do supercontinente Atlântica (Brito Neves *et al.*,2001 b).

O Paleoproterozóico Médio inclui o evento orogênico denominado Transamazônico caracterizando-se mais particularmente: a cristalização das rochas ígneas em 2,15 +- 0,05 Ga (Hackspacher *et al.* 1990; Dantas, 1997) e o metamorfismo no fácies granulito em 2,05 +- 0,05 Ga (Dantas, 1997). A colagem do Transamazônico é bem representada no embasamento da Província Borborema e as datações supra são coerentes, respectivamente, com o evento acrescionário Birrimiano e com o evento metamórfico e deformacional Eburneano, no Oeste da Africa (Brito Neves, 2000).

No Paleoproterozóico Superior (1,90 a 1,60 Ga.) e no evento Transamazônico, estão inseridos os dados de idades-modelo T_{DM} (1,8 Ga. e 2,1 Ga.) para granitóides, inclusive os do Brasiliano.

A maioria das faixas dobradas (Riacho do Pontal, Piancó-Alto Brígida, Pajeú-Paraíba e Sergipana) é Cariríís Velhos ou Brasiliano, limites Mesoproterozóico – Neoproterozóico, ou apenas Neoproterozóico.

O magmatismo Brasiliano se associa com protólitos resultantes de mistura entre material juvenil (manto empobrecido) e relictos da crosta máfica Transamazônica, de acordo com dados geoquímicos de Sm-Nd e de T_{DM} (1,7 até 1,3 Ga.) para rochas metavulcânicas e graníticas das faixas dobradas.

A principal atividade magmática é aquela da faixa Orós-Jaguaribe. Testemunhos restritos estão presentes no Domínio da Zona Transversal (Santos & Medeiros,1999), na Serra de Taquaritinga e Passira. As idades-modelo são apenas possibilidades, porque podem se referir às idades de misturas.

Kozuch (2003) defende a existência de orogênese Cariríís Velhos (1,00 Ga. a 0,95 Ga.) no Neoproterozóico Inferior, delimitando sua extensão entre as zonas de cisalhamento Juru-Campina Grande e Serra do Caboclo. Propõe uma possível zona de subducção e enfatiza a importância das zonas de cisalhamento nos processos de amalgamação e colagem no Domínio Tectônico Central.

As interpretações de amalgamação têm sido mais usualmente feitas através de critérios de contrastes petrogenéticos, critérios estruturais e/ou estratigráficos, para identificar ou sugerir mecanismos como soldagem metamórfica, vinculação de procedência e superposição de sequências (Santos, 1999).

Recentemente Sampaio *et al.* (2003), apoiados em geoquímica e geologia isotópica, apresentam um exemplo de suturamento plutônico no complexo granítico de Esperança, evocando mais um mecanismo que possa expressar amalgamação de terrenos, a exemplo dos três citados no parágrafo anterior.

A acresção de terrenos como importante mecanismo de crescimento crustal na Província Borborema, no Neoproterozóico com os eventos Cariris Velhos e Brasiliano foi citada por vários autores tais como Brito Neves *et al.* (1995); Santos *et al.*(1997); Santos & Medeiros (1999) e Ferreira (1998).

Entretanto, Mariano *et al.* (2000), Neves *et al.* (2000) têm alertado para a necessidade de que a colagem de terrenos exóticos implica na formação de um mosaico cujas raízes (mantos litosféricos) possuam origem e assinaturas geoquímica e isotópicas distintas.

A área dos granitóides, alvo deste estudo, situa-se no terreno Alto Pajeú – TAP, ao longo da zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira - ZCAI, de reconhecida importância geotectônica à evolução da Província Borborema, por interligar os lineamentos Patos –LP e Pernambuco – LPE, através das ramificações com as falhas de Livramento e Coxixola (Brito Neves *et al.* 2000).

2.2. MAGMATISMO GRANÍTICO BRASILIANO NAPROVÍNCIABORBOREMA

Almeida et al (1967) foram os primeiros a caracterizar petrograficamente os granitoides da Província Borborema, estudando principalmente os intrudidos na faixa Cachoeirinha, posteriormente caracterizada como Piancó – Alto Brígida. Classificaram-los como tipos Conceição (granitos calcialcalinos), Itaporanga (granitos cálcio-alcalinos, porfiríticos) e Itapetim (granitos alcalinos e biotita granitos).

Posteriormente, Sial e diversos autores, inclusive Sial *et al.* (1981 a, b) e Sial (1986) reestudaram a faixa Piancó – Alto Brígida e classificaram os seus granitoides em três suítes, a saber:

Suíte tonalítica-trondhjemítica,

Suíte calcioalcalina, mais calcialcalina alto K

Suíte alcalina rica em Na

Sial (1984) aplicando os resultados de geoquímica de elementos terras raras, harmonizou as classificações:

a) Grupo calcialcalino potássico (tipo Itaporanga), textura porfirítica com megacristais de microclina, alojados ao longo do bordo da Faixa Cachoeirinha-Salgueiro, sintectônico com a fase de deformação tangencial F_2, em contato com migmatitos, destacando-se Itaporanga, Serra da Lagoinha e Bodocó.

b) Grupo calcialcalino (tipo Conceição) constituído por tonalitos a granodioritos com epidoto primário e ilmenita, intrudidos nos metassedimentos de baixo grau do Grupo Cachoeirinha, também porfiríticos.

c) Grupo de afinidade trondhjemítica continental, incluindo porções do batólito de Salgueiro e o núcleo de dois “stocks” intrudidos nos xistos do Grupo Salgueiro, nas proximidades da cidade de Serrita.

d) Grupo peralcalino, ocorrente em zonas de falha e contendo anfibólio e piroxênio alcalinos, divididos em dois subgrupos conforme a composição: diques de álcali-feldspato granito incluindo o tipo Catingueira, e álcali-feldspato sienito, inclusive o Batólito Triunfo, não raro, vinculados com zonas de cisalhamento, acomodado ao longo dos confins Sul e Norte da faixa Piancó – Alto Brígida, a “Faixa Sienitóide”.

Ferreira & Sial (1986) subdividiram as rochas peralcalinas em saturadas em sílica (álcali-feldspatos sienitos) e supersaturadas em sílica (quartzo-álcali-feldspatos sienitos a álcali-feldspato granitos). A linha Sienitóide seria formada por rochas do primeiro subgrupo com muitas toponímias tais como: batólito de Triunfo, diques de Bom Nome, Casé, Livramento, Manaíra, Princesa Isabel, os enxames de diques de Salgueiro e Terra Nova, os “stocks” de Quandu e Cavalos.

As rochas do segundo subgrupo incluem os diques circulares (“ring dykes”) de Macacos, Vassoura e Serrita, os enxames de diques de Catingueira, os “stocks” de Campo Alegre e Batinga, margens do batólito de Salgueiro e os batólitos de Solidão e Teixeira.

Da Silva Filho *et al.* (1987) e Guimarães (1989) identificaram granitóides com afinidades shoshoníticas nos plútons de Terra Nova e os complexos de Toritama e Bom Jardim. Nos complexos os litotipos são sienitos e monzonitos, com enclaves ígneos e diques máficos sin-plutônicos de dioritos, monzodioritos e sienitos máficos. Os plútons de Terra Nova são sienitos e quartzo-sienitos.

Da Silva Filho *et al.* (*op.cit*) e Ferreira & Sial (1987) definem o limite de 13% K_2O como o máximo para a Província Peralcalina-Ultrapotássica do Cinturão Cachoeirinha–Salgueiro , constituído por rochas saturadas em sílica.

Da Silva Filho *et al.* (1993), Guimarães & Da Silva Filho (1995) associaram a localização dos granitóides com afinidades shoshoníticas com limites de blocos crustais, conferindo-lhes, adicionalmente, a importância de marcar a transição entre colisão e pós-colisão. Trataram também da saturação em sílica desses granitóides.

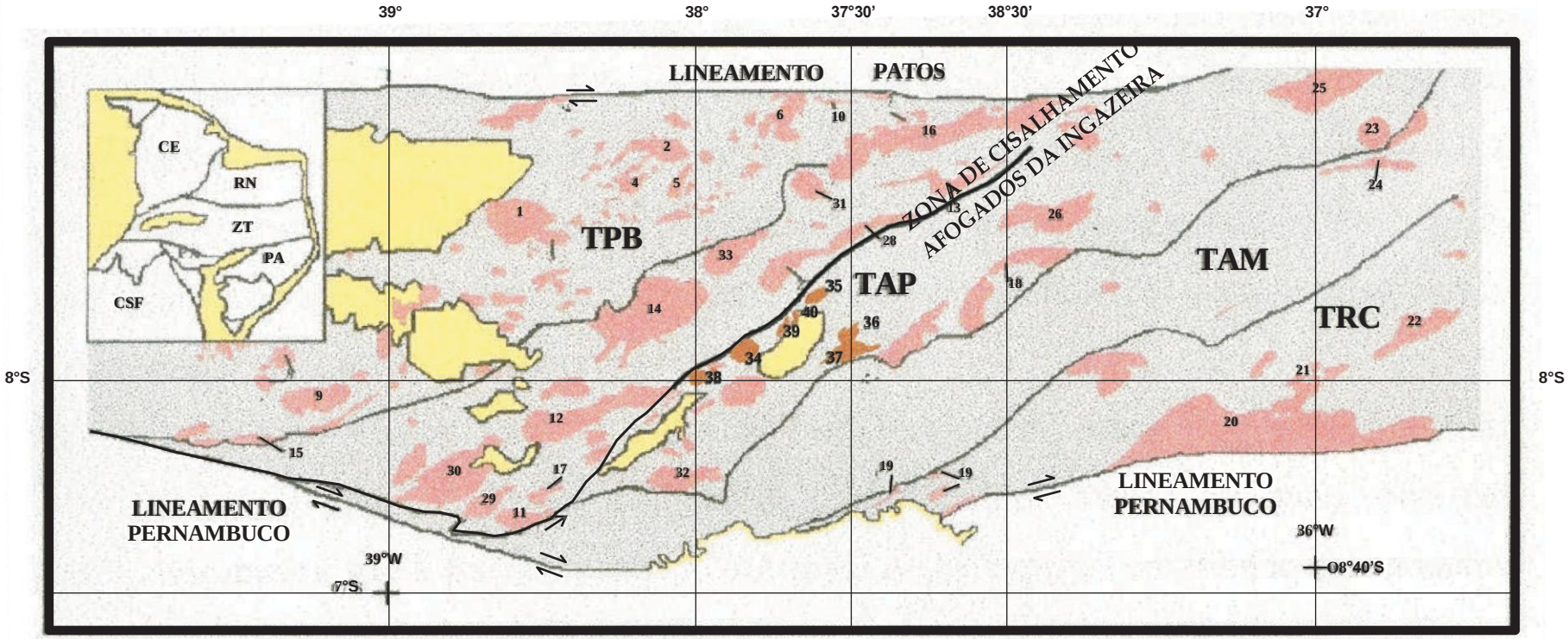
Os granitóides super-saturados são monzogranitos a sienogranitos com “clots” de anfibólio, localizando-se: i. nos complexos Curituba e Serra do Catu pertencentes ao limite NE da Faixa de Dobramentos Sergipana; ii. nos complexos Teixeira e Solidão, no limite NE da Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba; iii. no limite SW da Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba, na área de Floresta.

Os granitóides saturados são litotípos sieníticos a quartzo-sieníticos dos complexos de Toritama e Bom Jardim, no limite SE da Faixa de Dobramentos Pajeú–Paraíba; do Complexo Terra Nova delimitador ao Sul da Faixa de Dobramentos Piancó – Alto Brígida; e Quixaba e Prado no limite NW da Faixa de Dobramentos Seridó.

Considerando dados de T_{DM} e € Nd_t, combinados com as datações (a partir de dados de U-Pb em zircão e Sm-Nd), Guimarães *et al.* (1998) destacam apontadores claros quanto à heterogeneidade do manto sob a Província da Borborema.

Dessa maneira, Guimarães *et al.* (1999) dividiram os granitóides do Domínio Tectônico Central em cinco tipos, a saber (Figura 2.2):

- Granitóides calcialcalinos (inclusive os semelhantes aos tipos Conceição e , parcialmente, Itaporanga), cujos exemplos são os Complexos Tabira, Itapetim e Timbaúba;
- Granitóides calcialcalinos com alto K, metaluminosos (inclusive o tipo Itaporanga), cujos exemplos são os Complexos Fazenda Nova, Campina Grande e Esperança;
- Sienitos, quartzo-sienitos e sienogranitos de filiação shoshonítica, incluindo os Complexos Bom Jardim, Toritama e Pajeú;
- Monzogranitos, sienogranitos e sienitos incluindo os Complexos



LEGENDA

TPB - Terreno Piancó-Alto Brígida
TAP - Terreno Alto Pajeú
TAM - Terreno Alto Moxotó
TRC - Terreno Rio Capibaribe

1-Serra da Lagoinha
2-Itaporanga
4-Boa Ventura
5-Pedra Branca
6-Conceição
8-Serrita
9-Salgueiro
10-Catingueira
11-Riacho de Icó
12-Pajeú
13-Itapetim
14-Triunfo
15-Terra Nova
16-Teixeira
17-São João
18-Prata
19-Moderna
20-Serra de Japecanga/Fazenda Nova
21-Bom Jardim
22-Toritama
23-Campina Grande
24-Queimadas
25-Esperança
26-Serra Branca
27-Solidão
28-Tabira
29-Serra do Arapuá
30-Conceição das Creoulas
31-Palmeira
32-Betânia
34-Serra do Zuza
35-Pereiro
36-Cabaça
37-Serra da Pedra Atravessada ou Velha Chica
38-Minador
39-Boqueirão
40-Caroá

Figura 2.2 - Mapa esquemático dos terrenos e granitóides Brasilianos do Domínio Zona Transversal - modificado de Almeida, 1999.

Solidão, parte leste de Teixeira, Queimadas, Triunfo e Serra Branca;

· Biotita sienogranitos grossos a médios, equigranulares a claramente porfiríticos incluindo o Complexo Prata e os plútons Serra do Pereiro, Serra do Zuza, Serra da Engabelada e Serrote de Santo Antônio.

Medeiros (1997) chamou a atenção para a distinção radiométrica de granitóides, com base na vinculação com o conteúdo em **K** nos diversos litotipos, a partir dos mapas radiocintilométricos (canal do **K**).

O magmatismo Cariríís Velhos (925 a 1.000 Ma.), Neoproterozóico, na Província Borborema tem sido incluído nas investigações de Santos (1995), Santos & Medeiros (1997), Santos & Medeiros (1999). Kozuch (2003) identificou e datou vulcanismo (em 975 Ma.), intrusão de protólitos graníticos de gnaisses (em 960+- 5 Ma.) e magmatismo tardio, em 940 e 925 (+- 15) Ma., todos, portanto, integrantes do ciclo Cariris Velhos.

Brito Neves *et al.* (2003) apresentam as principais determinações geocronológicas para rochas graníticas na Província, observando-se que o Brasiliano tardio tem sido caracterizado pelo intervalo 505 a 540 Ma. enquanto os registros mais antigos, cedo-Brasilianos, são 750 +- 20 Ma. (Riacho do Icó) e 651+- 15Ma.(Tavares).

As Figuras 2.1 e 2.2 ajudam a entender a relação entre corpos magmáticos e elementos geométrico-estruturais do contexto geotectônico.

3. GEOLOGIA LOCAL

3.1. INTRODUÇÃO

Na área estudada, foram detalhados cinco plútons: três, dos quais, intrudidos no contato entre ortognaisses e as supracrustais do Complexo Sertânia (Serra do Pereiro, Serra do Boqueirão e Açude do Caroá); um no contato com o Complexo São Caetano (Serra do Minador) e o plúton Serra do Zuza no contato entre os ortognaisses e os dois complexos, conforme mapa da Figura 3.1, extraída de Gomes *et.al.* (2001).

As encaixantes são ortognaisses e os metassedimentos dos Complexos Sertânea e São Caetano (Gomes / CPRM, 2001), diferenciadas pelos recentes dados geocronológicos (Kozuch, 2003) como do Paleoproterozóico, os dois primeiros, enquanto o Complexo São Caetano é EoNeoproterozóico (Cariris Velhos).

O aumento na quantidade de dados geocronológicos de U/Pb e Rb/Sr, aliado com a geoquímica de Sm-Nd, têm permitido acrescentar informações pertinentes à relação entre magmatismo, deformação e metamorfismo.

Os ortognaisses são granitóides paleoprotorozóicos, abundantes no Terreno Alto Pajeú. Revelam idades absolutas, U/Pb, de 2.058 Ma. e 1.969 Ma. ao norte e ao sul do cisalhamento (Rangel da Silva *et al.* 2000; Van Schmus,1995), confirmadas para 2093+-23Ma (Transamazônico) e metamorfisados no Brasiliano (598+- 23 Ma.), segundo Kozuch (2003).

Os litotipos do Complexo Sertânea são descritos como biotita gnaisses contendo granada e sillimanita, frequentemente migmatizados e apresentando níveis de calcários metamórficos, calcíticos e dolomíticos, quartzitos, rochas calcissilicáticas e anfibólitos. Apresentam cronologia similar aos ortognaisses, pois, embora o metamorfismo tenha sido datado em 600 +- 39 Ma., a idade mínima da rocha foi determinada em 2126 +- 39 Ma.(Kozuch, *op.cit.*, p 23 e 157). Há aqui a ressalva de que a amostra analisada, um sienito-gnaisse, pudesse representar o ortognaisse, levantando duvidas quanto a procedência. Todavia, compativelmente, Santos et al.(2001e 2003) apresentaram a idade U-Pb $_{SHRIMP}$ da ordem de 2.016 Ma para os biotita-gnaisses.

O Complexo São Caetano compreende granada-biotita-muscovita paragnaisses e metagrauvacas, com intercalações de quartzitos e metavulcanoclasticas, metadacitos, meta-riodacitos, metabasaltos, raros metagabros e metacherts.

Diferentemente do Complexo Sertanea, que é mapeado apenas ao sudeste da Zona de Cisalhamento de Afogados da Ingazeira – ZCAI (vide Figura 3.1), o Complexo

São Caetano também ocorre a noroeste daquela zona de cisalhamento, onde encaixa os plutons Tabira e Solidão. Em Tabira, trata-se de intrusão alojada no Brasiliano (600 Ma. conforme determinações U/Pb relatadas por Guimarães *et al.* 1998; Kozuch, 2003), mas cuja idade-modelo T_{DM} vincula com o ciclo Cariríís Velhos. Em Solidão, o plúton foi intrudido no Brasiliano, segundo datação U/PB, mas possui protólito do Transamazonico (Kozuck, 2003, p.42).

A distribuição de idades-modelo $T_{(DM)}$ Nd caracterizando manto empobrecido, protólitos compatíveis com o evento Cariríís Velhos, apenas para norte, fortalece a extensão do evento tectônico – ZCAI - e sugere a abrangência da sua atuação.

Considerados: i. o zoneamento metamórfico nos compartimentos limitados pelos cisalhamentos de Afogados da Ingazeira e Juru-Campina Grande (Sales, 1997); ii. a localização da zona de subducção para Noroeste (Kozuch, 2003); iii. a Zona Transversal como análoga com "*móbile belt*"; a ZCAI terá importância aumentada graças à possibilidade de identificação de bloco tectônico que esteve estável durante o evento Cariríís Velhos.

Finalmente, integram-se as informações de trabalhos mais pertinentes, para montagem da tabela com resumo dos dados sobre os quatro plútons: i. dados radiocintilométricos contidos em Veiga Júnior *et al.* (1990); ii. notação da classificação leucocrática aos plútons, contida em Veiga Junior. *et al.* (*op.cit.*); iii. classificação de Guimarães *et al.* (1999) e iv. identificação da rocha encaixante através de Gomes *et al.* (2001).

O plutonismo é dominantemente Brasiliano, mas a idade-modelo é Cariríís Velhos, apenas ao Noroeste da Zona de Cisalhamento.

Aárea estudada localiza para Sudeste da Zona de Cisalhamento de Afogados da Ingazeira, onde melhor se caracterizaria a presença de migmatização e presença de empilhamento de "*nappes*" com transporte para Noroeste e Oeste-Noroeste.

3.2. DEFORMAÇÃO

O movimento da zona de cisalhamento tem induzido dubiedades dentre os autores, pois Rangel da Silva *et al.* (1997) e Sales (1997) lhe atribuem um movimento anti-horário contrariamente ao que expressou Kozuch (2003), concordando com Veiga & Ferreira (1990). No mapa mais recente da CPRM (Gomes *et al.* 2001) , embora não se explicite o sentido de movimento, é possível compreendê-lo como sinistrógiro ou anti-horário.

O traçado do cisalhamento é contínuo segundo NE-SW e a ramificação que dá origem aos cisalhamentos de Livramento e Coxixola, ao sul de São José do Egito (Brito Neves, 2001,b), muda apenas a toponímia do elemento geométrico-estrutural.

Há registros de pares de fraturas que conjugam as orientações NE-SW com ENE-WSW, com descontinuidade local de uma delas, como se deduz do exemplo no

mapa apresentado por Sales (1997) em que a sinuosidade do traço do cisalhamento de Afogados de Ingazeira, pode gerar toponímias localizadas, a exemplo de Solidão, lembrando um par conjugado.

Do exposto apesar de se alojar dominantemente em ortognaisses, conforme mapa de Gomes *et al.* (*op.cit.*) e Veiga Júnior *et al.* (1990), a zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira parece subordinar outros traços geométrico-estruturais, sugerindo a sua hierarquia ao longo da história deformacional.

A deformação das rochas encaixantes foi investigada por Rangel da Silva *et al.* (1997) e Sales (1997) que sugere duas fases - D1 e D2 - caracterizadas por foliação, discreto bandamento e metamorfismo no fácies xisto verde (D1) e crenulação muito pouco espaçada que evolui até transposição (D2) alcançando fácies anfibolito e se associando com nappes. Enquanto esses são de regime tangencial, há destacada incidência do evento transcorrente D3, expresso por foliação verticalizada, superimposta.

Excetuando os corpos alongados paralelamente à ZCAI – vizinho aos de Pereiro e Boqueirão, os demais corpos mostram relação de truncamento com as foliações das encaixantes, evidenciando o caráter tardio da colocação desses pulsos, em relação às deformações dúcteis que afetaram as encaixantes.

Santos & Vasconcelos (1977) foram pioneiros no estudo dos granitóides Serra do Zuza e Minador, este denominado São João dos Leites, em alusão ao pequeno povoado existente no sopé da Serra do Minador. Estes autores apresentam algumas composições modais desses plútons, citam seu caráter discordante com as encaixantes, mencionam a presença de hornfels no contato do pequeno *stock* de Minador 2, descrevem enclaves de migmatitos no stock da Serra do Zuza e interpretam a intrusão destes corpos como forçada.

Inserem-se, a seguir, registros de marcadores de deformação na zona de cisalhamento de Afogados da Ingazeira – ZCAI: Graças à presença de enclaves máficos e injeções félsicas, inclusive com material pétreo mais competente, são realçadas características dos estágios frágil-dúcttil a frágil-rúptil com sigmoides, sigmoides rompidos, “ rods” e “boudin” , com as fraturas de Riedel nos seus limites (Fotografias 3. 1 a 3.4).

Fotografia 3.1 – Enclaves máficos sigmoidais e parcialmente rompidos sugerindo movimento antihorário ao Cisalhamento de Afogados da Ingazeira.
Fonte: arquivo do autor.

Fotografia 3.2 - Marcador de deformação deixando dubiedade quanto à extensividade da interpretação cinemática supracitada.
Fonte: arquivo do autor.

Fotografia 3.3 – Injeções félsicas expressando sigmóide rompido (“rod”) marcador de deformação no estado frágil-rúptil.
Fonte: arquivo do autor.

Fotografia 3.4 – *Boudin* associado com fraturas de Riedel, caracterizando o estágio de deformação rúptil na Zona de Cisalhamento de Afogados da Ingazeira.
Fonte: arquivo do autor.

3.3 - PLUTONISMO

Os plútons que constituem serras – Pereiro, Boqueirão, Minador e Zuza são dominantemente isotrópicos, afloram segundo formas elípticas (os dois primeiros) a quase arredondadas, exemplos de Minador e Serra do Zuza, inclusive tangenciando o traço do cisalhamento no seu limite noroeste.

Apresentam um alinhamento paralelo com a ZCAI, sendo as distâncias ao traço principal da zona de cisalhamento sempre inferiores a 3 Km.

Suas áreas de afloramento são individualmente inferiores a duas dezenas de Km^2 (ou dois mil hectares) e estão entre os menores plutões mapeáveis em escala regional.

Um pequeno corpo mais granítico, das vizinhanças para ENE de Serra do Boqueirão, com dimensões de poucas centenas de metros, mapeável, ocorrendo na fazenda Angico, tem seus dados anexados e discutidos apenas ao que se refere à geologia isotópica.

Todos os *stocks* cortam o contato embasamento\supracrustais, sendo, portanto, discordantes, comportamento que fica bem demonstrado no mapa da Figura 3.1.

3.3.1 - PLÚTON SERRADO PEREIRO

Constitui a intrusão mais a Nordeste, com pouco mais de 10 Km^2 exibindo forma alongada, elíptica.

É intrudido no contato entre ortognaisses do embasamento Paleoproterozóico e os metassedimentos do complexo Sertânea.

Expõe cristais com natureza grossa, textura inequigranular a porfirítica, apresentando também xenólitos máficos. Os minerais escuros são hornblenda e biotita, enquanto que os félsicos são os feldspatos e, subordinadamente, o quartzo.

Dentre os minerais ferromagnesianos as biotitas são mais ferríferas, a julgar pelo pleocroísmo marrom avermelhado, conforme se explicitará na petrografia.

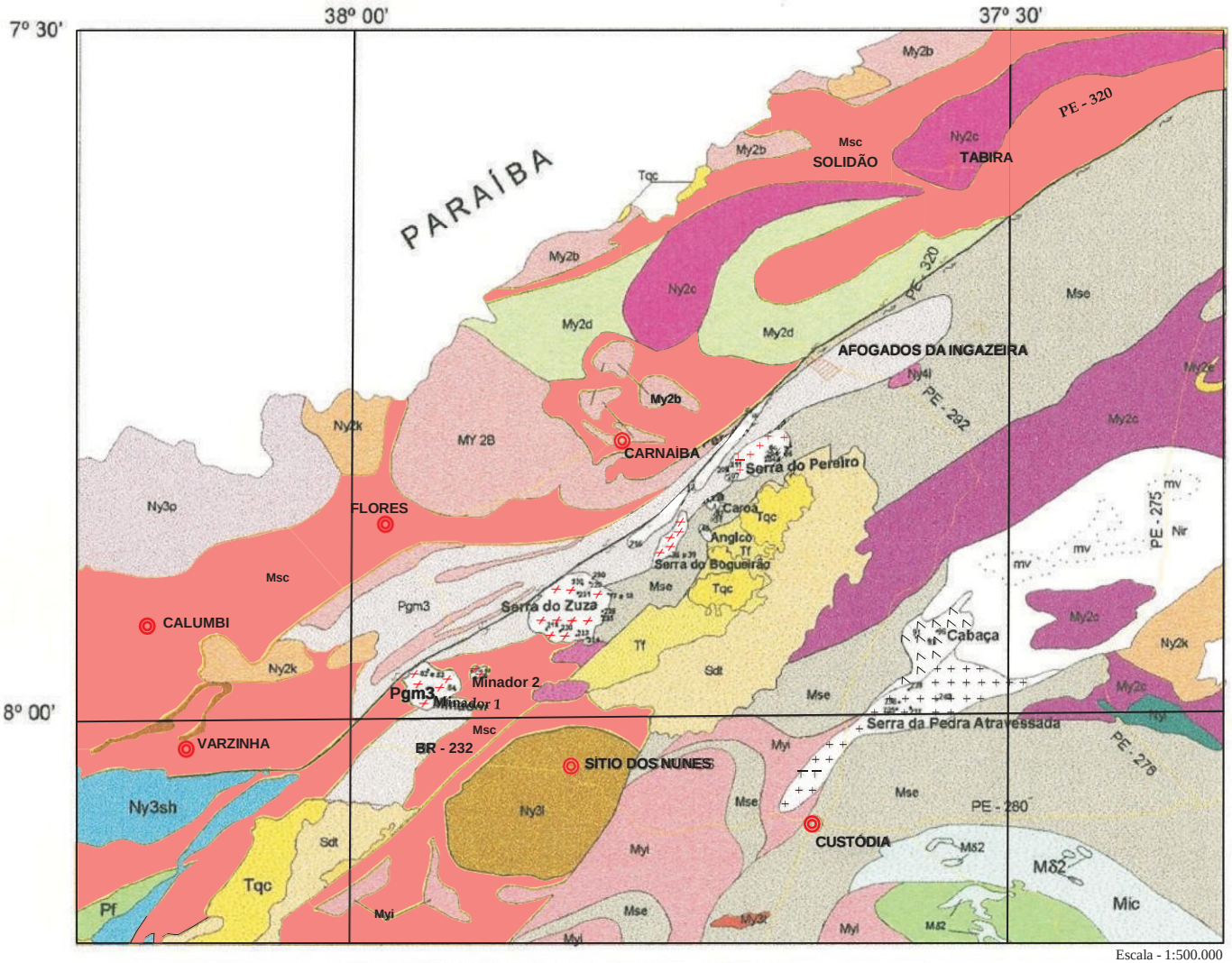
É o corpo com maior variedade de litotipos petrográficos, apresentando dois grupos de tipos faciológicos textural-mineralógicos: i. monzogranito a sienogranito porfirítico e inequigranular, granulometria da ordem de dois centímetros a subcentimétrica; ii. granodiorítico a quartzomonzodiorítico, subcentimétrico, guardando entre si relações mútuas de inclusões amebóides e brechóides.

Incluir-se-ia como intrusão intraplaca, conforme Guimarães *et al.* (1999).

3.3.2 - PLÚTON SERRADO BOQUEIRÃO

Também exibe forma elíptica e ocupa área de exposição de 5 Km^2, com altura máxima da ordem de 200 metros.

Encaixa-se no contato entre os ortognaisses do embasamento Paleoproterozóico e os gnaisses do complexo Sertânea e trata-se do plúton de pior



LEGENDA

Tqd	Sedimentos detríticos areno-silte-argilosos inconsolidados, localmente ferruginosos e com níveis conglomeráticos na base.
Tqc	Sedimentos eluvionares/coluvionares arenosos.
Tf	Unidade Fátima - Conglomerados polimíticos, com seixos de quartzo, de arenito e do embasamento.
Sdt	Formação Tacaratu - Conglomerados, arenitos grossos e finos.
Ny4la	Granitóides leucrocráticos, monzogranitos e sienitos de cor cinza a rósea e granulação fina a média. Suíte granítica subalcalina e alcalina. Hornblenda-biotita-granito, com xenólitos de paragnaisse das sequências dobradas e de ortognaisse do embasamento.
Ny4lb	Granitóides leucrocráticos, monzogranitos e sienitos de cor cinza a rósea e granulação fina a média. Suíte granítica subalcalina e alcalina. Biotita-hornblenda-granodiorito, granulação média a grossa, inequigranular, com xenólitos máficos e paragnaisses do Complexo Irajaí e magnetita-biotita-granito, granulação média, possuindo xenólitos de paragnaisses e ortognaisses.
Ny4lc	Granitóides leucrocráticos, monzogranitos de cor cinza a rósea e granulação fina a média. Suíte granítica subalcalina e alcalina. Biotita granito, granulação média a grossa, estrutura maciça.
Ny4l	Granitóides leucrocráticos, monzogranitos e sienitos de cor cinza a rósea e granulação fina a média. Suíte granítica subalcalina e alcalina.
Ny2kd	Biotita-anfibólio granitóides grossos a porfíricos, com enclaves dioríticose fácies sieníticas, dioríticos de granulação fina podem predominar. Suíte K-calcialcalina, predominantemente metaluminosa.
Ny2k	Biotita-anfibólio granitóides grossos a porfíricos, com enclaves dioríticose fácies sieníticas.
My2c	Ortognaisse tonalítico-trondhjemítico, augen ortognaisse granítico, quartzo sienítico, ou anfibólio-biotita ortognaisse quartzomonzorítico, muscovita ortognaisse com silimanita.
Msc	Granada-biotita-muscovita paragnaisses e metagrauvacas predominantes com intercalações de quartzitos e matavulcano-clásticas; metadacitos, metarriodacitos, metabasaltos; raros metagabros e metacherts.
Nir	Paragnaisse, metagrauvaca, incluindo calcário cristalino, rocha calcissilicática, metachert e uma componente vulcanogênica formada por metavulcnoclástica, metabasalto, metandesito e metagabro.
Mse	Biotita gnaisses geralmente com granada e silimanita (frequentemente migmatizados), apresentando níveis de calcários/mármores calcíticos dolomíticos, quartzitos, rochas calcissilicáticas e anfibolitos.
Pgm	Complexo metaplutônico TTG(Throdjemico-Tonalito-Granodiorito), com migmatização associada; situado no Fragmento Ouricuri, do terreno Granjeiro-Ouricuri.

Figura 3.1 - Mapa Geológico dos Corpos Graníticos da Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira (CPR; GOMES, et al, 2001 - modificado)

acesso, mas apresenta maior frequência de fácies mesocrático, inclusive com maiores enclaves de quartzomonzodiorito e monzodiorito.

Predomina o fácies biotita-granodiorito com hornblenda, cor cinza, textura inequigranular média.

Possui forma também alongada, similarmente ao de Serra do Pereiro, porém um pouco mais sigmoidal, permitindo sugestão de intrusão cedo- a sin-tectônica. A relação comprimento: largura é da ordem de 4:1 a 5:1.

3.3.3. PLÚTON SERRADO ZUZA

É o plúton que apresenta maior área de exposição, cerca de 20 Km^2, forma arredondada, apesar de tangenciar o traço principal da zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira.

Encaixa-se no contato entre os ortognaisses e os metassedimentos dos complexos Sertânia e São Caetano.

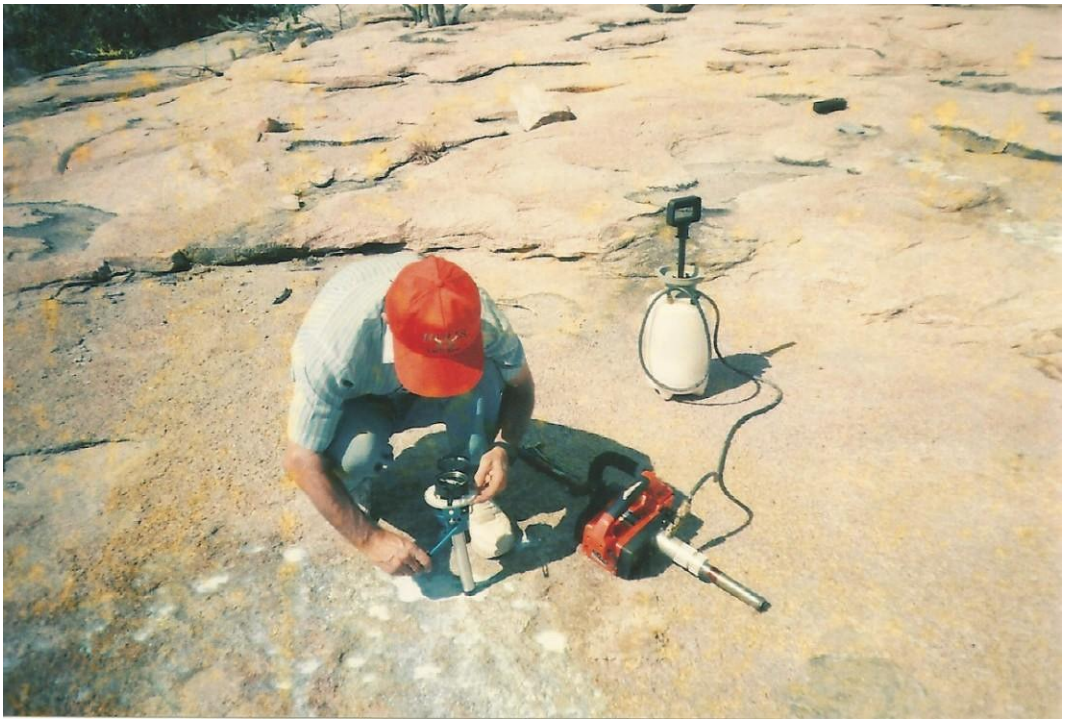
Trata-se de biotita-granito, coloração rósea a creme-esbranquiçada, textura equigranular, média a grossa, estrutura isotrópica

Predominam enclaves granodioríticos sempre com dimensões máximas de decímetros, as menores para os enclaves mesocráticos.

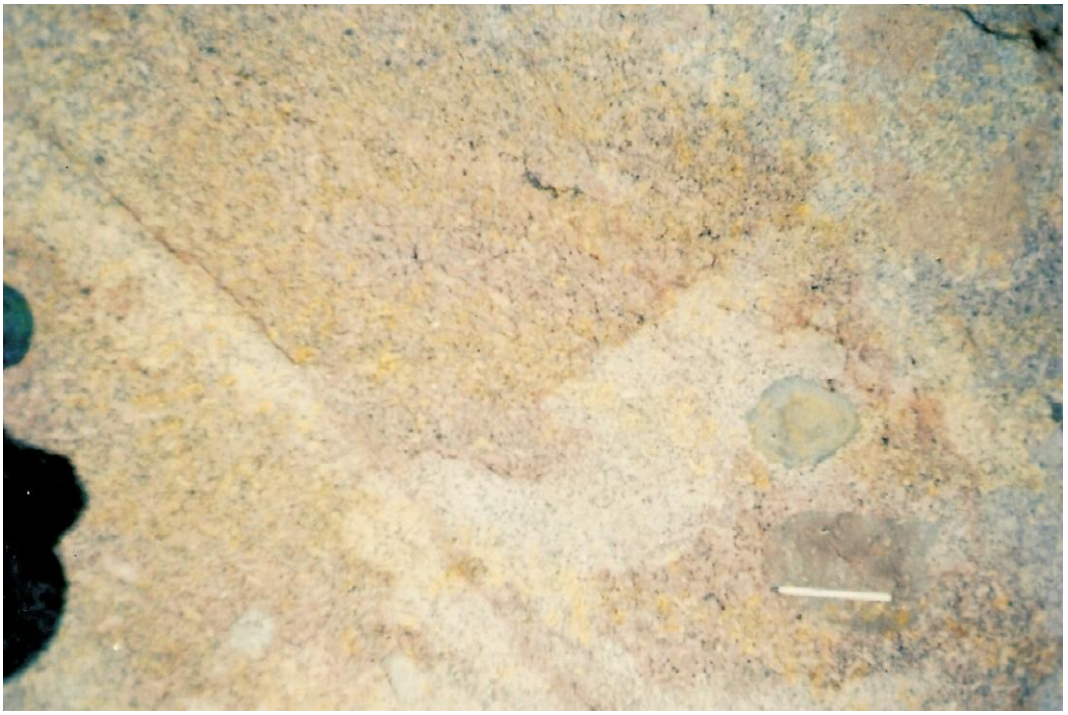
A documentação fotográfica seguintes (Fotografias 3.5 a 3.10) expõe o plúton Serra do Zuza em destaque topográfico, a dominância do fácies félsico fino, a presença do *fácies* grosso a porfirítico, os enclaves máficos arredondados e com contatos convexos (sugestivos de equilíbrio na fase fluida),e, por fim, os “clots” milimétricos de micas.

Fotografia 3.5 - O plúton Serra do Zuza caracterizando sua ocorrência em destaque topográfico.
Fonte: arquivo do autor.

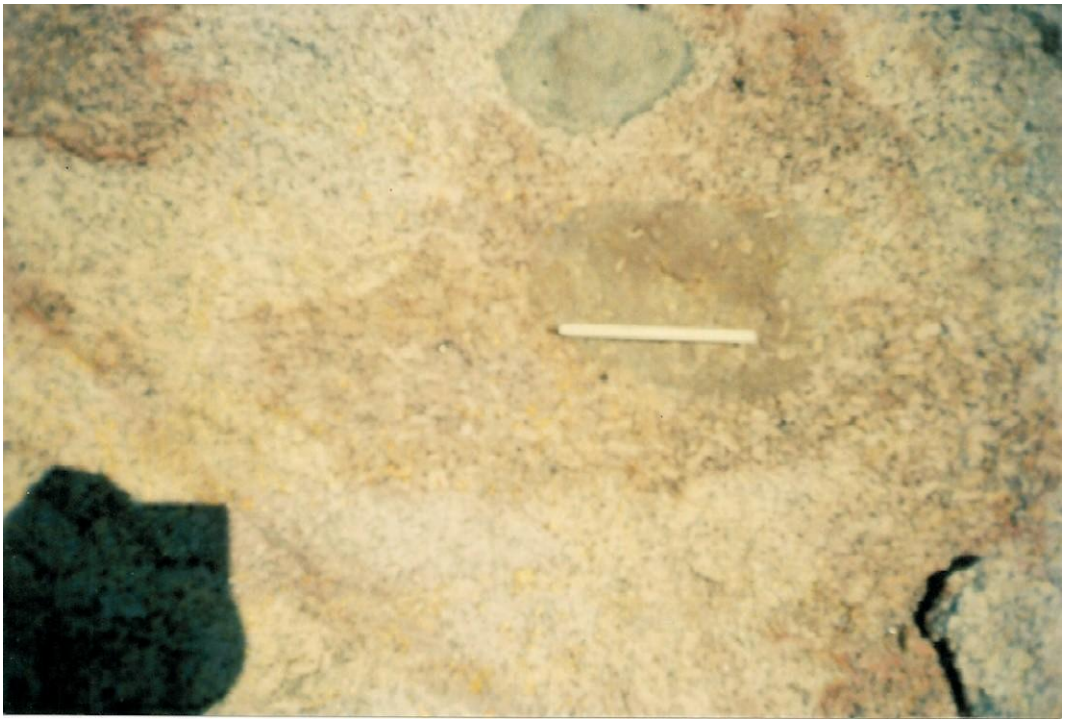
Fotografia 3.6 – Enclaves máficos, predominantemente arredondados e com dimensões centimétricas.
Fonte: arquivo do autor.



Fotografia 3.7 – Grranitóide fino predomínante com enclave do facies porfirítico com fenocristais centimétricos de K-feldspato.
Fonte: arquivo do autor.



Fotografia 3.8 – Enclaves máficos com forma arredondada e contatos nítidos, às vezes até sugestivos de bordos de reação que resultariam em cor mais escura. O fácies mais dominante é rico em mica e K-feldspato mostra cor amarelada associada com oxidação das micas e é cortado por fácies mais claro, mais pobre em micas.
Fonte: arquivo do autor.



Fotografia 3.9 – Detalhe da foto anterior mostrando diferença na nitidez do contato dos enclaves mais claros em relação aos correspondentes mais máficos.
Fonte: arquivo do autor.

Fotografia 3.10 – “Clots” milimétricos de micas distribuídos no fácies granitoide de textura mais grossa a pofiróide.
Fonte: arquivo do autor.

3.3.4 - PLÚTON SERRADO MINADOR

Corresponde ao corpo denominado de São João dos Leites, no estudo pioneiro de Santos & Vasconcelos (1977).

Constitui a intrusão situada mais a sudoeste e se distingue porque já não mais se intrude no complexo Sertânea, mas apenas no contato entre os ortognaisses do embasamento Paleoproterozóico e o complexo São Caetano.

Dista no máximo 1 Km do principal traço da zona de cisalhamento, ao qual chega a tangenciar.

Este plúton ocupa área de 7 Km^2 e exibe forma não tão arredondada, mas tende a rômbica ou rombo-retangular.

Afastado 1 Km para leste há outro corpo menor (Minador 2, com 0,8 Km2), mas com características semelhantes e forma sigmoidal.

Trata-se de intrusão com composição álcali-feldspato-granítica com enclaves mais biotíticos de dimensões centimétricas. São descritos como biotita granitos, coloração rósea a creme-esbranquiçada, granulação média, estrutura maciça, isotrópica .

Santos & Vasconcelos (1977) citam presença de hornfels no contato de Minador 2 com as encaixantes, traduzindo sua natureza intrusiva e com evento pirometassomático.

O mapa da figura 3.2, na página seguinte, expressa detalhes estruturais sugestivos de cinemática antihorária ou sinistral da ZCAI e a possibilidade de interpretação transtensiva para o seu comportamento, nos locais onde estão as duas últimas intrusões citadas. Atenção, particularmente, para onde começa a sinuosidade no seu traço, nas proximidades do máximo tangenciamento com o plúton Serra do Zuza.

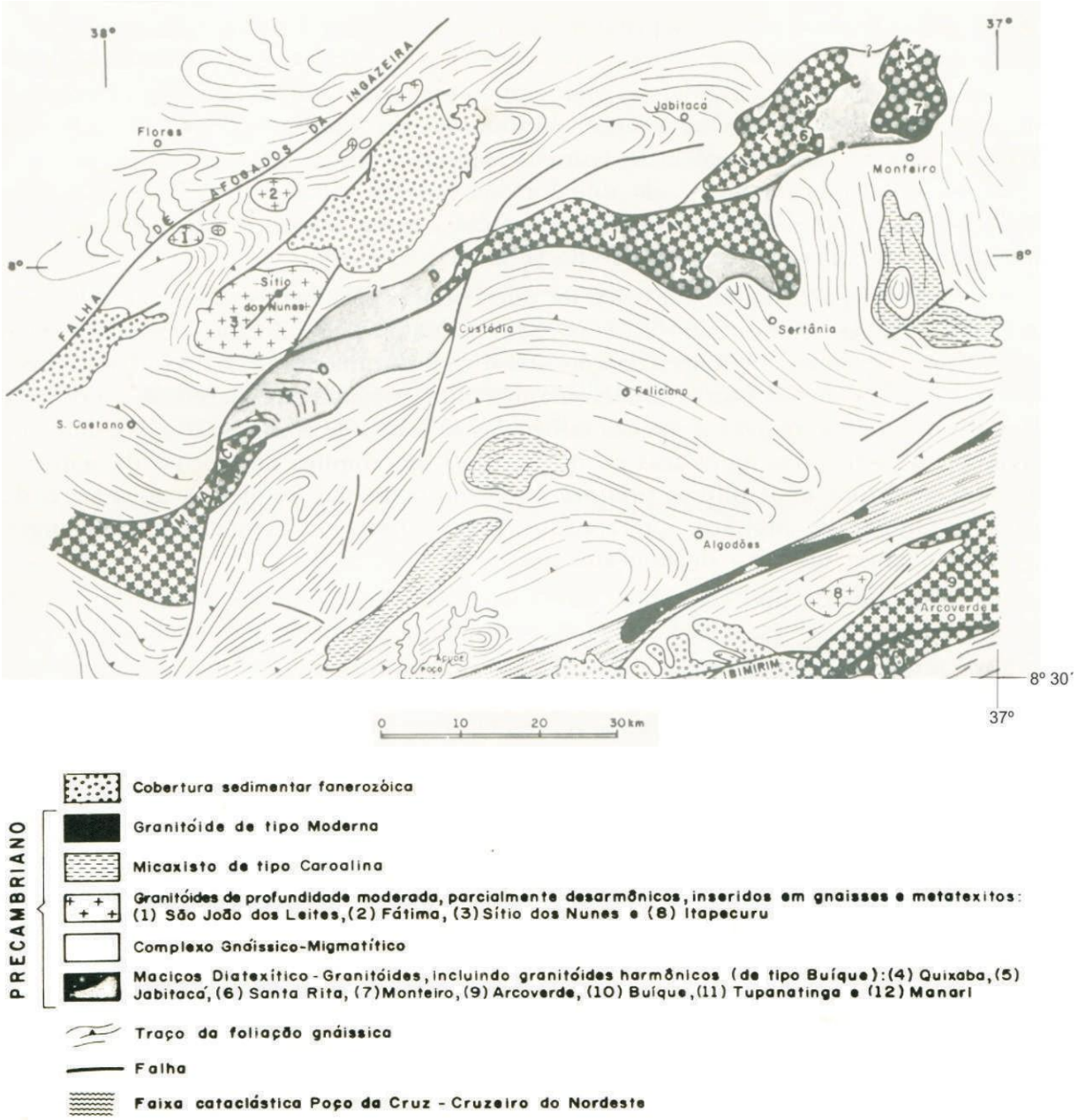


Figura 3.2 - Mapa Geológico com traços das foliações apontando o movimento anti-horário da ZCAI.
Fonte: Santos & Vasconcelos, 1977

3.3.5 - PLÚTON AÇUDE DO CAROÁ

Neste trabalho, foi identificado um “stock” mesocrático, quartzo monzodiorítico de Açude do Caroá, situado entre as serras do Pereiro e do Boqueirão.

Trata-se de litotipo mais máfico, similar àqueles que constituem os enclaves máficos nos demais plútons. As dimensões são variáveis desde centímetros até metros, mas forma contatos lobados, dominantemente convexos, sugestivos às vezes de coexistência de magmas.

Sua área de afloramento possui dimensões restritas menores que 1 Km^2.

Os melhores afloramentos são encontrados na estrada que dá acesso para a sede do município de Carnaíba, proximidades de Açude do Caroá.

3.4. CONCLUSÕES

A zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira - ZCAI, na vizinhança dos plútons estudados, é, em geral, encaixada no contato com o núcleo de embasamento de Afogados e Tenório, dominantemente em ortognaisses e, às vezes, no contato do embasamento com as supracrustais.

A sua extensão interligando os dois maiores lineamentos que limitam a Zona Transversal (Brito Neves *et al.*, 2001b) e a marcante limitação do complexo Sertânea aumenta a probabilidade de limite tectônico de um bloco mais antigo no local das intrusões.

Daí a tabela 3.1 seguinte com as distinções que os trabalhos anteriores permitem.

Tabela 3.1- Características dos quatro plútons sumarizadas da bibliografia

GEOFÍSICA	PEREIRO	BOQUEIRÃO	ZUZA	MINADOR
Radiometria Potássio (K)	125-190 (cp2s)	125-190 (cp2s)	125-190 (cp2s)	125-190 (cp2s)
Radiometria Total	1500-2000 (cp2s) RCT-7	1500-2000	1500-2000	1500-2000 (cp2s)
Urânio	40-75	40-75	40-75	40-75
Thório	75-150	50-110	75-220	50-110
Classificação	Tipo I (Chappel & White, 1974)			
Notação CPRM 2001	N?4 I (leucocratico)	N?4 I (leucocratico)	N?4 I (leucocratico)	N?4 I (leucocratico)
Notação Mapa VEIGA JR. (1990)	Ps? 3a	Ps? 3b	Ps? 3c	Ps? 3c
Encaixante	Embasamento/ Complexo Sertânia	Embasamento/ Complexo Sertânia	Embasamento/ Complexo Sertânia	Embasamento/ Complexo Sertânia/ Complexo São Caetano
Notação Guimarães et al. (1999)	Tipo 5	Tipo 5	Tipo 5	Tipo 5

4. PETROGRAFIA DOS GRANITÓIDES ESTUDADOS

4.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Foram estudadas amostras dos cinco pequenos plútons que se distribuem adjacentemente, ao Sul e ao longo de 25 Km da zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira, para sudoeste da cidade homônima.

São plútons do Neoproterozóico tardio - Brasiliano/Pan Africano - na Província da Borborema, parte de intenso magmatismo granítico e desenvolvimento de rede de zonas de cisalhamento dúctil transcorrente (Vauchez *et al.* 1995).

4.2 - OS CORPOS DIORÍTICOS DEAÇUDE DO CAROÁ

As amostras Ev32, Ev233 e Ev31, biotita-quartzodiorito, quartzo monzodiorito e granodiorito, respectivamente, expressam os principais litotipos mais máficos.

Tratam-se de rochas mesocráticas, com granulometria fina, milimétrica a submilimétrica, com "clots", ou pequenos aglomerados, de cristais máficos (biotita e hornblenda), plagioclásios e raros fenocristais de feldspato creme claro (K-feldspato), multimilimétricos a subcentimétricos .

A fácies quartzodiorítica apresenta plagioclásio albítico a oligoclásico, enquanto a facies quartzo monzodioritica também rica em minerais máficos e plagioclásio, apresenta cristais de K-feldspato, cuja dimensão alcança até 0,5cm.

Os resultados de microscopia revelaram uma textura heterogranular fina a porfirítica para o biotita-quartzodiorito, dominando a granulação da ordem de 0,4mm a 1,0mm apesar de existirem campos com cristais micrométricos, mal alcançando 0,2mm.

O quartzo é intersticial e varia de 0,3 a 1,8mm, apresentando extinção ondulante, que embora tênue, denota que a rocha cristalizou cedo a sin-deformação. A sua posição nos bordos do plagioclásio é, não raro, acompanhada por mirmequita, o que sugere enriquecimento em sílica, inicialmente cristalizada em equilíbrio, na forma de intercrescimento.

A saussuritização pronunciada do plagioclásio denuncia a sua natureza mais cálcica, oligoclásica, conforme se identificou na seção normal a (010). Seus cristais, com granulação variando desde 0,3 a 1,2mm, exibem frequentes geminações albita e albita-carlsbad, apresentam associação, em textura de equilíbrio, tipo mosaico, com hornblenda, afora inclusões de apatita acicular, sugestiva de brusco resfriamento do magma mais máfico.

Os acessórios são opacos, apatita, epidoto e clorita. O epidoto é biaxial positivo

e mostra uma clivagem. É interessante explicitar a tardicristalização do epidoto, que procede de saussuritização do plagioclásio, associando-se com carbonato.

Ainvestigação microscópica do quartzodiorito revela fenocristais (cerca de 20% da amostra), compostos por microclina e plagioclásio albítico. Suas dimensões variam desde 0,6 a 2,5mm e, quando se tratam de fenocristais de plagioclásio, possuem forma de ripa.

A composição do plagioclásio é dominantemente albítica (<10% An), conforme aplicação do método de Michel Levy nas seções normais a (010).

Embora de ocorrência mais rara, alguns cristais de plagioclásios apresentam zonação.

Dentre os máficos, há minúsculos cristais de biotita, hospedados nos contatos com plagioclásios, os quais, entretanto, não são rigorosamente retilíneos, deixando dúvidas sobre a ordem de cristalização.

A hornblenda (<0,7mm) inclui cristais de titanita e está inclusa, ou associada automorficamente com biotita, sugerindo cedo-cristalização das espécies minerais inclusas e também da hornblenda em relação à mica.

Exemplo comum é a ocorrência de lobulação ou concavidade nos bordos de hornblenda e a presença de biotita cristalizada transversalmente. Outras vezes, as micas se cristalizam concordantemente com as clivagens do anfibólio, sugerindo a ocorrência da desestabilização deste, sob mecanismo de dissolução (hidrotermal).

Os acessórios são opacos (<0,6mm), allanita com geminação simples, com núcleo e bordas avermelhadas, halos pleocróicos. O K-feldspato tardiamente cristalizado é extensivamente sub-hédrico a anedral em relação ao plagioclásio.

As composições variam de quartzodiorito a granodiorito (amostra Ev 32).

A textura porfirítica e fenocristais de plagioclásio (1,4mm x 3,0mm), intensamente saussuritizados. Plagioclásio (<1,2mm) zonado, pode ocorrer em cristais mais desenvolvidos, saussuritizado no núcleo, sugestivo de uma composição variável para menos cálcica nos bordos, ou uma alcalinização do magma.

O plagioclásio ocorre também em textura de equilíbrio tipo mosaico, como oligoclásio (17% An) em seção normal a (010). Os fenocristais constituem até 20% em volume da rocha.

Os pleocroísmos nos cristais de biotita em cores marrom a avermelhada indicam composição ferrífera na mica. Outrossim, as texturas de equilíbrio entre plagioclásios e anfibólios são subsídios ao estudo de química mineral e sua possível aplicação em termobarometria.

A tabela 4.2.1, seguinte, indica as composições modais estimadas aos litotipos mais representativos, sugerindo sua inclusão como uma sequência diorítica.

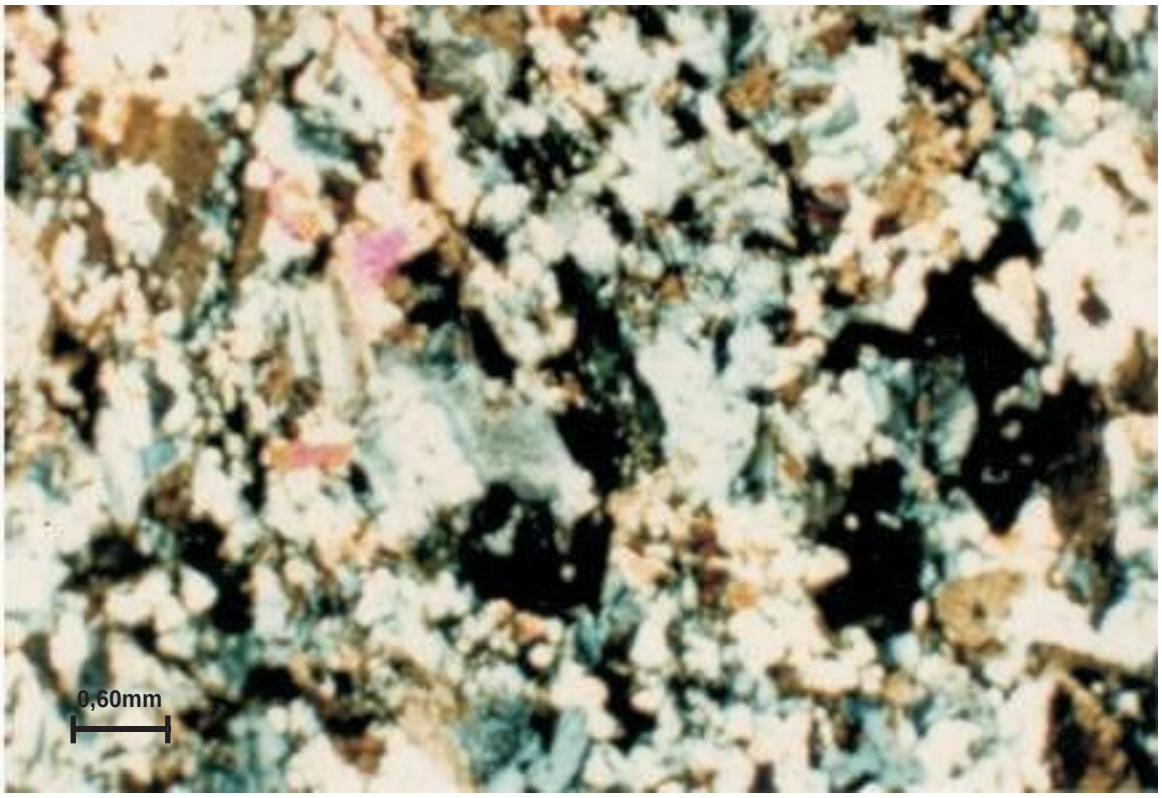
Tabela 4.2.1 - Exemplo de composições modais de litotipos integrantes de possível sequência diorítica de Açude do Caroá.

Minerais	Ev 31	Ev 233	Ev32
Plagioclásio	60%	55%	50%
K-feldspato	-	-	10%
Intercrescimento	05%	-	-
Quartzo	20%	15%	15%
Biotita	08%	20%	18%
Hornblenda	05%	05%	04%
Acessórios	02%	05%	03%

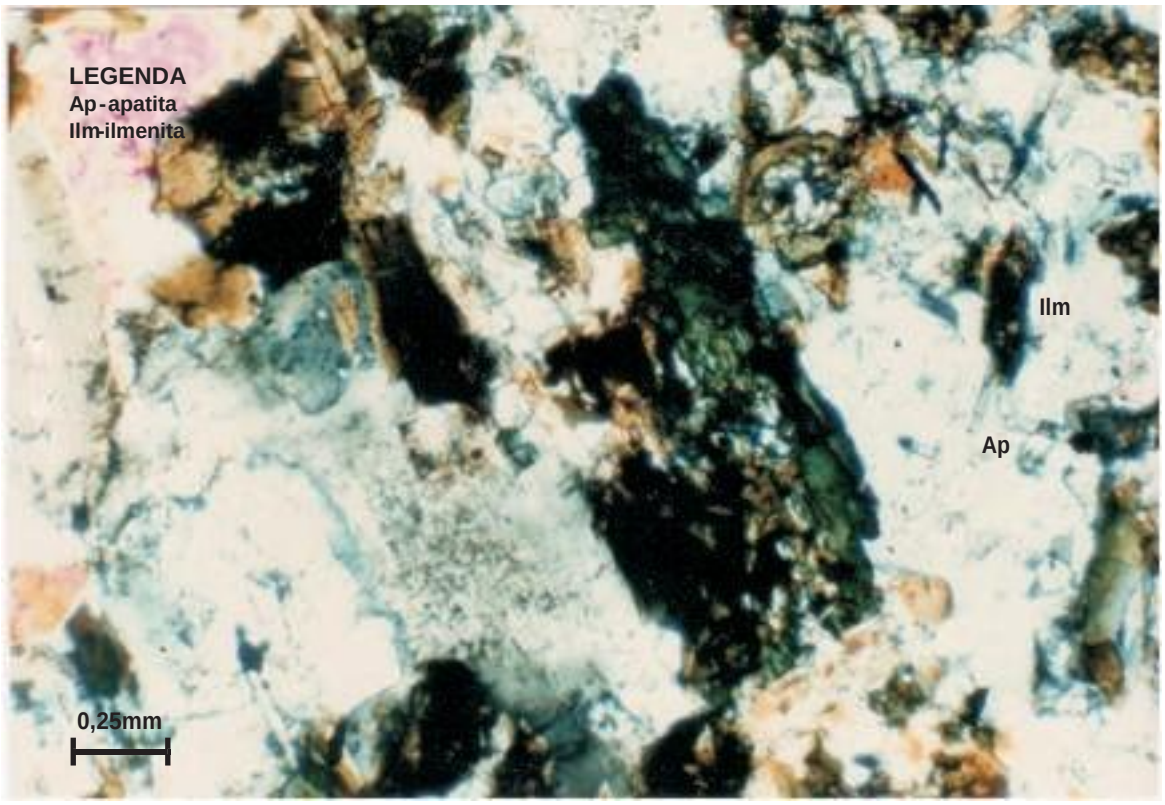
Para classificação é apresentada a tabela 4.2.1.1, seguinte, recalculada a composição para diagrama QAP.

Tabela 4.2.1.1 - Exemplo de composições modais de litotipos integrantes de possível sequência diorítica de Açude do Caroá, recalculadas para diagrama QAP de possível sequência diorítica de Açude do Caroá

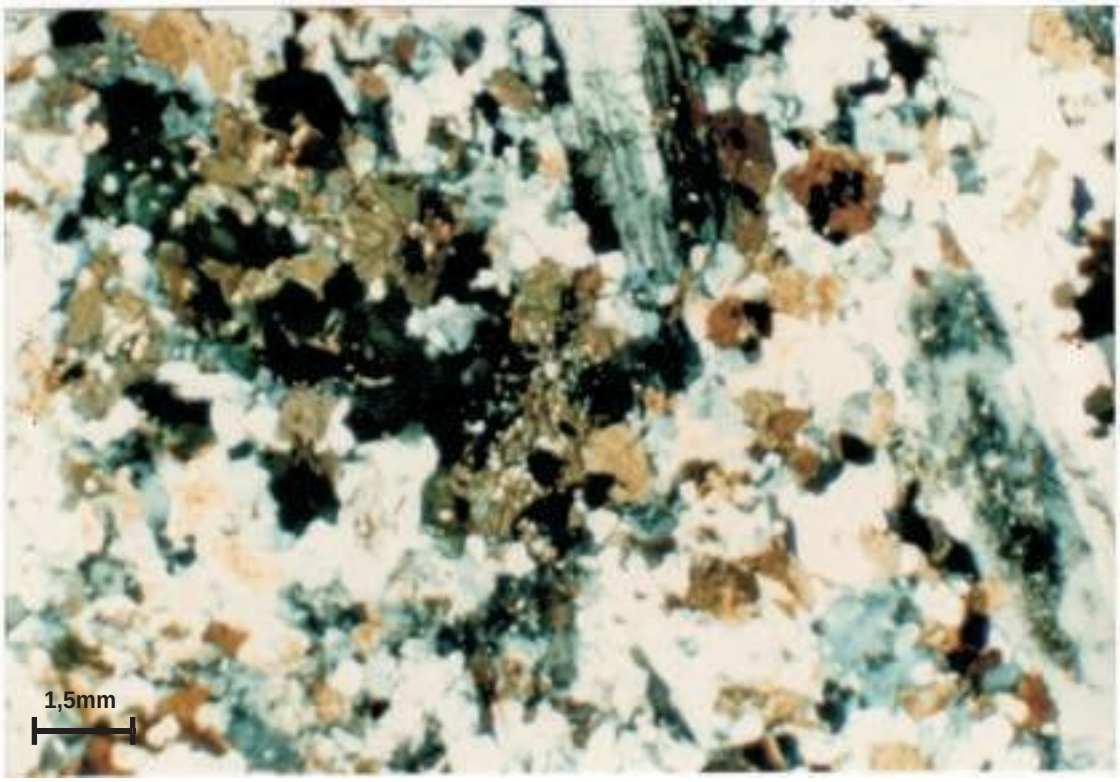
Minerais Rocha	Ev 31 Granodiorito	Ev 233 Quartzodiorito a Tonalito	Ev 32 Quartzodiorito a Granodiorito
Quartzo	23,5	21,5	20,0
K-feldspato	6,0	-	13,0
Plagioclásio	70,5	78,5	67,0



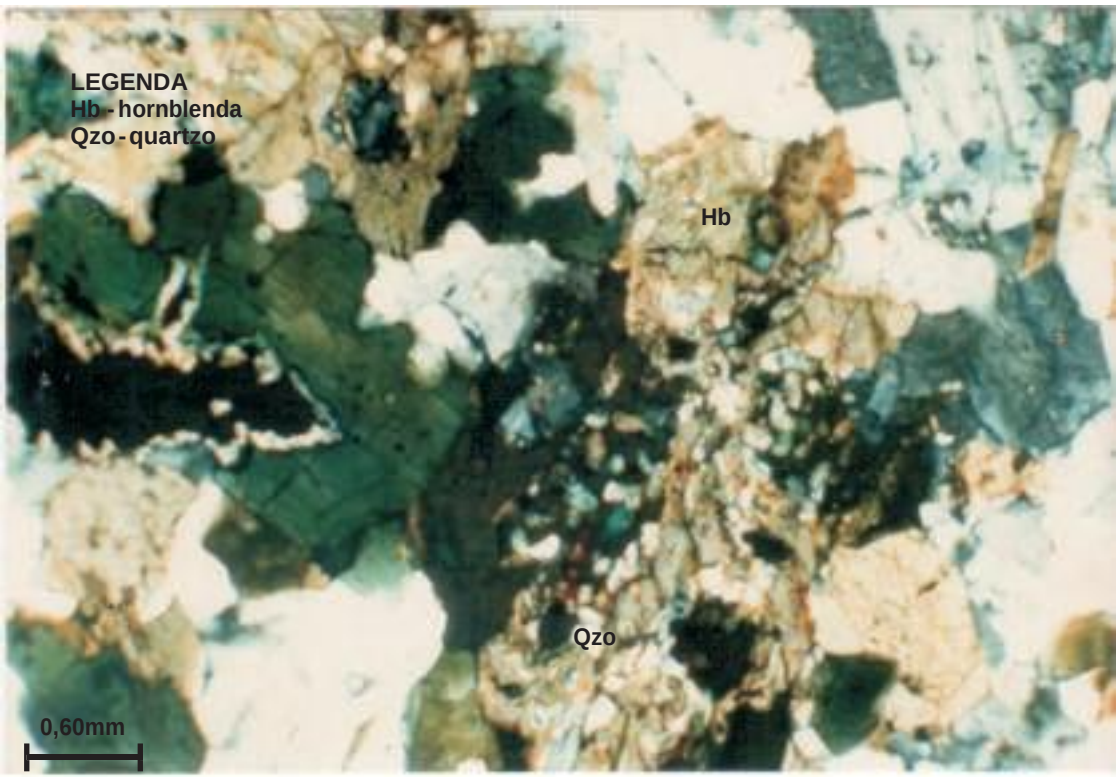
Fotomicrografia 1 - Quartzo-diorito a Tonalito. Amostra Ev233 de Açude do Caroá. Nicóis cruzados. Aumento 10X. Minerais ferromagnesianos automórficos e em equilíbrio com plagioclásios. Quartzo xenomórfico e intersticial.



Fotomicrografia 2 - Quartzo diorito a Tonalito. Amostra Ev233 de Açude do Caroá. Nicóis cruzados. Aumento 25X. Detalhe da fotomicrografia anterior, com presença de apatita acicular inclusa nos feldspatos e textura simplectítica com hornblenda desestabilizando para biotita mais presença de biotitas menores inclusas em plagioclásio. Opacos com seção paralelogrâmica (ilmenita ?) e zircão.



Fotomicrografia 3 - Quartzodiorito a Granodiorito. Amostra Ev32 de Açude do Caroá. Nicóis cruzados. Aumento 10X. Fases minerais em equilíbrio o exemplo de ferromagnesianos automórficos e plagioclásios.



Fotomicrografia 4 - Quartzo-diorito a Granodiorito. Amostra Ev32 de Açude do Caroá. Nicóis cruzados. Aumento 25X. Detalhe da fotomicrografia anterior com presença de textura simplectítica com hornblenda desestabilizando para biotita mais quartzo. Presença de inclusão de ilmenita em anfibólio cujo cristal está em equilíbrio com plagioclásio.

4.3. SERRADO BOQUEIRÃO

A tabela 4.3.1, a seguir, resume os dados de composição modal dos litotipos mais expressivos.

Tabela 4.3.1 - Exemplos de composições modais de litotipos integrantes de Serra do Boqueirão.
+ (pequena quantidade); - (ausente)

Minerais	Am 134	Am 253	Am 341a	Am 552b-	AmEv 36	AmEv 39
Microclina	20	+	18	20	10	23
Plagioclásio	40	53	35	24	50	35
Quartzo	25	18	36	45	15	25
Biotita	14	22	08	02	14	12
Hornblenda	-		-	-	08	02
Epidoto	+	05	01	-	-	-
Opacos	-	-	+	04	-	-
Acessórios	01	02	02	+	03	03

Recalculam-se os valores de cada composição modal para permitir classificação em diagrama QAP , conforme a tabela 4.3.1.1, a seguir:

Tabela 4.3.1.1 - Exemplos de composições modais de litotipos integrantes de Serra do Boqueirão, recalculadas para diagrama QAP

Minerais	Am 134 Granodiorito	Am 253 Tonalito	Am 341a Granodiorito a Granito	Am 552b Granito	AmEv 36 Quartzodiorito a Granodiorito	AmEv 39 Granodiorito
Quartzo	29,5	25,4	40,4	50,6	20,0	30,0
K-Feldspato	23,5	-	20,2	22,4	13,0	28,0
Plagioclásio	47,0	74,6	39,4	27,0	67,0	42,0

As amostras Ev36 e Ev39 representam, respectivamente, os fácies: fino e de composição quartzodiorítica a granodiorítica e grosso monzogranítico a granodiorítico, respectivamente.

O hornblenda-biotita monzogranito a granodiorito grosso, é uma rocha leucocrática com textura fanerítica, granulometria grossa, com destaque para cristais centimétricos e bem formados de feldspato creme com núcleo cinza-pálido a levemente róseo. É pobre em quartzo e contém "clots" máficos de hornblenda e biotita, minerais que constituem perto de 15% em volume da rocha.

Enclaves máficos ocorrem com maior frequência aparente do que nos demais corpos.

O quartzodiorito fino é um enclave com cristalização submilimétrica, rico em biotita e hornblenda, máficos que compõem agregados cristalinos, transferindo à rocha uma conspícua lineação e discreta xistosidade.

Injeção félsica fina, com espessura subcentimétrica, rica em K-feldspato com dimensão no máximo 5mm, parcialmente discordante da xistosidade, mas retratando e assumindo descontinuidade, à medida que se distancia de pórfiro sigmoidal, sugere

sugere posicionamento sin-a-tardi-xistosidade.

O estudo microscópico do enclave máfico (Ev36), assinala uma textura inequigranular a porfirítica, em que os fenocristais constituem 20% do volume da rocha, são principalmente hornblenda (<1,8mm) e plagioclásio (0,9 a 3,5mm), ao passo que a granulometria da matriz mal alcança 0,5mm.

O plagioclásio também é encontrado na matriz e se mostra intensamente carbonatado e saussuritizado.

A hornblenda revela paragênese com quartzo, sugerindo formação a partir da desestabilização de piroxênio, não identificado. Em geral mostra sin-cristalização com o plagioclásio, mas também possui inclusões, mesmo que parciais, sugestivas de tardi-cristalização em relação àquele félsico essencial.

Os minerais acessórios são principalmente titanita e opacos.

A amostra Ev39 representativa do fácies mais félsico, dominante, trata-se de um monzogranito contendo cerca de 15% de minerais coloridos.

Os principais minerais félsicos são quartzo, microclina, ortoclásio, intercrescimentos e plagioclásio, enquanto biotita é o principal máfico.

A distribuição da granulação dos cristais é a seguinte: biotita (1,2mm), acessórios (<0,5mm), quartzo (<1,5mm), K-feldspato (<12,0mm) e plagioclásio (<3,5mm).

A biotita ocorre em cristais pleocróicos desde amarelo dourado a marrom, indicativos de composição magnésio-ferrífera. Apresenta geminação simples e mantém relação de contato de equilíbrio, tipo mosaico, ou se inclui automorficamente em cristais de plagioclásio geminados segundo lei albita-carlsbad.

A cristalização tardia da biotita em relação à hornblenda é mais extensiva, atestada pelas inclusões do anfibólio nos cristais maiores da mica. Porém, também se verifica relação de sin-cristalização nos cristais submilimétricos (0,4mm), ou mesmo de cedo-cristalização. Nesta última situação se incluem em cristais de hornblenda, juntamente com pistacita (0,5mm), titanita (0,25mm), apatita em seções quase basais (0,05mm) e opacos (0,30mm). Resulta a sugestão de ocorrência de pulsações na quantidade de água do magma.

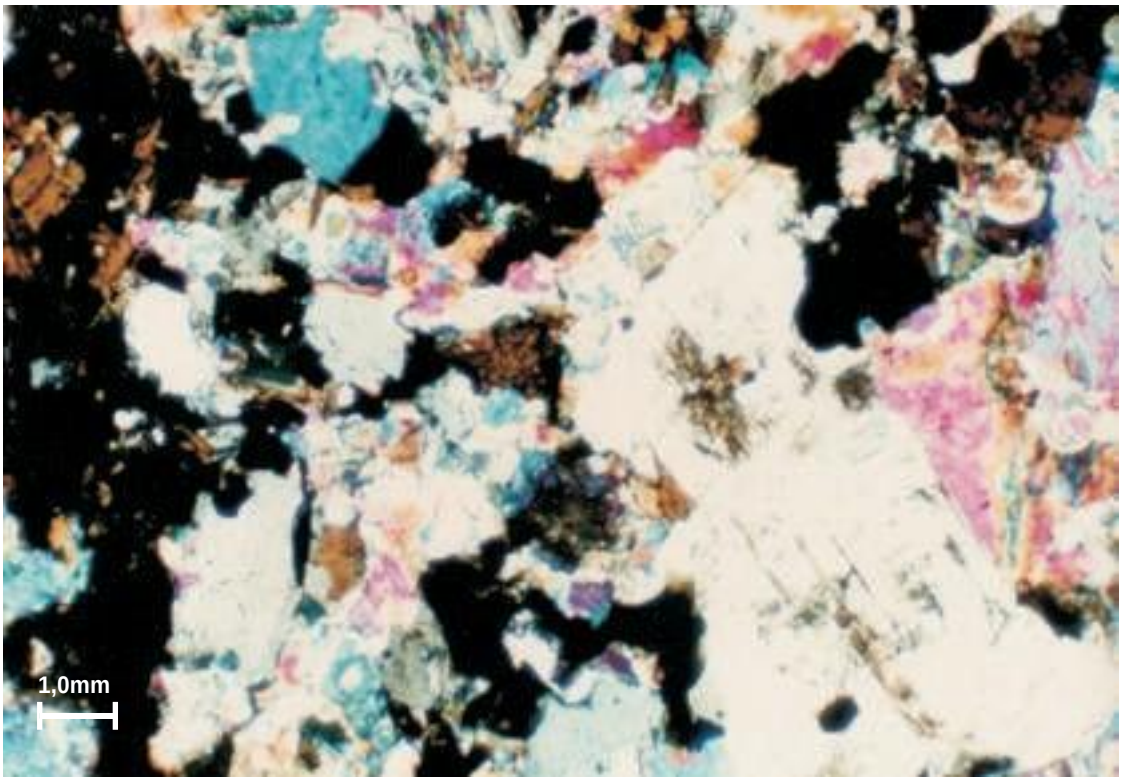
Glóbulos de quartzo (0,05mm) também se incluem em hornblenda e em biotita, sugerindo desestabilização de piroxênio e mesmo de anfibólio.

A microclina (<12,0mm) se associa com frequentes cristais de intercrescimento antipertítico e também nos bordos de plagioclásios geminados segundo lei periclina.

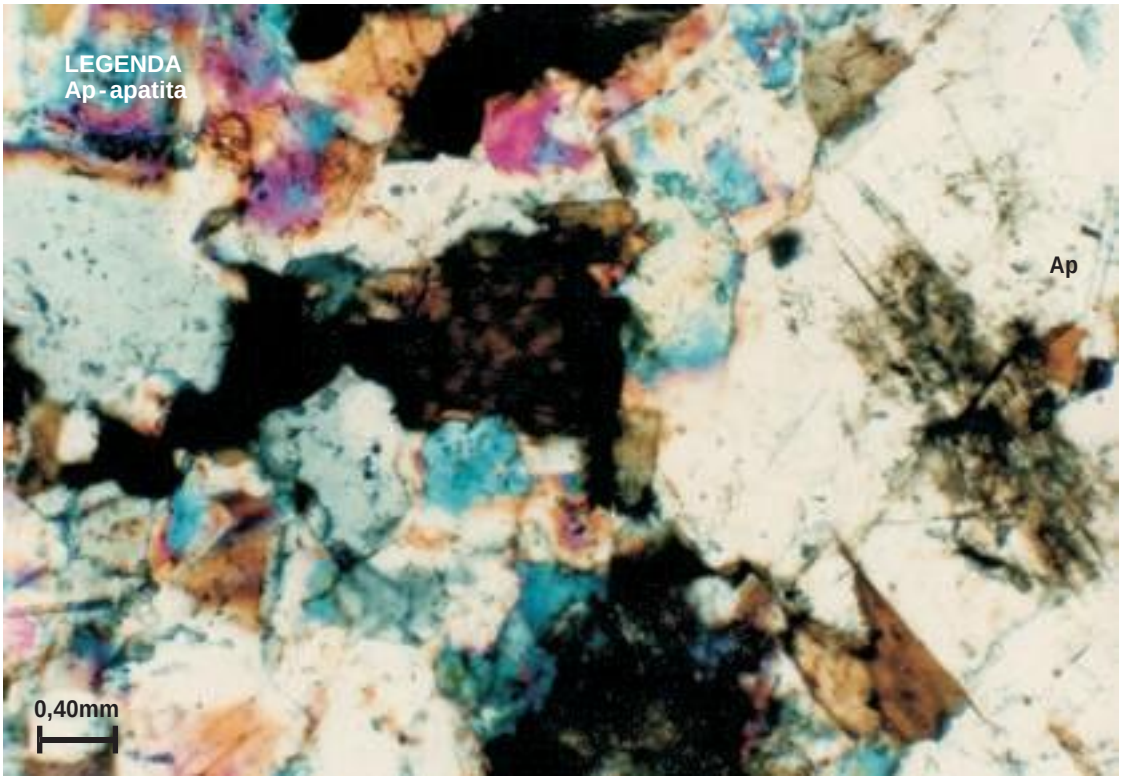
Tardi-cristalizados em relação à biotita, cujos cristais incluem, há plagioclásios um pouco maiores (<3,5mm), mostrando-se geminados segundo a lei periclina e albita.

A saussuritização diferenciada nos plagioclásios sugerindo conteúdos mais, ou menos cálcicos, testemunha uma oscilação no balanço das proporções de cálcio e sódio no magma.

Indícios de cristais de plagioclásio intercrescidos com quartzo, com suaves arqueamentos nos planos de geminação lei albita, sugerem a presença de deformação nesta fase de cedo-formação da rocha. A deformação também se pronuncia através da extinção ondulante nos intercrescimentos mirmequíticos.



Fotomicrografia 5 - Monzogranito a Granodiorito. Amostra Ev39 de Serra do Boqueirão. Nicóis cruzados. Aumento 10X. Seção espessa resultando em birrefringência anormalpara minerais félsicos. Percebem-se automorfismo de minerais ferromagnesianos e de feldspatos. Expressão de textura de equilíbrio entre as fases minerais citadas. Textura inequigranular com fenocristal de K-feldspato.



Fotomicrografia 6 - Monzogranito a Granodiorito. Amostra Ev39 de Serra do Boqueirão. Nicóis cruzados. Aumento 25X. Detalhe do fenocristal da fotomicrografia anterior mostrando apatita prismática e também inclusões de ferromagnesianos.

4.4. PLÚTON SERRADO PEREIRO

Este plúton compreende quartzomonzosienitos a quartzosienitos, eventualmente monzogranitos e sienogranitos.

O hornblenda-biotita-quartzomonzosienito (Ev7) possui fenocristais róseo-pálidos a creme-claro de K-feldspato microclínico com até 1,5cm de tamanho máximo.

Microclina ocorre também como fenocristais alongados incluindo minerais máficos, expressando-se ainda uma orientação planar do conjunto de minerais orientados, sugerindo orientação de fluxo.

Os cristais da matriz são plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda.

O plagioclásio ocorre em cristais de cor cinza esbranquiçada, frequentemente menores que 0,5 cm.

O quartzo é pouco presente e está na matriz isotrópica, quase milimétrica, juntamente com os feldspatos, os quais alcançam 0,3 mm de tamanho.

Biotita e hornblenda formam "clots" com até 1,0 cm de tamanho, não raro alongados com espessura da ordem de 0,3 mm.

No biotita quartzomonzonito a monzogranito (Ev208), apesar da granulação grossa, os cristais de K-feldspato (0,2cm a 2,5cm) tendem a mascarar a presença de plagioclásio cinza esbranquiçado em cristais multimilimétricos e "clots" de minerais máficos, geralmente biotita, no máximo milimétrica.

Os fenocristais de microclina alcançam 5,0mm a 10,0mm.

Há presença de cristais de zircão com tamanho de 0,1cm e opacos entre os acessórios.

O plagioclásio é albítico a oligoclásico (8 a 12% An), sendo seus cristais menores que 2,0mm, enquanto os cristais de quartzo, anédricos, alcançam no máximo 0,5mm e os de biotita chegam a 1,5mm.

Enclave mais máfico, representado pela amostra Ev 66, mostra composição de biotita-hornblenda quartzomonzodiorito a quartzodiorito, coloração cinza, distinguindo-se "clots" de hornblenda e/ou biotita, cujos cristais milimétricos a submilimétricos se aglomeram em até 3,0mm.

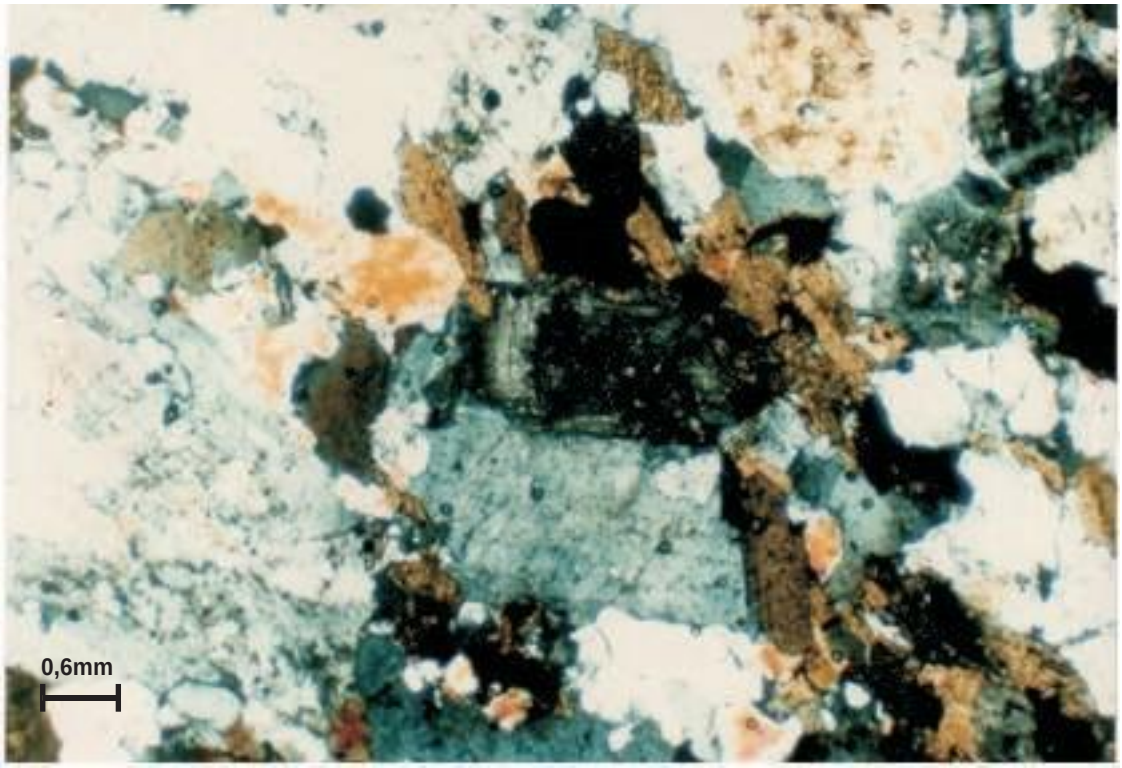
Os cristais de plagioclásio possuem granulação submilimétrica, raramente constituiem fenocristais, que não ultrapassam 12% em volume da rocha e cujo tamanho varia desde 2,5mm até 4,0 mm.

A maioria dos cristais de plagioclásio da matriz mede 0,5mm e com frequência são geminados segundo albita-carlsbad, ao passo que os máficos alcançam 0,2mm.

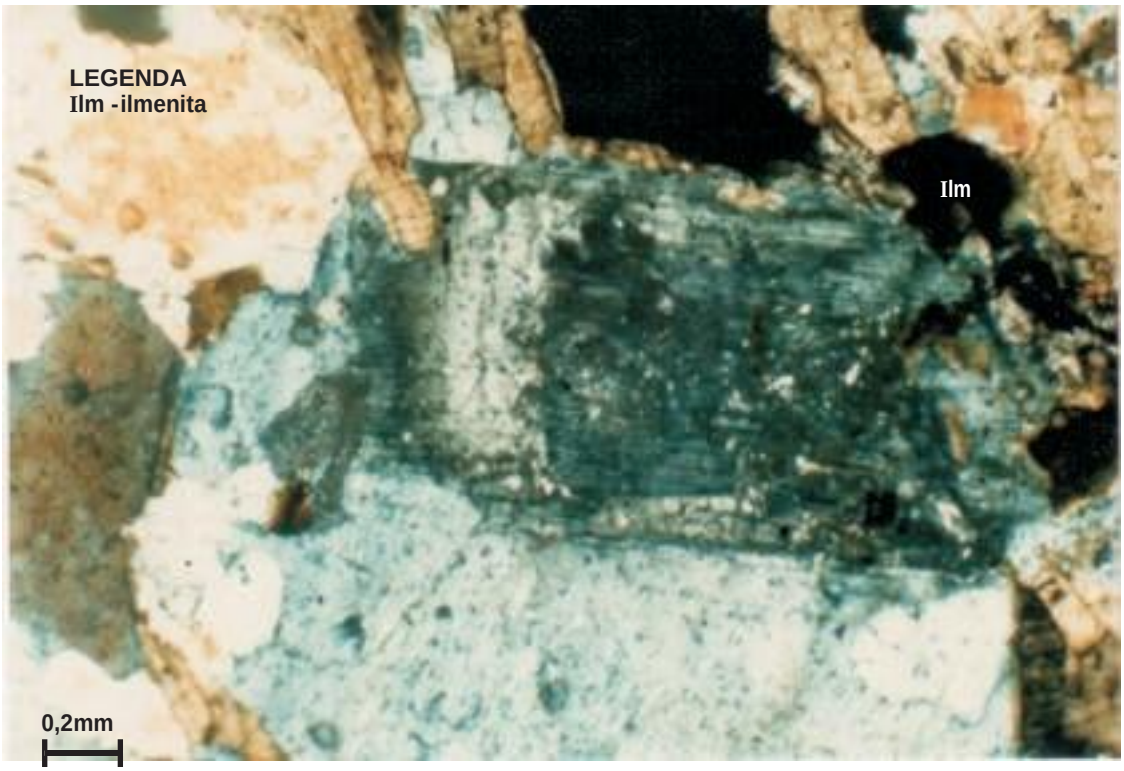
Os intercrescimentos possuem o quartzo como hóspede, denominando-se, portanto gráficos e mirmequíticos.

Aapatita prismática a acicular é o principal acessório.

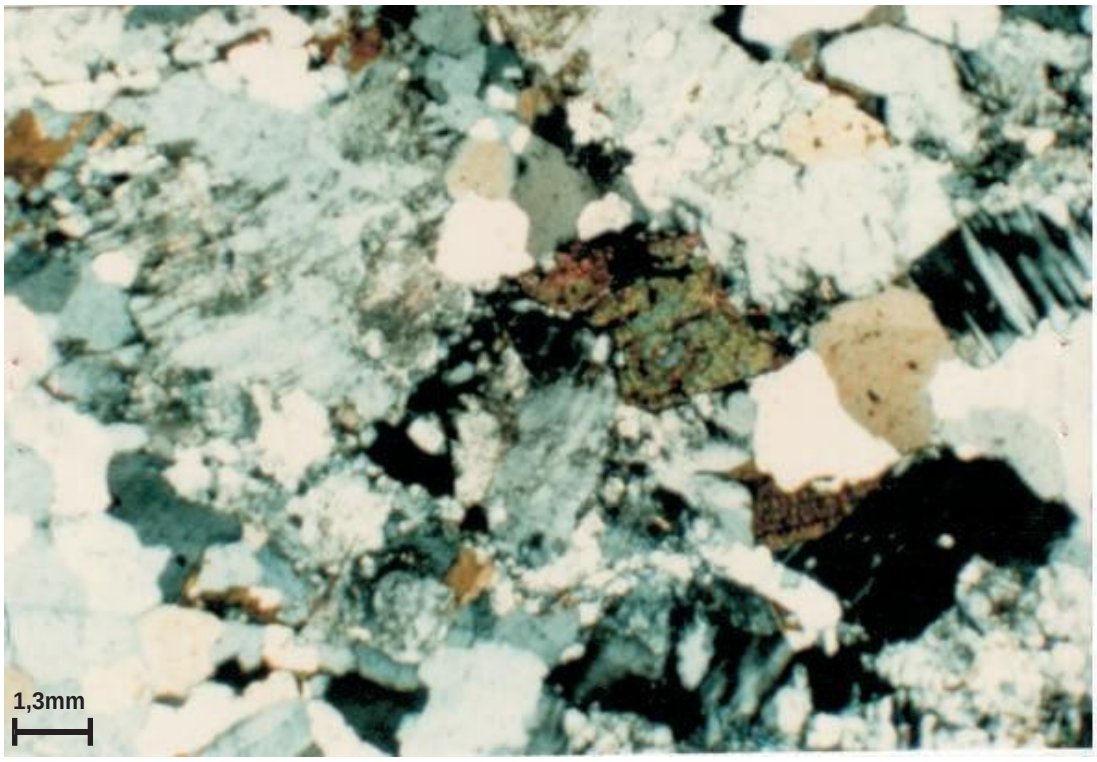
O quartzo é subordinado quantitativamente, mas certamente a granulação muito fina da matriz dificulta a observação.



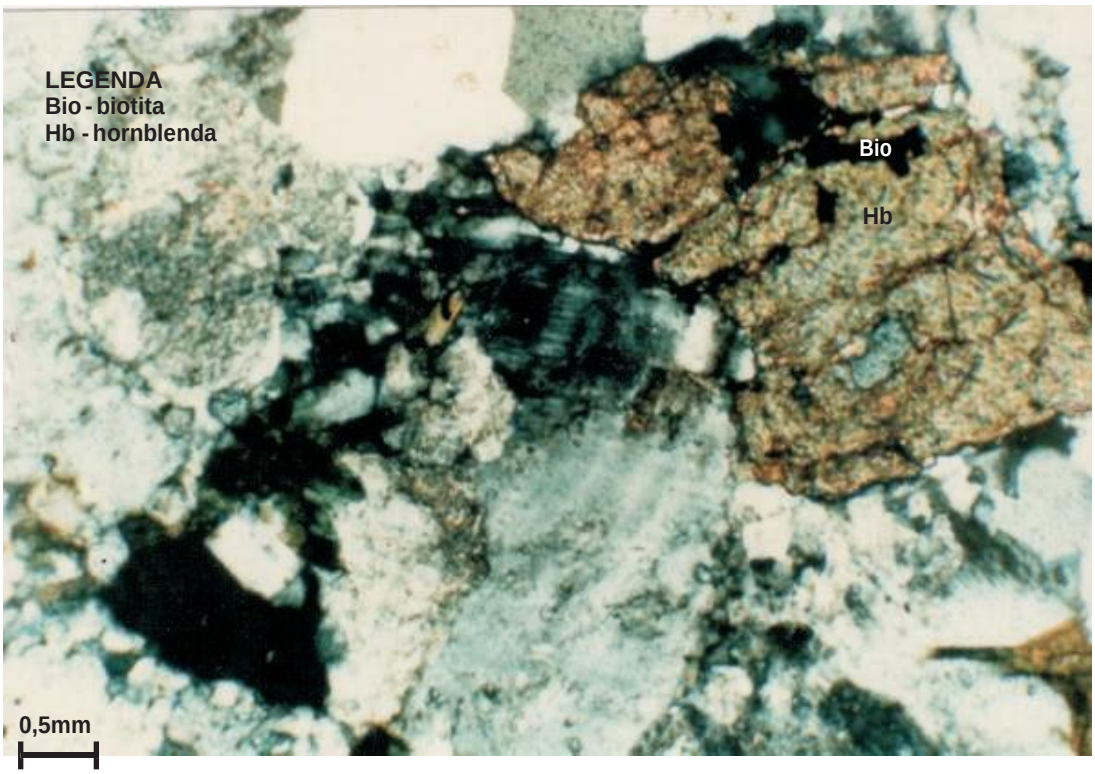
Fotomicrografia 7 - Quartzo-monzonito a Monzogranito. Amostra Ev7 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 10X. Textura de equilíbrio entre plagioclásio e biotita, que apresenta ilmenita inclusa.



Fotomicrografia 8 - Quartzo-monzonito a Monzogranito. Amostra Ev7 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 25X. Detalhe da fotomicrografia anterior mostrando cristal zonado de plagioclásio.

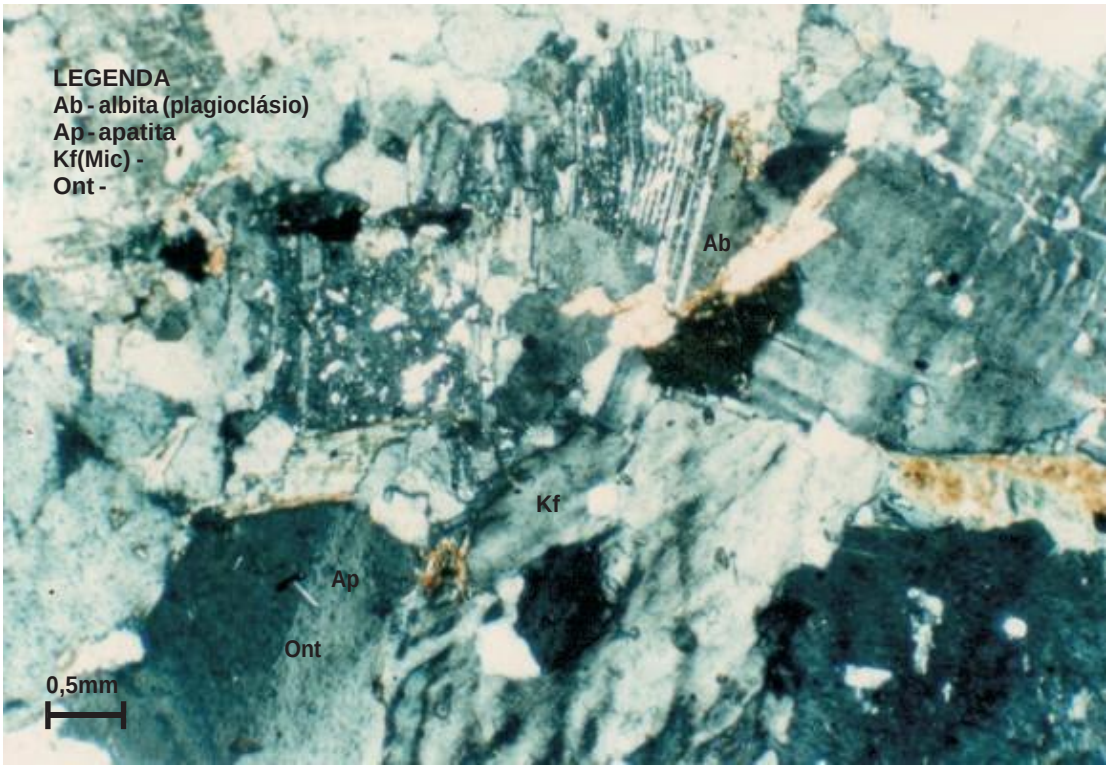


Fotomicrografia 9 - Biotita-monzodiorito. Amostra Ev207 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 10X. Tetura de equilíbrio entre plagioclásio e biotita, afora presença de intercrescimentos pertíticos e antipertíticos. Inclusões de opacos.

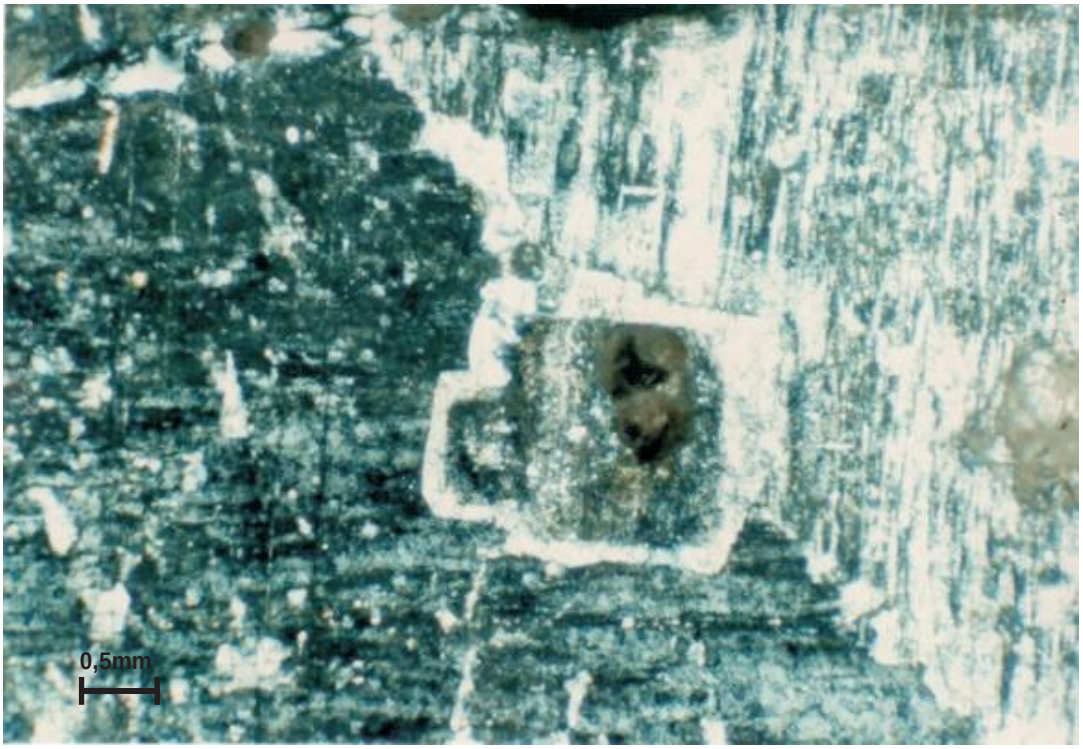


Fotomicrografia 10 - Biotita-Monzodiorito. Amostra Ev207 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 25X. Detalhe da fotomicrografia anterior mostrando cristais de plagioclásio geminados segundo leis albita e periclina. Textura em mosaico e de inclusões de acessórios cedo-cristalizados, afora epidotização e saussuritização de plagioclásio.

Fotomicrografia 11 - Biotita-Monzodiorito. Amostra Ev207 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 25X. Antipertitas com apatita acicular.



Fotomicrografia 12 - Biotita-Monzodiorito. Amostra Ev207 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 25X. Plagioclásios com geminação lei albita e ortoclásio com apatita acicular.



Fotomicrografia 13 - Quartzo-Monzonito a Monzogranito. Amostra Ev208 de Serra do Pereiro. Nicóis cruzados. Aumento 25X. Plagioclásio zonado incluso em intercrescimento pertítico.

Os cristais de hornblenda e biotita assumem dimensões da ordem de 0,2mm.

O biotita monzodiorito (Ev 207) é rocha mesocrática, coloração rósea acinzentada, texturas fanerítica inequigranular, fina a média, multimilimétrica a submilimétrica, destacando-se cristais róseos de K-feldspato, pontos esbranquiçados de plagioclásio e pontos pretos de biotita e/ou hornblenda.

Ao microscópio constata-se a carência em quartzo e os cristais de K-feldspato são os que alcançam as maiores dimensões e aspecto mais euhédrico.

O plagioclásio ocorre em cristais menores ou iguais a 1,5mm, não raro automórficos e exibe geminação dos tipos albita e periclina, incluindo cristais cedo-cristalizados de biotita (0,5mm), cujo pelocroísmo avermelhado e forte birrefringência sugerem sua composição titanífera.

A biotita, com característica acima descrita, é parcialmente automórfica em relação ao plagioclásio, possui cristais ainda mais diminutos quando bordejantes. Seus cristais automórficos são os principais hospedeiros de inclusões de titanita.

Os cristais de K-feldspato (0,25mm a 0,50mm) são intersticiais e xenomórficos, com frequência, bordejantes dos cristais de plagioclásio, sendo o mineral essencial mais tardiamente cristalizado.

Os acessórios são zircão, titanita, opacos e epidoto, na variedade pistacita, a julgar pela extinção paralela na seção prismática.

Cristais de anfibólio (2,8 a 3,0mm) com pleocroísmo verde, automórficos e

incluem biotita titanífera ao longo da clivagem, sugestivamente sin-cristalizados.

Indícios de “pressure solution” de filetes de óxidos para as clivagens de cristais de microclina apontam para desestabilização de óxidos inclusos, mais frequentemente ilmenita.

Alguns dados de composição modal, obtidos via microscopia, são resumidos na tabela 4.4.1, a seguir:

Tabela 4.4.1 - Exemplo de composições modais de litotipos integrantes de Serra do Pereiro

Minerais	Ev 7	Ev 66	Ev 204	Ev 207	Ev 208
Plagioclásio	30%	52%	52%	75%	34%
K-Feldspato	36%	-	15	10	40
Intercrescimento	7%	05	-	-	-
Quartzo	17%	20	20	-	20
Biotita	6%	12	-	12	05
Hornblenda	2%	08	-	-	-
Micas brancas	-	-	10	-	-
Acessórios	2%	03	03	03	-
Opacos	-	-	-	-	01

Para efeito de classificação em diagrama QAP, elabora-se a tabela 4.4.1.1, a seguir:

Tabela 4.4.1.1 - Exemplo de composições modais de litotipos integrantes de Serra do Pereiro, recalculadas para diagramas QAP

Minerais	Ev 7 Quartzomonzonito	Ev 66 Quartzodiorito a Tonalito	Ev 204 Granodiorito	Ev 207 Monzodiorito	Ev 208 Quartzomonzonito a Monzogranito
Quartzo	19,0	28,0	23,0	-	21,0
K-Feldspato	43,0	-	17,0	12,0	42,0
Plagioclásio	38,0	72,0	60,0	88,0	37,0

Na amostra Ev204, um litotipo quartzo monzodiorítico a granodiorítico, o quartzo (1,4mm a 3,5mm) ocorre em agregados com até 7,0mm. O plagioclásio exibe geminação lei albita, composição albítica e cristais alongados numa relação comprimento : largura = 5:1, revela intensa microclinização, associada com antipertitização. As micas incluem titanita (<0,5mm), contendo ilmenita (0,15mm) afora biotita titanífera (0,5mm). O K-feldspato é a microclina (5,0mm x 2,0mm), extensivamente tardicristalizada em relação ao plagioclásio oligoclásico, automórfico e incluso, saussuritizado e carbonatado. Entretanto há textura de equilíbrio entre K-feldspato e plagioclásio albítico.

Na amostra Ev207 o plagioclásio intensamente saussuritizado e carbonatado (<1,5mm) é automórfico, revela geminações tipo albita e periclina. É tardi-cristalizado em relação aos cristais de biotita, por sua vez tardi-cristalizada em relação à titanita, o

o que se caracteriza pela textura de inclusão de cada mineral cedo-cristalizado.

O K-feldspato (0,25 a 0,50mm), intersticial ou bordejante em relação aos cristais de plagioclásio é aquí o mineral mais tardi-cristalizado.

O anfibólio (2,8 a 3,0mm) cujo pleocroísmo em tonalidades verde denuncia composição magnesiana, é automórfico, cedo-formado em relação aos demais minerais essenciais, mas acomoda nas clivagens biotita titanífera sin-cristalizada e inclui titanita cedo-cristalizada. A relação descrita indica o conteúdo em titânio no magma.

Registra-se a presença de epidoto secundário decorrente de saussuritização de plagioclásio, e também a presença de opaco, via de regra desferrificado, e zircão.

Aidentificação de zircão pode se revelar intressante para a geologia isotópica.

4.5 - PLÚTON SERRADO ZUZA

Trata-se do corpo melhor investigado, graças às facilidades de aceso, tendo também sido alvo de uma investigação geofísica, utilizando o método de anisotropia de susceptibilidade magnética – ASM.

Amostrou-se a parte interior noroeste com o enclave (Ev-218), o fácies grosso (Ev-221) e fácies mais fino (Ev 222) da localidade de Oitís , da localidade Boqueirão dos Negros (Ev226), da localidade Saco (Ev230) e dos limites Saco / Serra do Zuza (Ev231), cujas análises modais se explicitam na tabela 4.5.1, seguinte:

As composições modais apresentadas por Veiga Jr & Ferreira (*op.cit.*) são transcritas na tabela 4.4.2, seguinte:

Tabela 4.4.2 - Exemplos de composição modal de litotipos do Granitóide Serra do Zuza, compilados de Veiga Jr & Ferreira, 1970.
+ (pequena quantidade); - (ausente)

Minerais	Am 093	Am 113	Am 486	Am 581	Am 583c
Microclina	25	30	24	32	30
Plagioclásio	43	30	26	30	20
Quartzo	31	32	42	30	45
Biotita	01	05	05	04	03
Opacos	-	-	-	+	-
Acessórios	+	03(+)	03	04	02

Na expectativa de classificação, as composições modais são recalculadas para diagramas QAP, conforme a tabela 4.4.2,1. seguinte:

Tabela 4.4.2.1 - Exemplos de composição modal de litotipos do Granitóide Serra do Zuza, compilados de Veiga Jr & Ferreira, 1970, recalculados para diagramas QAP

Minerais Rocha	Am 093 Granodiorito	Am 113 Monzogranito	Am 486 Monzogranito	Am 581 Monzogranito	Am 583c Monzogranito
Quartzo	31,0	35,0	45,5	33,0	47,0
K-feldspato	25,0	32,5	26,5	34,0	32,0
Plagioclásio	44,0	32,5	28,0	33,0	21,0

Amostrou-se a parte interior noroeste com o enclave (Ev-218), o dique discordante (Ev-219), o fácies grosso (Ev-221) e fácies mais fino (Ev 222) da localidade de Oitís , da localidade Boqueirão dos Negros (Ev226), da localidade Saco (Ev230) e dos limites Saco / Serra do Zuza (Ev231), cujas análises modais se explicitam na tabela 4.5, seguinte.

Tabela 4.5 - Exemplos de composição modal de litotipos do Granitóide Serra do Zuza, amostrados pelo autor

Minerais	Ev 17	Ev 218	Ev 226	Ev 231	Ev 230	Ev 219	Ev 221	Ev 222
Plagioclásio	25	50	45	35	42	10	40	15
Microclina	35	18	15	43	25	10	30	50
Quartzo	30	15	22	10	25	30	25	30
Biotita	05	15	15	10	06	-	05	05
Acessórios	01	02	-	-	08	02	02	02
Intercrescimento	04							
Vidro						47		

Na expectativa de classificação as composições modais são recalculadas para diagramas QAP, conforme a tabela 4.5.1, seguinte:

Tabela 4.5.1 - Exemplos de composição modal de litotipos do Granitóide Serra do Zuza, amostrados pelo autor e recalculados para diagramas QAP.

Minerais	Ev 17 Monzogranito	Ev 218 (Enclave) Quartzomonzo-diorito	Ev 226 Granodiorito	Ev 231 Quartzomon-zonito	Ev 230 Granodiorito	Ev 219 (Dique) Monzogranítico a Granitóide rico em quartzo	Ev 221 Fáceis grosso monzogranito a granodiorito	Ev 222 Fáceis fino Sienogranito
Quartzo	33,0	18,0	27,0	11,0	27,0	60,0	26,0	31,0
K-feldspato	39,0	22,0	18,0	49,0	27,0	20,0	32,0	53,0
Plagioclásio	28,0	60,0	55,0	40,0	46,0	20,0	42,0	16,0

Deste corpo também foram estudadas mais três amostras representativas de sua borda leste-nordeste, duas das quais, microscopicamente (amostra Ev-17 e o enclave Ev-18), e uma terceira (Ev 290) que foi utilizada para datação pelo método U/Pb em zircão.

A amostra Ev17 é um biotita monzogranito a biotita-álcali-feldspato granito, possui coloração rósea-pálida com notável presença de cristais de K-feldspato cor rósea, tamanho máximo de 1,0 a 1,5cm , contendo inclusões de plagioclásio esbranquiçado e de biotita.

Os cristais xenomórficos de quartzo (com até 0,5cm) completam os interstícios da matriz, rica em feldspato potássico.

Há parcial desferrificação de biotitas, freqüentemente inclusas como lamelas milimétrica a submilimétrica nos feldspatos.

O biotita-granodiorito fino e foliado (Ev18), apesar de similar a Ev230, apresenta coloração parcialmente rósea com faixas pretas, descontínuas, constituídas por biotita que forma agregados de cristais submilimétricos. A orientação planar é acompanhada pelos cristais de K-feldspato, inequigranulares e não raro achatados a estirados, com comprimento máximo de 1,0 cm e espessura de milímetro.

Cristais submilimétricos de plagioclásio de cor branca e bem mais raros cristais intersticiais e milimétricos de quartzo complementam os essenciais félsicos.

O fácies biotita quartzo monzodiorito a granodiorito fino (Ev218) possui cristais com granulação fina, geralmente milimétrica a submilimétrica, embora apresente fenocristais de K-feldspato, com até 3,0 mm. Mostra coloração rósea, com pontuações pretas de biotita.

A textura é inequigranular a porfirítica, fina a média e não se registra qualquer orientação conspícua.

O estudo na escala microscópica indicou a seguinte distribuição granulométrica: plagioclásio (<1,0mm), microclina (<3,0mm), quartzo (<0,4mm), biotita (1,4mm x 1,2mm) e acessórios menores, pois são inclusos.

O fácies biotita granodiorito (EV18) a quartzomonzonito grosso, em seu campo textural variando até centimétrica, possui cor cinza-esbranquiçada, destacando-se as presenças de plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita.

A textura é fanerítica inequigranular e a granulometria máxima dos cristais automórficos de K-feldspato de cor creme é centimétrica, enquanto os de plagioclásio alcançam no máximo 0,5cm. O quartzo é intersticial, xenomórfico e subordinado no que diz respeito à composição modal em volume.

A biotita é o principal máfico e seus cristais atingem até 2,0mm, mas geralmente são milimétricos a submilimétricos.

As granulações dos cristais revela plagioclásio (1,5mm), microclina (6,0mm), quartzo (0,3mm a 1,5mm), biotita (0,2 a 0,3mm).

Na localidade Oitis, também foi estudado o monzogranito (Ev221), cujos cristais apresentam a seguinte distribuição granulométrica mais frequente: quartzo (<5,0mm), plagioclásio (5,0mm), microclina (10,0mm), biotita (1,0mm).

A amostra Ev 222, um biotita-álcali-feldspato granito grosso, apresenta cor creme a rósea, com predomínio de cristais centimétricos de K-feldspato e cristais intersticiais de quartzo, que alcançam até 0,5 cm.

A biotita é o máfico mais expressivo, com granulometria submilimétrica (0,5mm), mal alcança 5% de participação na composição modal volumétrica da amostra, constituída por plagioclásio (1,7mm), microclina (1,0mm) e quartzo (<1,7mm).

O fácies biotita-quartzo monzosienito a quartzomonzonito (Ev231) possui textura inequigranular a porfirítica.

Quando inequigranular, o tamanho dos cristais é variável desde milímetro a 6mm, com raros cristais de K-feldspato com até 1,5cm.

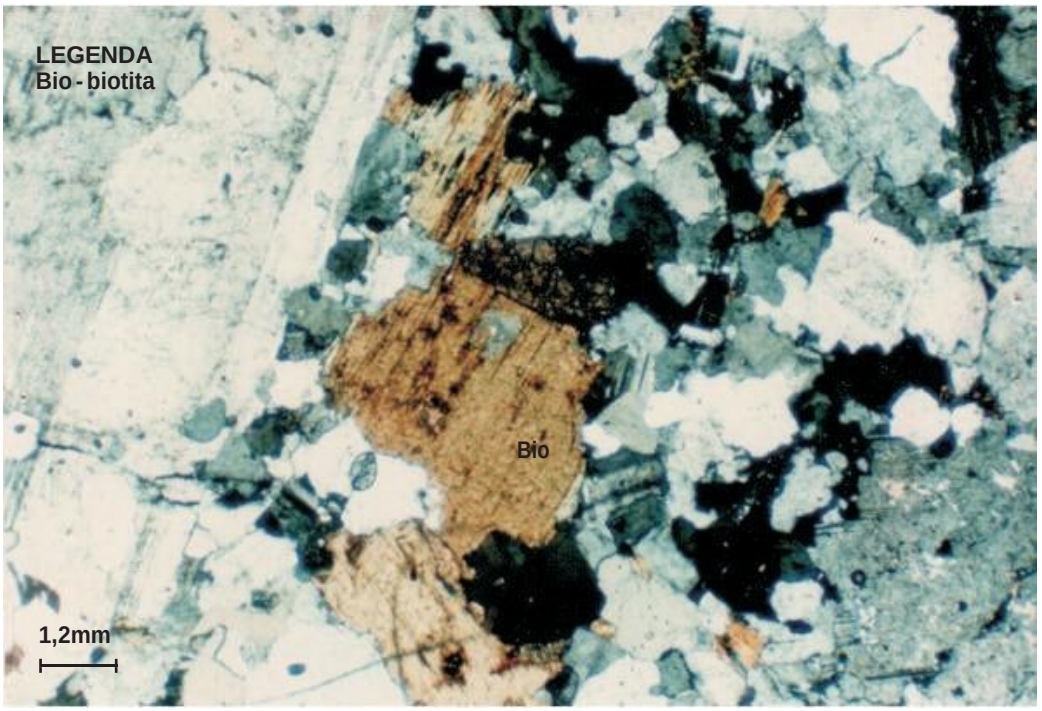
Dentre os minerais máficos se destaca a biotita, milimétrica, com cerca de 10% de participação em volume, ao passo que dentre os félsicos estão o plagioclásio (< 0,5cm) e o K-feldspato creme a róseo-pálido (< 1,5cm). O quartzo é raro, aparentemente intersticial, milimétrico.

Quando porfiríítica, a microclina (10,0mm) constitui fenocristais e a matriz é constituída de plagioclásio (<1,5mm), quartzo (<1,5mm) e biotita (< 1,2mm).

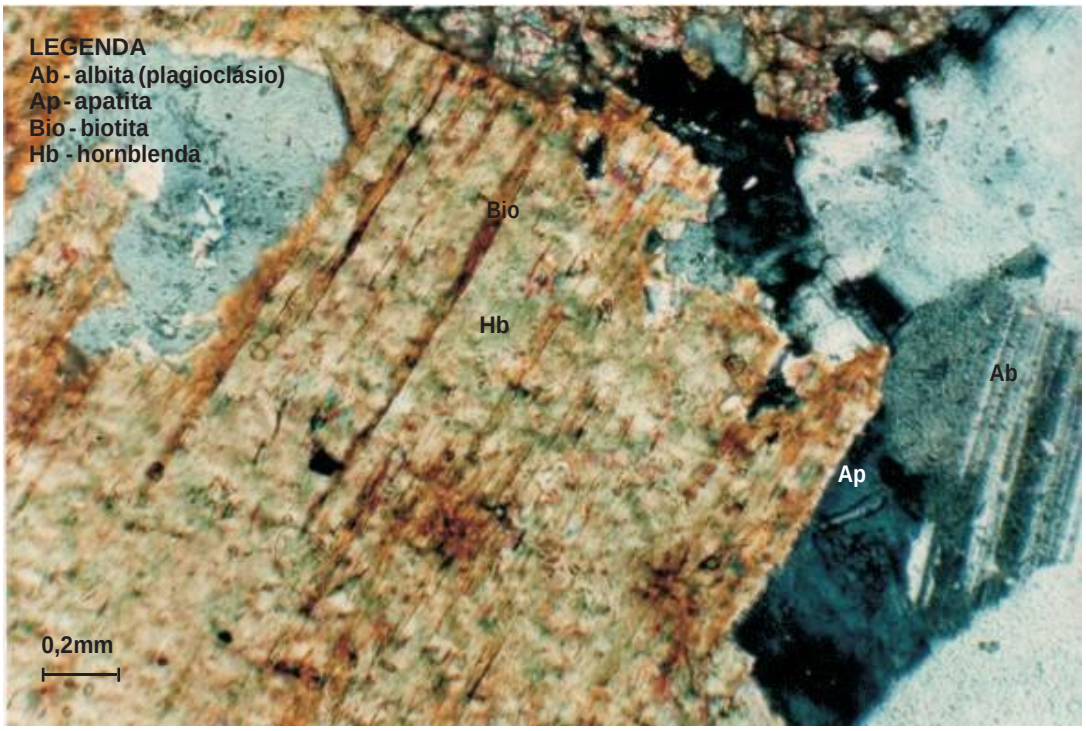
O fácies monzogranito (Ev230), da localidade Saco, possui textura fanerítica, inequigranular, mais dominantemente fina e apresenta plagioclásio (5,0mm), microclina (2,5mm), quartzo (3,0mm), biotita (0,9mm) e acessórios.

O plagioclásio é extensivamente albítico a oligoclásico. Também ocorre como hospedeiro em antipertita, com frequência associada com microclina, tardiamente cristalizada. O quartzo é intersticial e, portanto o mineral essencial mais tardiamente cristalizado, salvo quando compõe mirmequitas.

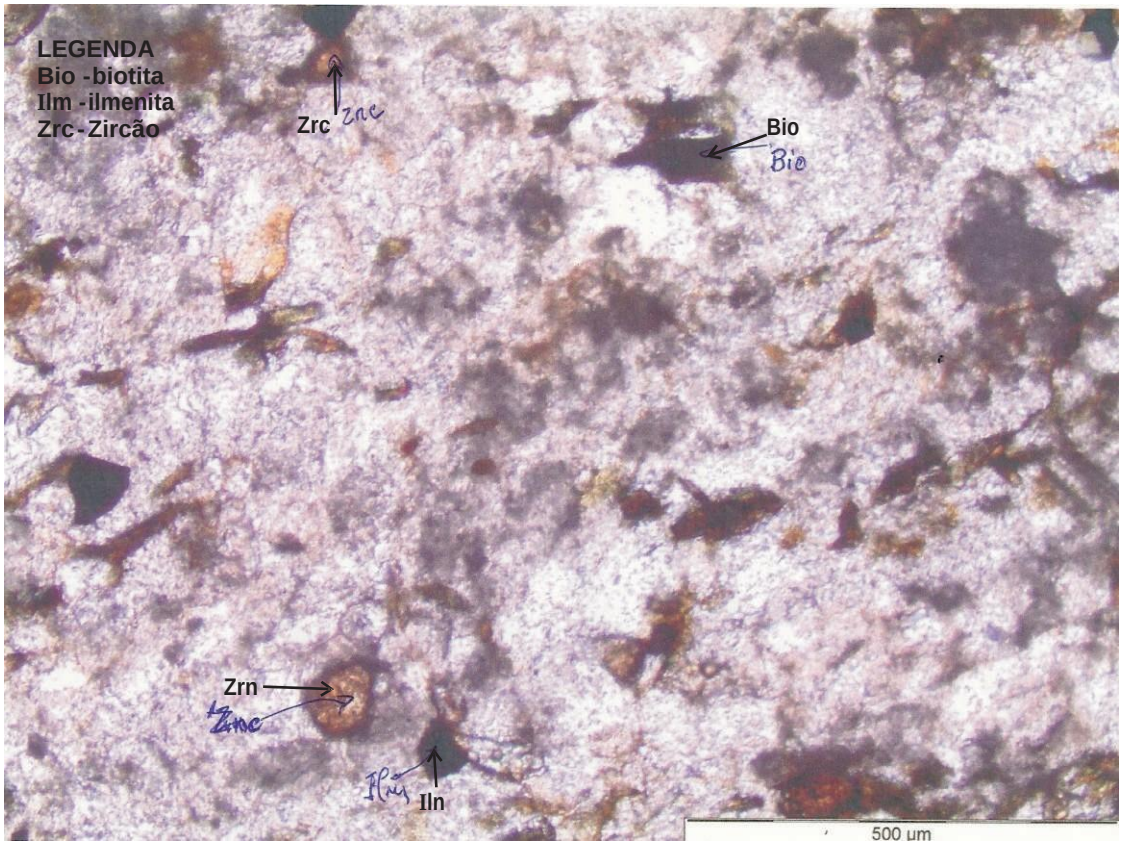
Portanto, há intercrescimentos antipertítico e mirmequítico, indicando, respectivamente, potassificação do magma e aumento na saturação em sílica.



Fotomicrografia 14 - Biotita-Granodiorito. Amostra Ev226 de Serra do Zuza. Nicóis cruzados. Aumento 10X. Plagioclásio geminado segundo leis albita e periclina em textura de equilíbrio com biotita.



Fotomicrografia 15 - Biotita-Granodiorito. Amostra Ev226 de Serra do Zuza. Nicóis cruzados. Aumento 64X. Detalhe da fotomicrografia anterior, mostrando plagioclásio com geminação lei albita em textura de equilíbrio com biotita e inclusão de apatita acicular. Hornblenda e em textura de equilíbrio com o cristal de biotita destacado. Portanto, duas gerações de biotita.



Fotomicrografia 16 - Quartzo monzodiorito. Amostra Ev215 de Serra do Zuza. Nicóis paralelos. Aumento 40X. Zircão com halos mais escuros.

4.6. PLÚTON SERRADO MINADOR

Este corpo se situa mais a sudoeste, dentre os estudados, sendo predominantes os litotipos caracterizados como álcali-granitos finos a médios.

As amostras Ev49 e Ev51 são representativas.

Tabela 4.6.1 - Exemplo de composições modais de litotipos integrantes da Serra do Minador, recalculadas para diagrama QAP.

Minerais Rocha	**Ev 49 Álcali-Granito**	**Ev 51 Quartzosienito**
Quartzo	50,0	5,0
K-feldspato	45,0	95,0
Plagioclásio	5,0	

A amostra Ev49, coletada num pequeno corpo mais a nordeste, um álcali-granito fino foliado, trata-se de rocha leucocrática, com textura fanerítica, granulometria fina a média, com cristais achatados com espessura de milímetro e comprimento máximo de 0,5cm. Predominam o quartzo e o feldspato potássico, subordinando-se plagioclásio e mica branca. O estiramento mineral é a deformação mais explícita, mas há cristais de quartzo e/ou de K-feldspato que expressam sigmóides. A maioria dos cristais de quartzo é intersticial ou engloba os de K-feldspato, mas também há casos de relação recíproca entre os dois minerais essenciais.

A rocha exibe ainda planos de fraturas de cisalhamento que fazem ângulo de cerca de 300 e 600 com a xistosidade, o que sugere tratar-se de superfície C de um cisalhamento simples.

A amostra Ev51, um biotita-sienito a biotita quartzosienito médio de granulometria subcentimétrica.

Rocha leucocrática coloração rósea pálida com predomínio de K-feldspato inequigranular, cujos cristais variam desde milímetro ao máximo de 5 mm. Raros cristais de quartzo em tamanho milimétrico completam o conteúdo em minerais félsicos, enquanto os máficos são representados pela biotita em cristais dominantemente submilimétricos, sem orientação preferencial, situados na matriz, ou inclusos nos cristais de K-feldspato.

4.7 - CONCLUSÕES

Os dados mais emergentes das observações de campo apontam para o predomínio de monzodioritos, monzonitos a monzosienitos nos corpos de Pereiro e Boqueirão, ao passo que em Serra do Zuza ocorrem monzogranitos e em Serra do

Minador, dominam granitos álcali-feldspáticos.

Os enclaves apresentam composição granodiorítica nos corpos de sudoeste, principalmente em Serra do Zuza, sendo mais diversificados em Boqueirão e Pereiro, onde se encontram desde dioríticos, quartzodioríticos e quartzo monzodioríticos.

Do ponto de vista de forma e dimensão, os enclaves de Serra do Pereiro são mais amebóides, interdigitados e com dimensões multidecimétricas a métricas, ao passo que em Serra do Zuza os enclaves são subdecimétricos, com seção elíptica, mais ou menos alongada, com a razão entre os eixos variando desde 1:2 a 1:6.

Os dados pertinentes ao tamanho maior e à forma mais angulosa e menos alongada dos enclaves nos plútons de Serra do Pereiro e Serra do Boqueirão resgatam a idéia de que o nível crustal é mais profundo e/ou que a interação entre os dois tipos de composição não se deu distante do alojamento (Didier, 1986).

Não se observou deformação rúptil, conforme os dados do comportamento do quartzo, sem microfissuramento e extinção ondulante.

As cores de pleocroísmo em tonalidades amarronzada a avermelhada dos cristais de biotita sugerem composição mais rica em Fe para as micas. Outrossim, quando fortemente birrefringentes, sugerem conteúdo titanífero.

Questão merecedora de menção são os processos de formação de rochas magmáticas, pois há critérios que incorporam interpretações diversas, para as hipóteses mais discutidas atualmente: cristalização fracionada, fusão parcial, mistura e coexistência de magmas e metassomatismo.

As informações de microscopia apontam a cristalização fracionada como o mecanismo bem presente, conforme indica a sucessão mineral segundo a qual os minerais mais cedo-cristalizados são os acessórios apatita, zircão e titanita que podem traduzir uma composição mais rica em Zr, P e Ti, saturando inicialmente o líquidus.

A presença do quartzo mais tardicristalizado dentre os minerais essenciais reforça a extensividade deste mecanismo nos granitóides estudados.

Entretanto a existência de desordenamento na cristalização com diferentes fases de feldspatos em relação aos minerais máficos dá margem a questionamento.

Oscilações na quantidade relativa de K, Na e Ca são denunciadas a partir dos intercrescimentos do tipo antipertitas e pertitas, traduzindo variação nas condições de equilíbrio e exsoluções.

Entretanto, a presença de mirmequita resgata duas hipóteses genéticas: substituição do K-feldspato por plagioclásio (Becke, apud Phillips, 1974) ou exsolução de K-feldspato no estado sólido (Schwantke, apud Phillips, *op.cit.*).

A primeira, exemplificada para mirmequitas bulbosas, apresenta o fundamento teórico do metassomatismo do K-feldspato gerando albita e anortita e mais o excesso de sílica graças a fluidos ricos em Ca e Na.

A segunda, parte da premissa de que os cristais de K-feldspato têm, em solução

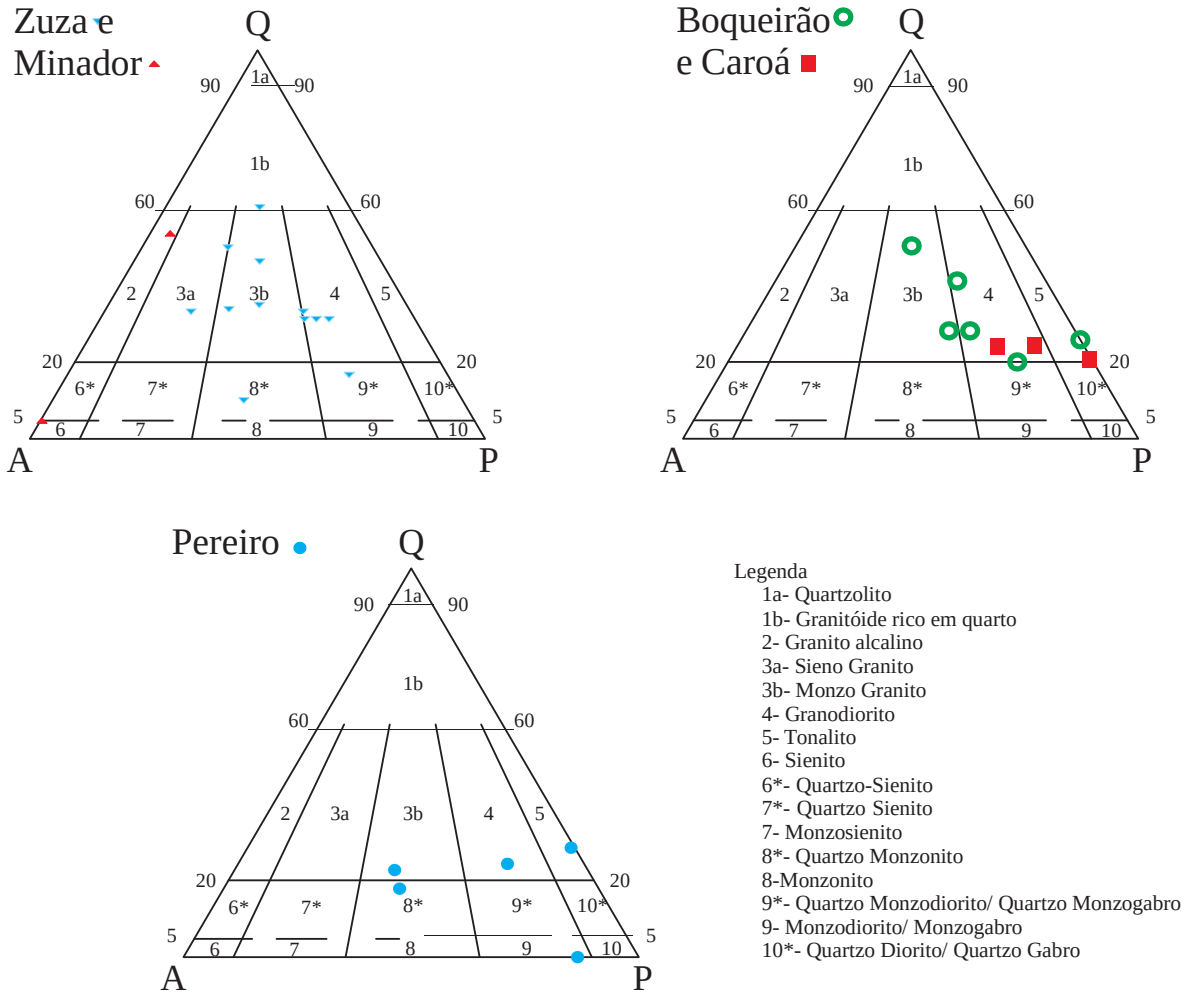
sólida, uma molécula rica em sílica, denominada molécula de Schwantke, susceptível de reverter para plagioclásio + quartzo, em baixas temperaturas. Seguidores desta hipótese, Carman & Tuttle (*apud* Smith, 1974) comprovaram experimentalmente a existência dessa molécula e sua exsolução para dois feldspatos mais quartzo.

Processos de mistura de magmas têm sido apontados como também plausíveis de ocorrer conforme demonstraram Sobreira & Mariano (1999) para o batólito de Serra da Lagoinha e Almeida (1999) para o batólito de Campina Grande.

Todavia as feições mais consistentemente observadas têm sido a presença de apatita acicular e intercrescimentos, sobretudo mirmequitas.

A apatita acicular, mais expressiva nos fácies mais máficos é sugestiva de resfriamento mais rápido, ao passo que a presença de mirmequita resgata a hipótese de metassomatismo.

Considerando o dado acima e as descontinuidades que as relações texturais apontaram para a cristalização fracionada, associada com a sugestiva feição de “clots” que resultaria em biotitas sempre menores, admite-se que houve período de coexistência e mistura de magmas.



Figuras 4.1 a 4.3 - Triângulo de Streickeisen, apresentando a classificação do material pétreo estudado

5. QUÍMICA MINERAL

As análises de química mineral foram realizadas no Laboratório de Microssonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, utilizando o equipamento modelo CAMECA SX e no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, utilizando um equipamento SUPERPROBE – J JAX 8.600.

Os resultados analíticos foram recalculados para o conteúdo em oxigênios na fórmula estrutural de cada mineral - 24 oxigênios para as biotitas, 23 oxigênios para os anfibólios e 32 oxigênios para os feldspatos - utilizando os *softwares Minpet* e *Newamphical*.

Buscar as fórmulas estruturais desses minerais são um propósito essencial aliado aos cálculos dos valores de elementos mais interferentes como o ferro, alumínio e titânio, sendo referência Schreus (1985). Oportuna a relação Ti > 0,45 e Al^{VI} < 0,55 com a temperatura T> 750°C, bem como Ti < 0,45 e Al^{VI} > 0,55 com temperatura T< 750°C.

Analisaram-se biotitas, anfibólios, plagioclásios e feldspatos potássicos, em seções delgadas de quartzodiorito, quartzomonzodiorito, monzodiorito, granodiorito e monzogranito dos plútons estudados, com o propósito de classificar os minerais, empregar os resultados para a caracterização da filiação dos granitóides e definir as condições termobarométricas do alojamento.

As tabelas ao longo do capítulo e nos anexos sintetizam os resultados.

5.1 - BIOTITA

As composições das biotitas mostram um enriquecimento na molécula de annita e identificam ligeira discriminação entre os litotipos e plútons (Fig.5.1.1).

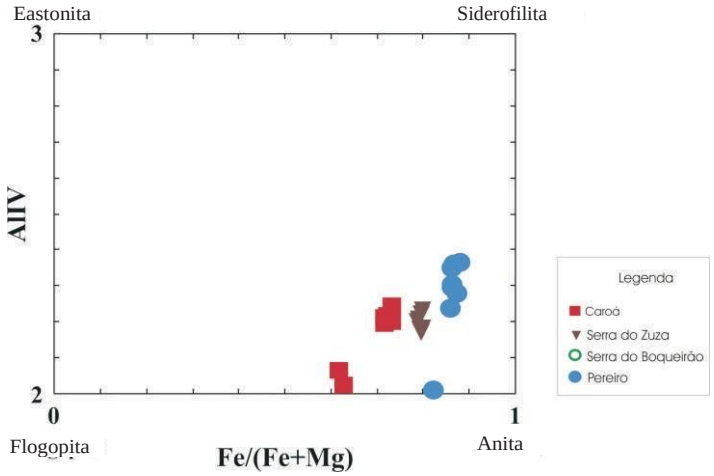


Figura 5.1.1 – Diagrama de composições ideais de biotitas.

A quantidade do Al^{IV} varia entre 2,0 e 2,4 e a razão Fe / (Fe + Mg) desde 0,64 a 0,86, sendo menores no quartzomonzodiorito de Açude Caroá e maiores no monzodiorito de Serra do Pereiro.

O mais alto valor de Al^{IV} aponta para a cristalização de biotita em temperatura mais alta (Deer *et al.*,1966), o que pode ser extendido às biotitas do monzodiorito de Serra do Pereiro.

Variações na razão Fe / (Fe + Mg) nas biotitas sugerem variação nas condições de fugacidade de oxigênio (fO_2) por ocasião da cristalização. Portanto, os dados apontam para diferentes fO_2 nas cristalizações da fase mineral em cada um dos granitóides e plútons (Fig. 5.1.1), tendo sido mais contrastantes as condições relativas do quartzomonzodiorito de Açude Caroá e do monzodiorito de Serra do Pereiro.(Fig. 5.1.1).

O alumino octaedral (Al^{VI}) varia desde 0,55 e 1,10 e como corresponde aos sítios em que se alojaria o Fe^{3+} aumenta com o aumento na fugacidade de oxigênio (fO_2), caracterizando, mais um argumento para maiores temperaturas de cristalização das biotitas nas rochas de Serra do Pereiro em relação àquelas do quartzodiorito de Açude Caroá (Fig.5.1.2).

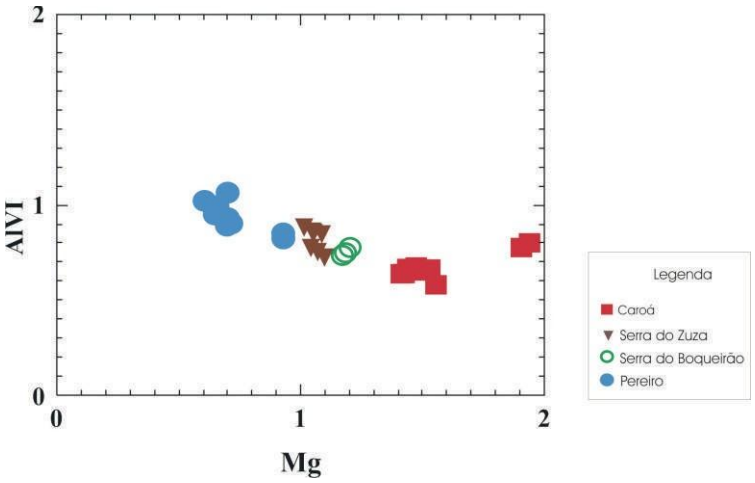


Figura 5.1.2 – Diagrama Al^{VI} versus Mg para as biotitas.

O conteúdo em óxidos FeO , MgO e Al_2O_3 foi utilizado por Abdel-Rahman (1994) para classificar as suítes magmáticas conforme os diagramas das figuras 5.1.3 a 5.1.6, percebendo-se que as biotitas dos granitóides estudados plotam no limite entre os campos das suítes peraluminosas e alcalinas (Fig. 5.1.6).

Não se projetam de forma bem definida, pois ora tendem para alcalinas (Fig.5.1.5), ora para peraluminosas (Fig. 5.1.3), ora até plotam, parcialmente, como suíte calcioalcalina, ou nos seus limites, conforme o exemplo do quartzodiorito de Açude Caroá (Fig. 5.1.4).

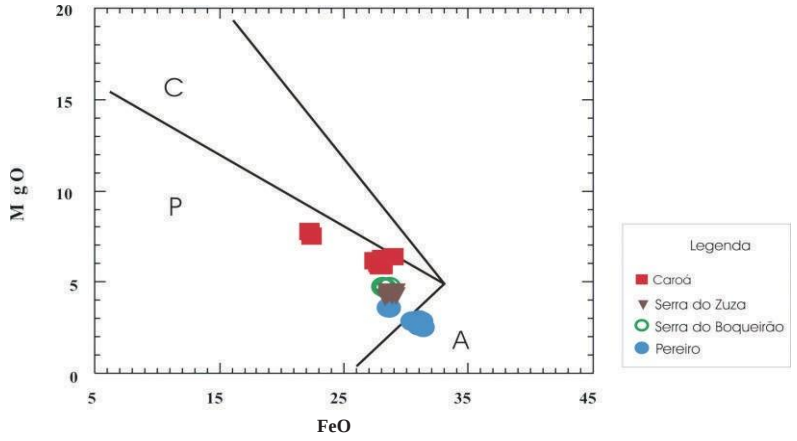


Figura 5.1.3 – Diagrama MgO versus FeO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suíte magmática a partir da química das biotitas. A = Suíte alcalina anarogênica; P = Suíte Peraluminosa; C = Suíte cálcio-alcalina

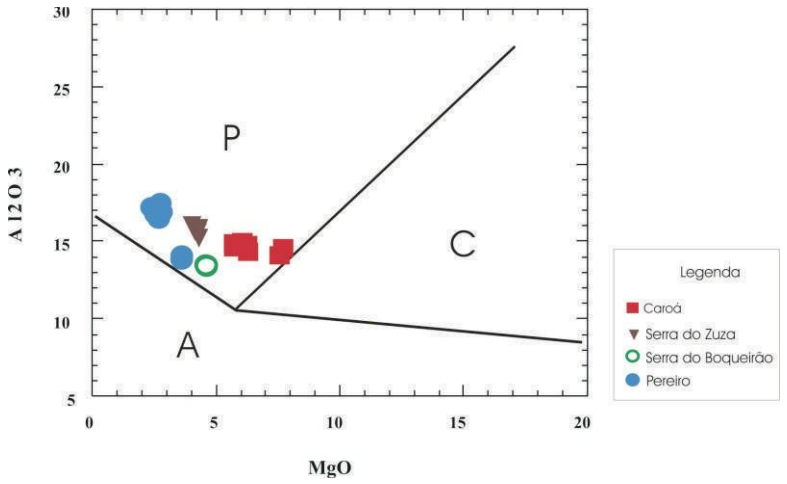


Figura 5.1.4 – Diagrama Al_2O_3 versus MgO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suíte magmática a partir da química das biotitas. A = Suíte alcalina anarogênica; P = Suíte Peraluminosa; C = Suíte cálcio-alcalina orogênica.

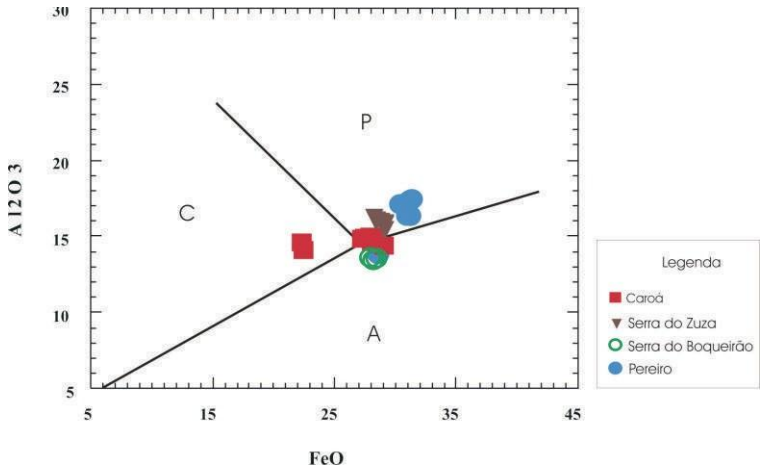


Figura 5.1.5 – Diagrama Al_2O_3 versus FeO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suíte magmática a partir da química das biotitas. A = Suíte alcalina anarogênica; P = Suíte Peraluminosa; C = Suíte cálcio-alcalina orogênica.

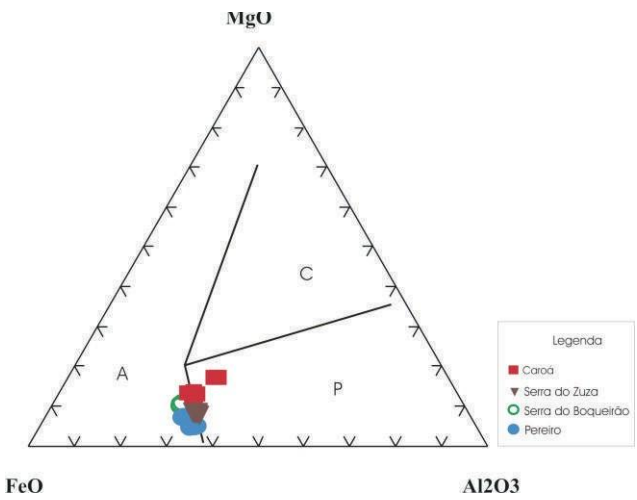


Figura 5.1.6 – Diagrama AFM (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suíte magmática a partir da química das biotitas. A = Suíte alcalina anarogênica; P = Suíte Peraluminosa; C = Suíte cálcio-alcalina orogênica.

O pluton Serra do Zuza é o que melhor se define como de filiação peraluminosa.

Os teores de TiO_2 (2,0 a 3,5%), FeO (27 a 32%) diferenciam as biotitas dos plútons, sendo mais titaníferas aquelas do granodiorito Serra do Zuza e do quartzodiorito Açude Caroá (Figs. 5.1.7 , 5.1.8 e 5.1.9).

O teor de MgO varia desde 2,5% nas biotitas do monzodiorito do plúton Serra do Pereiro até 7,8% nas biotitas do quartzomonzodiorito de Açude Caroá.

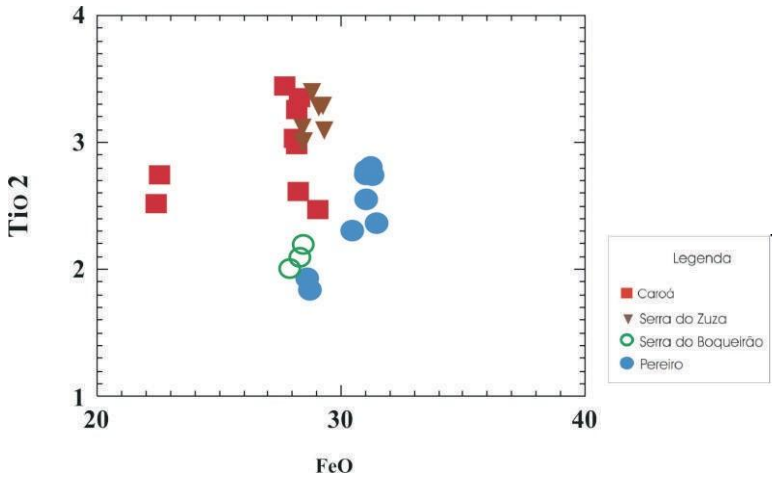


Figura 5.1.7 – Diagrama FeO versus TiO_2 para as biotitas.

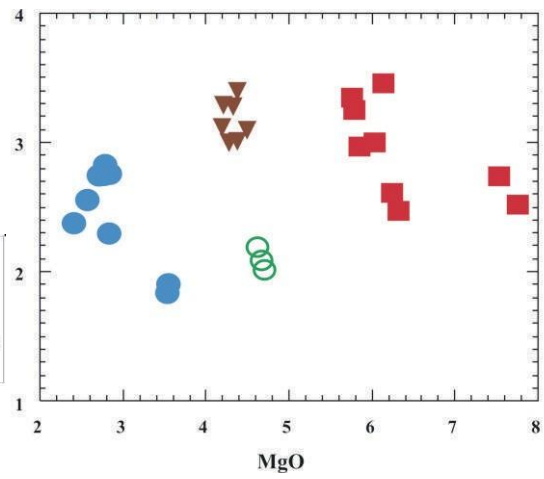


Figura 5.1.8 – Diagrama MgO versus TiO_2 para as biotitas.

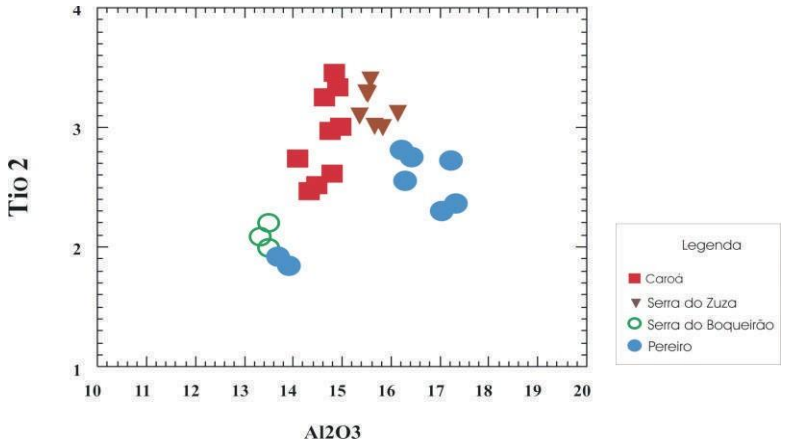


Figura 5.1.9 – Diagrama Al_2O_3 versus TiO_2 para as biotitas.

As biotitas dos monzogranitos possuem cerca de 2,0% TiO_2 e 3,5% a 4,6% MgO, com maior teor teor sendo observado nas biotitas em Serra do Boqueirão.

A variação na fugacidade de sendo observado oxigênio vincula-se com dissociação de água, diminuição na quantidade de hidrogênio e aumento na de oxigênio, nos estágios iniciais da cristalização de óxidos de ferro, biotita e anfibólios ricos em Fe (Czamanske & Wones, 1973; Czamanske *et al.*,1981; Abdel Rahman,1994) a partir de composições ricas em Al, isto é, peraluminosas.

Determinada a relação entre temperatura, fO_2 e quantidade de água, Burkhard (1991, 1994), a partir de estimativas T - fO_2, enfatiza a importância do ambiente tectônico e da temperatura de saturação em água (T_{H2O}), limite térmico para que se dê a oxidação do magma interagindo com H_2O.

O resultado mais prático é a distinção de três situações:

i. magma enriquecido em H_2O, aumento de fO_2, resultando cristalização simultânea de biotita e magnetita, mais típicas em granitóides relacionados com zonas de subducção;

ii. magma com baixo conteúdo aquoso, biotita se cristaliza antes e magnetita se forma ao final da diferenciação magmática, situação tipificada pela transição ilmenita-granitos para magnetita-granitos;

iii. magma anidro ou com baixíssimo conteúdo em H_2O, resulta da cristalização de ilmenita-granitos (não relacionados com subducção) pois T_{H2O} é posterior à cristalização de todas as fases minerais.

Nas suítes alcalinas, a cristalização tardia de óxidos de Fe e de Fe e Ti deve-se às baixas razões Mg / (Fe + Mg).

Nas rochas estudadas, os óxidos são parcialmente cedo-cristalizados e predomina a ilmenita, dados que ajudam a compreender a filiação magmática peraluminosa, apesar da projeção da composição das biotitas ocorrer nas

proximidades dos limites com a suíte alcalina.

5.2 - ANFIBÓLIOS

Foram analisados anfibólios de amostras dos enclaves mais máficos quartzo dioríticos, quartzo monzodioríticos (Açude Caroá) e quartzodiorítico a granodiorítico de Serra do Boqueirão.

As tabelas 5.2.1 e 5.2.2, a seguir sumarizam os dados das análises , fórmulas estruturais e classificação dos anfibólios estudados.

Os anfibólios possuem razão Fe / (Fe + Mg) variáveis entre 0,55 a 0,85, o que corresponde a baixas razões Mg / (Fe + Mg).

Tabela 5.2.1 Análises de anfibólios de Quartzo monzodiorito e Quartzodiorito de Açude do Caroá e Geotermobarometria (Blundy & Holland, 1990). Fórmula Estrutural calculada para 23 oxigênios.

	(14) Ev 32	(3) Ev 32	(4) Ev 32	(2) Ev 233	(3) Ev 233
SiO_2	45,67	42,14	42,36	44,47	41,82
Al_2O_3	2,32	9,07	9,20	7,45	10,04
TiO_2	5,42	1,39	0,70	0,46	0,68
Cr_2O_3	0,03	0,02	0,05	0,00	0,03
FeO	24,03	26,00	26,54	20,23	22,37
MnO	0,90	0,54	0,52	0,49	0,43
MgO	8,25	5,14	5,19	7,88	6,38
CaO	12,63	11,32	11,32	11,01	11,67
Na_2O	0,30	1,28	1,19	0,81	1,15
K_2O	0,20	1,14	1,15	0,84	1,23
	99,71	98,02	98,18	94,43	95,68
Anfibólio cálcico	Ti-Fe-Hornblenda	Hornblenda Ferro-Edenítica	Hornblenda Ferro-Edenítica	Fe-Hornblenda	Hornblenda Ferro-Edenítica
Geotermobarometria		510 ^{0}C – 4,95Kb 534 ^{0}C – 3,61Kb	518 ^{0}C – 5,03Kb 534 ^{0}C – 3,69Kb	509 ^{0}C – 3,57Kb 523 ^{0}C – 2,38Kb	500 ^{0}C – 5,86Kb 516 ^{0}C – 4,42Kb
Si	6,931	6,593	6,600	6,998	6,589
Al^{IV}	0,416	1,407	1,400	1,002	1,411
Al^{VI}	0,000	0,265	0,289	0,380	0,453
Ti	0,619	0,160	0,082	0,054	0,070
Cr	0,004	0,000	0,010	0,000	0,000
Fe^{+3}	0,250	0,200	0,350	0,098	0,210
Fe^{+2}	2,800	3,200	3,100	2,560	2,730
Mn	0,120	0,070	0,070	0,070	0,060
Mg	1,070	1,200	1,210	1,850	1,500
Ca	2,050	1,900	1,890	1,990	1,970
Ca					
Na	0,090	0,390	0,360	0,250	0,350
Na					
K	0,040	0,230	0,230	0,170	0,250
Total	15,180	15,620	15,590	15,420	15,600
Fe / (Fe + Mg)					
Mg / (Fe + Mg)		0,272	0,280	0,419	0,354
$Fe^{+3}/(Fe^{+3} + Al^{VI})$	1,000	0,426	0,550	0,205	0,322

Tabela 5.2.2 - Análises de anfibólios de Quartzodiorito e Granodiorito de Serra do Boqueirão e Geotermobarometria (Blundy & Holland, 1990). Fórmula Estrutural calculada para 23 oxigênios.

	(1) Ev 36	(2) Ev 36	(3) Ev 36	(4) Ev 39	(2) Ev 39
SiO_2	42,36	42,82	42,52	39,92	39,93
Al_2O_3	9,26	9,27	8,21	9,16	10,52
TiO_2	0,52	0,79	0,91	0,81	0,80
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02
FeO	24,61	26,08	26,29	25,98	27,14
MnO	0,53	0,62	0,50	0,60	0,50
MgO	5,37	5,33	5,25	3,15	2,86
CaO	11,77	11,52	11,70	11,26	11,18
Na_2O	1,31	1,33	1,06	1,22	1,31
K_2O	1,22	1,24	1,09	1,49	1,74
	96,95	99,00	97,61	93,59	95,98
Anfibólio cálcico	Hornblenda Ferro-Edenítica	Hornblenda Ferro-Edenítica	Hornblenda Ferro-Edenítica	Hornblenda K-Fe-Edenítica	Hornblenda K-Fe-Pargasítica
Geotermobarometria	516 ^{0}C – 5,17Kb 532 ^{0}C – 3,81Kb	512 ^{0}C – 5,04Kb 528 ^{0}C – 3,69Kb	522 ^{0}C – 4,21Kb 537 ^{0}C – 2,95Kb	502 ^{0}C – 5,52Kb 518^{0}C – 4,12Kb	495 ^{0}C – 6,60Kb 513 ^{0}C – 5,06Kb
Si	6,667	6,625	6,661	6,636	6,489
Al^{IV}	1,333	1,375	1,339	1,370	1,511
Al^{VI}	0,385	0,315	0,177	0,423	0,504
Ti	0,062	0,092	0,107	0,101	0,098
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{+3}	0,180	0,230	0,410	0,003	0,004
Fe^{+2}	3,060	3,140	3,040	3,580	3,650
Mn	0,070	0,080	0,070	0,080	0,070
Mg	1,260	1,230	1,230	0,780	0,690
Ca	1,980	1,910	1,980	2,080	1,950
Ca					
Na	0,100	0,400	0,320	0,390	0,410
Na					
K	0,240	0,240	0,220	0,320	0,360
Total	15,640	15,640	15,540	15,710	15,770
Fe / (Fe + Mg)					
Mg / (Fe + Mg)	0,292	0,281	0,287	0,179	0,159
$Fe^{+3}/(Fe^{+3} + Al^{VI})$	0,319	0,426	0,696	0,057	0,067

Classificam-se como cálcicos ricos em ferro, enquadrando-se como hornblenda ferro-edenítica e hornblenda ferro-pargasítica (Leake *et al.*, 1997), cujas razões Mg / (Fe + Mg) variam desde 0,15 a 0,20 no granodiorito de Serra do Boqueirão, aumentando substancialmente no quartzo monzodiorito de Açude Caroá, isto é, aumenta o conteúdo em magnésio nos tipos mais ricos em silício (Figuras 5.2.1).

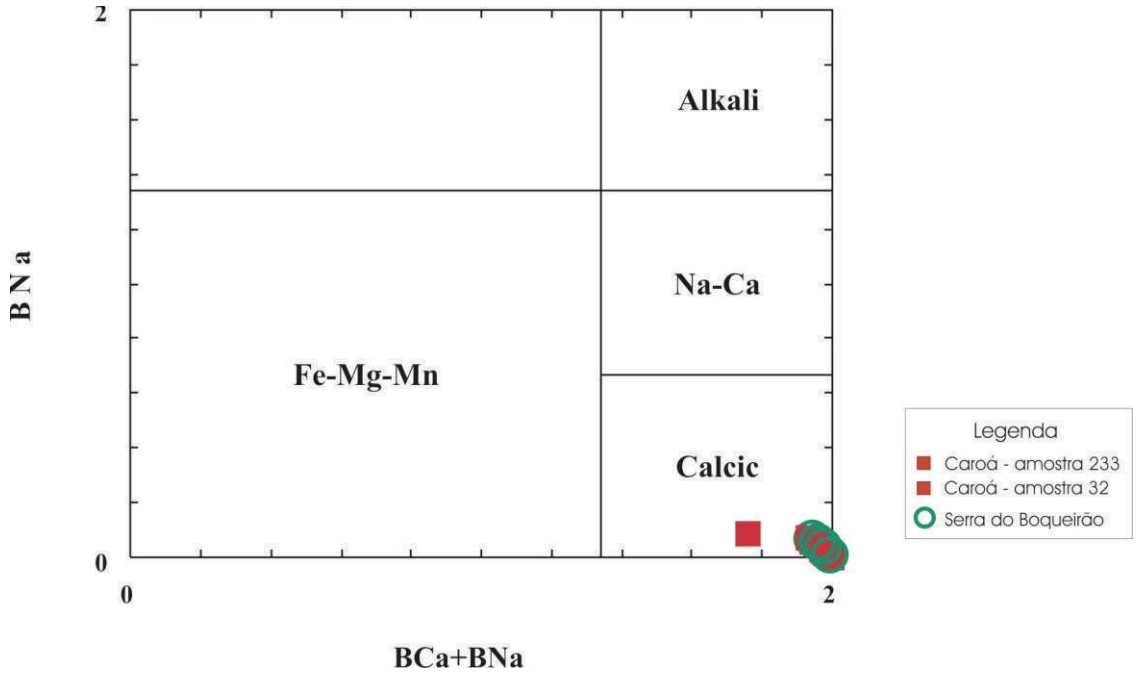


Figura 5.2 – Diagrama para classificaçãodos anfibólios da ZCAI, dentre os quatro grupos propostos por Leake (1978).

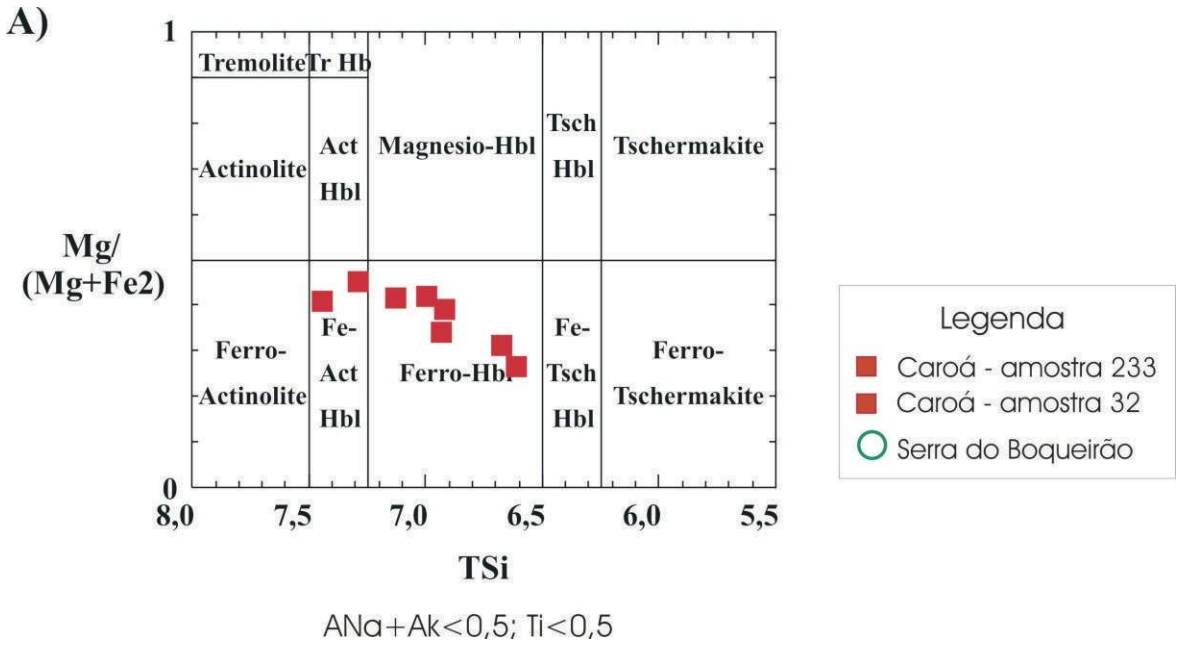
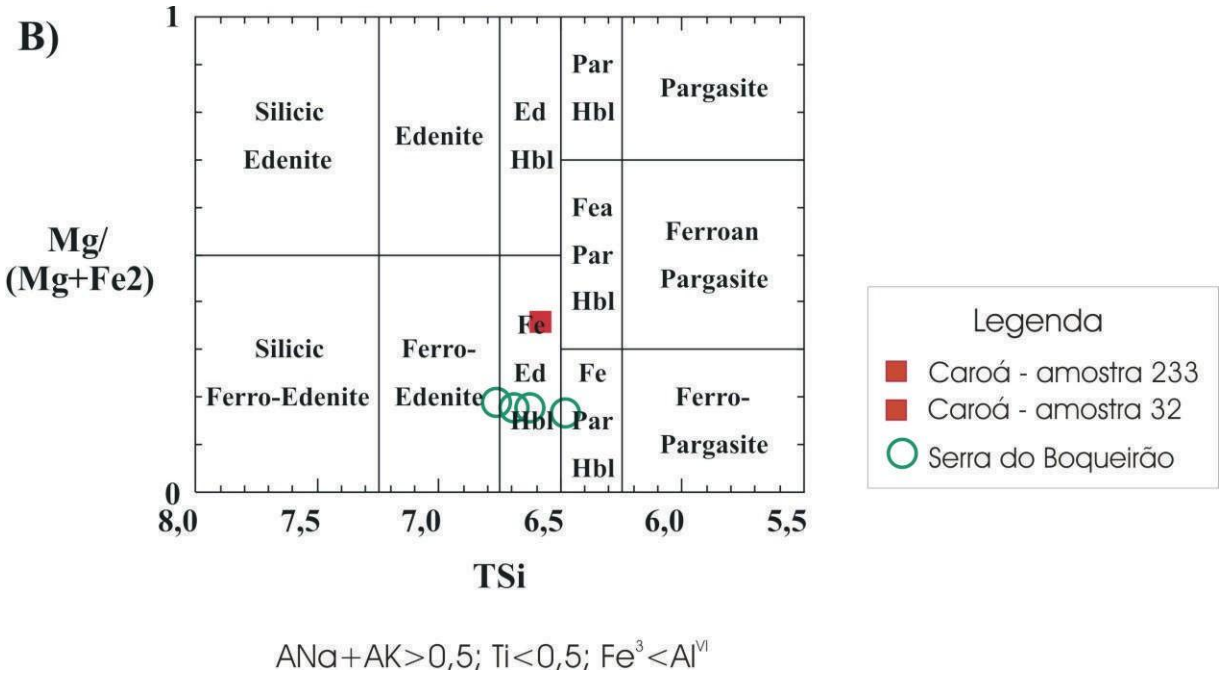


Figura 5.2.1 – Diagrama para classificaçãodos anfibólios da ZCAI, dentre os quatro grupos propostos por Leake (1978).



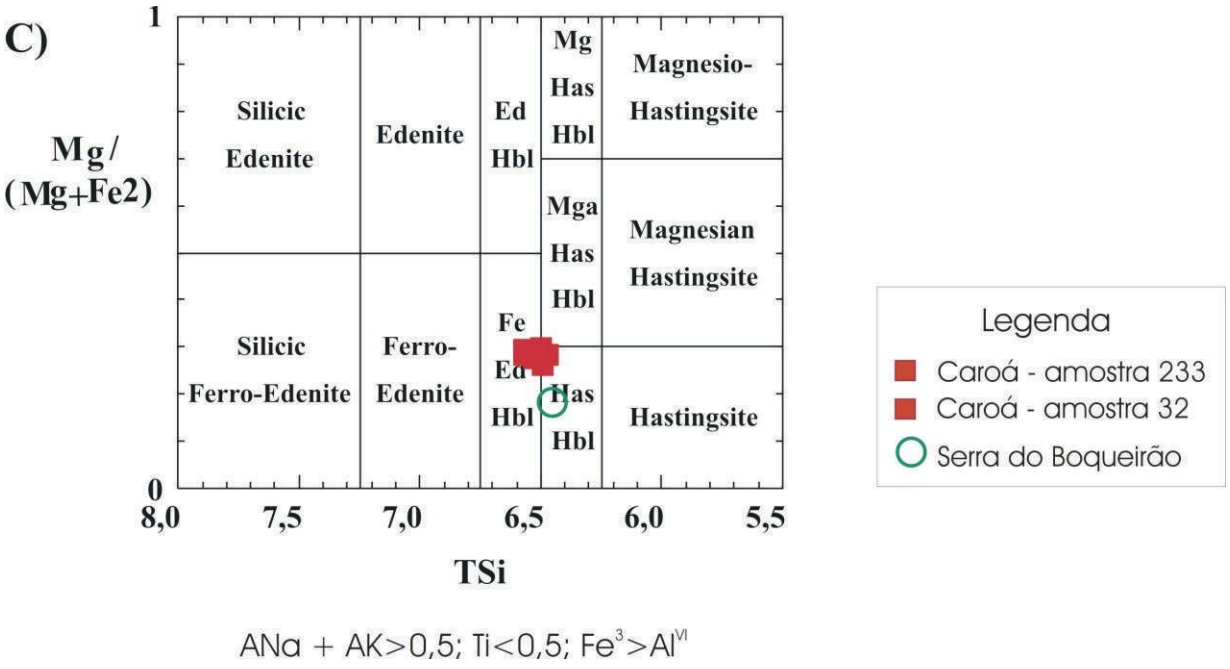
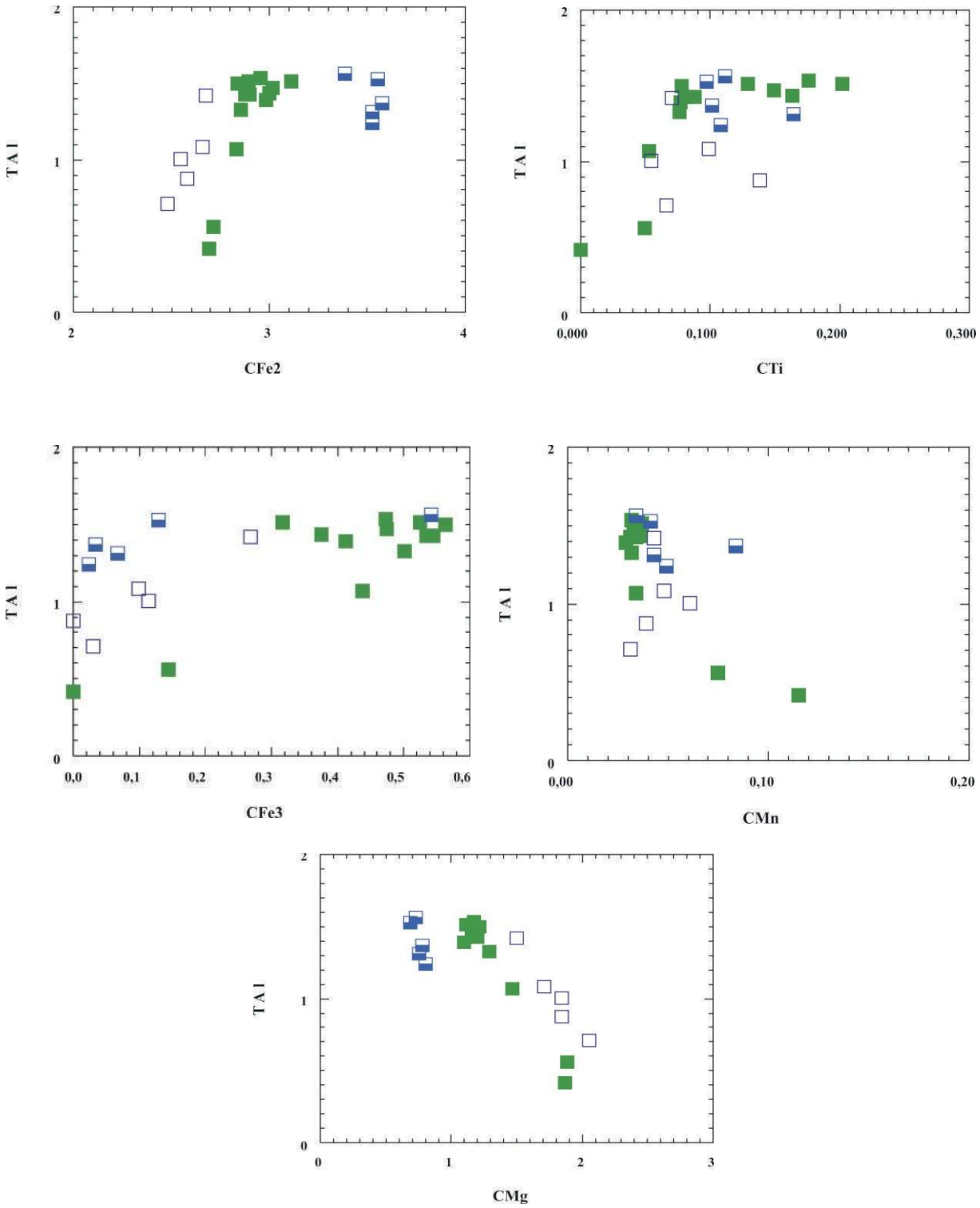


Figura 5.2.1 – Nomenclatura dos anfibólios cálcicos dos granitóides da ZCAI (Leake, 1978), para:

A) $A_{Na} + A_K < 0,5$;

B) $A_{Na} + A_K > 0,5$; Ti<0,5; $Fe^3 < Al$;

C) $A_{Na} + A_K > 0,5$; Ti<0,5; $Fe^3 > Al$.



Figuras 5.2.2.a a 5.2.2.e – Diagramas Al^{IV} ou T Al versus CFe^2, CTi, CFe^3, CMn e Cmg.

A quantidade de Al^{IV} (ou T_{Al}) ou alumínio tetraédrico, varia desde 0,4 a 1,6, enquanto os cátions Fe^{2+}(2,4 a 3,6), Ti (0,06 a 0,20), Fe^{3+} (0,0 a 0,56), Mn (0,03 a 0,12) e Mg (0,6 a 2,1), conforme as Figuras 5.2.2.

Correlação negativa ocorre entre Al^{IV} e Mg (Fig. 5.2.2.e) e positiva entre Al^{IV} versus Ti , Fe^{2+} e Fe^{3+} (Figs. 5.2.2.a, 5.2.2.b e 5.2.2.c), principalmente para os litotipos dioríticos de Açude Caroá.

Considerando que a entrada desses cátions, somente possível no sítio do Al^{VI} (ou C_{Al}), ou sítio do alumínio octaedral, parece confirmada pelas correlações positivas entre CAl versus Fe^{3+}, conforme a Figura 5.2.3.b, há sugestão de substituição dos cátions Al por Mg no sítio tetraedral e do Mg e Al^{VI} pelos demais cátions citados, no sítio octaedral.

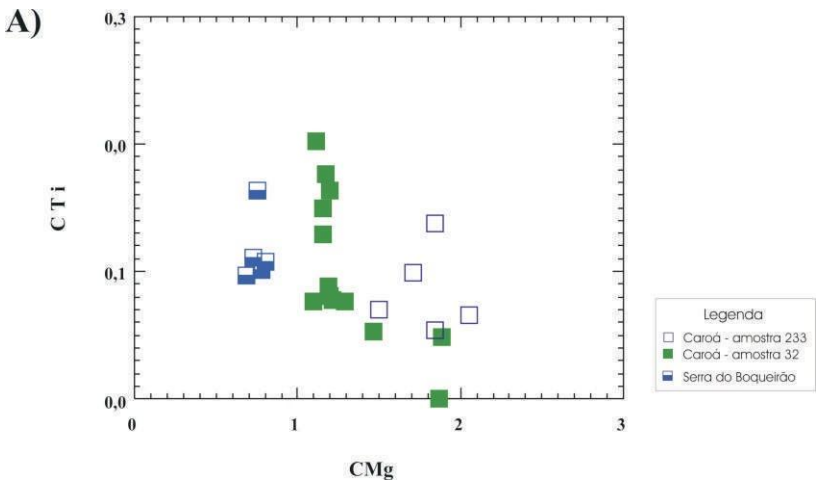


Figura 5.2.3.a – Diagrama CTi versus Cmg

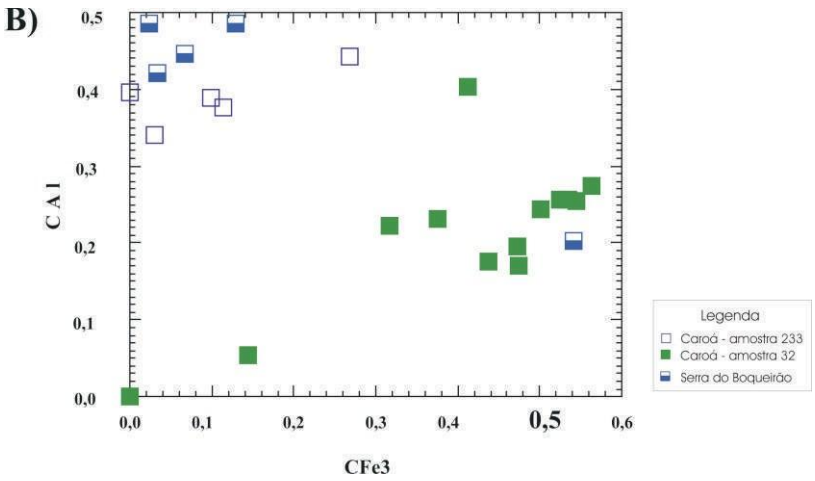


Figura 5.2.3.b – Diagrama CAl versus CFe^{3}

Correlação positiva Al_2O_3 versus FeO e negativa Al_2O_3 versus MgO (Figuras 5.2.4.a e 5.2.4.b) confirmam a variação similar entre os componentes (óxidos) da fase mineral (anfibólio).

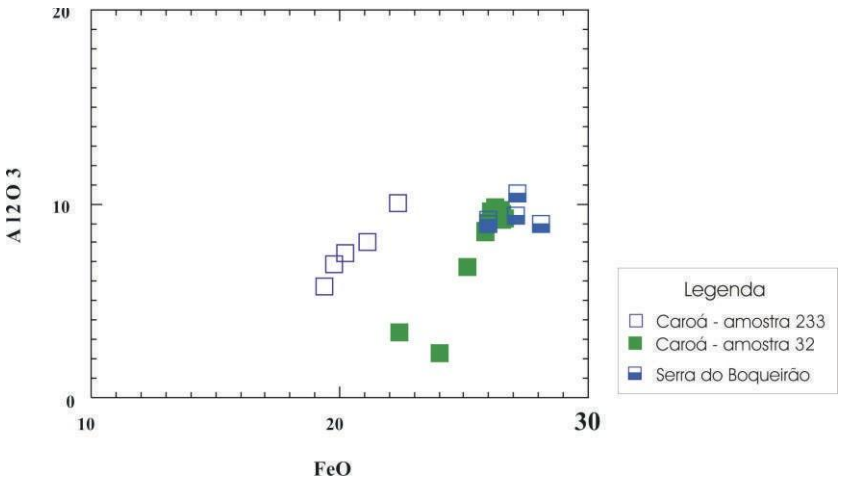


Figura 5.2.4.a – Diagrama Al_2O_3 versus FeO.

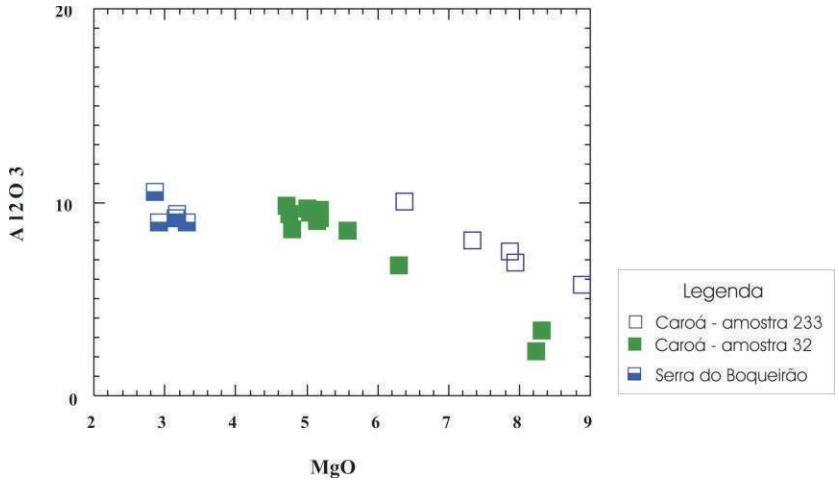


Figura 5.2.4.b – Diagrama Al_2O_3 versus MgO.

Hammarstron & Zen (1986) se referem à dependência composicional dos anfibólios sob influência de parâmetros, tais como Si, Al, Al^{IV}, Ti, Mn e as razões Fe^{+3}/ (Fe^{+3} + Fe^{+2}) e Mg / (Mg + Fe) ou sua recíproca Fe / (Fe + Mg).

Aqueles autores citam alguns exemplos, tais como: o aumento de AlIV no anfibólio que corresponderia à diminuição de temperatura e aumento de pressão; o aumento de Ti, que tende a expressar aumento de temperatura e redução na fugacidade de oxigênio; o aumento na relação Mg / (Mg + Fe) que traduz aumento de temperatura e de fugacidade de oxigênio.

A tabela 5.2.3 seguinte sumariza dados das análises, por microssonda, dos anfibólios e de integrantes de sua fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios.

Tabela 5.2.3 – Dados da análise, por microssonda, de anfibólios do Quartzodiorito a Quartzomonzodiorito (Ev32) e do Quartzodiorito a Granodiorito (Ev233) de Açude do Caroá; do Quartzodiorito a Granodiorito (Ev36) e Granodiorito (Ev39) de Serra do Boqueirão.

Amostra	Ti	Al^t	Ti/Al^{IV}	Ti/Al^{VI}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Mg
(14) Ev32	0,62	0,42	0/0,416	0,619/0	2,80	0,25	1,87
(3) Ev32	0,16	1,67	0/1,407	0,164/0,265	3,20	0,20	1,20
(4) Ev32	0,08	1,69	0/1,400	0,082/0,289	3,10	0,35	1,21
(2) Ev233	0,05	1,38	0/1,002	0,054/0,300	2,56	0,10	1,05
(3) Ev233	0,07	1,86	0/1,411	0,070/0,453	2,73	0,21	1,50
(1) Ev36	0,06	1,72	0/1,333	0,062/0,385	3,06	0,18	1,26
(2) Ev36	0,09	1,69	0/1,375	0,092/0,315	3,14	0,23	1,23
(3) Ev36	0,11	1,52	0/1,339	0,107/0,177	3,04	0,41	1,23
(4) Ev39	0,10	1,79	0/1,370	0,101/0,423	3,58	0,03	0,78
(2) Ev39	0,10	2,01	0/1,511	0,098/0,504	3,65	0,04	0,69

Otten (1984) refere a relação linear entre titânio e temperatura, conforme as expressões seguintes:

$$T > 970°C \Rightarrow T(°C) = 273 \times (Ti) + 877 \quad (I) \text{ e}$$

$$T < 970°C \Rightarrow T(°C) = 1204 \times (Ti) + 545 \quad (II)$$

Apartir das expressões acima calculam-se as correspondentes temperaturas.

Tabela 5.2.4 – Dados da verificação da relação linear entre temperatura de cristalização e conteúdo em titânio de anfibólios baseados na proposta de Otten (1984).

Amostra	Ti	Resultado para (I)	Resultado para (II)
(14) Ev32	0,62	1.046°C	1.291°C
(3) Ev32	0,16	921°C	738°C
(4) Ev32	0,08	899°C	641°C
(2) Ev233	0,05	891°C	605°C
(3) Ev233	0,07	896°C	629°C
(1) Ev36	0,06	898°C	617°C
(2) Ev36	0,09	902°C	653°C
(3) Ev36	0,11	907°C	677°C
(4) Ev39	0,10	904°C	665°C

Verifica-se que exceto a amostra (14)Ev32 (Ti= 0,62) as demais amostras, com Ti =c0,05 a 0,16 harmonizam-se com a segunda expressão, mostrando as possibilidades de T 0C < 970 0C, variando desde 605°C a 738°C.

O aumento de Al^t, ou Al total, significa aumento de pressão e é o fundamento para os experimentos barométricos de Schmidt (1992,1993) no geobarômetro Al em hornblenda.

A relação Fe /(Fe+Mg), cujo aumento traduz diminuição de temperatura e de fugacidade de oxigênio, tem funcionado como um fator de restrição para que o anfibólio possa ser utilizado no geotermômetro anfibólio-plagioclásio, requerendo-se um intervalo ideal entre 0,45 e 0,65.

As figuras 5.2.5 e 5.2.6 mostram a variação das razões Mg / (Mg + Fe) e Fe/(Fe+Mg) em cada rocha e nas amostras de anfibólio, na expectativa de avaliar fracionamento.

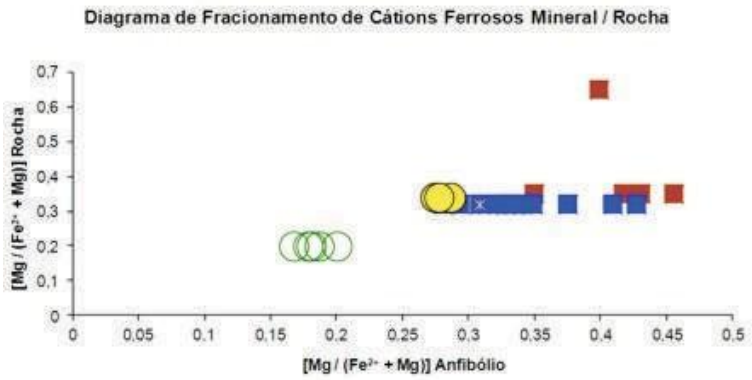


Figura 5.2.5 - Diagrama de Fracionamento de Cátions Ferrosos (Mineral/ Rocha)

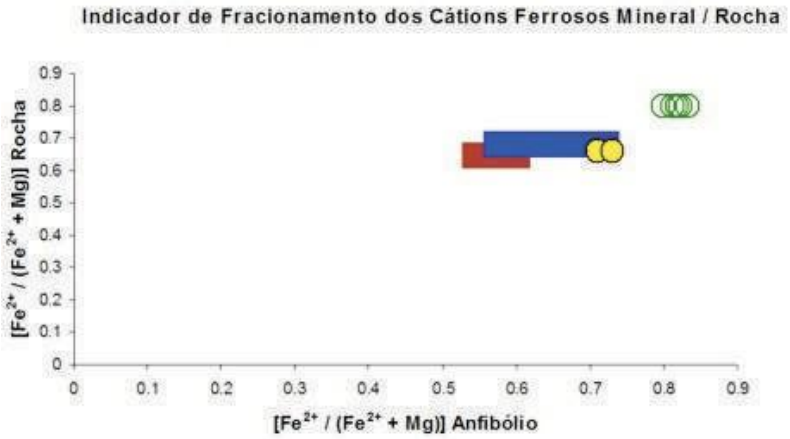


Figura 5.2.6 - Diagrama de Fracionamento de Cátions Ferrosos (Mineral/ Rocha)

Verifica-se que os anfibólios do quartzo monzodiorito e do quartzo diorito de Açude Caroá, enriqueceram em Mg em relação à rocha, 181% e 172%, respectivamente, enquanto no plúton de Serra do Boqueirão, os anfibólios do monzogranito enriqueceram 141% e os do monzodiorito não enriqueceram em relação à rocha.

Considerando as influências descritas por Hammarstron & Zen (1986), estes enriquecimentos podem significar que a cristalização se deu segundo aumento de temperatura e de fugacidade de oxigênio, levantando, portanto, a sugestão de aporte, ou mistura de magma.

Atabela a seguir esclarece a procedência dos valores antes colocados.

Tabela 5.2.5 – Parãmetros de referência nos anfibólios em litotipos dos Plútons de Serra do Boqueirão e Açude do Caroá.

Amostra	Razão no Anfibólio	Razão na Rocha		Enriquecimento (Mineral/Rocha)
Granodiorito Ev39	0,16 - 0,18	0,12	Mg/(Fe+Mg)	1,41
Quartzodiorito Ev36	0,28 - 0,29	0,34	Mg/(Fe+Mg)	0,79
Quartzodiorito Ev233	0,35 - 0,42	0,22	Mg/(Fe+Mg)	1,81
Quartzo monzodiorito a quartzodiorito Ev32	0,27 - 0,28	0,20	Mg/(Fe+Mg)	1,73

Oportuno chamar a atenção para o fato de que as profundidades e temperaturas calculadas aplicam-se aos litotipos mais primitivos, cuja relação com os tipos mais evoluídos pode suscitar questionamentos.

5.3 - FELDSPATOS

As análises de plagioclásio indicam composição de oligoclásio $Ab_{90}An_{10}$ a $Ab_{83}An_{17}$ enquanto os K-feldspatos estão entre Or_{100} e $Or_{80}Ab_{20}$ (Fig. 5.3.1, página seguinte), consideradas apenas as amostras mais félsicas de Serra do Boqueirão, Serra do Zuza e Serra do Pereiro.

Nos granitóides mais máficos de Açude Caroá, o quartzo diorito possui plagioclásio variando em composição de andesina a oligoclásio ($Ab_{55}An_{45}$ e $Ab_{78}An_{22}$), enquanto o quartzo monzodiorito apresenta dominância de oligoclásio ($Ab_{76}An_{24}$ a $Ab_{81}An_{19}$).

No plúton Serra do Boqueirão, o monzodiorito apresenta maior variação nos plagioclásios ($Ab_{55}An_{45}$ a $Ab_{81}An_{19}$). Os fenocristais podem ser zonados com núcleos $Ab_{63}An_{35}Or_2$ e $Ab_{55}An_{42}Or_3$ e bordas $Ab_{62}An_{38}$ e $Ab_{73}An_{26}Or_1$, respectivamente.

As análises dos feldspatos e suas respectivas fórmulas estruturais, calculadas para 32 oxigênios, em dezoito amostras, são mostradas para o plúton Serra do Boqueirão (Tabela 5.3.1.a) e para plúton de Açude do Caroá (Tabela 5.3.1.b).

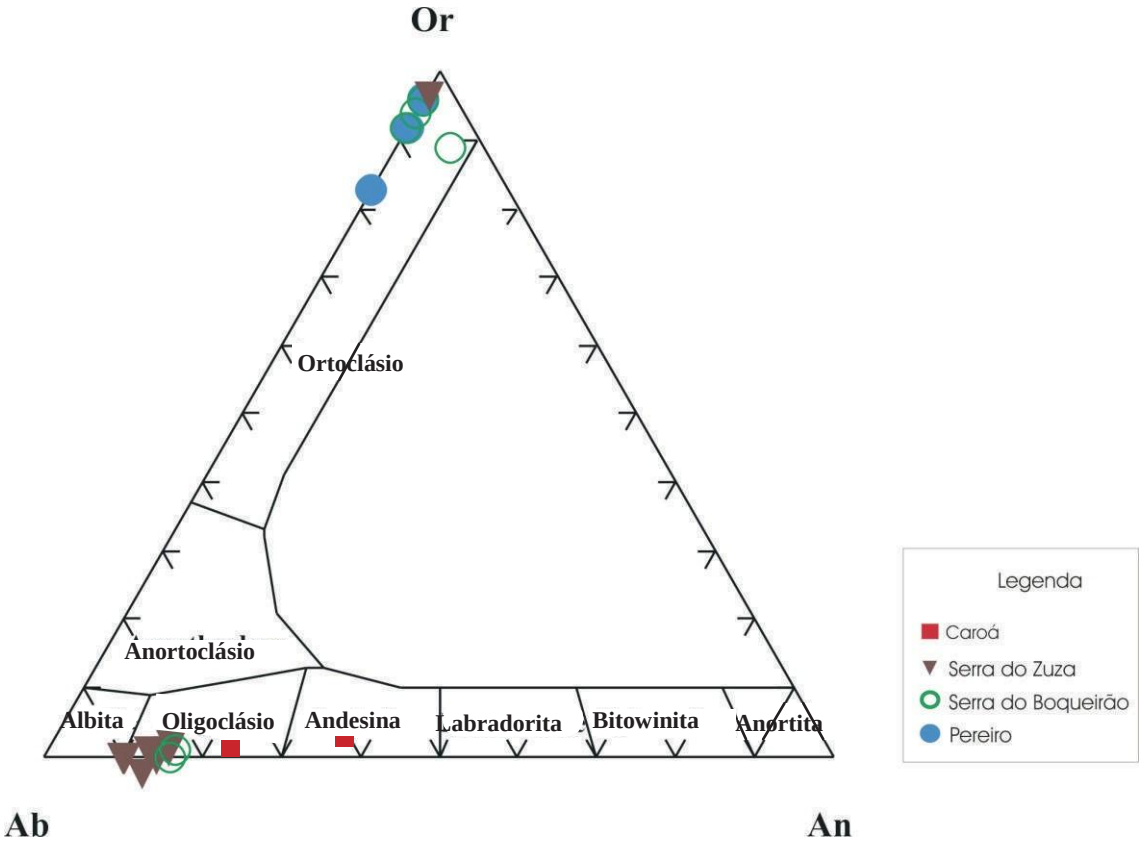


Figura 5.3.1 – Diagrama triangular Ab – An – Or de classificação dos plagioclásios e dos K-feldspatos que constituem os granitóides da ZCAI.

Tabela 5.3.1.a - Fórmula estrutural calculada para 32 oxigênios com conteúdo de Feldspatos analisados sob microsonda. Quartzodiorito a Granodiorito (Ev36) de Serra do Boqueirão.

	Ev36.1	Ev36.2	Ev36.3	Ev36.4 (Fenocristal núcleo)	Ev36.5 (borda)	Ev36.3 (núcleo)	Ev36.7 (borda)	Ev36.8	Ev36.9
SiO_2	29,95	30,24	30,29	26,95	26,58	26,21	28,79	28,33	27,40
Al_2O_3	10,15	10,58	11,97	13,48	13,92	14,26	12,54	12,87	13,32
CaO	-	0,64	2,48	4,80	5,50	5,93	3,61	4,05	4,67
FeO	0,08	0,01	0,05	0,01	0,02	0,21	0,05	0,05	0,09
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	1,20	0,64	-	0,02	-	0,21	-	0,07	-
Na_2O	0,35	2,51	6,65	4,96	5,12	6,56	5,88	5,71	4,66
K_2O	12,73	9,04	0,15	0,29	0,06	0,37	0,15	0,16	1,25
Total	54,45	53,67	51,59	50,51	51,20	51,76	51,02	51,23	51,38
Si^{+4}	2,97	2,94	2,85	2,65	2,60	2,56	2,76	2,73	2,67
Al^{+3}	1,05	1,07	1,17	1,38	1,42	1,45	1,25	1,29	1,35
Ca^{+2}	-	0,04	0,16	0,33	0,38	0,41	0,24	0,27	0,32
Fe^{+2}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr^{+2}	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba^{+2}	0,02	0,01	-	0,00	-	0,00	-	0,00	-
Na^{+1}	0,04	0,30	0,76	0,60	0,61	0,54	0,69	0,67	0,55
K^{+1}	0,90	0,63	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,09
Total	4,99	4,99	4,96	4,97	5,00	5,00	4,96	4,97	4,98
0-2	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
An%	-	4,1	17,2	34,7	38,4	41,8	25,5	28,4	33,3
Ab%	4,3	30,9	81,7	63,2	61,6	55,1	73,4	70,5	57,3
Kf%	95,7	65,0	1,1	2,1	-	3,1	1,1	1,1	9,4

Tabela 5.3.1.b - Fórmula estrutural calculada para 32 oxigenios ou conteúdo cationico de Feldspatos analisados sob microsonda. Quartzo diorito (Ev233) e Quartzo monzodiorito (Ev32) de Açude do Caroá.

	Ev233.1	**Ev233.2**	**Ev32.1**	**Ev32.2**	**Ev32.3**	**Ev32.4**	**Ev32.5**	**Ev32.6**	**Ev32.7**
SiO_2	28,17	30,18	26,96	27,49	25,74	27,56	26,87	28,75	29,53
Al_2O_3	13,35	12,09	13,92	14,00	14,25	13,46	13,74	12,44	12,09
CaO	3,02	2,44	5,69	5,67	6,02	4,99	5,45	3,36	2,92
FeO	0,08	0,09	0,29	0,02	0,79	0,04	0,41	-	0,04
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	0,18	0,11	0,07	-	-	-	
Na_2O	5,93	5,93	4,62	4,71	4,37	5,13	4,90	6,01	6,21
K_2O	0,12	0,10	0,24	0,11	0,35	0,11	0,19	0,12	0,13
Total	49,69	51,48	51,89	52,10	51,60	51,29	51,57	50,68	50,91
Si^{+4}	2,77	2,84	2,61	2,63	2,54	2,66	2,61	2,77	2,82
Al^{+3}	1,26	1,18	1,40	1,39	1,46	1,35	1,39	1,25	1,20
Ca^{+2}	0,21	0,16	0,39	0,38	0,42	0,34	0,37	0,23	0,29
Fe^{+2}	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,02	-	0,00
Sr^{+2}	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba^{+2}	-	-	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-
Na^{+1}	0,71	0,76	0,55	0,55	0,53	0,61	0,58	0,71	0,72
K^{+1}	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	4,96	4,95	4,97	4,96	5,01	4,97	4,99	4,96	4,95
0-2	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
An%	22,6	17,2	40,6	40,4	43,3	35,4	38,5	24,2	30,7
Ab%	76,3	81,7	57,3	58,5	54,6	63,5	60,4	74,7	78,3
Kf%	1,1	1,1	2,1	1,1	2,1	1,1	1,1	1,1	1,0

5.4. GEOTERMOBAROMETRIA

Os anfibólios variam a composição em função de condições específicas (Hammarstron & Zen, 1986), aliada ao fato de ser o mais frequente mineral máfico, cedo-cristalizado, nos granitóides, têm estimulado o seu uso como uma ferramenta que vem sendo aperfeiçoada para determinação de pressão e temperatura.

A quantidade de alumínio total - Al^t varia nos anfibólios cálcicos das rochas de diferentes ambientes tectônicos, estudadas por Hammarstron & Zen (*op.cit.*):

(i) - valores menores ou iguais a 1,8 nas intrusões pós-tectônicas e de níveis crustais mais elevados dos batólitos de Mount Princeton e Pioneer (EUA);

(ii) - valores superiores a 1,8 para intrusões em terrenos acrescionários, como os plútons do Mesozóico em Round Valley e Ecstall (EUA) e Moth Bay (Alaska), também diferenciadas pela presença de epidoto magmático.

É oportuno o registro de que nas rochas de Açude do Caroá (Ev 32 e Ev 233) os anfibólios mostram alumínio total (Al^t) pouco inferior a 1,8 ao passo que no plúton de Boqueirão os valores correspondentes são pouco superiores.

Utilizando as associações minerais das rochas encaixantes e o conhecimento acumulado de química mineral para a estabilidade do epidoto magmático (Naney, 1973), determinaram-se pressões da ordem mínima de 8 Kbar, contrastando com valores de 1-2 Kbar para as rochas sem epidoto. Oportuno informar que o epidoto não foi acessório frequente nas rochas estudadas.

O resultado dos estudos sobre a variação na composição das hornblendas versus a fugacidade de oxigênio, alvo das investigações de Spear (1981) e Helz (1983), permitiu a conclusão de que o efeito da variação da fugacidade de oxigênio (fO_2) sobre o conteúdo de alumínio total (Al^t) pode ser relegado quando comparado com a influência causada pela variação da pressão (Hammarstron & Zen, *op.cit.*)

Dados analíticos de hornblendas sintéticas e de rochas plutônicas calcialcalinas, mostraram correlação linear positiva entre Al^t versus pressão, o que permitiu a aplicação de regressão linear.

Daí, as equações lineares das calibrações:

Hammarstron & Zen (1986)	$P (\pm 3 \text{ Kbar}) = -3{,}92 + 5{,}03\ Al_t$
Hollister et al. (1987)	$P(\pm 1\text{Kbar}) = -4{,}76 + 5{,}64\ Al_t$
Johnson & Rutherford (1989)	$P (\pm 0{,}5 \text{ Kbar}) = -3{,}46 + 4{,}23\ Al_t$
Schmidt (1994)	$P (\pm 0{,}6 \text{ Kbar}) = -3{,}01 + 4{,}76\ Al_t$

A redução do erro deve-se ao aumento do banco de dados, mas também devem ser consideradas as condições introduzidas no experimento.

Acalibração de Johnson & Rutherford (1989) apresenta erro menor, mas foi feita sob pressão de voláteis, para rochas plutônicas e vulcânicas, em condições restritas de

2 a 8 Kbar e 740°C – 780°C.

A calibração de Hammarstron & Zen (1986) para as cinco intrusões calcialcalinas dos EUA e Alaska, nas quais o anfibólio também estava em equilíbrio com o quartzo, se referiam a pressões moderadas.

A calibração de Hollister *et al.* (1987) se fundamenta em aumento do banco de dados, mas também analisaram rochas calcialcalinas do Complexo Central da Colúmbia Britânica. Recomendam a utilização de margens de hornblenda, os átomos de sódio do sítio Atem um limite por unidade de fórmula ($Na^A > 0,02$ pfu), o $Al^{VI} < 1,8$pfu e o silício precisa respeitar o intervalo 6< Si < 7,7pfu. O intervalo das pressões se situa desde 2 a 6 Kbar .

A calibração de Schmidt (1992) considera condições saturadas em água, em tonalitos naturais, com conteúdo de Al^t de 3,37 átomos por unidade de fórmula, pressões desde 2,5 a 13,0 Kbar e temperaturas de 655°C a 700°C. Nestas condições a correlação estatística alcançou quase 100% ($r^2 = 0,99$).

O uso da calibração de Schmidt (*op.cit.*) enfatiza a faixa de 0,45 a 0,65 para a razão Fe/ (Fe+ Mg).

Para a determinação das temperaturas, Anderson & Schmidt (1995) e Anderson (1996) alertam para a necessidade de ter se dado equilíbrio nos bordos do par hornblenda-plagioclásio. Este equilíbrio deve se traduzir por boas correlações lineares (>0,70) entre Na/Ca no plagioclásio versus a mesma razão no anfibólio e, analogamente, a relação Si /Al no plagioclásio versus XSi / XAl no anfibólio.

Levantados os critérios, foram elaboradas as Tabelas 5.4.1 e 5.4.2, seguintes para testar a aplicabilidade aos geotermobarômetros.

Tabela 5.4.1 - Dados dos pares anfibólio-plagioclásio para testar aplicabilidade ao Geotermômetro de Holland & Blundy em litotipos de Açude do Caroá (Ev 233 e Ev 32) e Serra do Boqueirão (Ev 36 e Ev39).

	Si/Al (Plag)		Na/ Ca (Plag)	Identificação Plagioclásio	Ab%	An%	Identificação Anfibólio	Na/Ca Anfibólio	XSi / XAl Anfibólio
Ev233	2,193		3,423	Plag 1	76,3	23,7	Anf 2	0,124	6,948
Ev233	2,401		4,691	Plag 2	81,7	17,2	Anf 3 (borda) Pto 24	0,178	4,642
Ev233	2,193		3,423	Plag233.1	76,3	23,5	Anf4 (núcleo)	0,138	6,394
Ev233	2,401		4,691	Plag233.2	81,7	17,2	Anf5	0,134	8,174
Ev 32	1,862		1,416	Plag 32. 1	67,0	33,0	Anf 32. 5	0,200	4,438
Ev 32	1,736		1,264	Plag 32. 3	66,0	34,0	Anf 32. 6	0,186	4,602
Ev 32	1,968		1,795	Plag 32. 4	66,5	33,5	Anf 32. 10	0,158	4,751
Ev 32	1,880		1,569	Plag 32. 5	67,5	32,5	Anf 32. 12	0,240	4,294
EV 32	2,348		3,713	Plag 7	67,0	33,0	Anf 3	0,205	4,587
Ev 32	2,222		3,119	Plag 6	66,0	34,0	Anf 4 (borda)	0,190	3,907
Ev32	1,887		1,450	Plag 2	67,5	32,5	Anf 14 (borda)	0,044	16,704
Ev 36	1,831		1,605	Plag36.5(borda)	61,6	38,4	Anf 1	0,207	3,867

Ev 36	2,208		2,875	Plag36.7(borda)	73,4	25,5	Anf 2	0,217	3,941
Ev 36	2,116		2,481	Plag36.8(borda)	70,5	28,4	Anf 3	0,172	4,392
Ev 39	2,511		4,939	Plag 4	82,3	16,7	Anf3 (núcleo)	0,226	5,084
Ev 39	3,047		0,537	Plag 5			Anf 1	0,187	4,131
Ev 39	2,577		5,157	Plag 6	83,2	16,1	Anf 2	0,213	4,249
Ev 39	3,047		4,939	Plag 4	82,3	16,7	Anf 4	0,196	4,839
Ev 39	2,577		5,137	Plag 6	83,2	16,1	Anf 5	0,210	5,441

A tabela 5.4.2 sintetiza as razões do conteúdo atômico do ferro, para selecionar os dados pertinentes aos anfibólios.

Tabela 5.4.2 - Estimativas da razão Fe / (Fe + Mg) dos anfibólios de granitóides ao Sul da Zona de Cisalhamento de Afogados da Ingazeira .
Obs. (+) Conforme recomendação de Anderson & Smith (1995) os anfibólios utilizáveis no geobarômetro de Al em Hornblenda devem ter a relação supra entre 0,45-0,65.

AMOSTRA	Fe total	Mg	Fe total + Mg	Fe/(Fe+Mg)
Ev 233 Anf 1	2,455	2,054	4,509	**0,54 (+)**
Ev 233 Anf 2	2,444	1,847	4,291	**0,57 (+)**
Ev 233 Anf 3	2,432	1,496	3,928	**0,62 (+)**
Ev 233 Anf 4	2,572	1,706	4,278	**0,60 (+)**
Ev 233 Anf 5	2,580	1,847	4,427	**0,58 (+)**
Ev 32 Anf 4	2,401	1,201	3,602	0,67
Ev 32 Anf5	2,596	1,156	3,752	0,69
Ev 32 Anf6	2,438	1,192	3,630	0,67
Ev 32 Anf 7	2,347	1,211	3,558	0,66
Ev 32 Anf8	2,437	1,158	3,595	0,68
Ev 32 Anf9	2,550	1,170	3,720	0,69
Ev 32 Anf10	2,632	1,093	3,725	0,71
Ev 32 -Anf 11	2,415	1,293	3,708	0,65
Ev 32 Anf12	2,857	1,113	3,960	0,72
Ev 32 Anf 13	2,533	1,889	4,422	**0,57 (+)**
Ev 32 Anf 14	2,694	1,866	4,560	**0,59 (+)**
Ev 32 Anf2	2,436	1,462	3,898	0,62 (+)-
Ev 32 Anf3	2,676	1,194	3,870	0,69
Ev 39 Anf1	2,900	0,726	3,626	0,80
Ev 39 Anf2	3,432	0,690	4,122	0,83
Ev 39 Anf3	3,478	0,754	4,232	0,82
Ev 39 Anf4	3,540	0,781	4,321	0,82
Ev 39 Anf5	3,504	0,804	4,308	0,81
Ev 36 Anf 1	3,14	1,26	4,40	0,71
Ev 36 Anf 2	3,25	1,23	4,48	0,73
Ev 36 Anf 3	3,23	1,24	4,47	0,73

A utilização dos anfibólios que preenchem a recomendação de Anderson & Schmidt (1995), enseja a tabela a seguir, que relaciona os valores calculados para a pressão.

Tabela 5.4.3 - Estimativas de pressão utilizando o geobarômetro Al em hornblenda utilizando a expressão de Schmidt (1992).

AMOSTRA	T Al ou Al^{iv}	C Al ou Al^{vi}	Al tot	P (+-0,6Kbar))
Ev 233 Anf 1	0,710	0,340	1,050	1,99
Ev 233 Anf 2	1,004	0,376	1,380	3,56
Ev 233 Anf 3 (borda)	1,418	0,442	1,860	5,84
Ev 233 Anf 4 (núcleo)	1,082	0,388	1,470	3,99
Ev 233 Anf 5	0,872	0,396	1,268	3,03
Ev 32 Anf 13 (núcleo)	0,558	0,054	0,612	-0,10
Ev 32 Anf 14 (borda)	0,415	0	0,415	-1,03
Ev 32 Anf 2	1,065	0,176	1,241	2,90
Ev32 Anf3	1,432	0,232	1,664	4,91
Ev32 Anf4	1,428	0,254	1,682	5,00

A aplicação de geotermômetro anfibólio-plagioclásio para todas as amostras selecionadas pelo critério da razão Fe/ (Fe+Mg) suprimiu aqueles anfibólios cujos pares fossem plagioclásios com Ab>90%, garantindo que as informações tivessem sido obtidas nos bordos dos minerais e utilizou o *software Newamphical*. Mineralogical (Yavuz, 1999), sintetizando-se os resultados na Tabela 5.4.3, acima.

A seguir, comparam-se os resultados de geotermobarometria obtidos com utilização de dois *softwares*: *New Amphicalc Mineralogical* e *Amphicalc Mineralogical*, conforme Yavuz, F., (1999).

Tabela 5.4.4 - Comparação entre resultados de Geotermobarometria obtidos através de Yavuz, F., 1999. *New Amphicalc*. *Mineralogical software* e Yavuz, F., 1999. *Amphicalc Mineralogical software*(*).

Amostra	Hammarstrom & Zen	Johnson & Rutherford	Hollister et al	Schmidt
Ev32 Anf 3	4,49 Kbar 797,8^0 C	3,61 kbar 811,7^{0}C	4,67 Kbar 795,0^0 C	4,95 Kbar 790,6^{0}C
Ev32 Anf 3	4,49 Kbar 524,1°C	3,61 Kbar 534,5°C	4,67 Kbar 522,0°C	4,95 Kbar (*) 518,8°C
Ev 32 Anf 4	4,58 Kbar 796,5^0 C	3,69 Kbar 810,6^{0}C	4,77 Kbar 793,5^0 C	5,03 Kbar 789,3^{0}C
Ev32 Anf 4	4,58 Kbar 523,4°C	3,69 Kbar 533,9°C	4,77 Kbar 521,2°C	5,03 Kbar (*) 518,1°C

Ev 233 Anf 2	3,03 Kbar 820,9^0 C	2,38 Kbar 831,1^0 C	3,03 Kbar 820,9^{0}C	3,57 Kbar 812,4^0 C
Ev233 Anf 2	3,03 Kbar 515,6°C	2,38 Kbar 522,9°C	3,03 Kbar 515,5°C	3,57 Kbar (*) 509,5^0 C
Ev 233 Anf 3	5,46 Kbar 782,6^0 C	4,43 Kbar 798,9^0 C	5,75 Kbar 777,9^{0}C	5,86 Kbar 776,2^0 C
Ev233 Anf 3	5,45 Kbar 504,8°C	4,42 Kbar 516,8°C	5,75 Kbar 501,4°C	5,86 Kbar (*) 500,1 ^{0} C

Verifica-se que a diferença entre os resultados dos dois “softwares”, é o valor da temperatura, resultando incoerentes com as condições de experimento no caso do *Amphicalc. Mineralogical.*

É interessante indicar que o mais elevado conteúdo de Ti = 0,62 (TiO_2 = 5,42%) localizadamente na amostra Am32Anf14 do quartzodiorito de Açude Caroá impediu a aplicação do *software*, exemplificando mais fator restritivo à determinação geotermobarométrica.

Outrossim, apesar de ultrapassarem um pouco o limite da razão Fe/ (Fe+Mg), as amostras Ev 32-Anf 3 e Ev32 Anf 4 (vide tabelas 5.4.1 e 5.4.2) apresentaram resultados compatíveis. Considerando os valores da tabela anterior conclui-se que o quartzo diorito e o quartzo monzodiorito cristalizaram as fases silicáticas cujo equilíbrio foi estudado, segundo condições de 3,57 a 5,86 Kbar, equivalentes a 776°C e 812°C.

Estimativas com base no gradiente de 2,5Km para cada Kbar apontam para profundidade de alojamento variável entre 9 Km e 15 Km.

É oportuno observar que as profundidades calculadas são para os tipos máficos mais primitivos e sugerem crosta média. Aparentemente, esses resultados não podem ser extrapolados para os granitos mais evoluídos, Serra do Zuza e Minador.

5.5. SÍNTESE E CONCLUSÃO DO CAPÍTULO

As biotitas são ricas na molécula de annita, apresentam razões Fe / (Fe + Mg) variáveis entre e permitiram a classificação das suites magmáticas como peraluminosas a alcalinas.

Os anfibólios são cálcicos, ricos em ferro, enquadrando-se como hornblenda ferro-edenítica e hornblenda ferro-pargasítica (Leake *et al.*, 1997), cujas razões Fe / (Fe + Mg) variam entre 0,55 a 0,85 .

A quantidade de Al^{IV} (ou TAl) varia desde 0,4 a 1,6 e conforme Hammarstron & Zen (1986), valores menores que 1,8 coincidem com aqueles das intrusões pós-tectônicas e de níveis crustais mais elevados, como o exemplo dos batólitos de Mount Princeton e Pioneer (EUA).

O plagioclásio possui composição oligoclásica ácida $Ab_{90}An_{10}$ a $Ab_{83}An_{17}$

enquanto os K-feldspatos estão entre Or_{100} e $Or_{80}Ab_{20}$ (Fig. 5.3.1), consideradas apenas as amostras mais félsicas de Serra do Boqueirão, Serra do Zuza e Serra do Pereiro.

Nos granitóides mais máficos de Açude Caroá, o quartzo diorito possui plagioclásio andesínico a oligoclásico básico ($Ab_{55}An_{45}$ e $Ab_{78}An_{22}$), enquanto o quartzo monzodiorito apresenta dominância de oligoclásios básicos ($Ab_{76}An_{24}$ a $Ab_{81}An_{19}$).

No plúton Serra do Boqueirão, o monzodiorito apresenta maior variação nos plagioclásios ($Ab_{55}An_{45}$ a $Ab_{81}An_{19}$). Fenocristais revelaram núcleos $Ab_{63}An_{35}Or_2$ e $Ab_{55}An_{42}Or_3$ e bordas $Ab_{62}An_{38}$ e $Ab_{73}An_{26}Or_1$, respectivamente, caracterizando pulsos diferenciais nos componentes das fases minerais essenciais do granitóide.

Relacionaram-se as correspondentes razões Mg / (Mg + Fe) em cada rocha e nas amostras de anfibólio, na expectativa de avaliar fracionamento.

Verifica-se que os anfibólios do quartzo monzodiorito e do quartzo diorito de Açude Caroá, enriqueceram em Mg em relação à rocha, 181% e 172%, respectivamente, enquanto do plúton de Serra do Boqueirão, os anfibólios do monzogranito enriqueceram 141% e os do monzodiorito não enriqueceram em relação à rocha.

Considerando as influências descritas por Hammarstron & Zen (1986), estes enriquecimentos podem significar que a cristalização se deu segundo aumento de temperatura e de fugacidade de oxigênio, e portanto a sugestão de aporte, ou mistura de magma.

De modo similar, a quantidade de Ti identificada no anfibólio do quartzo monzodiorito pode significar variação na temperatura e na fugacidade de oxigênio, sugerindo pulso térmico possivelmente associado com mistura de magma.

O aumento de Al^t , ou Al total, nos anfibólios significa aumento de pressão e é o fundamento para os experimentos barométricos de Schmidt (1992,1993) no geobarômetro Al em hornblenda.

O aumento na relação Fe/(Fe+Mg) traduz diminuição de temperatura e de fugacidade de oxigênio, e funciona como um fator de restrição para que o anfibólio possa ser utilizado no geotermômetro anfibólio-plagioclásio, requerendo-se um intervalo ideal entre 0,45 e 0,65.

O quartzo diorito e o quartzo monzodiorito cristalizaram as fases silicáticas cujo equilíbrio foi estudado, segundo condições de 3,57 a 5,86 Kbar, equivalentes 776°C e 812°C.

Estimativas com base no gradiente de 2,5 Km para cada Kbar apontam para profundidade de alojamento dos litotipos mais máficos e primitivos, variável entre 9 Km e 15 Km.

6. LITOGEOQUÍMICA

Foram analisadas 42 (quarenta e duas) amostras nos laboratórios canadenses *ACME-Analytical Laboratories Ltd.* de Vancouver e no *Activation Laboratories Ltd.* (Ontário).

O método ICP-AES foi utilizado para dosagem dos elementos maiores e alguns traços (Ni, Ba, Sr, Nb, Zr, Y), ao passo que os elementos traços (Cr, Ni, Rb, Ba, Sr, Ta, Nb, Hf, Zr, Y, Th) e os terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb e Lu) foram analisados por ativação neutrônica, estando os resultados inseridos no fim do capítulo.

Apesar de originalmente terem sido analisadas amostras dos ortognaisses encaixantes e de granitóides mais afastados da Zona de Cisalhamento de Afogados da Ingazeira, foram tratadas apenas as intrusões proximais daquela zona de cisalhamento, alvos essenciais deste trabalho.

6.1. OS ELEMENTOS MAIORES

A geoquímica dos elementos maiores foi utilizada na determinação do caráter petroquímico segundo os diagramas tipo Harker, Maniar & Piccoli (1989), utilizando os índices de Shand (1950) e Irvine & Baragar (1971) e os discriminantes de ambientes tectônicos como De La Roche *et al.* (1980) com campos de Batchelor & Bowden (1985), Pearce *et al.* (1984), bem como a classificação química segundo Debon & LeFort (1983) e LeMaitre (1989).

Avariação do K_2O revela correlação positiva com o aumento em SiO_2.

Os teores de K_2O (5,0 a 6,0%) são mais elevados para os plútons de Serra do Pereiro, Serra do Boqueirão e Serra do Zuza. Para os demais plútons os teores de K_2O variam de 3,0 a 5,0 % (Figura 6.1).

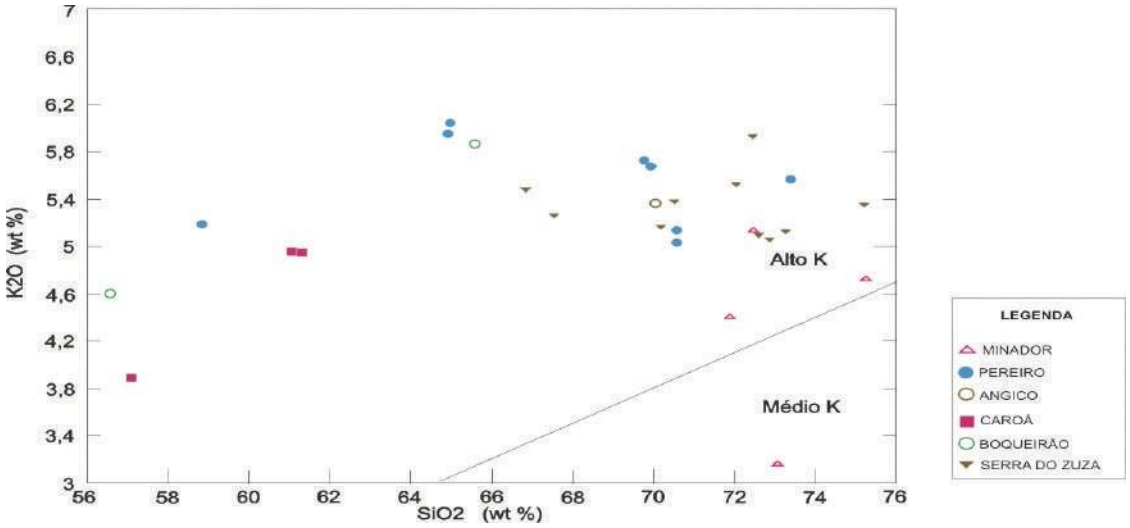


Figura 6.1 – Diagrama de classificação para rochas subalcalinas para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

Os teores de Na_2O (2,7% a 4,4%) variam negativamente com a sílica para os granitóides de Açude Caroá, Serra do Boqueirão e Serra do Pereiro. Nos litotipos de Serra do Zuza, delineia-se sutilmente um comportamento inverso (Figura 6.2).

O Na_2O permite a discriminação entre os litotipos de Açude do Caroá e Serra do Boqueirão, como mais enriquecidos em relação aos demais plútons. Os granitóides dos plútons de Serra do Pereiro mostram grande variação nos teores de SiO_2.

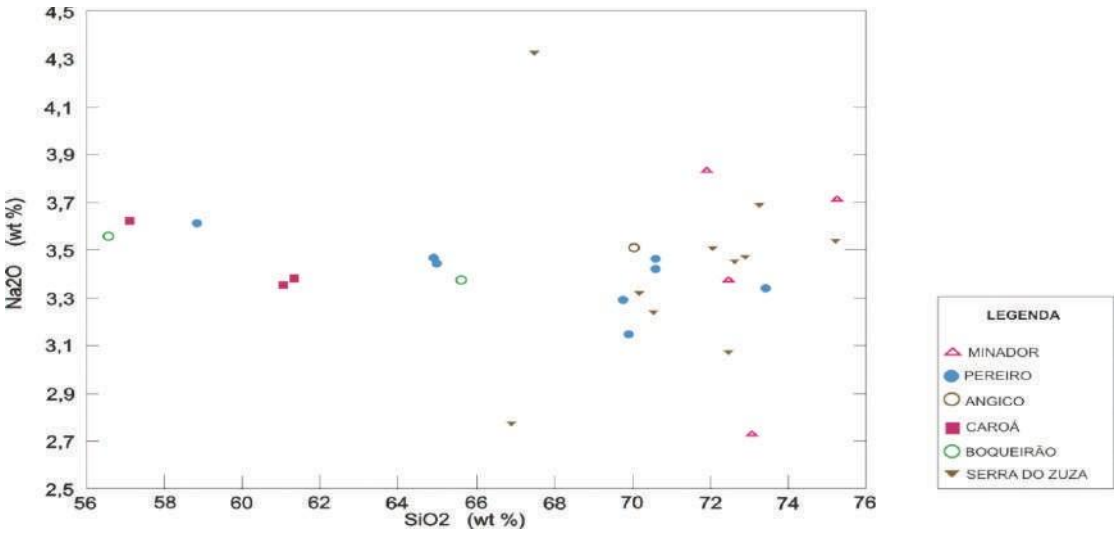


Figura 6.2 – Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

O CaO (0,53% a 4,24 %) mostra correlação negativa com os granitóides mais ricos em SiO_2 , discriminando-se bem os litotipos de Serra do Zuza e Serra do Minador como os menos cálcicos (<2,00%CaO). Por oportuno, lembrar sobre a presença de álcali-granito nesses plútons. Os litotipos de Serra do Pereiro são os de mais ampla variação no conteúdo (0,5% a 3,5% CaO), ao passo que, das intrusões de Serra do Boqueirão e Açude Caroá, são os granitóides mais cálcicos, com mais de 2% CaO (Figura 6.3.).

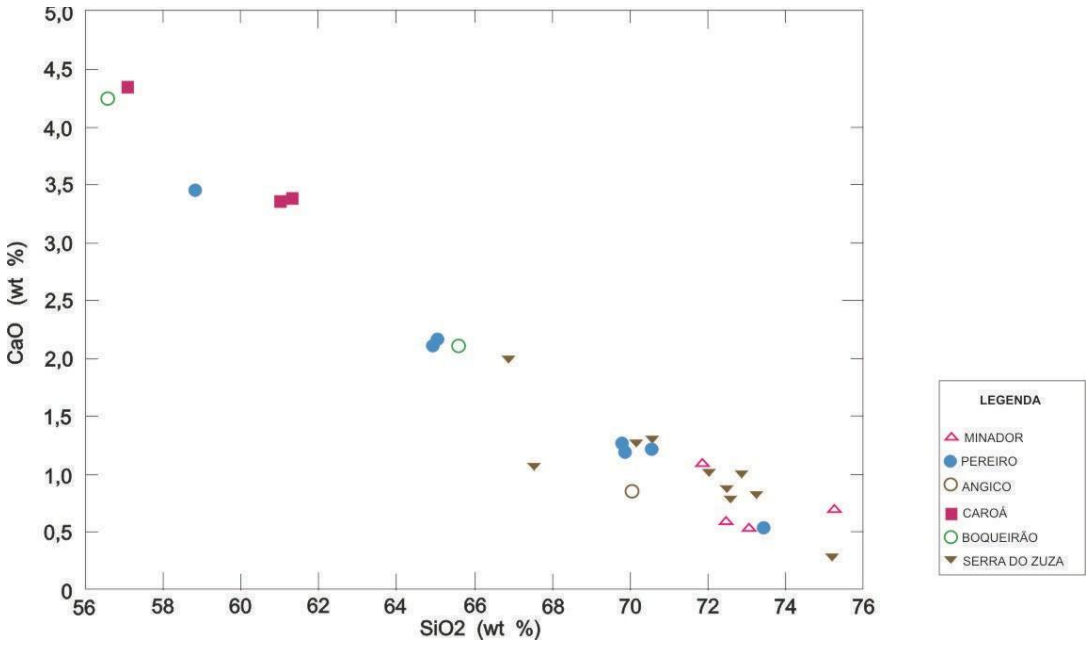


Figura 6.3 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

Os comportamentos do Fe_2O_3 (0,53% a 8,50%), do Al_2O_3 (12% a 16%), do MgO (0,02% a 2,64%), do P_2O_5 (0,02% a 1,14%) e do TiO_2 (0,12% 1,78%) são similares ao do CaO e os litotipos mais máficos de Açude Caroá, Serra do Boqueirão e Serra do Pereiro apresentam menos de 62% de SiO_2 , e mais de 4% de Fe_2O_3, mais de 14% de Al_2O_3 , mais de 1,3% de MgO , mais de 0,6% de P_2O_5 e mais de 0,8% de TiO_2 (Figuras. 6.4, 6.5, 6.6, 6.7, 6.8.).

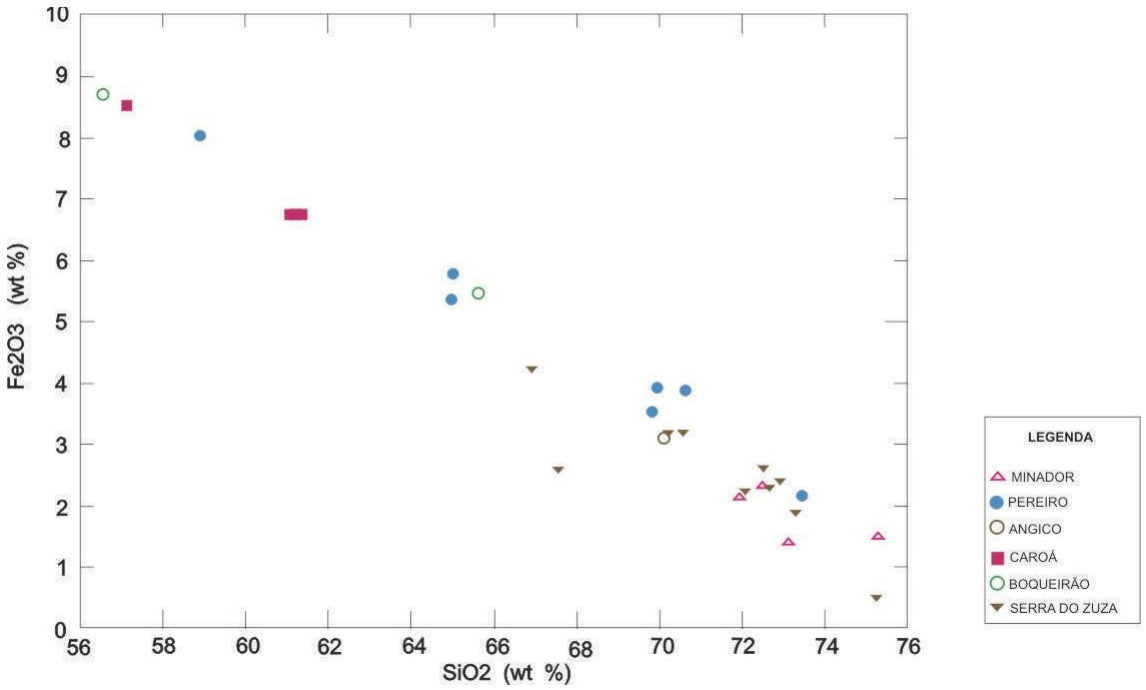


Figura 6.4 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

Os granitóides mais máficos do plúton Serra do Zuza são enriquecidos em Al_2O_3 (15,0% a 15,5%) e TiO_2 (0,4% a 0,8%), conforme as figuras 6.5 e 6.8.

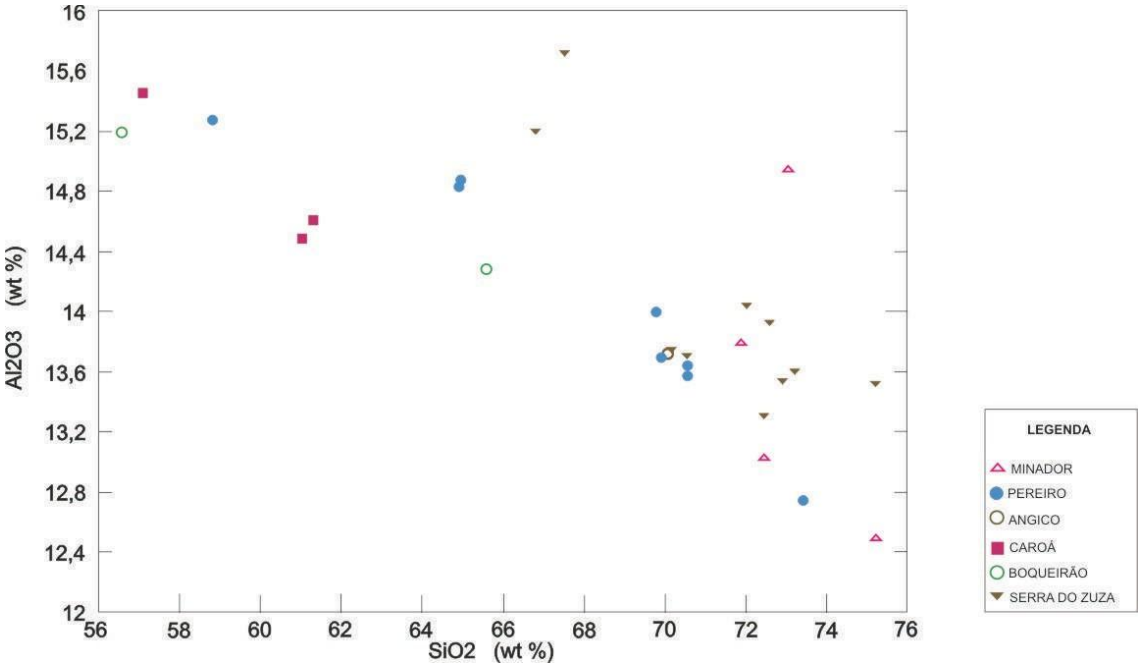


Figura 6.5 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

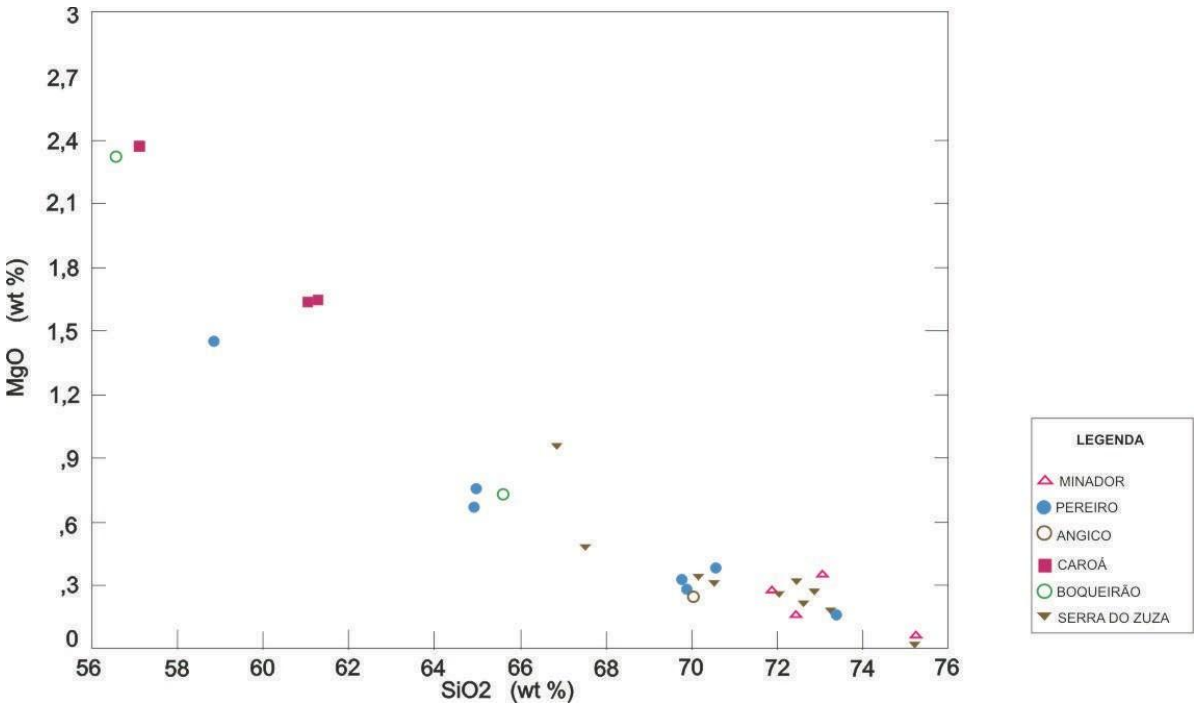


Figura 6.6 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

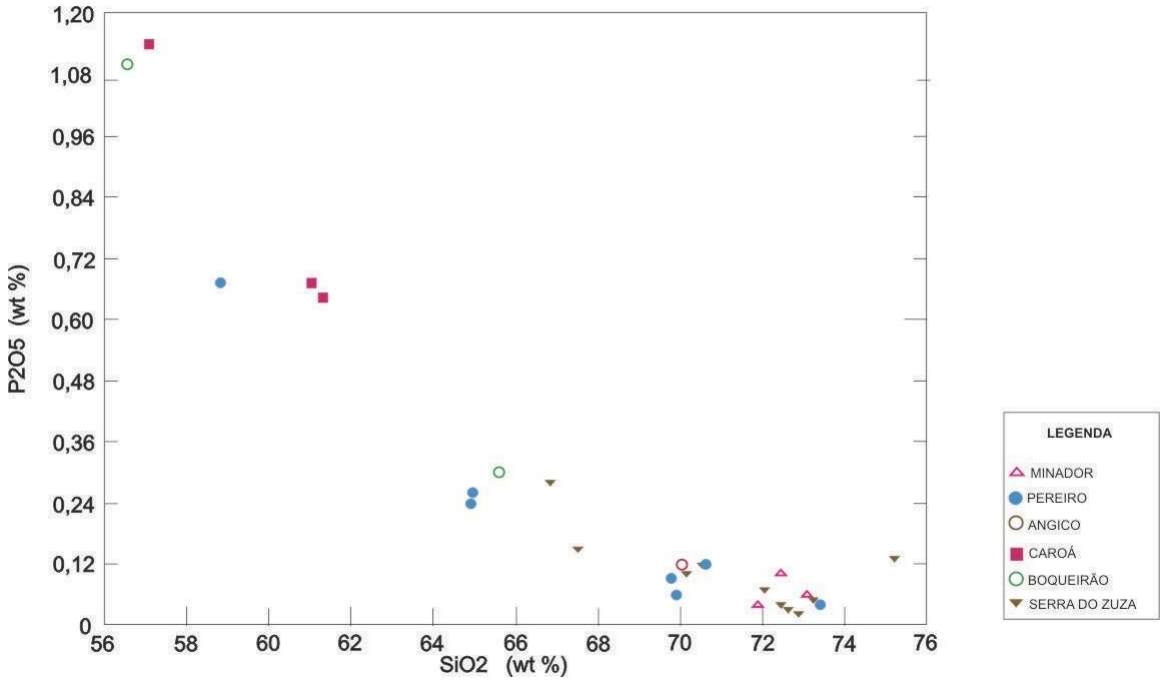


Figura 6.7 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI

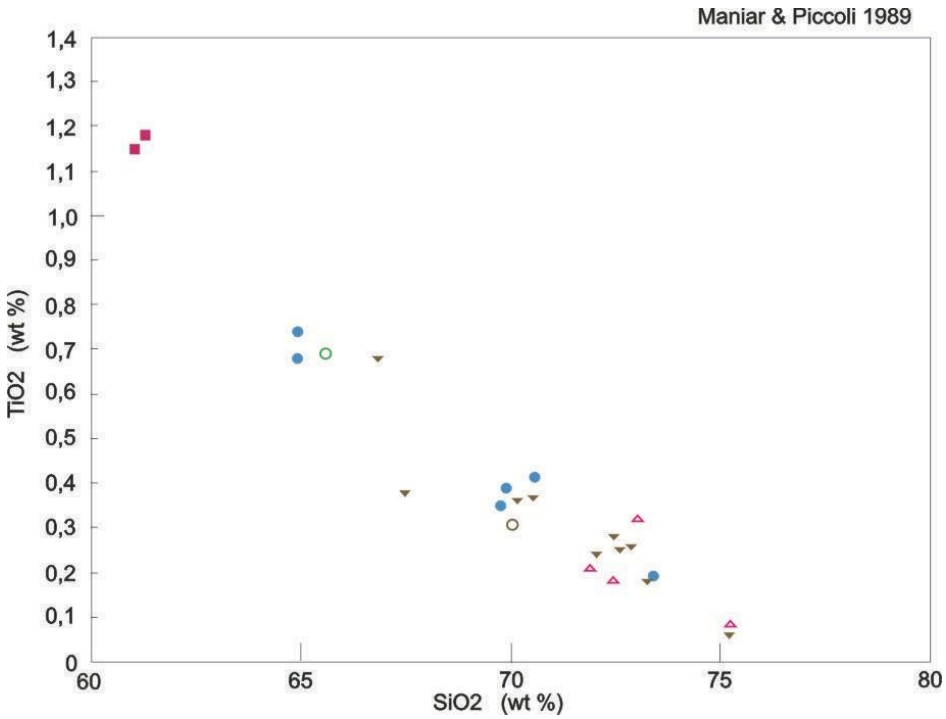


Figura 6.8 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos maiores para granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

A classificação química, como era de esperar, mostra alguma inconsonância em função de se tratarem de litotipos plutônicos. Percebe-se que os tipos mais máficos plotam como quartzo-monzonito, predominando dentre os demais, granitos e adamelitos e mais raramente quartzo-sienitos (Figura 6.9).

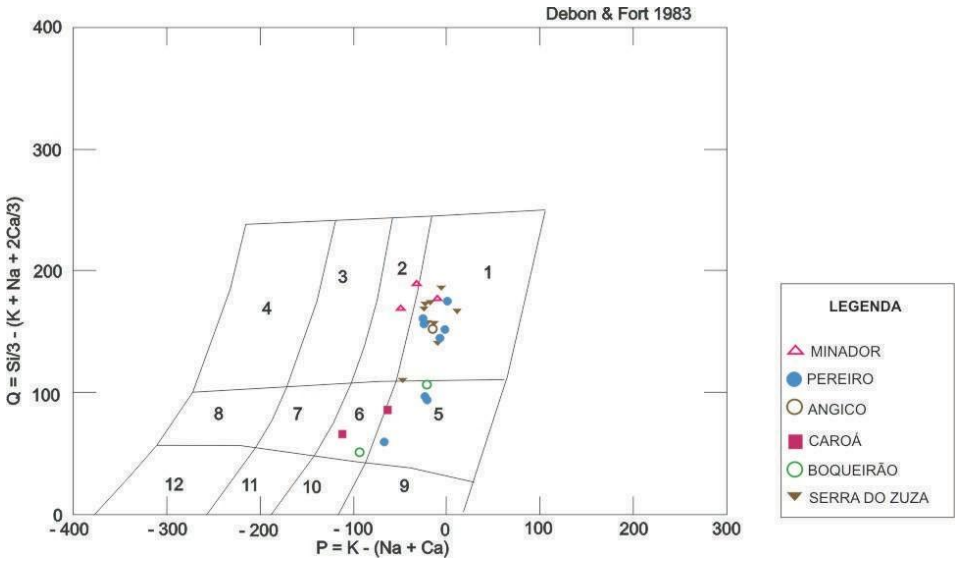


Figura 6.9 - Diagrama multicatiônico para classificação química (Debon & Lefort, 1984) dos granitóides localizados ao Sul da ZCAI, onde: 1 – granito; 2 – adamelito, 3 – granodiorito; 4 – tonalito, 5 – quartzo sienito; 6 – quartzo monzonito; 7 – quartzo monzodiorito; 8 – quartzo diorito; 9 – sienito; 10 – monzonito; 11 – monzogabro e 12 – gabro

No diagrama de Debon & LeFort (1983) (Figura 6.9) os granitóides estudados caem no campo dos granitos, adamellitos, quartzo-sienitos e quartzo-monzonito, caracterizando a existência de suítes magmáticas, mesmo que localmente incompletas.

As amostras de Boqueirão, Açude do Caroá, Angico e os facies de enclaves mesocráticos de Serra de Pereiro são metaluminosas, enquanto as demais amostras são ligeiramente peraluminosas, segundo Maniar & Piccoli (1989) utilizando os índices de Shand (1927) (vide Figura 6.10).

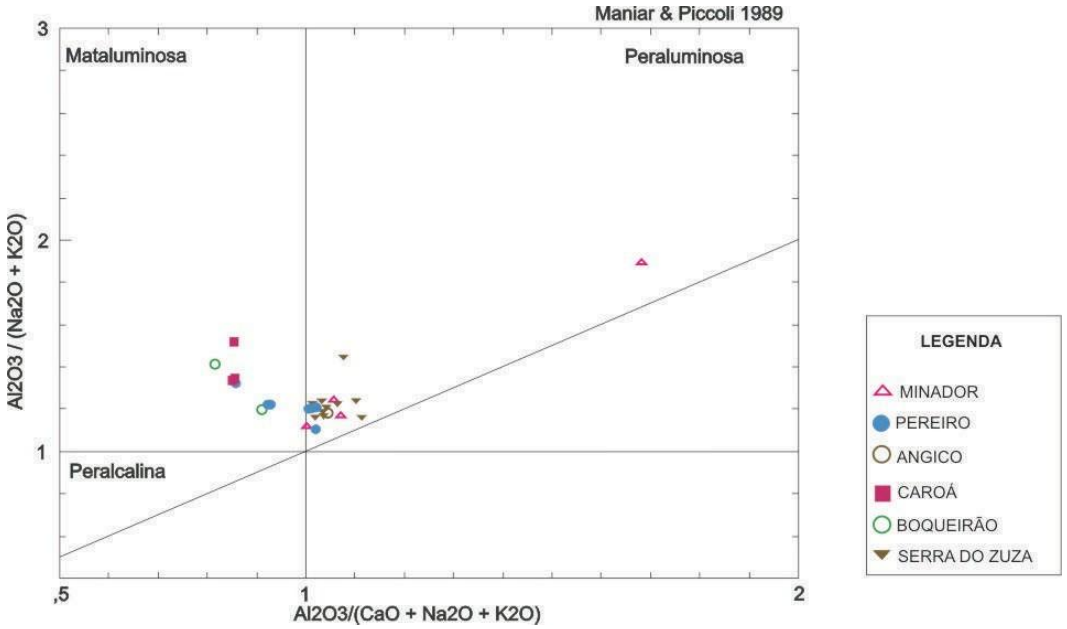


Figura 6.10 – Diagrama Maniar & Picolli (1989) para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

No diagrama triangular, AFM, de Irvine & Baragar, 1971 (vide Figura 6.11), as amostras plotam no campo de procedência de magmas no “trend” das calci-alcalinas.

No diagrama tipo TAS (Total Álcalis versus Sílica), na Figura 6.12, observa-se que as amostras mais máficas de Açude do Caroá e os enclaves de Boqueirão e Pereiro caem no campo das séries alcalinas, enquanto as demais no campo das rochas sub-alcalinas.

No diagrama multicatiônico de Batchelor & Bowden,1985 (Figura 6.13), as amostras estudadas têm posicionamento no campo das rochas tardi-orogênicas para aquelas de Açude do Caroá, Boqueirão e para os fácies mais máficos de Pereiro e Serra do Zuza, enquanto as demais plotam no campo de sin-colisionais, proximidades dos limites do campo anorogênico, inclusive os granitóides de Angico.

A litogeoquímica dos elementos maiores mostra que os granitóides estudados

são metaluminosos a peraluminosos, corroborando os dados obtidos com as composições das biotitas. Mostram teores de SiO_2 variando desde 56% a 76%, (K_2O/ Na_2O) > 1, baixos teores de CaO, sendo melhor classificados como álcali-cálcicos.

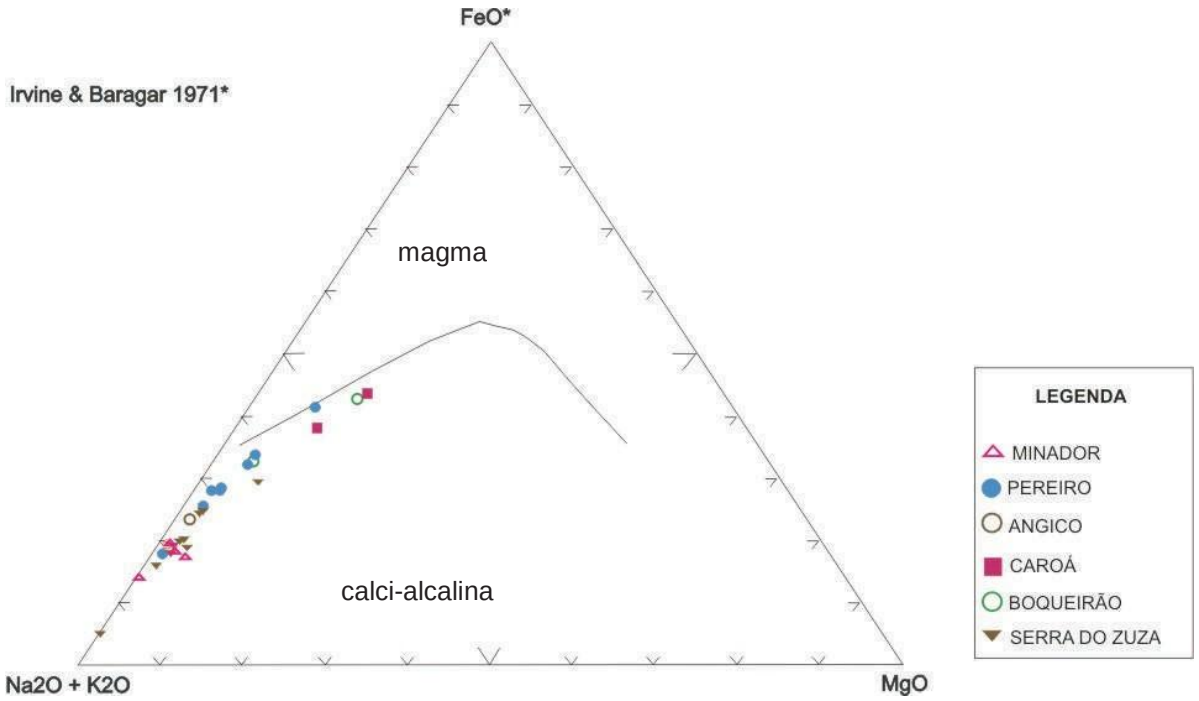


Figura 6.11 – Diagrama AFM para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

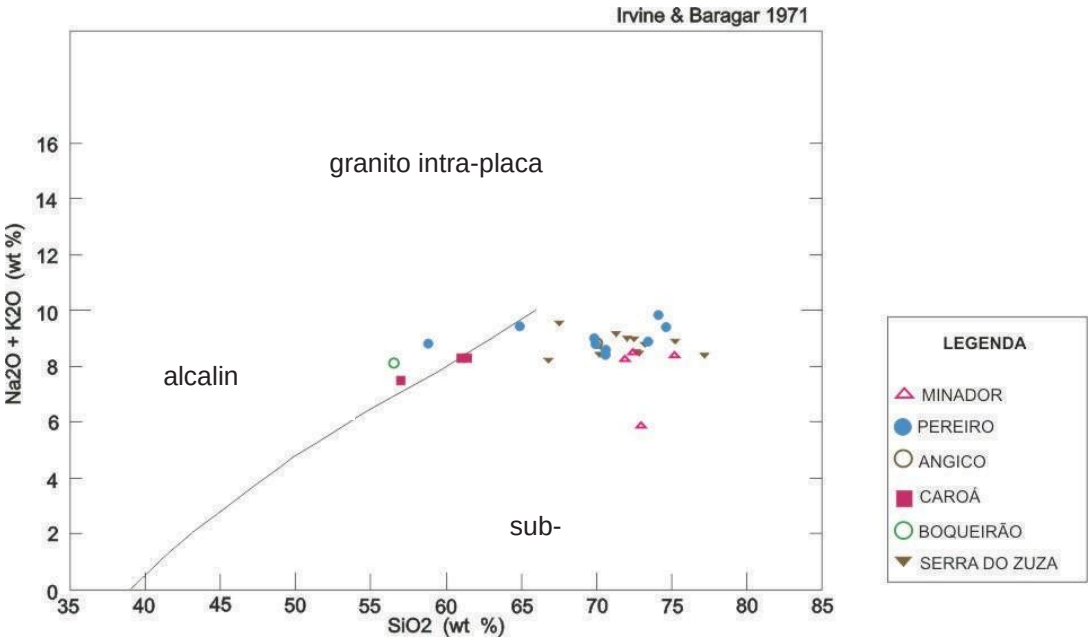


Figura 6.12 – Diagrama AFM para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

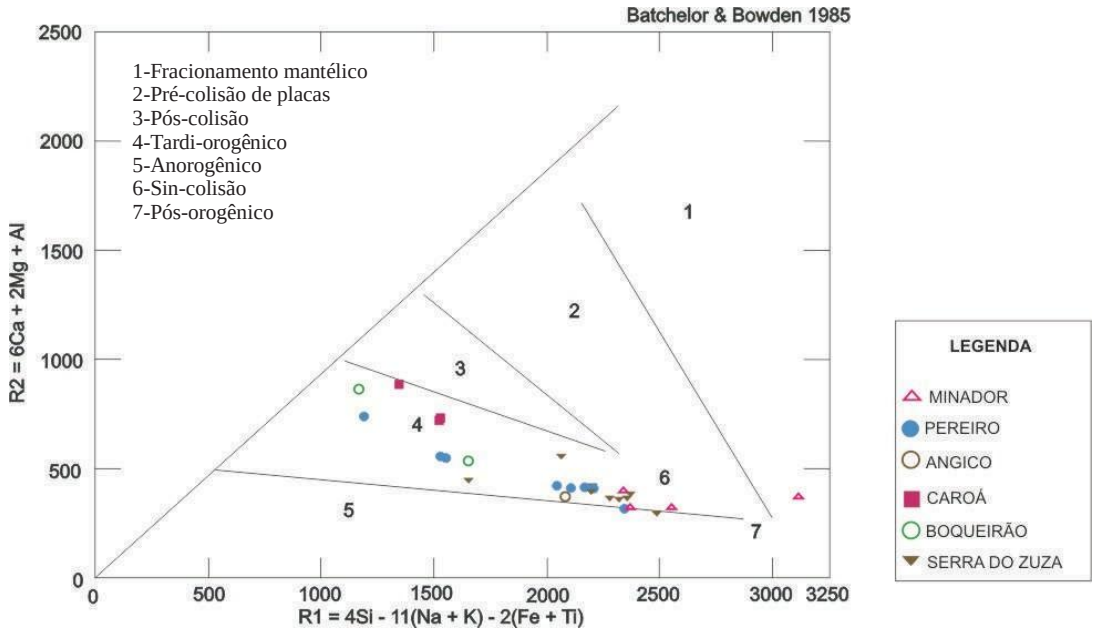


Figura 6.13 – Diagrama R1 – R2 com campos propostos por Batchelor & Bowden, 1985, para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

6.2. OS ELEMENTOS TRAÇOS E TERRAS RARAS

Explicita-se que os granitóides dos plútons Serra do Boqueirão, Serra do Pereiro e Açude Caroá são os mais ricos em Zr (300 a 500 ppm), elemento que revela correlação negativa com os valores de SiO_2 > 65% e correlação positiva para granitóides com SiO_2 < 65%. (Figura 6.14).

Sr (300 a 700 ppm) e Ba (100 a 2000 ppm) também mostram correlação negativa com o aumento em SiO_2, ao passo que Y (20 a 60 ppm) e Nb (20 a 30 ppm) não expressam clara correlação com o enriquecimento em SiO_2 (Figuras 6.15 a 6.18).

Sr (300 a 700 ppm) e Ba (100 a 2000 ppm) também mostram correlação negativa com o aumento em SiO_2, ao passo que Y (20 a 60 ppm) e Nb (20 a 30 ppm) não expressam clara correlação com o enriquecimento em SiO_2 (Figuras 6.15 a 6.18).

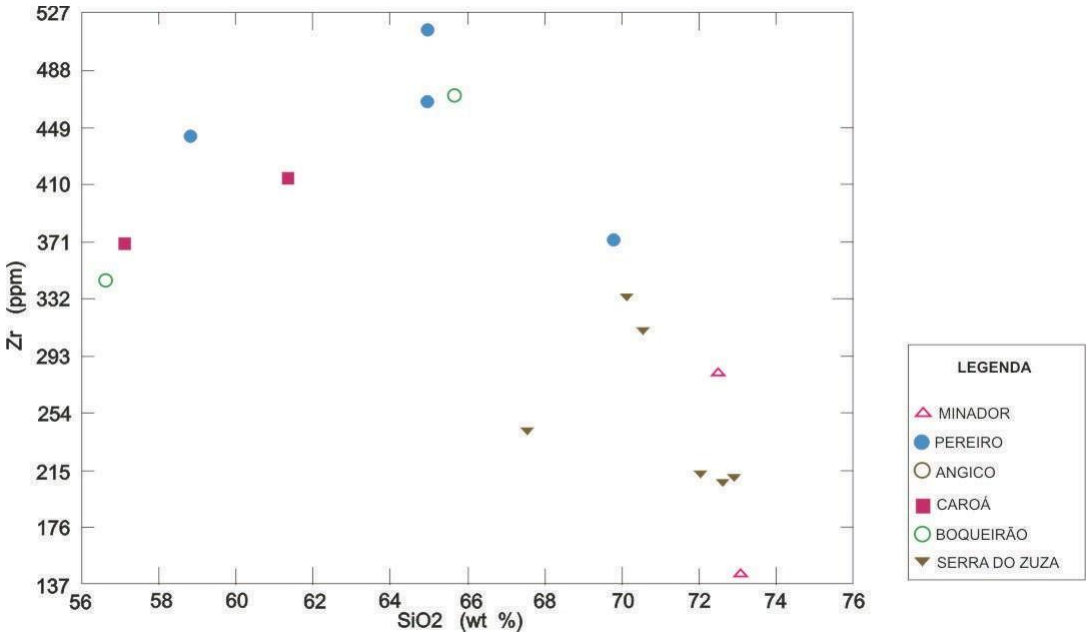


Figura 6.14 – Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

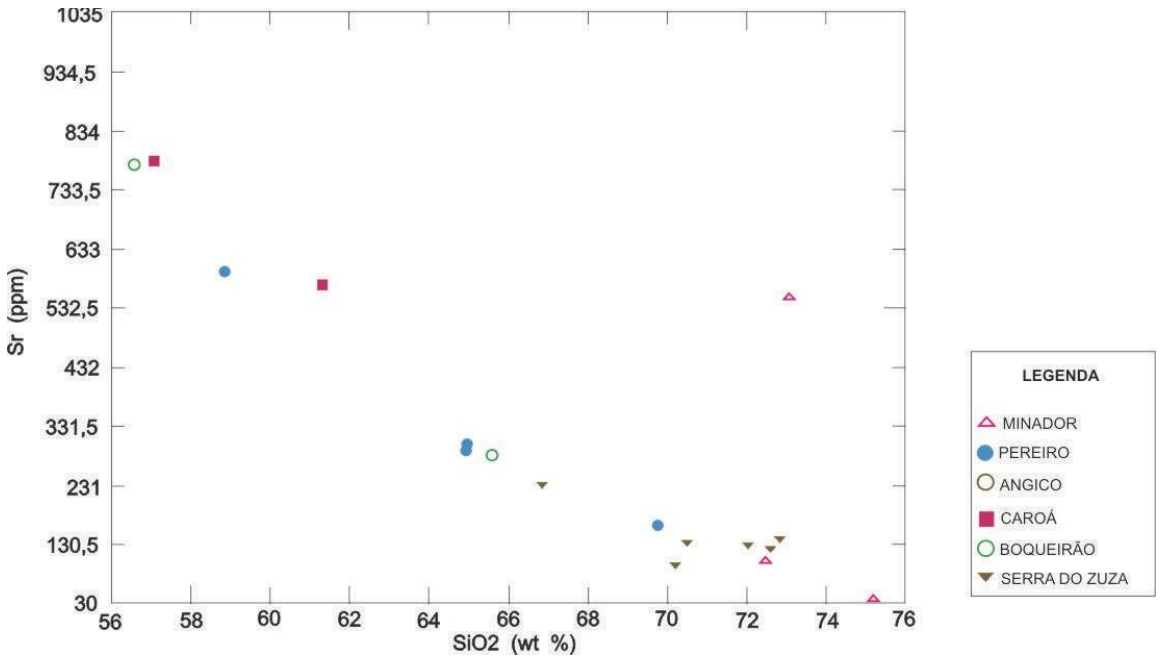


Figura 6.15 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

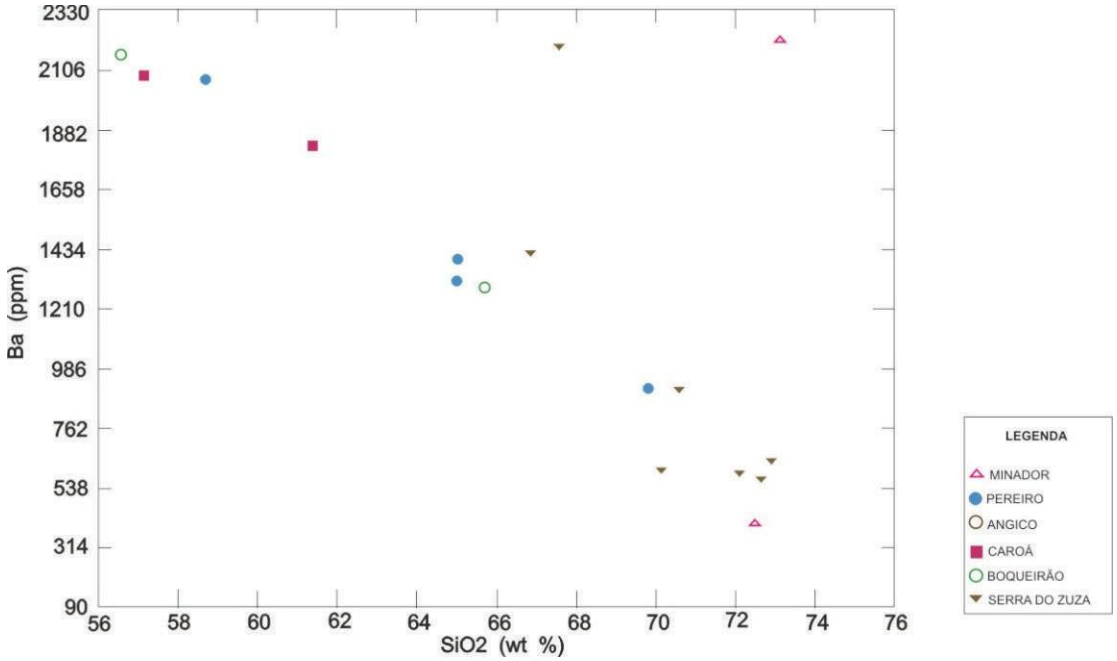


Figura 6.16 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

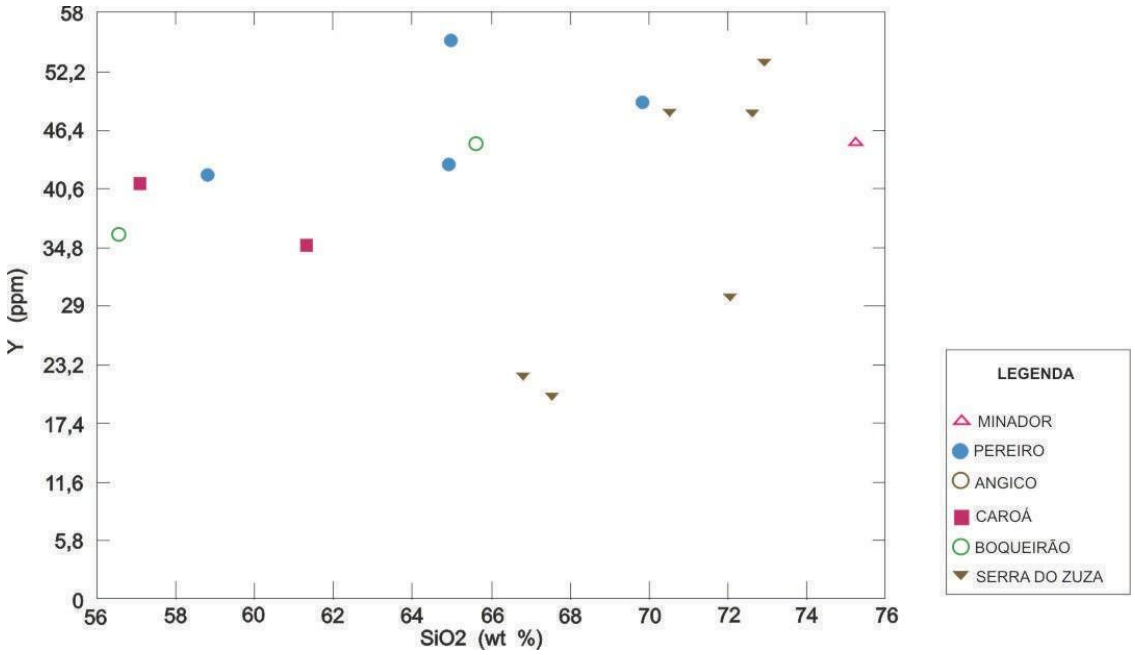


Figura 6.17 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

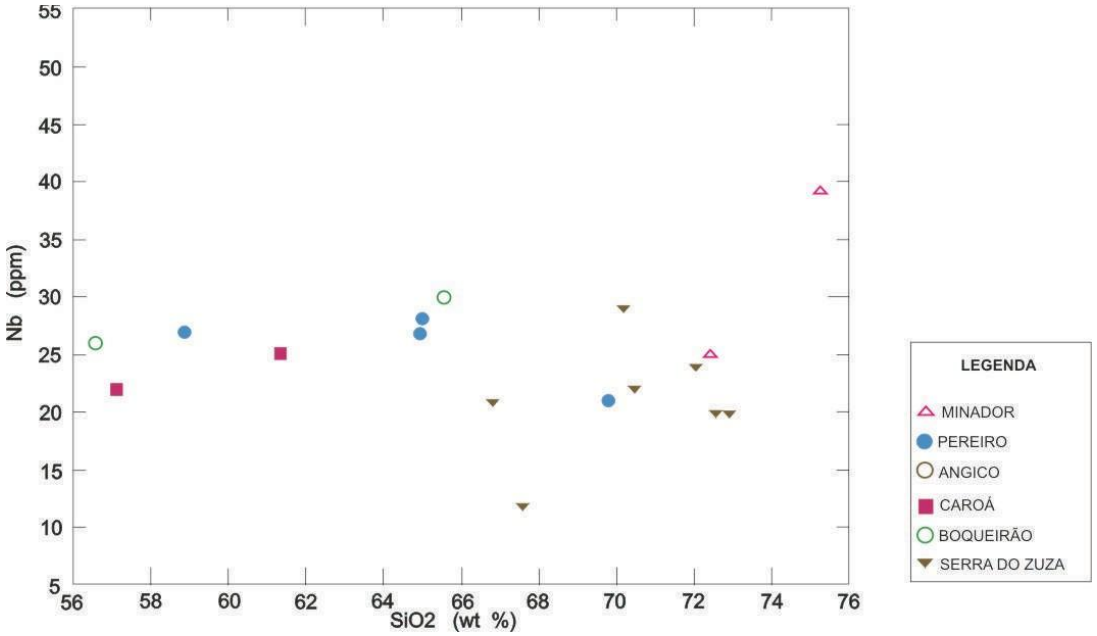


Figura 6.18 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

A relação (Rb/ Sr) versus SiO_2 (Figura 6.19) mostra maior variação entre os granitóides dos plútons Serra do Zuza e Serra do Minador sugerindo um maior fracionamento.

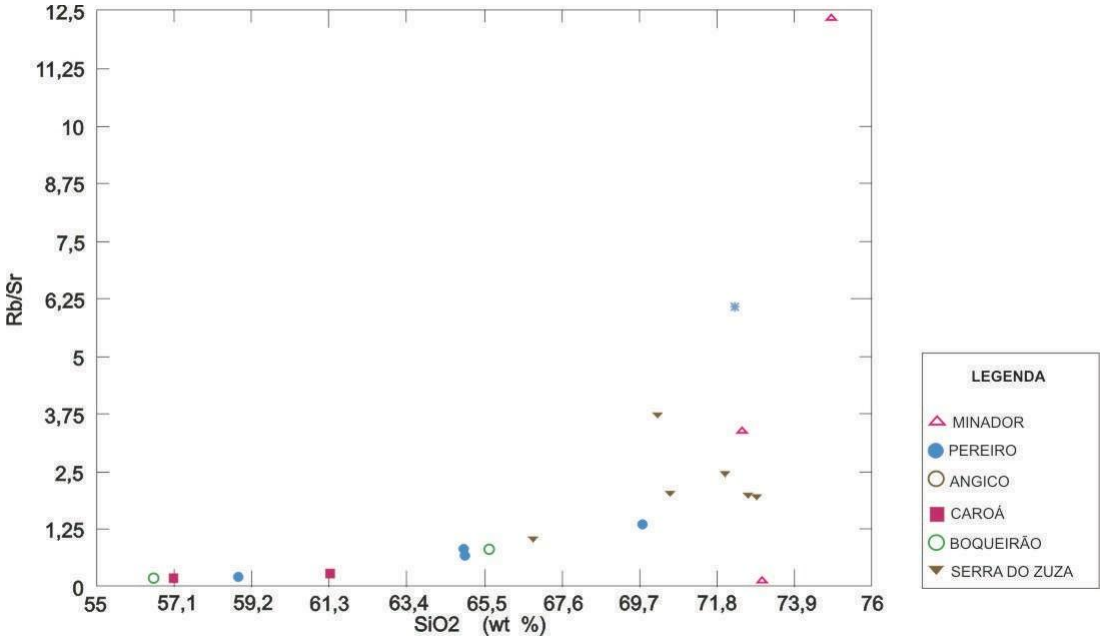


Figura 6.19 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

O diagrama (Sm/Nd) versus SiO_2 (Figura 6.20) confirma a maior diferenciação e fracionamento para os granitóides do plúton Serra do Minador.

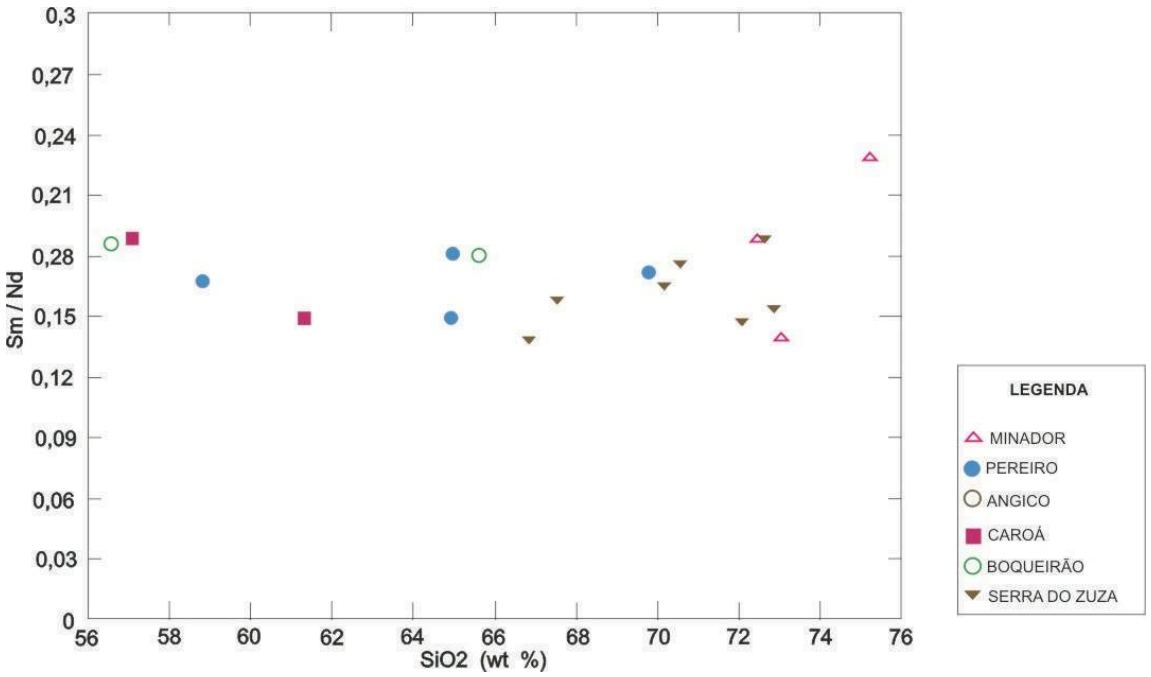


Figura 6.20 - Diagrama de variação tipo Harker para elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

Os granitóides dos plútons Serra do Pereiro, Serra do Boqueirão e Açude Caroá são mais ricos em Zr (> 370 ppm), conforme visto anteriormente (vide Figura 6.14), mas o conteúdo em Nb não varia tão substancialmente, conforme Figura 6.21.

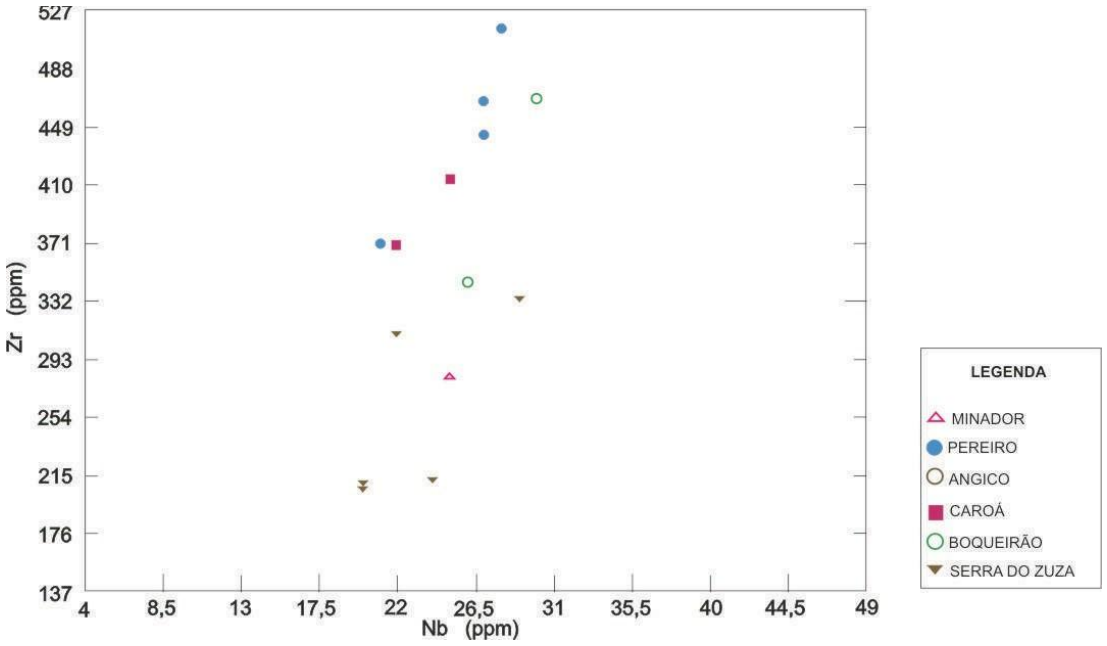


Figura 6.21 – Diagrama Nb versus Zr para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

Os granitóides dos plútons Serra do Pereiro, Serra do Boqueirão e Açude Caroá também apresentam os maiores conteúdos em Ba (> 800 ppm) e os menores em Rb (<240 ppm), conforme a figura 6.22.

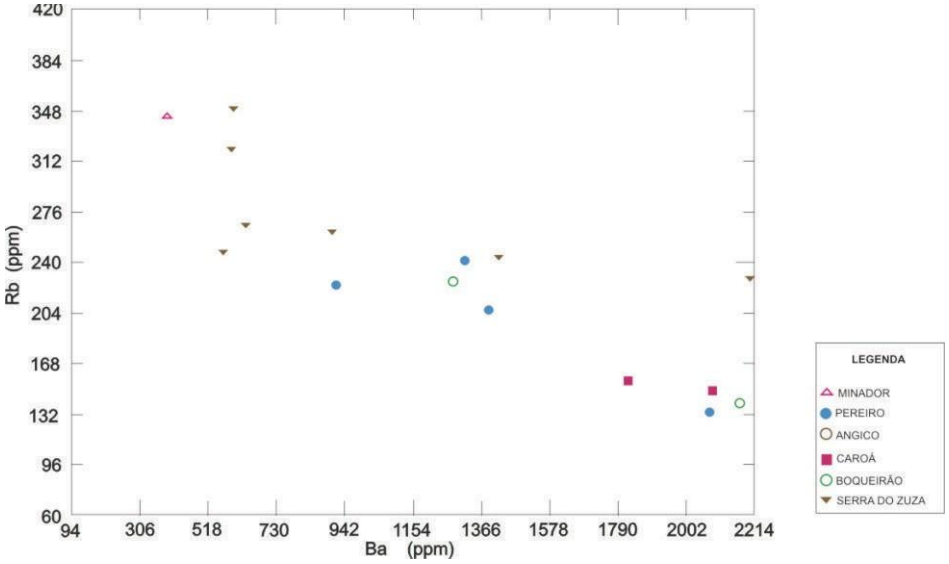


Figura 6.22 – Diagrama Rb versus Ba para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

É discriminado um maior conteúdo no elemento Thório para as amostras de Serra do Zuza e Minador, em relação a Pereiro (Figura 6.23) o que esclarece melhor sobre os dados radiométricos tabelados no capítulo pertinente à Geologia Local.

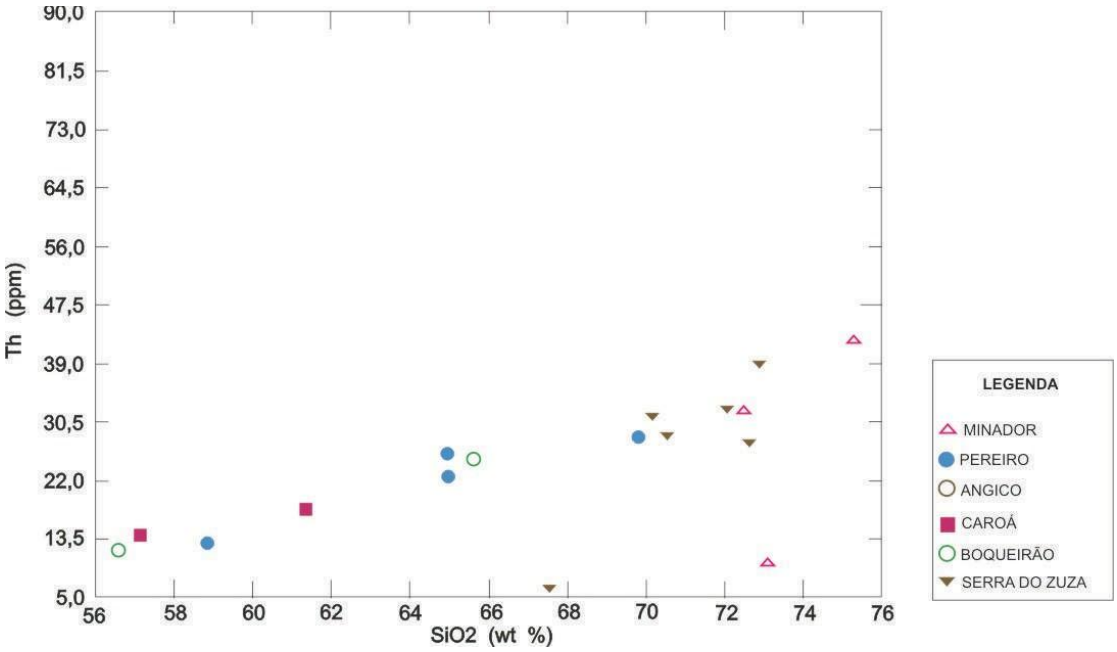


Figura 6.23 - Diagrama de variação tipo Harker de elementos traços para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI.

6.2.1. OS DIAGRAMAS TIPO ETR' s

Os padrões dos elementos Terras Raras (ETR), normalizados em relação ao condrito (Figuras 6.24 a 6.28) revelam anomalia negativa de Eu, corroborando a semelhança com os granitóides do tipo A, mais pronunciada nos plútons Serra do Minador e Serra do Zuza (vide Figuras 6.24 e 6.26).

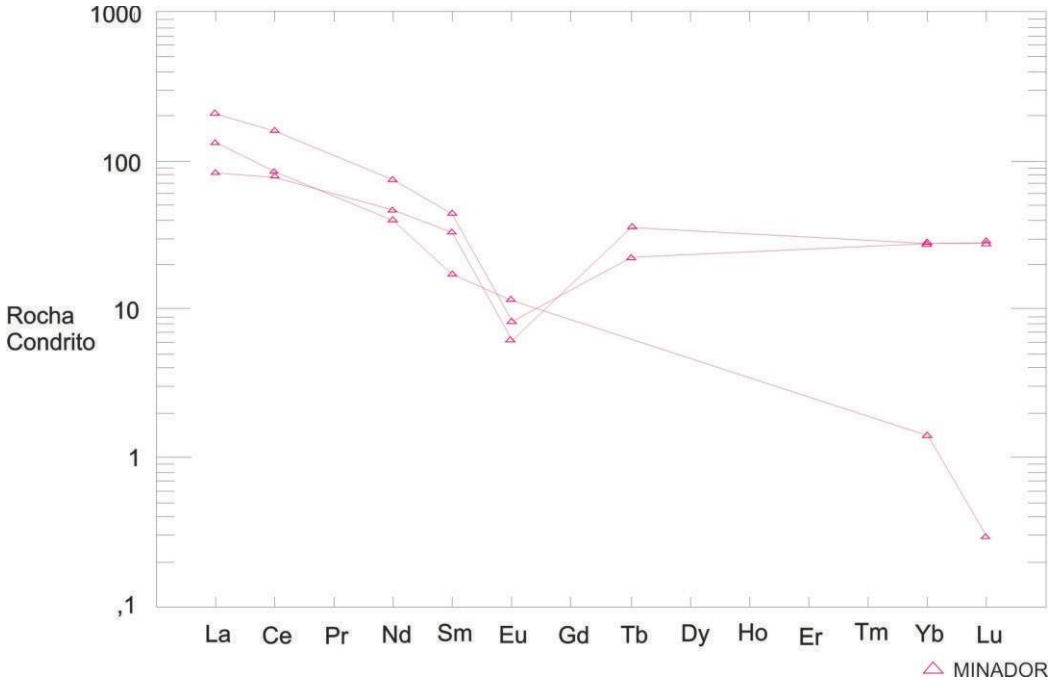


Figura 6.24 – Diagrama de Variação dos ETR`s , normalizados para o condrito (Sun,1982) para as amostras do granitóide Minador.

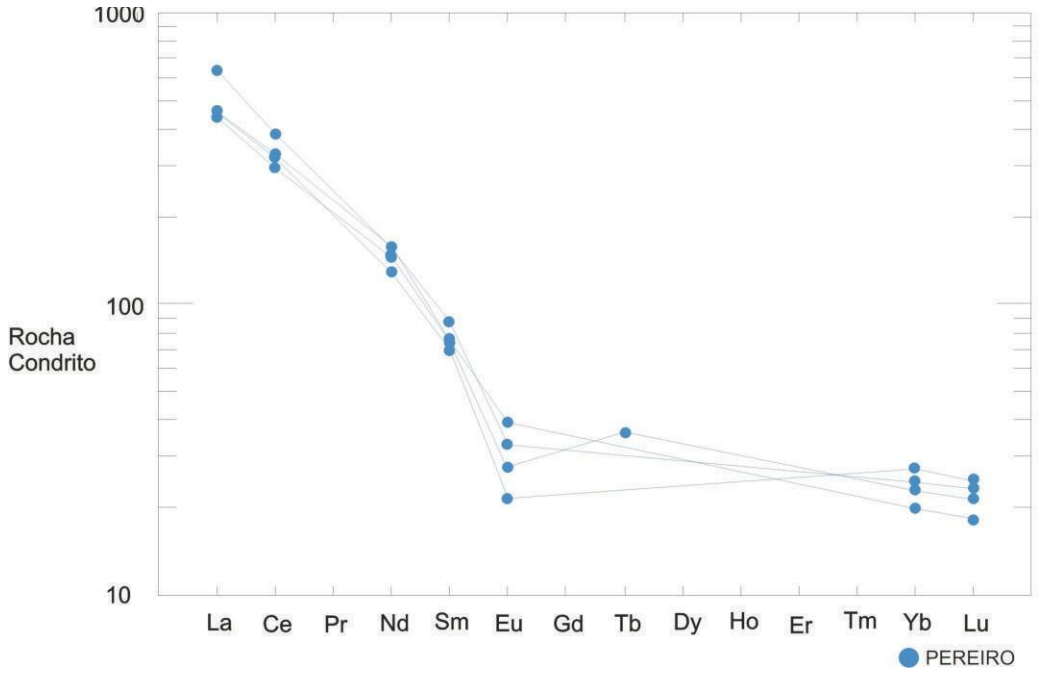


Figura 6.25 – Diagrama de Variação dos ETR`s , normalizados para o condrito (Sun,1982) para as amostras do Granitoide Pereiro

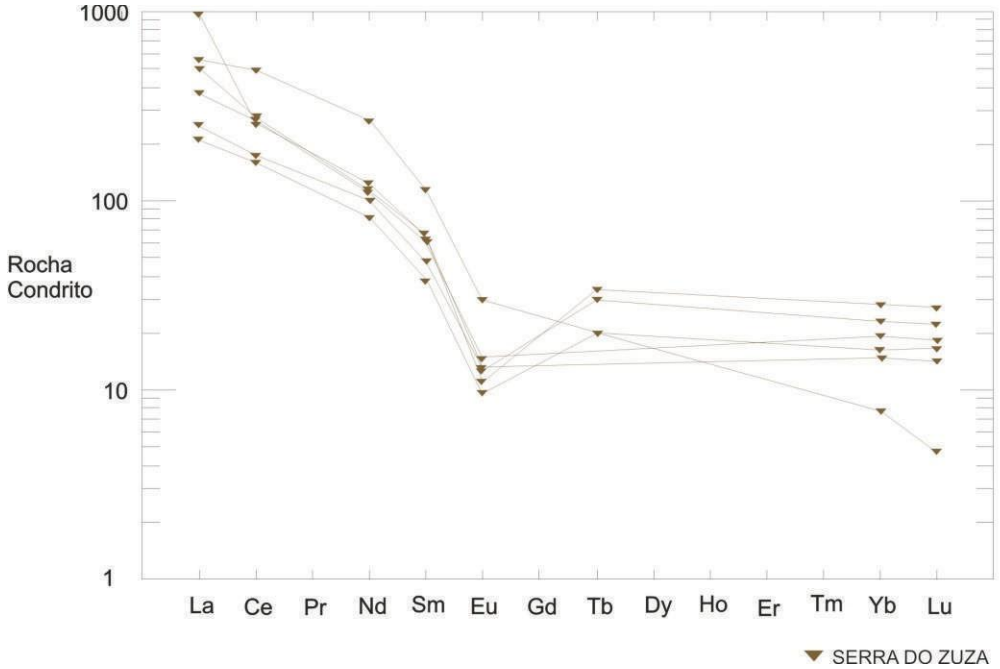


Figura 6.26 – Diagrama de Variação dos ETR`s , normalizados para o condrito (Sun,1982), para as amostras do granitóide Serra do Zuza.

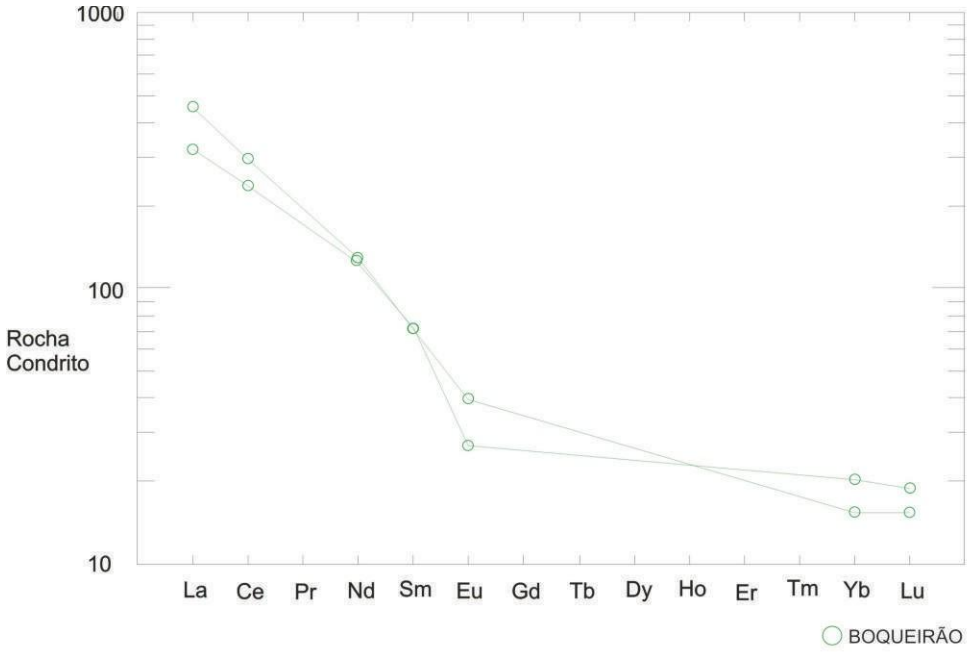


Figura 6.27 – Diagrama de Variação dos ETR`s , normalizados para o condrito (Sun,1982) para as amostras do granitóide Boqueirão.

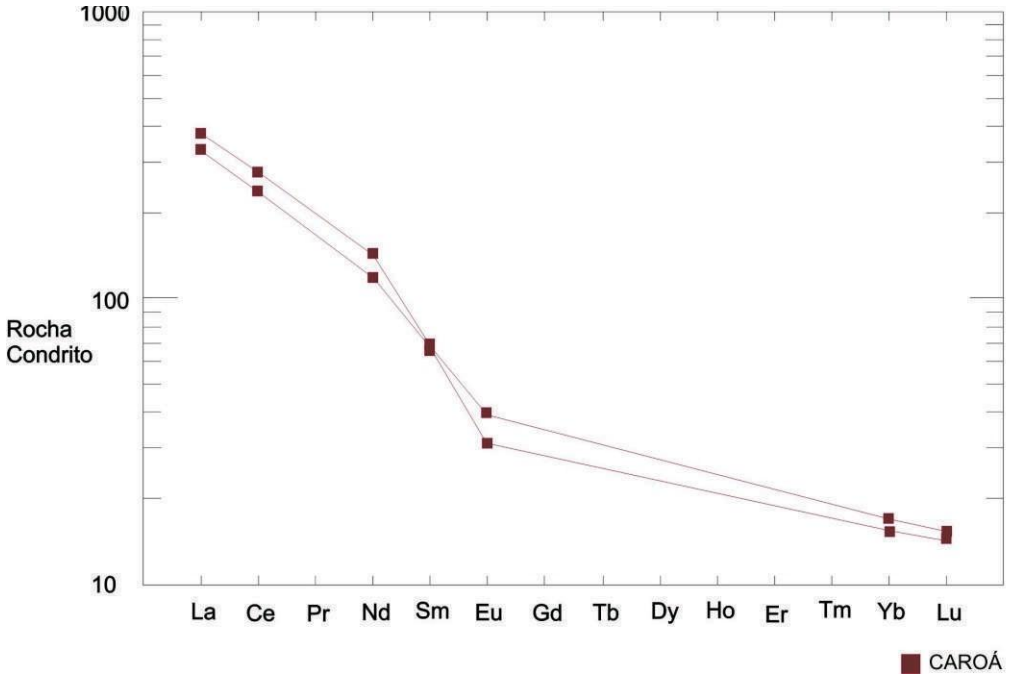


Figura 6.28 – Diagrama de Variação dos ETR`s , normalizados para o condrito (Sun,1982) para as amostras do granitóide Caroá.

Os corpos máficos de Açude do Caroá e de Boqueirão apresentam enriquecimento em Elementos Terras Raras leves similar com o correspondente de Pereiro, sendo mais empobrecidos em Terras Raras pesados. Os plútons de Serra do Zuza e Minador mostram claramente a anomalia negativa em Európio.

No que se refere especificamente aos diagramas tipo “ETR’s” verifica-se que afora o enriquecimento em relação aos normalizadores, dentre os corpos estudados, vicinais à zona de cisalhamento de Afogados da Ingazeira, há expressão do padrão “asa de andorinha” ou “gaivota adernante” decorrente de pronunciada anomalia negativa de ***Eu***, para Serra do Minador e Serra do Zuza (vide Figuras 6.24 e 6.26).

6.2.1.1. OS DIAGRAMAS TIPO *SPIDER*

Os granitóides de Serra do Pereiro, Serra do Boqueirão e Açude do Caroá mostram elevados teores de Ba, Zr, Y e Nb e baixos de Sr, semelhantes aos granitos tipo A.

Os teores de Zr, Ba e Sr diminuem para os litotipos mais ricos em SiO2, o que não acontece com Y e Nb.

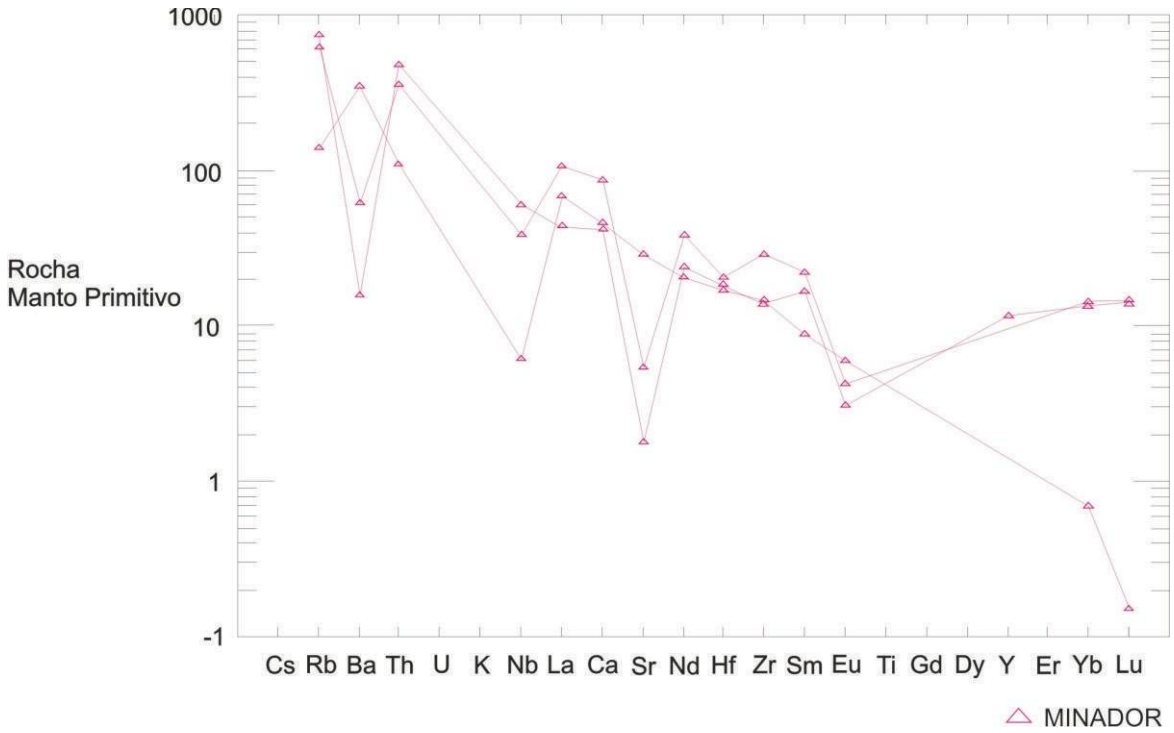


Figura 6.29 – "Spiderdiagram" com valores normalizados em relação ao manto primitivo (Wood, 1979) para as amostras do granitóide Minador.

Todas as rochas mais félsicas estudadas – Serras do Pereiro, do Boqueirão, do Zuza e do Minador – mostram-se relativamente mais enriquecidas (1000 a 100 vezes) em Rb, Ba , Th , La, Hf, Zr, Sm e empobrecidas, ou menos enriquecidas (100 a 10 vezes) em Sr, Nb , Eu e nos elementos terras raras pesados Y, Yb e Lu.

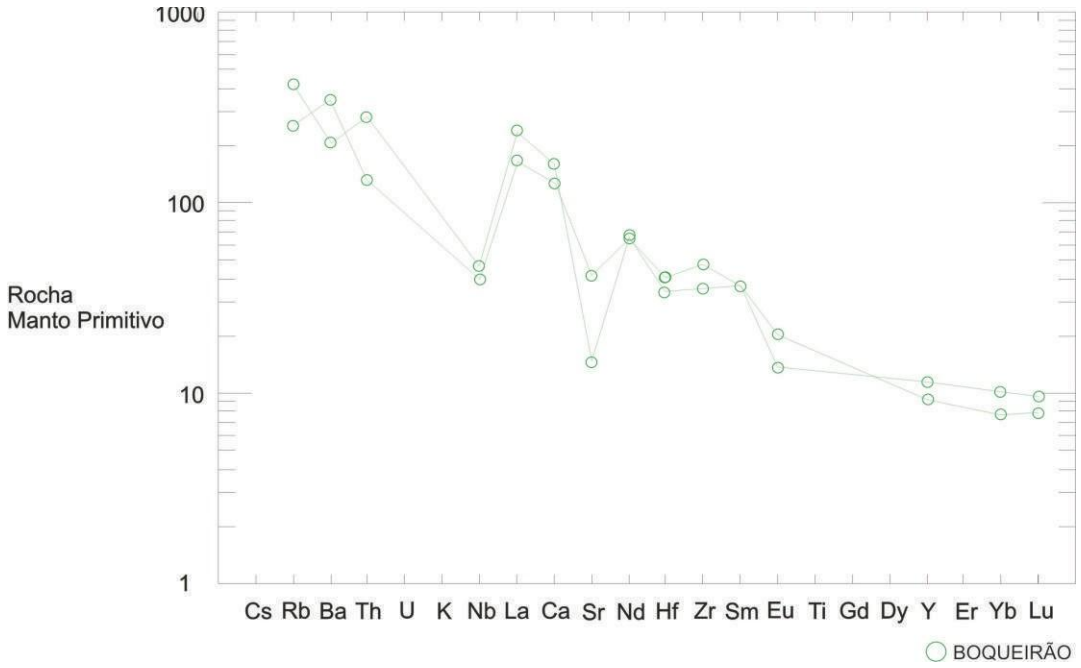


Figura 6.30 –"Spiderdiagram" com valores normalizados em relação ao manto primitivo (Wood, 1979) para as amostras do granitóide Boqueirão.

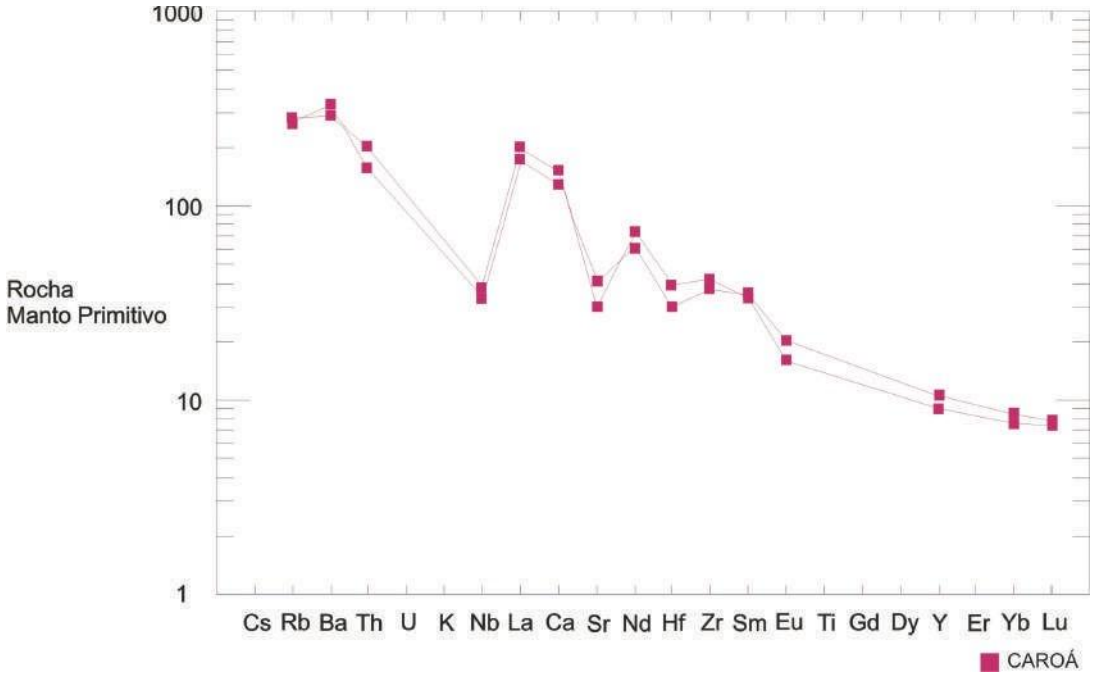


Figura 6.31 —“Spiderdiagram” com valores normalizados em relação ao manto primitivo (Wood, 1979) para as amostras do granitóide Caroá.

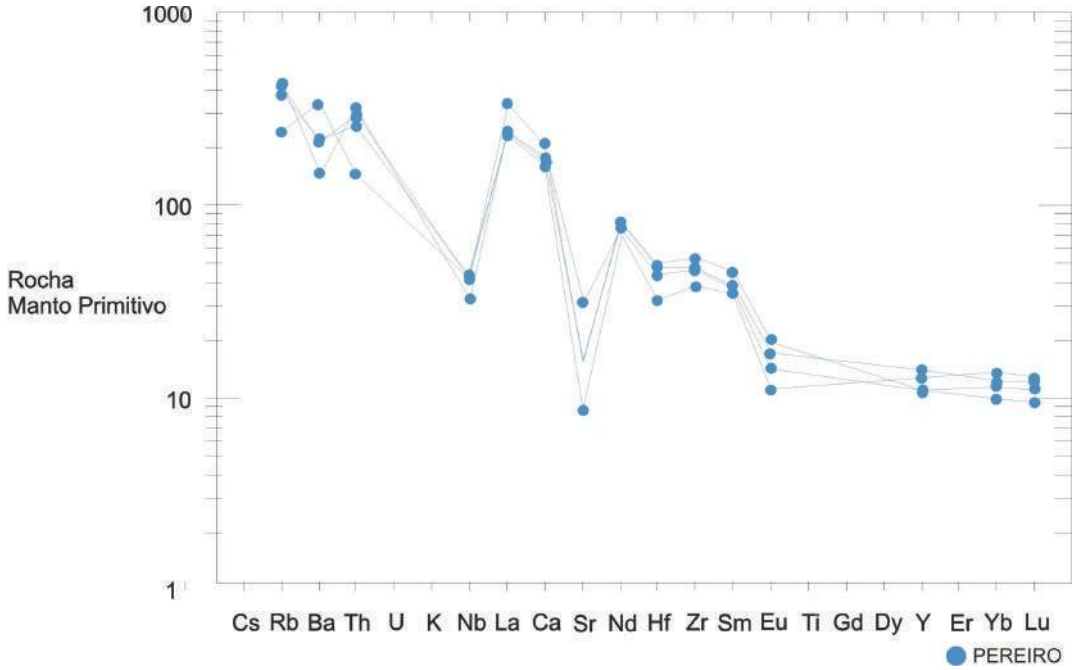


Figura 6.32– –“Spiderdiagram” com valores normalizados em relação ao manto primitivo (Wood, 1979) para as amostras do granitóide Pereiro.

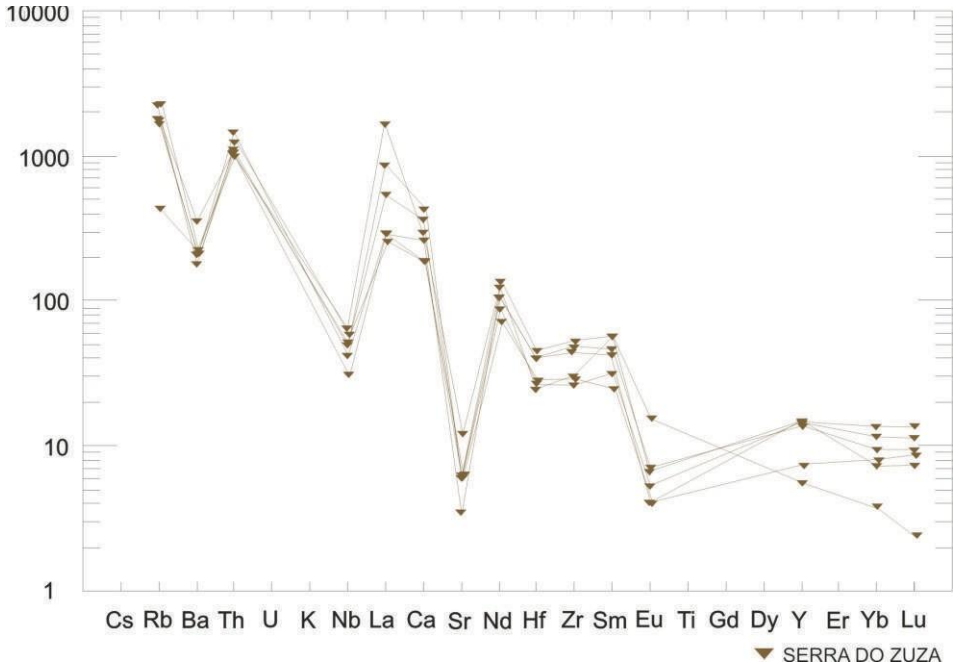


Figura 6.33 –"Spiderdiagram" com valores normalizados em relação ao manto primitivo (Wood, 1979) para as amostras do granitóide Serra do Zuza.

As razões Ce / Yb mais elevadas sugerem maior fracionamento para o plúton Serra do Zuza (56 a 75, nos granitóides e 29 a 38 nos enclaves máficos), confirmando dados de Rb/Sr. Também se revela o mais regular e extensivamente rico em Th, explicando-se as anomalias radiométricas.

O plúton Serra do Minador apresenta a menor razão entre aqueles Elementos Terras Raras, da ordem de 11 a 22, ao passo que em Serra do Pereiro as razões Ce/Yb variam desde 46 a 62.

Os diagramas do tipo "spider" LILE/HFSE, multielementos de Wood (1979), Sun (1982), Thompson *et al.* (1984) e de Pearce *et al.* (1984) (Figs 6.29 a 6.33) revelam que os granitóides dos plútons Serra do Minador, Serra do Pereiro, Serra do Boqueirão e Açude do Caroá são enriquecidos em relação ao manto primitivo, porém dez vezes menos do que os granitóides do plúton Serra do Zuza.

Há depressão em Sr sugestiva de alcalinidade do magma.

Os padrões dos elementos Terras Raras (ETR), normalizados em relação ao condrito (Figuras 6.24 a 6.28) revelam anomalia negativa de Eu, corroborando a semelhança com os granitóides do tipo A, mais pronunciada nos plútons Serra do Minador e Serra do Zuza (vide Figuras 6.24 e 6.26).

Em todos os diagramas ETR's (6.24 a 6.28) e *spider* (figuras 6.29 a 6.33), as rochas analisadas mostram enriquecimento em relação aos normalizadores, revelando adicionalmente um empobrecimento em terras raras pesados.

6.2.2. APLICAÇÕES DOS ELEMENTOS TRAÇOS E MENORES

6.2.2.1. AMBIENTES GEOTECTÔNICOS

Quanto à discriminação de ambiente geotectônico, já foi antecipado o diagrama de Batchelor & Bowden, 1985 (Figura 6.13), fundamentado em dados de elementos maiores. Agora, inserem-se as figuras 6.34 e 6.35, com os diagramas de Pearce *et al.*, 1984 que identificam as amostras procedentes de Pereiro, Boqueirão, Açude do Caroá como alojadas intraplaca, ao passo que Serra do Zuza também plota como sin-colisional ou de arco vulcânico, juntamente com amostras de Minador, quando se considera a relação Rb versus Y + Nb (Figura 6.34). Todavia quando se considera a relação Nb versus Y apenas uma amostra de Serra do Zuza não plota no campo intraplaca, mas muito próxima do seu limite, dentro do campo do arco vulcânico mais sin-colisão (vide Figura 6.35).

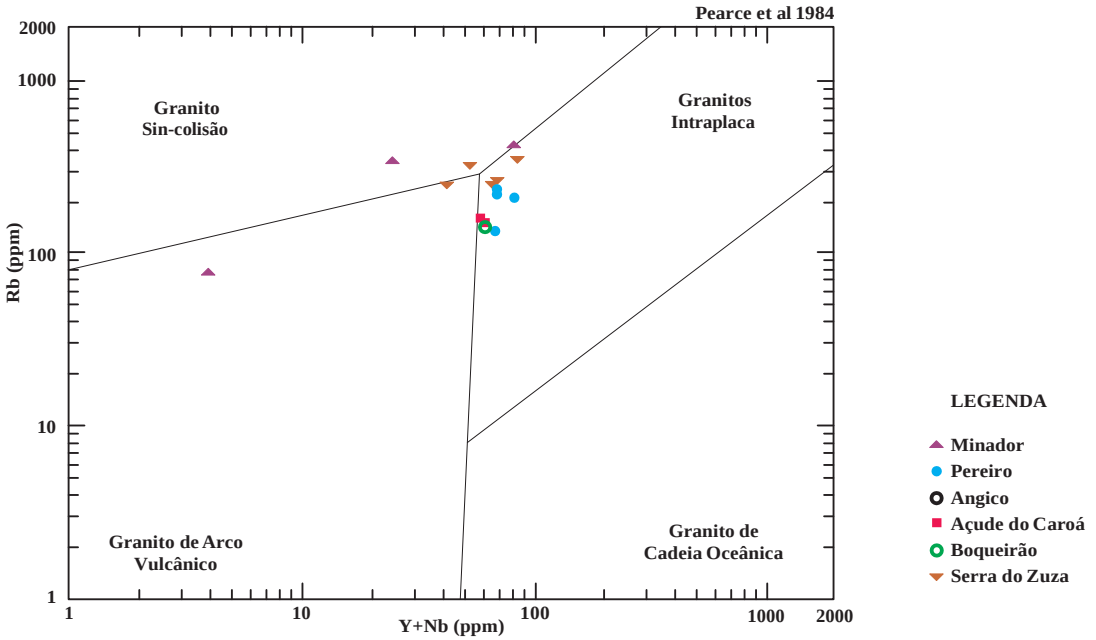


Figura 6.34 - Diagrama discriminante Rb versus Y+Nb para granitóides ao Sul da ZCAI.

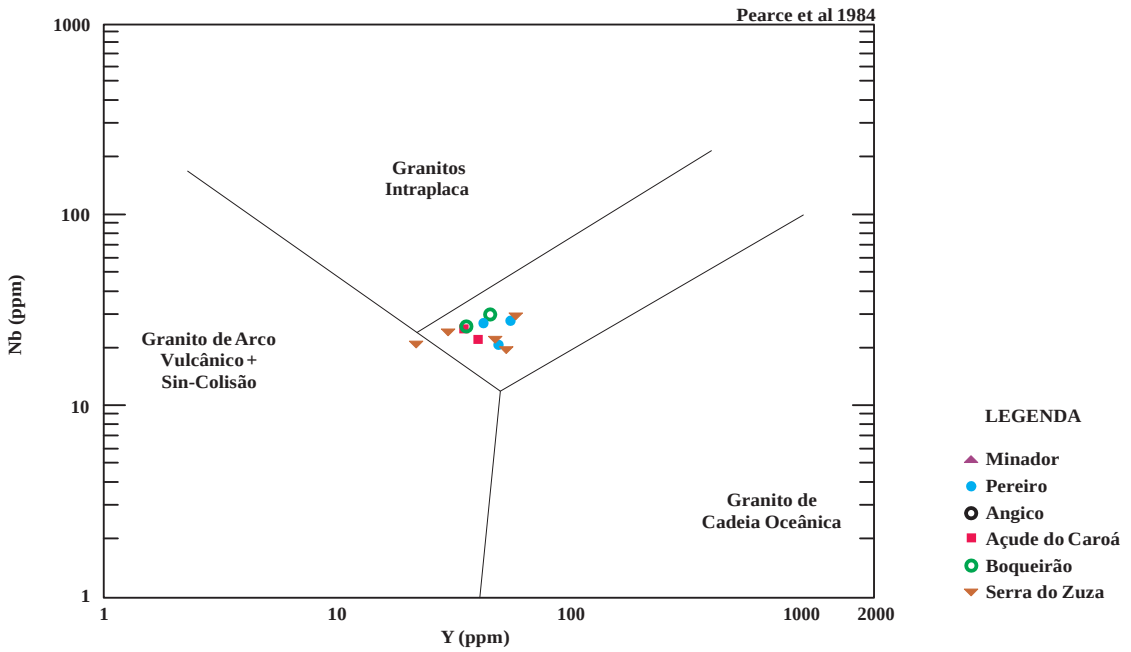


Figura 6.35 - Diagrama discriminante Nb-Y para os granitóides localizados ao Sul da ZCAI. Campos: Sincolisionais, granitos de arco vulcânico, granitos intraplaca e granitos de cadeia oceânica.

6.2.2.2. ESTIMATIVA DE TEMPERATURA DE SATURAÇÃO EM ZIRCÔNIO

Os dados de Zr permitiram determinar a temperatura em que o líquidus se satura nesse elemento traço, quando começa a cristalizar zircão, fase mineral cedo-formada em todas as rochas analisadas (Tabela 6.1)

Para os magmas formadores das rochas máficas, os resultados se mostraram compatíveis com aqueles determinados por química mineral e, em geral, bastante coerentes: quartzomonzodioritos e quartzodioritos de Açude Caroá (872°C e 883°C, respectivamente), monzodiorito de Serra do Boqueirão (865°C), quartzodiorito de Serra do Pereiro (890°C) e granodioritos de Serra do Zuza (830°C a 862°C).

Para os litotipos mais félsicos do plúton Serra do Minador as temperaturas de saturação em Zr mostraram variação entre 779°C e 844°C, enquanto os de Serra do Zuza variaram desde 815°C a 909°C.

Os teores de Zr correspondem à quantidade do elemento no momento de saturação do liquidus, cuja temperatura pode ser calculada segundo através da fórmula de Watson (1987): $T(C) = -273 + [12900 / (17{,}18 - \ln Zr)]$.

Na tabela 6.1, a seguir, relacionam-se as temperaturas para cada litotipo analisado.

Tabela 6.1 - Estimativas de temperaturas (*1) do *liquidus* do sistema, baseadas na sua similaridade com a temperatura em que o magma se torna saturado em Zr (Watson, E.B.; 1987. *The role of accessory minerals in granitoid geochemistry. In: Hutton Conference of the Origin of Granites*. Univ. Edinburgh: 209-211). (*1):
T (C) = - 273 + [12900 / (17,18-lnZr)]

		Zr (ppm)	ln Zr	17,18-lnZr	12900/ (17,18 – lnZr)		T °C	Plúton
Ev-51		137	4,92	12,26	1052,20		779,20	Minador
Ev-54		281	5,64	11,54	1117,85		844,85	Minador
Ev-49		144	4,97	12,21	1056,51		783,51	Minador
Ev-222		212	5,36	11,82	1091,37		818,37	Zuza (Oitis)
Ev-221		206	5,33	11,85	1088,61		815,61	Zuza (Oitis)
Ev-231		310	5,74	11,44	1127,62		854,62	Zuza (Saco)
Ev-226		210	5,35	11,83	1090,45		817,45	Zuza (Boqueirão dos Negros)
Ev-290		527	6,27	10,91	1182,40		909,40	Zuza (datada)
Ev-218		333	5,81	11,37	1134,56		861,56	Zuza (enclave)
Ev-18		242	5,49	11,69	1103,51		830,51	Zuza (enclave)
Ev-36		344	5,84	11,34	1137,57		864,57	Boqueirão
Ev-39		468	6,15	11,03	1169,54		896,54	Boqueirão
Ev-233		369	5,91	11,27	1144,63		871,63	Açude Caroá
Ev-32		413	6,02	11,16	1155,91		882,91	Açude Caroá
Ev-05		466	6,14	11,04	1168,48		895,48	Pereiro
Ev-07		514	6,24	10,94	1179,16		906,16	Pereiro
Ev-66		443	6,09	11,09	1163,21		890,21	Pereiro
Ev-208		370	5,91	11,27	1144,63		871,63	Pereiro

As razões Ce/Yb mais elevadas sugerem maior fracionamento para o plúton Serra do Zuza (56 a 75, nos granitóides e 29 a 38 nos enclaves máficos), confirmando dados de Rb/Sr. Também se revela o mais regular e extensivamente rico em Th, explicando-se as anomalias radiométricas.

O plúton Serra do Minador apresenta a menor razão entre aqueles Elementos Terras Raras, da ordem de 11 a 22, ao passo que em Serra do Pereiro as razões Ce/Yb variam desde 46 a 62.

Pelo efeito Oddo-Haskins a abundância dos ETR`s de número atômico par é maior do que daqueles de número atômico ímpar e adjacente, do que resulta a necessidade de normalização pelos condritos.

A tabela 6.2, exibe a seguir, a relação La/Yb, cujo aumento dá uma idéia sobre o grau de fracionamento das rochas.

Tabela 6.2 - Relação La/Yb, e sua relação de aumento dando uma idéia sobre o grau de fracionamento das rochas: LaN=La normalizado=La/0,3670; YbN=Yb normalizado=Yb/0,2840

Amostra	**La (ppm)**	**La_N**	**Yb (ppm)**	**Yb_N**		**La_N / Yb_N**	**Grau de Fracionamento**		**Rocha**
Ev05 (Pereiro)	149	406,00	5,06	17,82		22,78			
Ev07 (Pereiro)	208	567,00	5,35	18,83		30,10			Monzogranito Pórfiro
Ev66 (Pereiro)	144	392,37	4,35	15,32		25,61			Quartzodiorito fino
Ev208 (Pereiro)	151	411,44	5,95	20,95		19,63			MonzoGranito grosso a pórfiro
							20 a 30		
Ev36 (Boqueirão)	105	286,10	3,41	12,00		23,84			Quartzomonzodiorito
Ev39 (Boqueirão)	150	408,72	4,48	15,77		29,92			Monzogranito
							24 a 30		
Ev18 (Zuza)	29,3	79,84	1,76	6,20		12,87			Granodiorito (enclave)
Ev218 (Zuza)	120	327,00	6,21	21,87		19,95			Granodiorito (enclave)
Ev 222 (Zuza)	68,9	187,74	3,62	12,75		14,72			Sienogranito pórfiro
Ev226 (Zuza)	83,6	228,00	5,13	18,06		12,62			Biotita-Granodiorito
Ev221 (Zuza)	165	449,59	3,23	11,37		39,54			Monzogranito grosso
Ev 231 (Zuza)	122	332,42	4,19	14,75		22,54			Monzogranito porfiroide
							13 a 40		
Ev32 (Caroá)	125	340,60	3,39	12,00		28,33			Quartzodiorito
Ev233 (Caroá)	110	299,73	3,77	13,27		22,59			Quartzomonzodiorito
							22 a 28		
Ev49 (Minador)	43,6	118,80	0,31	1,09		109,00			Alcali-feldspato granito
Ev 51 (Minador)	27,4	74,66	6,04	21,26		3,51			Alcali-feldspato granito
Ev54 (Minador)	68,6	186,92	6,28	22,11		8,45			Alcali-feldspato granito
							3 a 109		

Aplicados aos diagramas discriminantes de ambiente tectônico (Pearce *et al.*, 1984), Y, Nb e Rb identificam os granitóides, e mais caracteristicamente os do plúton Serra do Pereiro, como intrudidos intra-placa.

6.3. CONCLUSÕES

É interessante a discriminação dos litotipos de Serra do Zuza e Serra do Minador no que diz respeito ao grau de fracionamento geoquímico.

Ressalte-se, que, excetuando os valores das amostras Ev-49 (valor 109) e Ev 221 (valor 39), os litotipos dos plutons de Serra do Minador (3,51 a 8,45) e Serra do Zuza (12,87 a 22,54) apresentam valores da relação La N / Yb N menores do que os demais corpos.

Os litotipos de Caroá, Boqueirão e Pereiro possuem similar grau de fracionamento, da ordem de 25 a 40 vezes de Lantânio em relação ao Ytérbio, dado que pode subsidiar a mistura e coexistência de magmas sugerida no capítulo da petrografia.

No que se refere especificamente aos diagramas tipo “ETR’s” verifica-se que afora o enriquecimento em relação aos normalizadores, dentre os corpos estudados, vicinais à zona de cisalhamento de Afogados da Ingazeira, há expressão do padrão “asa de andorinha” ou “gaivota” decorrente de pronunciada anomalia negativa de ***Eu***, para Serra do Minador e Serra do Zuza (vide Figuras 6.24 e 6.26) similarmente aos granitos tipo A (Loiselle & Wones, 1979), inclusive o granito Cigano, estudado por Dall'Agnoll 1990) na Amazônia, ou o granito Umarizal estudado por Galindo (1991) no Oeste do Estado do Rio Grande do Norte.

Entretanto, o empobrecimento relativo em terras raras pesados confere um padrão peculiar de “asa de andorinha adernante” ou “gaivota adernante”.

Outrossim apesar da concordância com a natureza geotectônica anorogênica, é oportuno chamar a atenção que as séries de granitóides aqui estudadas não são alcalinas como as de Loiselle & Wones (op. cit.), mas são subalcalinas, metaaluminosas a peraluminosas.

A questão pertinente à caracterização geoquímica dos granitóides tipo A foi abordada por Collins *et al.* (1982), White & Chappell (1983), Clemens *et al.* (1986) e Whalen *et al.* (1987), discutindo sua litogeoquímica.

Os litotipos mais dominantes são compativelmente os sienogranitos, nos quais o domínio de K-feldspato sobre plagioclásio com presença de mesopertitas e mais intercrescimentos granofíricos e cavidades miarolíticas apontam para o posicionamento desses granitos em alto nível crustal (White & Chappell, 1983), derivados de magma anidro (Loiselle & Wones (*op.cit.*). Sua litogeoquímica inclui valores elevados de SiO_2 (> 70%), total de álcalis, Fe/Mg, Zr, Nb, Ga, Y e Terras Raras, com exceção do Eu.

Porém, ao contrário dos litotipos aquí investigados, são pobres em BaO, CaO e MgO (Whalen *et al.*, 1987). O interesse metalogenético que têm despertado mundialmente se justifica pelas mineralizações em Mo, Sn, W, Nb e Ta (Clemens *et al.*,1986).

Os granitoides são peraluninosos a metaluminosos e mostram 56% a 76% de SiO_2 , K_2O / Na_2O >1, baixos teores de CaO, melhor classificados como álcali-cálcicos. Mostram elevados teores de Ba (800 a 2000 ppm), Zr (300 a 500ppm), Y (20 a 60 ppm) e Nb (20 a 30 ppm); e baixos conteúdos em Sr (300 a 700 ppm); semelhantes aos do Tipo A, mais caracteristicamente Serra do Boqueirão, Serra do Pereiro e Açude do Caroá.

Os diagramas Rb/Sr versus SiO_2 La/Yb versus SiO_2 apontam distinção para os fracionamentos nos plútons Serra do Zuza e Minador em relação aos demais. O conteúdo em Th discrimina os granitoides de Serra do Zuza em relação a Serra do Pereiro. Os dados de Zr permitiram estimativas de temperaturas do *liquidus* no momento de saturação naquele elemento, quando começa a cristalização do zircão, fase mineral cedo-cristalizada em todos os granitoides. O *liquidus* dos granitoides mais

máficos alcançou temperatura variável entre 830 e 890°C, ao passo que os mais félsicos de Serra do Minador e Serra do Zuza, o *liquidus* variou entre 779 e 909°C. Os diagramas tipo *spider* LILE/HFSE revelam que todos os granitóides são enriquecidos em relação ao manto primitivo, porém quase dez vezes menos do que os litotipos de Serra do Zuza. Há depressão em Sr, sugestiva de alcalinidade do magma. O padrão de distribuição dos ETR's, normalizados em relação ao condrito, expressa acentuada anomalia negativa em Eu para os granitoides de Serra do Zuza e Minador , apontando sua semelhança com granitóides do tipo A. Diagramas discriminantes de ambiente tectônico (Pearce *et al.*,1984), utilizando Y, Nb e Rb, identificam os granitoides de Serra do Pereiro como intrudidos intraplaca. A similaridade apontada com granitoides tipo A desdobra a perspectiva metalogenética para mineralizações em Mo, Sn, W, Nb e Ta (Clemens *et al.*, 1986).

7. GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

7.1. INTRODUÇÃO

Os isótopos radiogênicos não se afetam pelos processos de fracionamento químico inerente à evolução de magmas. Este princípio os torna bons indicadores petrogenéticos pois é mantida a herança da composição isotópica da fonte, resultando que os líquidos decorrentes de fusão parcial não modificariam o conteúdo isotópico nos processos subsequentes de cristalização fracionada , conforme Wilson (1989).

A essência do conhecimento atual indica que a incompatibilidade do elemento aumenta as suas concentrações, à medida que o magma vai se diferenciando. Assim acontece com o Nd, mais incompatível que o Sm, resultando mais concentrado e diminuindo cada vez mais a razão Sm/Nd nas rochas de derivação crustal, em relação àquelas de derivação mantélica (Faure, 1986).

A evolução isotópica do Nb na Terra é baseada em um padrão – CHUR ("Chondritic Uniform Reservoir") – obtido a partir de análises de fragmentos de meteoritos que representariam a Terra primordial. Fusão parcial do CHUR geraria magmas com razões Sm/Nd mais baixas e, portanto, denominados de "enriquecidos" em Nd.

Similarmente, a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ tenderia a diminuir, resultando que as rochas derivadas daquele magma teriam razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ inferiores às correspondentes do CHUR. Considerado o pequeno valor para a variação destas razões, e com o propósito de permitir comparação, De Paolo & Wasserburg (1976) introduziram o parâmetro épsilon Nd (Nd) calculado pela equação:

$$€Nd = \{[(^{143}Nd/^{144}Nd)_{inicial} / I_{CHUR}] - 1\} x\ 10^4$$

onde: $I_{CHUR} = (^{143}Nd/^{144}Nd)^t_{CHUR}$, isto é, a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ calculada para o padrão, no tempo t , obtido conforme datação previamente feita para a rocha, por método de U-Pb em zircão, por exemplo.

O cálculo do I^t_{CHUR} varia apenas em função da idade determinada para a rocha, pois envolve dois parâmetros constantes

$I^0_{CHUR} = 0{,}512638$ e a razão $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}^{hoje} = 0{,}1967$ relacionados na equação seguinte:

$$I^t_{CHUR} = I^0_{CHUR} - (^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}^{hoje} x\ k$$

$$I^t_{CHUR} = (^{143}Nd/^{144}N)_{CHUR}^{hoje} - (^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}^{hoje} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$I^{t}_{CHUR} = 0{,}512638 - 0{,}1967\,(e^{(6{,}54 \times 10E-12)\,t} - 1)$$

O comportamento Rb-Sr resulta em concentração maior de Rb para os magmas mais evoluídos, donde se conclui pelo aumento na relação Rb/Sr e por extensão aumenta também a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ em relação ao manto primordial. O padrão a que se referem as razões, é o BABI (*Basaltic Achondrite Best Initial*), meteorito acondrito cuja razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ é 0,69897.

A evolução do estrôncio na Terra tem ocorrido com diferentes taxas na crosta continental ou no manto superior. A formação da crosta continental por diferenciação interna do manto pode ter sido iniciada há quatro bilhões conforme indicado por gnaisses graníticos que cristalizaram há cerca de 3,7 x 109 anos. As baixas razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,700 a 0,702) destes gnaisses antigos apoiam a conclusão de que estas rochas foram derivadas do manto, apenas por um curto período de tempo anterior ao final da cristalização.

Aevolução da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ do manto tem procedido mais lentamente do que na crosta continental porque no manto é significativamente mais inferior a taxa média Rb/Sr de cerca de 0,027+- 0,011. No tempo atual o estrôncio no manto é isotopicamente heterogêneo dentro de estreitos limites, representados por razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,704+- 0,002. A heterogeneidade da composição isotópica implica que algumas partes do manto foi depletada em rubídio em relação ao estrôncio original em sua história, enquanto em outras partes, são menos depletadas ou não há depleção.

Portanto, a participação de material crustal é denunciada por uma elevada razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Faure, 1986).

As análises foram realizadas no laboratório da Universidade do Kansas (EUA). No caso das datações de U/Pb, pelo método da concórdia, os zircões foram dissolvidos, dosando-se o Urânio e o Chumbo, seguindo procedimentos de Krough (1973,1982) e Narrish (1987), modificados por Van Schmus *et al.* (1995). Essencialmente, foram procedidas análises de isótopos radiogênicos (U-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd) que permitiram a obtenção de idades absolutas e indicadores petrogenéticos úteis à interpretação sobre idades-modelo TDM de protólitos dos magmas que originaram os granitóides estudados.

7.2. GEOCRONOLOGIAU/Pb

O decaimento de U e Th para isótopos estáveis de Pb é a base de vários métodos importantes de datação, que surgem não apenas da transformação de U e Th para Pb, mas procede também do tempo de evolução dependente do Pb comum, do decaimento das intermediárias filhas de U e da acumulação de avarias da radiação nos cristais.

O decaimento de U e Th para Pb permite determinação de idades de zircão,

monazita, esfênio e apatita, ou outros minerais contendo U e Th.

Sistemas discordantes U-Pb podem ser interpretados através de diagrama de concórdia.

As razões radiogênicas $^{206}Pb/^{238}U$ e $^{207}Pb/^{235}U$ de amostras em que as concentrações de U e Pb têm sido alteradas forma discórdias em linha reta, em que a concórdia intercepta em um ponto representando a idade das amostras. A alteração de sistemas U-Pb pode envolver perda de Pb e pode resultar de um episódio de metamorfismo, difusão contínua de Pb ou perda de água microcapilar e alteração química na superfície da Terra ou perto dela. O conceito de concórdia tem sido ampliado para incluir combinações Th-Pb com esquemas de decaimento U-Pb. A concórdia $^{208}Pb/^{232}Th$ versus $^{207}Pb/^{235}U$ é especialmente útil.

O diagrama de concórdia é menos bem sucedido para a interpretação de idades discordantes de pequenas amostras compostas de misturas de grãos de zircão com diferentes histórias geológicas. Contudo, técnicas melhoradas para a purificação de simples grãos ou mesmo fragmentos pode revelar cronologias de eventos não resolvidos por grandes amostras, tipicamente compostas por milhares de grãos.

Sistemas U-Pb e Th-Pb podem também ser interpretados por meio de diagramas de isócronas similares àqueles usados pelo método de datação Rb-Sr. Geralmente, isócronas de U-Pb para amostras de rocha-total não são realizáveis por causa da extensiva perda de U. Contudo, isócronas de Th-Pb são mais úteis, porque o Th não é tão móvel quanto o U, sob condições próximas da superfície. Isócronas Pb-Pb em coordenadas de $^{206}Pb/^{204}Pb$ e $^{207}Pb/^{204}Pb$ são usadas com crescente frequência porque elas não são afetadas pelas perdas recentes tanto de U quanto de Pb e também porque apenas as razões isotópicas de Pb são requeridas para a datação. Finalmente, os sistemas U-Pb que tem perdido U recentemente podem também ser interpretados por meio de diagramas de concórdia.

Foram preparadas duas amostras contendo cristais de zircão de litotipos dos plútons Serra do Zuza e Pereiro, cujos resultados estão contidos na tabela seguinte.

Tabela 7.1 : Dados pertinentes à Geocronologia U-Pb.

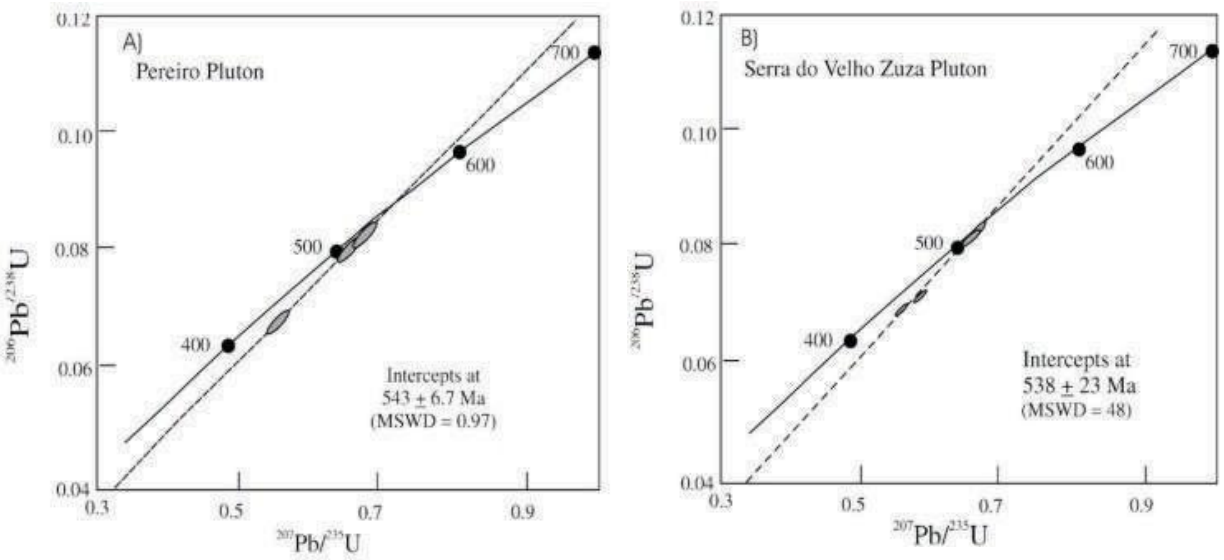
Fração	Peso	U ppm	Pb ppm	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	+-2ô (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	+- 2ô	$^{207}Pb/^{206}Pb$	+- 2ô
M(2)	0,028	4230,2	328,5	2256	0,07379	0,72	0,59346	0,73	0,05833	0,13
M(1)	0,025	2857,8	213,9	2685	0,07212	0,48	0,57612	0,49	0,05793	0,11
M(0)	0,023	3280,6	281,1	4040	0,08250	0,76	0,66386	0,77	0,05836	0,08
M(-1)	0,025	2251,7	194,2	4161	0,08145	0,55	0,65453	0,69	0,05828	0,41
M (3)	0,024	1659,4	121,0	1314	0,06853	0,71	0,55307	0,82	0,05854	0,42
M (0)	0,050	52,8	4,5	4646	0,08162	1,02	0,65671	1,07	0,05835	0,30
M (-1)	0,010	163,7	15,0	1024	0,08364	1,04	0,67427	1,10	0,05856	0,33

Continuação da Tabela 7.1 : Dados pertinentes à Geocronologia U-Pb

Idade $^{206}Pb/^{238}U$	+- ô (Ma.)	Idade $^{207}Pb/^{235}U$	+-2ô (Ma.)	Idade $^{207}Pb/^{206}Pb$	+-2ô (Ma.)	Plúton
459,0	3	473,1	3	542,0	1	Zuza
448,9	2	462,0	2	527,2	1	Zuza
511,0	4	517,0	4	543,3	0,4	Zuza
504,8	3	511,3	3	540,4	2	Zuza
427,3	3	447,0	4	550,0	2	Pereiro
505,8	5	512,6	5	543,0	2	Pereiro
517,8	5	523,3	6	547,3	2	Pereiro

Os diagramas de concórdia das figuras 7.1(A) e 7.1(B), a seguir, expressam as idades datadas pelo método U-Pb em zircão.

As idades de 543 +- 6,7 Ma. e 538 +- 23 Ma., para os plútons Serra do Pereiro e Serra do Zuza, enquadram-los no magmatismo mais jovem, da ordem de 540Ma.



Figuras 7.1.A e B – Diagramas de concórdia para *fácies* dos plutões Zuza e Pereiro.

7.3. MÉTODO Rb-Sr

As análises foram realizadas na Universidade do Kansas (EUA) e os resultados de geoquímica de rocha-total podem ser observados na tabela seguinte e os propósitos são a determinação da razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ e do €Sr.

Os dados estão contidos nas tabelas 7.2 e 7.3, estabelecendo-se uma ideia a respeito da diferenciação dos litotipos.

Tabela 7 2 - Dados de litogeoquímica obtenção da relação Sm/Nd e Rb/Sr.

Amostra		Sm	Nd	Sm/Nd	Rb	Sr	Rb/Sr	Local
Ev 05		14,70	99	0,14848	240	290	0,8276	Pereiro
Ev 07		17,70	98	0,18061	206	299	0,6890	Pereiro
Ev 66		15,30	91	0,16813	133	596	0,2232	Pereiro
Ev 208		13,90	81	0,17160	223	163	1,3681	Pereiro
Ev 32		13,40	90	0,14889	157	570	0,2754	Caroá
Ev 233		14,00	74	0,18919	148	783	0,1890	Caroá
Ev 36		14,50	78	0,18590	139	776	0,1791	Boqueirão
Ev 39		14,60	81	0,18025	227	279	0,8136	Boqueirão
Ev 18		3,17	20	0,1585	229	1035	0,2213	Zuza
Ev 218		12,90	78	0,16538	350	94	3,7234	Zuza
Ev 221		13,60	72	0,18889	247	123	2,0081	Zuza
Ev 222		7,71	52	0,14827	320	129	2,4806	Zuza
Ev 226		9,86	64	0,15406	266	136	1,9559	Zuza
Ev 231		12,40	70	0,17714	261	128	2,0391	Zuza
Ev 290		23,50	169	0,13905	244	232	1,0517	Zuza
Ev 49		3,50	25	0,14	77	549	0,1403	Minador
Ev 51		6,62	29	0,22828	420	34	12,3529	Minador
Ev 54		8,87	47	0,18872	343	101	3,3960	Minador

Explicita-se o enriquecimento em Rb dos plútons Serra do Zuza e Minador.

Os dados de análises isotópicas para Sr, realizadas no mesmo laboratório se resumem a seguir.

Tabela 7.3 - Análises isotópicas, com determinação do Sr i (540) , obtidas pelo Método Rb / Sr para as rochas dos plútons ao Sul da Zona de Cisalhamento de Afogados da Ingazeira-PE.

Amostra	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr_{hoje}$	$^{87}Sr/^{86}Sr_{i(540)}$	$\varepsilon Sr_{i(540)}$	Litotipo	Plúton
Ev 54	366,932	93,663	11,4309	0,793879	0,705895	**28,713**	enclave	Minador
Ev226	284,961	136,793	6,0540	0,752814	0,706216	**33,273**	Enclave granodiorítico	Zuza
Ev218	372,222	91,727	11,8392	0,792616	0,701490	**-33,884**	Enclave quartzo monzodiorítico	Zuza
Ev208	310,568	171,743	5,2539	0,749939	0,709500	**79,915**	Quartzo monzo diorito	Pereiro
Ev36	156,827	892,254	0,5088	0,713547	0,709631	**81,790**	Enclave quartzodiorítico	Boqueirão
Ev 46	352,096	92,626	11,0871	0,789647	0,704310	6,223		Angico

Para a montagem da tabela 7.3, as cinco primeiras colunas são obtidas diretamente dos certificados de análises.

A partir dos estudos reunidos por Faure (1986) ,as relações entre os dados de análises isotópicas são estabelecidas pela fórmula:

$$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{hoje} = (^{87}Sr/^{86}Sr)_i + (^{87}Rb/^{86}Sr)\ (e^{?T} - 1)$$

Onde :

?= $1{,}42 \times 10^{-11}$ e T = 540×10^{6} anos, idade obtida pelo método U-Pb em zircão.

Logo:

$$e^{?T} - 1 = e^{540 \times 1{,}42 \times 10\,E\text{-}5} - 1 = 0{,}007697$$

Escrevendo-se a fórmula geral :

$$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{hoje} = (^{87}Sr/^{86}Sr)_i + (^{87}Rb/^{86}Sr) * 0{,}007697$$

A tabela 7.4 resume os dados e procedimentos de cálculo a partir da fórmula:

$$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{hoje} - (^{87}Rb/^{86}Sr) * (e^{?T} - 1) = (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$$

Tabela 7.4 – Dados e procedimento para cálculo da razão inicial.

Amostra		$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{hoje}$	$^{87}Rb/^{86}Sr$ *(1)*	$(e^{?T} - 1)$ *(2)*		*(1) .x (2)*	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$
Ev54		0,793879	11,4309	0,007697		0,087984	0,705895
Ev226		0,752814	6,0540	0,007697		0,046598	0,706216
Ev218		0,792616	11,8392	0,007697		0,091126	0,701490
Ev208		0,749939	5,2539	0,007697		0,040439	0,709500
Ev36		0,713547	0,5088	0,007697		0,003916	0,709631
Ev46		0,789647	11,0871	0,007697		0,085337	0,704310

Observa-se que o quartzo-monzodiorítico de Serra do Zuza é o que apresenta menor razão inicial.

O cálculo do épsilon do estrôncio ($€Sr_{i(540)}$) envolve duas fórmulas que relacionam os parâmetros isotópicos analíticos:

$$€^{0}Sr = \{[(^{87}Sr/^{86}Sr)^{m}_{R}] / [(^{87}Sr/^{86}Sr)^{0}_{UR}] - 1\} \times 10^{4}$$

$$€^{t}Sr = \{[(^{87}Sr/^{86}Sr)^{i}_{R}] / [(^{87}Sr/^{86}Sr)^{t}_{UR}] - 1\} \times 10^{4}$$

Para melhor compreensão:

$(^{87}Sr/^{86}Sr)^{m}_{R}$ - valor hoje na rocha

$(^{87}Sr/^{86}Sr)^{0}_{UR}$ - valor atual no reservatório uniforme, constante e igual a 0,7045

$(^{87}Sr/^{86}Sr)^{i}_{R}$ - valor inicial no tempo de cristalização da rocha

$(^{87}Sr/^{86}Sr)^{t}_{UR}$ - para um tempo t, valor da razão no reservatório uniforme

Portanto, já foi calculado para cada rocha o valor da razão inicial, faltando apenas calcular o denominador :

$$(^{87}Sr/^{86}Sr)^{t}_{UR} = (^{87}Sr/^{86}Sr)^{0}_{UR} - (^{87}Rb/^{86}Sr)^{0}_{UR}(e^{?t} - 1)$$

Considere-se ainda que :

$$(^{87}Rb/^{86}Sr)^{0}_{UR} = 0{,}0816 \quad e \quad (^{87}Sr/^{86}Sr)^{0}_{UR} = 0{,}7045$$

E ainda :

?t é uma expressão na qual

?=1,42 x 10^{-11} e t = 540 x 10^{6} anos, idade obtida pelo método U-Pb em zircão.

Daí :

$(e^{€t} - 1) = e^{1{,}42 \times 540 \times 10E\text{-}5} - 1 = e^{766{,}8 \times 10E\text{-}5} - 1 = e^{0{,}007668} - 1 = \; = 1{,}007697 - 1 =$

$= 0{,}007697.$

Do exposto, com base na fórmula

$$?^{t}Sr = \{[(^{87}Sr/^{86}Sr)^{i}_{R}] / [(^{87}Sr/^{86}Sr)^{t}_{UR}] - 1\} \times 10^{4}$$

e considerando que :

$$(^{87}Sr/^{86}Sr)^{i}_{UR} = (^{87}Sr/^{86}Sr)^{540}_{UR} =$$

$$= (^{87}Sr/^{86}Sr)^{0}_{UR} - (^{87}Rb/^{86}Sr)^{0}_{UR} \; X \; (e^{€t} - 1) = 0{,}7045 - 0{,}0816 \; X$$

$$0{,}007697$$

$$= 0{,}703872$$

A tabela 7.5 resume os dados e procedimentos de cálculo.

Tabela 7.5– Dados e cálculo do épsilon estrôncio

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)=(2)–(5)	(7)	
Amostra	$(^{87}Sr/^{86}Sr)^{0}_{UR}$	$(^{87}Rb/^{86}Sr)^{0}_{UR}$	$e^{€t}$ - 1	(3).(4) ?	$(^{87}Sr/^{86}Sr)^{t}_{UR}$	$^{87}Sr/^{86}Sr_{i\ (540)}$	$€^{540}$ Sr
Ev54	0,7045	0,0816	0,007697	0,000628	0,703872	0,705895	28,74
Ev226	0,7045	0,0816	0,007697	0,000628	0,703872	0,706216	33,30
Ev218	0,7045	0,0816	0,007697	0,000628	0,703872	0,701490	33,85
Ev208	0,7045	0,0816	0,007697	0,000628	0,703872	0,709500	79,94
Ev36	0,7045	0,0816	0,007697	0,000628	0,703872	0,709631	81,82
Ev46	0,7045	0,0816	0,007697	0,000628	0,703872	0,704310	6,22

Então para Ev 54, por exemplo:

$€^{540}Sr = [(0,705895 / 0,703872) - 1] \times 10^4 = [1,0028741 - 1] \times 10^4 =$

$= 0,0028741 \times 10^4 = 28,74$

A principal aplicação dar-se-á com a plotação no diagrama de Harman *et al.* (1984), expresso na Figura 7.2, onde os litotipos poderão ser correlacionáveis com granitoides tipo I , em função dos valores determinados para €Nd.

7.4. MÉTODO Sm-Nd

O propósito destes estudos é a determinação do épsilon Nd (,Nd), da razão inicial $^{143}Nd/^{144}Nd$ e da idade-modelo T_{DM}.

Samário e Neodímio são elementos terras raras reunidos num relacionamento pai e filha, pelo decaimento alfa do ^{147}Sm para o estável ^{143}Nd, com uma meia-vida de $10^6 \times 10^9$ anos. Ambos os elementos são amplamente distribuídos nos minerais e rochas comuns, porém suas concentrações são geralmente menos de 10ppm, exceto em minerais fosfatos e rochas ígneas alcálicas, nas quais Sm e Nd possuem mais altas concentrações. Trabalhos de referência sobre o tema são Faure (1986) e Rollinson (1999).

Rochas ígneas máficas e ultramáficas têm mais altas razões Sm/Nd do que rochas de composição intermediária e félsica. Rochas de composição máfica e comagmáticas de rochas ígneas diferenciáveis são datáveis em alguns casos de isócronas de rocha-total ou de mineral interno. Tais dados de Sm-Nd são menos susceptíveis à alteração pelo metamorfismo do que os dados de Rb-Sr. Além disso, o método pode ser usado para datar rochas não susceptíveis para datação por Rb-Sr ou outros métodos.

A evolução isotópica de Nd na Terra é descrita pelo decaimento do ^{147}Sm no reservatório condrítico uniforme chamado CHUR .

As razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ de amostras terrestres podem ser expressas em termos de uma função € cujo valor é determinado pela comparação com o CHUR. Valores positivos de épsilon indicam que o Nd veio de fontes “depletadas” tendo uma razão Sm/Nd mais alta que o CHUR, ao passo que valores negativos de € implicam em derivação de fontes “enriquecidas” com razão Sm/Nd mais baixa que o CHUR. Magmas formados por fusão parcial no manto têm razões Sm/Nd mais baixas que o CHUR, enquanto sólidos residuais têm mais alta razão Sm/Nd. Naturalmente para evitar erros sistemáticos no cálculo dos valores de €, deve haver atenção na escolha da razão do isótopo usada como referência na correção da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ para fracionamento isotópico.

A evolução isotópica do Nd na Terra é descrita em termos de um modelo chamado CHUR, o qual se sustenta num reservatório condrítico uniforme (De Paolo and Wasserburg, 1976). Este modelo assume que o Nd terrestre evoluiu num

reservatório uniforme, no qual a razão Sm/Nd é igual àquela dos meteoritos condríticos. O valor atual da razão 143Nd/144Nd deste reservatório é 0,512638, relativo à razão $^{146}Nd/^{144}Nd$ de 0,7219. A razão atual $^{147}Sm/^{144}Nd$ do CHUR é 0,1967. Esta informação permite calcular a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ em qualquer outro tempo t no passado, através da equação :

$$I^{t}_{CHUR} = I^{0}_{CHUR} - [\,(^{147}Sm/^{144}Nd)^{0}_{CHUR}\,]\,(e^{?t} - 1)$$

Onde:

I^{t}_{CHUR} = $^{143}Nd/^{144}Nd$ do CHUR em qualquer tempo t no passado

I^{0}_{CHUR} = $^{143}Nd/^{144}Nd$ do CHUR no tempo atual = 0,512638, normalizado para $^{146}Nd/^{144}Nd$ = 0,7219

$(^{147}Sm/^{144}Nd)^{0}_{CHUR}$ = valor atual no CHUR, baseado em análises em fragmentos de meteoritos = 0,1967

Os parâmetros analíticos de Sm-Nd estão relacionados através da fórmula :

$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{hoje} = (^{143}Nd/^{144}Nd)_{inicial} + (^{147}Sm/^{144}Nd)\ (e^{?t} - 1)$, cuja equivalente:

$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{hoje} - (^{147}Sm/^{144}Nd)\ (e^{?t} - 1) = (^{143}Nd/^{144}Nd)_{inicial}$

orientou o cálculo da última coluna da tabela 7.6 abaixo:

Tabela 7.6 - Dados e procedimento para cálculos da razão inicial $^{143}Nd/^{144}Nd$.

Am ostra	Pluton	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{hoje}$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$k=e^{?t} - 1$		$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{inicial}$
Ev 54	Minador					
Ev218	Zuza	0,511379	0,10347	0,003538	0,000366	0,511013
Ev226	Zuza	0,511399	0,10606	0,003538	0,000375	0,511024
Ev 208	Pereiro					
Ev36	Boqueirão	0,511406	0,10152	0,003538	0,000359	0,511047
Ev46	Angico	0,511395	0,10490	0,003538	0,000371	0,511024
Ev233	Açude Caroá	0,511474	0,10077	0,003538	0,000357	0,511117

As quatro primeiras colunas da tabela anterior são preenchidas com dados analíticos contidos nos certificados do laboratório.

Na quinta coluna trata-se de valor constante, pois foi obtido a partir dos parâmetros t e ?. Considere-se que ? = 6,54 x 10^{-12} e t = 540 x 10^{6} anos, idade obtida pelo método U-Pb em zircão.

Portanto, $k = e^{?t} - 1 = e^{6,54 \times 540 \times 10E-6} - 1 = e^{3531,6 \times 10E-6} - 1$

É necessário calcular o valor de $^{143}Nd/^{144}Nd$ para o reservatório condrítico uniformizado – CHUR - no tempo t = 540 x 10^{6} anos (ou 600 x 10^{6} anos) para que se

possa calcular o € do neodímio, definido pela relação seguinte:

$$€^{t}_{CHUR} = \{[(^{143}Nd/^{144}Nd)_{inicial}] / [I_{CHUR}] - 1\}10^{4}$$

$$€^{540}Nd = \{[(^{143}Nd/^{144}Nd)_{inicial}] / [(^{143}Nd/^{144}Nd)^{540}_{CHUR}]\} \times 10^{4}.$$

Portanto, a fórmula seguinte :

$$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}^{540} = (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}^{hoje} - [(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}^{hoje}] \times k$$

orienta o cálculo do valor de $^{143}Nd/^{144}Nd$ para o reservatório condrítico uniformizado– CHUR – no tempo $t = 540 \times 10^{6}$ anos.

É oportuno perceber que k = 0,0035 ; $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}^{hoje} = 0,512638 = I_{CHUR}^{0}$ e $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}^{hoje} = 0,1967$, de acordo com os dados de Faure (1986) e Rollinson (1999).

Daí,

$$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}^{540} = 0,512638 - 0,1967 \times 0,0035 = 0,512638 - 0,000688 = 0,511950$$

A fórmula : $€^{540}Nd = \{[(^{143}Nd/^{144}Nd)_{inicial}] / [(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}^{540}]\} \times 10^{4}$ orienta a organização da tabela seguinte, que resume os dados e procedimentos de cálculos.

Tabela 7.7 - Dados e procedimento para cálculo do épsilon neodímio.

(1)	(2)	(3)	(4)= (2) / (3)	(5)=(4) - 1		
Amostra	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{inicial}$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}^{540}$				$€^{540}Nd$
Ev218	0,511013	0,511950	0,998169743	-0,0018303		- 18,303
Ev226	0,511024	0,511950	0,998191229	-0,00180877		- 18,088
Ev36	0,511047	0,511950	0,998236155	-0,00176384		- 17,638
Ev46	0,511024	0,511950	0,998191229	-0,00180877		-18,088
Ev233	0,511117	0,511950	0,998372888	-0,00162711		- 16,271

O reservatório uniformizado condrítico - CHUR - também permite o cálculo da idade em que o Nd numa rocha crustal teria se separado do reservatório condrítico, isto é, a idade modelo (T_{DM}), ou manto deplecionado, ou a idade do protólito.

A idade-modelo representa o tempo decorrido desde que o Nd na amostra de rocha teve a mesma composição isotópica que o CHUR. A validade de tais dados depende da consideração de que a razão Sm/Nd da rocha não foi alterada pelos processos geológicos na crosta. Uma vez que os elementos terras raras devem ter propriedades geoquímicas similares, as razões Sm/Nd das rochas resistem às mudanças e a idade-modelo Sm-Nd pode, portanto, ser considerada como estimativa válida do tempo de residência crustal.

Corresponde ao momento, no passado, em que a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ na rocha igualou à razão $^{143}Nd/^{144}$ do CHUR.

Afórmula seguinte relaciona os parâmetros envolvidos:

$$T_{DM} = (1/?) \ln \{[(^{143}Nd/^{144}Nd)^{m}_{R} - I^{0}_{CHUR}] / [(^{147}Sm/^{144}Nd)^{m}_{R} - \}(^{147}Sm/^{144}Nd)^{0}_{CHUR}] + 1 \}$$

Sabe-se que $(^{143}Nd/^{144}Nd)^{m}_{R}$ e $(^{147}Sm/^{144}Nd)^{m}_{R}$ são os parâmetros medidos na rocha, obtidos, portanto, diretamente do certificado de análises do laboratório.

Do exposto, a tabela 7.8, seguinte permite acompanhar os cálculos do valor cujo logaritmo neperiano precisará ser determinado.

Tabela 7.8 - Dados e procedimento para cálculo de parâmetro para a idade modelo.

Amostra	(1)	(2)	(3)= (1) – (2)	(4)	(5)	(6)= (4)–(5)	(7)= [(3) / (6)] + 1
Ev218	0,511379	0,512638	-0,001259	0,10347	0,1967	-0,09323	1,013504236
Ev226	0,511399	0,512638	-0,001239	0,10606	0,1967	-0,09064	1,013669461
Ev 208							
Ev36	0,511406	0,512638	-0,001232	0,10152	0,1967	-0,09518	1,012943895
Ev46	0,511395	0,512638	-0,001243	0,10490	0,1967	-0,0918	1,013540305
Ev233	0,511474	0,512638	-0,001164	0,10077	0,1967	-0,09593	1,012133847

(1) = $(^{143}Nd/^{144}Nd)^{m}_{R} = (^{143}Nd/^{144}Nd)_{hoje}$
(2) = I^{0}_{CHUR} = 0,512638
(4) = $(^{147}Sm/^{144}Nd)^{m}_{R} = {}^{147}Sm/^{144}Nd$
(5)= $(^{147}Sm/^{144}Nd)^{0}_{CHUR}$ = 0,1967

Finalmente, na tabela 7.9, seguinte, estão contidos os valores das idades-modelo - T_{DM} – para os protólitos das rochas estudadas.

Tabela 7.9 – Dados e procedimento para cálculo da idade-modelo.

Amostra		(1)	(2) = ln (1)	(3)	(4) = (3) x (2)	T_{DM} (Ma.)
Ev218	Zuza	1,013504236	0,013413866	0,152905198	0,00205104991	2.051,050
Ev226	Zuza	1,013669461	0,013576876	0,152905198	0,002075975017	2.075,975
Ev36	Boqueirão	1,012943895	0,012860838	0,152905198	0,001966489094	1.966,489
Ev46	Angico	1,013540305	0,013449454	0,152905198	0,002056491465	2.056,491
Ev233	Caroá	1,012133847	0,012060822	0,152905198	0,001844162376	1.844,162

(1) = (7) da tabela anterior
(2) = ln(1)
(3) = 1/? = $1/(6,54 \times 10^{-12}) = 0,152905198 \times 10^{12}$

7.5. INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE GEOLOGIAISOTÓPICA Rb-Sr E Sm-Nd

Os dados isotópicos Rb-Sr diferenciam as amostras estudadas em três grupos,

sintetizados a seguir, na tabela 7.10.

Tabela 7.10 - Síntese dos resultados dos parâmetros isotópicos usando o Estrôncio.

Amostra	**€ ^{540}Sr**	**Protólito**	**^{87}Sr/^{86}Sr$_{i\ (540)}$**	**Classificação (McCulloch & Chappel, 1982)**
Ev54 (Minador)	28,71	Crustal	0,706	Tipo I
Ev218 (Zuza)	- 33,86	Mantélico	0,701	Tipo M
Ev226 (Zuza)	33,27	Crustal	0,706	Tipo I
Ev208 (Pereiro)	79,94	Crustal	0,709	Tipo S (?)
Ev36 (Boqueirão)	81,82	Crustal	0,710	Tipo S (?)
Ev46 (Angico)	102,00	Crustal	0,704	Tipo I

Os resultados acima sugerem que os granitóides possuem dominante derivação crustal, uma vez que €^{540} Sr >0 €$^{(540Ma.)}$Sr, exceto para o quartzo-monzodiorito de Serra do Zuza (Ev 218).

Entretanto, dos plútons Serra do Boqueirão e Serra dos Pereiros, o quartzo-diorito (Ev36) e o quartzo-monzonito (Ev208), respectivamente, podem ser de crosta superior com protólito metassedimentar, ao passo que o plúton Serra do Minador e o corpo aflorante em Angico podem derivar de protólito ígneo de crosta inferior.

O plúton Serra do Zuza apresenta também indicação de fonte ígnea crustal, conforme o dado do granodiorito (Ev 226).

A tabela 7.11 síntetiza os resultados dos parâmetros isotópicos combinando resultados de Sr – Nd.

Tabela 7.11 - Síntese dos resultados dos parâmetros isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr.

Amostra	(^{143}Nd/^{144}Nd)$_{inicial}$	(^{87}Sr/^{86}Sr)$_i$	€ ^{540}Nd	€ ^{540}Sr	T_{DM} (Ma.)	Pluton
Ev54		0,705895		28,74		Minador
Ev218	0,511013	0,701490	- 18,303	- 33,86	2.051,050	Zuza
Ev226	0,511024	0,706216	- 18,088	33,30	2.075,975	Zuza
Ev208		0,709500		79,94		Pereiro
Ev36	0,511047	0,709631	- 17,638	81,82	1.966,489	Boqueirão
Ev46	0,511024	0,704310	- 18,088	6,22	2.056,491	Angico
EV233	0,511117		- 16,271		1.844,155	Açude Caroá

Os dados isotópicos Sm-Nd confirmam a origem crustal para todos os plútons, pois €Nd$^{(540Ma.)}$ < 0, inclusive para o quartzodiorito de Açude do Caroá (Ev233) e para o granodiorito do plúton Serra do Zuza.

A utilização dos diagramas relacionando €Nd$^{(540Ma.)}$ versus €Sr$^{(540Ma.)}$ (Harmon *et al.*, 1984) explicita a fonte dos magmas como na crosta inferior, com maior similaridade com o tipo I (McCulloch & Chappel, 1982).

Há pequena possibilidade de derivação com o tipo S, apenas para o quartzo-

diorito (Ev 36) do plúton Serra do Boqueirão, sugerindo a possibilidade de magma crustal com protólito metassedimentar apenas para aquele. Considerada avariação de de valores de €Sr [82 > €Sr > (-33)], conforme se explicita no diagrama de €^{540}Nd versus €^{540}Sr (vide Figura 7.2).

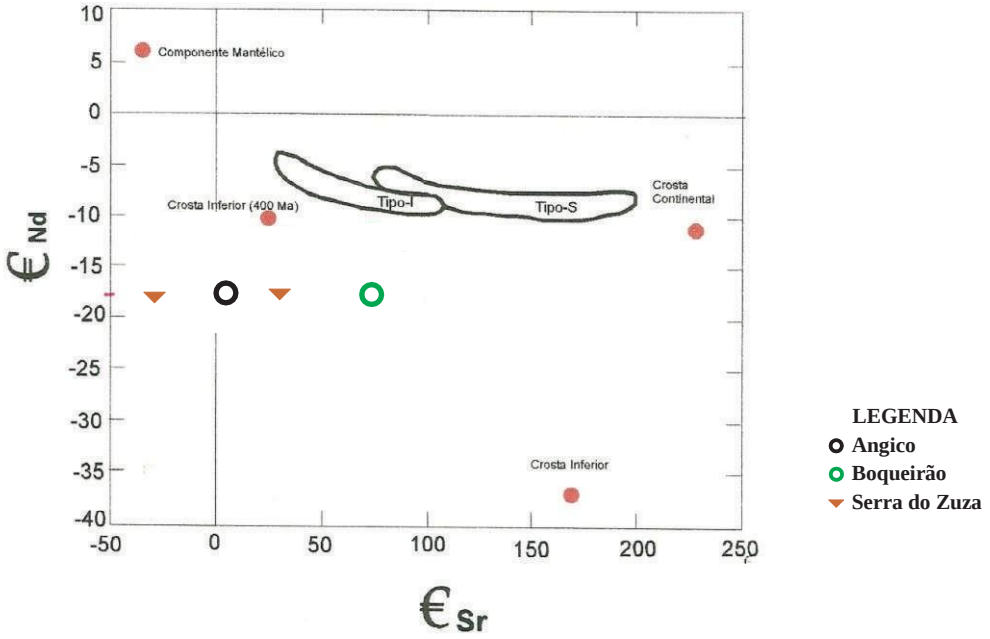


Figura 7.2 - Diagrama €Sr *versus* €Nd (Harmon *et al*, 1984).

Os valores das idades-modelo - T_{DM} – para as rochas estudadas revelam que os litotipos do plúton Serra do Zuza se vinculam com protólitos mais pretéritos, sugerindo que ali pudesse ser uma câmara magmática mais original.

As idades-modelo (1,8 a 2,1Ga) indicam que a primeira extração magmática, progenitora dos plútons estudados possui idade Paleoproterozóica.

7.6. CONCLUSÕES

A fonte do magma é na crosta inferior para todos os granitóides estudados, com maior similaridade para o tipo I (Mc Culloch & Chappel, 1982) conforme se deduz dos valores åSr e åNd plotados no diagrama de Harmon *et al.* (1984).

Os valores para as idades-modelo revelam que os granitóides do plúton Serra do Zuza se vinculam aos magmas mais pretéritos, sugerindo que ali pudesse, originalmente, ser uma câmara magmática desde o Paleoproterozóico, conforme indicam as idades-modelo – $T_{(DM)}$ – 1,8 a 2,1 Ga.

As idades absolutas U/Pb em zircão de Serra do Pereiro e Serra do Zuza apontam alojamento tardi-Brasiliano (540 Ma.).

8. ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

8.1. INTRODUÇÃO

Os estudos associados à susceptibilidade magnética têm permitido:

a) classificação de granitóides através de mineralogia e da susceptibilidade magnéticas (Ishihara,1981);

b) aspectos estruturais relacionados à colocação dos corpos graníticos através da anisotropia de susceptibilidade magnética (Ellwood & Whitney, 1980;Hrouda,1982; Bouchez *et al.*,1990).

O princípio que permite a utilização dos estudos de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) em campo fraco, para a compreensão dos processos ígneos e tectono-estruturais, é que o fluxo magmático e a deformação de corpos plásticos altamente viscosos interferem nos elipsóides de ASM, sobremodo na fábrica magnética resultante do arranjo das partículas magnéticas disseminadas na matriz (Stacey, 1960; Uyeda *et al.*, 1963; Hargraves *et al.*, 1991; Correia *et al.*, 1995; Neves *et al.*, 1996; Neves, 1999).

A petrotrama de um litotipo é resultante da orientação planar e/ou linear dos minerais constituintes. Quando estas estruturas não têm expressão mesoscópica ou mesmo através a microscopia óptica, a ASM é uma ferramenta auxiliar importante para a determinação de contexto estrutural, principalmente das rochas graníticas (Ellwood & Whitney, 1978; Bouchez *et al.*, 1990; Achanjo, 1993).

Aelaboração de modelo para compreensão do alojamento dos corpos graníticos é o propósito da comparação entre estruturas magnéticas e magmáticas.

Outrossim, a ASM também tem importância para a determinação do bloco de partição natural de maciços rochosos, ao disponibilizar informações que localizem as superfícies alongante, trincante e levantante, podendo abrir perspectivas interessantes no campo da geologia aplicada à engenharia, ao planejamento e desenvolvimento mais otimizado de pedreiras.

8 .2. ASM - ASPECTOS TEÓRICOS

Graham (1954) observou que a anisotropia magnética de diversos litotipos refletia o alinhamento preferencial de partículas ferro-magnéticas. Percebeu a possibilidade de representação elipsoidal de ASM, de tal modo que o alongamento maior do elipsóide seria paralelo ao eixo de mais fácil magnetização dos grãos de minerais ferromagnéticos.

O desenvolvimento dos estudos identificou a anisotropia de distribuição ou de

forma (ou a orientação preferencial dos grãos) e a anisotropia magnetocristalina (ou a orientação preferencial das redes cristalinas dos minerais magnéticos) representantes da trama magnética de uma rocha.

Não raro, a petrotrama de um litotipo resulta da orientação planar ou linear dos seus minerais componentes, cujas atitudes, às vezes, podem ser tomadas em campo.

Há, porém, rochas graníticas que se apresentam mesoscópicamente isotrópicas, o que torna o método ASM uma importante ferramenta ao seu estudo estrutural (Ellwood & Whitney, 1978; Bouchez *et al.*, 1990; Archanjo, 1993).

8.2.1. ASUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

A magnetização induzida M é diretamente proporcional ao campo indutor H, de modo que a susceptibilidade magnética volumétrica é o coeficiente de proporcionalidade K que relaciona as duas grandezas através da expressão:

$$M = [K].H$$

Trata-se de grandeza adimensional, mas se expressa por SI, em alusão ao Sistema Internacional de medidas, uma vez que M e H são expressos em Ampéres por metro.

A susceptibilidade magnética de massa, isto é, a quantidade de minerais magnéticos num determinado volume, deve ser também diretamente proporcional à susceptibilidade magnética volumétrica e inversamente proporcional à densidade, isto é:

$$k/ñ$$

onde k é a susceptibilidade volumétrica em SI e ñ é a densidade em kg/m^3.

8.3. METODOLOGIA

A metodologia utilizada envolve a execução de furos de sonda orientados e observações geológicas nas estações amostradas.

Em cada estação de amostragem são executados no mínimo dois furos espaçados de cerca de 0,30m de modo a torná-los representativos da mesma estrutura magnética.

Os furos devem ser orientados utilizando-se bússolas solar e magnética. Feita a orientação dos testemunhos, os mesmos são catalogados.

Os trabalhos de laboratório devidem-se em três etapas sucessivas, a saber:

a) preparação de amostras obtidas por perfuração e testemunhos

b) análise ou medição de ASM

c) tratamento dos dados.

Na preparação, as amostras procedentes do campo na forma de testemunhos com 2,5 cm de diâmetro e 10,0 a 20,0cm de altura são subdivididas em dois ou três exemplares cuja altura alcance 2,2 cm.

A multiplicidade de espécimens tem o propósito de obter valor representativo para os parâmetros buscados.

Para a análise e medição de ASM cada espécimen é colocado em um porta-amostra que permita acomodação em quinze posições diferentes, guardando-se como princípio a simetria de orientações possíveis.

A aceitabilidade de cada leitura é função do seu ajustamento ao mínimo de estimativa de resíduo das posições simétricas. Busca-se, em essência, a reprodutibilidade das leituras, o que é expresso pelo mínimo erro ou resíduo quando se comparam posições simétricas. Essa etapa resulta na geração de um arquivo de dados. Quanto ao tratamento de dados é feito através de "softwares" cujos propósitos são o fornecimento, dentre outros, dos seguintes parâmetros:

- susceptibilidade total;
- susceptibilidade nos eixos k1, k2 , k3 do elipsóide ASM;
- grau de anisotropia P;
- parâmetro de forma T;
- lineações (L) e foliações (F) magnéticas.

Os estudos de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) em campo fraco vêm evoluindo nos últimos tempos no sentido da caracterização de fábricas magnéticas formadas durante o alojamento de corpos ígneos (Stacey, 1960; Uyeda *et al.*, 1963; Hargraves *et al.*, 1990; Hrouda, 1982; Rochete *et al.*, 1992; Correia *et al.*, 1995; Bouchez, 1997) ou pela sua deformação durante a cristalização (Neves *et al.*, 1996; Paterson *et al.*, 1998; Neves, 1999).

8.4. A ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA NO PLÚTON SERRA DO ZUZA

Até aqui, os dados referentes ao granitóide constituinte da Serra do Zuza, apontam para um corpo com menor possibilidade de expressar marcadores de deformação, que apresenta forma mais arredondada com leve alongamento na direção NE-SW (Fig. 8.1) e constitui uma intrusão monzogranítica, sin-a-tardi-transcorrência (Veiga Jr,1990).

Similarmente a outros plutões, alvos deste trabalho, apresenta idade (pelo método U/Pb em zircão) de 538 ± 23 Ma (Guimarães & Da Silva Filho, 1999), incluindo-se dentre os mais jovens, apesar dos seus protólitos estarem dentre os mais antigos (2.051 e 2.076 Ma.), conforme visto no capítulo anterior (vide Tabela 7.11), criando expectativas quanto à influência na organização mais consistente e expressividade da trama magnética.

Por fim, o traçado sinuoso do cisalhamento de Afogados da Ingazeira (vide Figura 3.1) com movimento anti-horário, aponta para a situação desse plúton numa zona transtensiva, o que poderia criar condições para o alojamento de magmas

tardiamente aos eventos deformacionais. À propósito, Veiga Júnior (1990) determinou sentido horário para o movimento da ZCAI, porém Rangel da Silva *et al.* (1998), baseando-se em dados estruturais de detalhe nas proximidades do corpo Serra do Zuza, determinaram movimento em sentido anti-horário para esta zona de cisalhamento.

Portanto, o plutão Serra do Zuza é o que possibilita melhor acesso, além de ausência ou dificuldade de observação de foliação e lineação mesoscópica, não obstante a sua máxima proximidade com o traço do cisalhamento.

De acordo com a divisão proposta por Guimarães *et al.* (2000) para os granitóides da Faixa Pajeú-Paraiba, o corpo Serra do Velho Zuza pertence ao Grupo 5, ou seja, intraplaca.

Assim, foi escolhido para testar a ASM - Anisotropia de Susceptibilidade Magnética, tendo sido investigado o posicionamento relativo entre os elementos geométrico-estruturais versus os elementos geométrico-magnéticos.

Numa campanha com duração de cinco (5) dias úteis, realizada em Set/98, foram amostrados exemplares de litotipos constituintes da Serra do Zuza, com finalidade de determinação de anisotropia de susceptibiidade magnética.

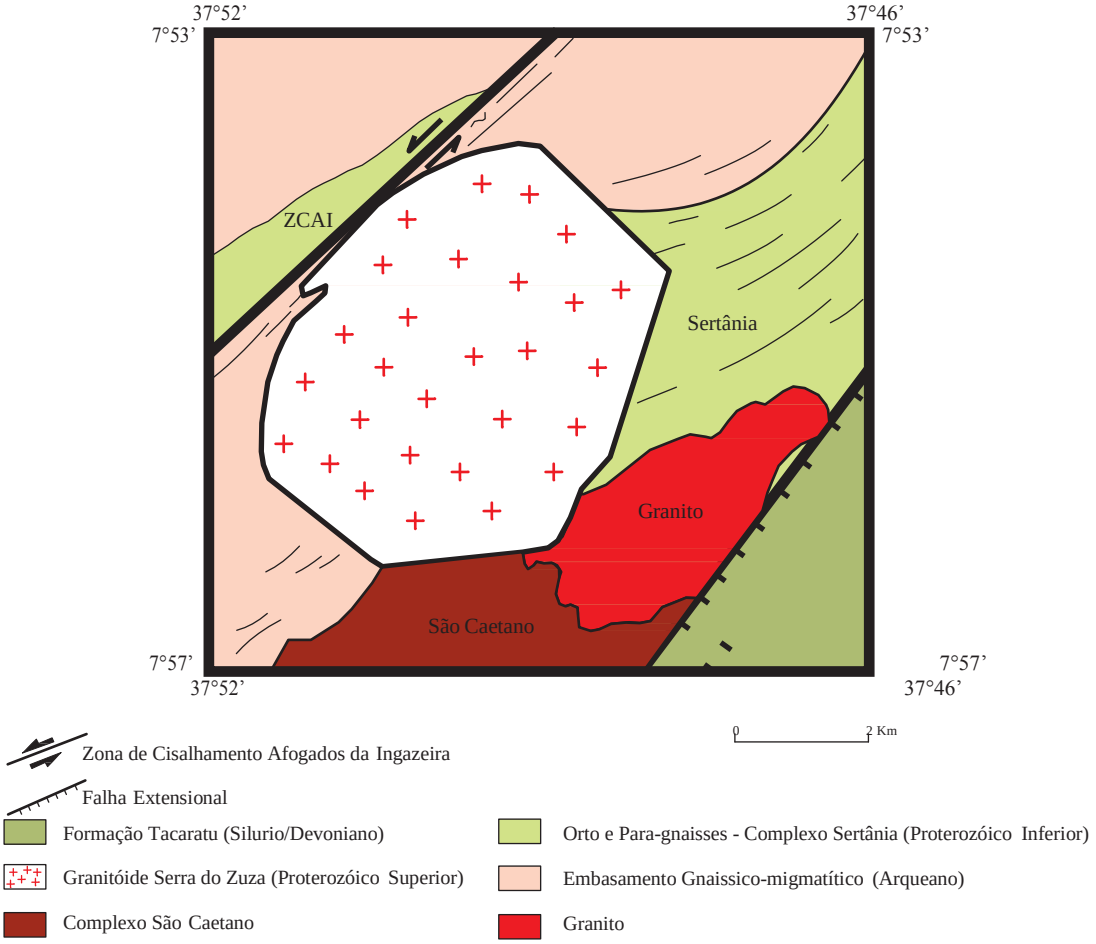


Figura 8.1 - Mapa de localização da área e geológico, simplificado de Veiga Jr *et al*, 1990.

Diante do exposto, a aplicação da ASM vem como tentativa de resolver problemas estruturais, que, a simples observação visual não viabiliza.

8.4.1. APLICAÇÃO DA **ASM** AO PLÚTON SERRADO ZUZA

Foram amostrados 10 afloramentos (Fig. 8.2), coletando-se dois cilindros (A e B) orientados, de no mínimo 10cm de altura em cada estação. Portanto, no total foram coletados 20 cilindros.

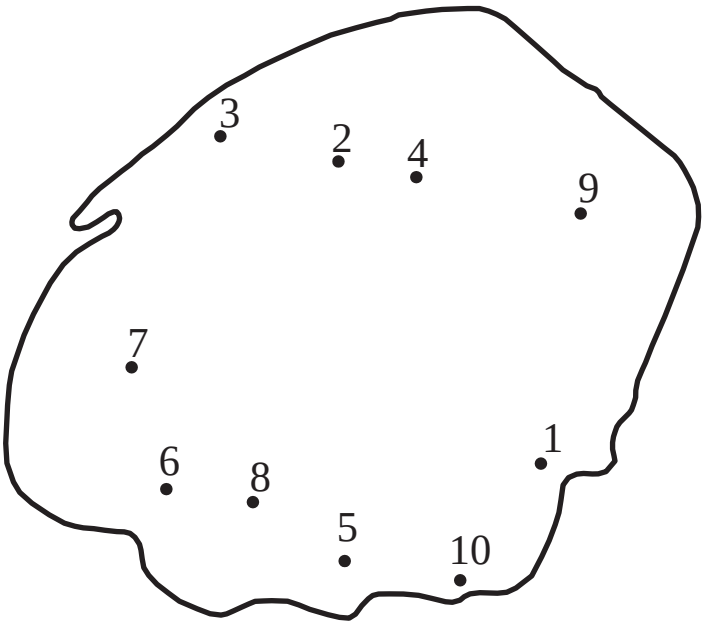


Figura 8.2 - Mapa de pontos de amostragem do plutão Serra do Velho Zuza

Na preparação das amostras, cada cilindro foi dividido em dois espécimes, obtendo-se assim, quatro espécimes por estação, excetuando estação 9, com três, o que totalizou 39 espécimes.

A leitura da anisotropia magnética foi feita com Kappabridge KLY3 no Laboratório de Geofísica Prof. Helmo Rand, do Departamento de Engenharia de Minas da UFPE. Este equipamento tem uma sensibilidade, da ordem de 10^{-8} SI. Na ocasião das medidas da ASM, cada amostra é analisada em quinze posições diferentes e simétricas, de modo que na verdade apenas três posições são repetidas cinco vezes cada uma, em posições diametralmente opostas.

O tratamento dos dados foi feito utilizando-se os programas que acompanham o Kappabridge, de autoria da AGICO, empresa fabricante do equipamento. Dentre os programas mais importantes, o SUSAM controla o equipamento para se fazerem as medidas; o ASTA faz a projeção estereográfica das direções de anisotropia magnética e o PLOT constrói gráficos importantes para a interpretação dos dados.

A Tabela 8.1 mostra cinco parâmetros importantes na interpretação dos dados de ASM. Esses parâmetros são: km, P', T, K_1 e K_3. O Km é a susceptibilidade total ou

média, calculada a partir da expressão: Km = $k_1+k_2+k_3/3$ e corrigida da participação dos minerais diamagnéticos, cuja correção é K_{dia}= -14x10^{-6} SI (Borradaile and Henry, 1997; Neves *et al.*, 2003). O parâmetro que descreve o grau de anisotropia P' é dado em percentagem e foi calculado pela fórmula: P'% = (P'- 1)100. O parâmetro T de Jelinek (1981) e os eixo k_1 e k_3, foram calculados pela média dos espécimes individuais de cada amostra.

Tabela 8.1 - Base dos dados de ASM para o Granito Serra do Zuza.

Amostra (GZ)	km (10^{-6} SI)	P' (%)	T	K_1	K_3
1	288,10	1,2	-0,412	38/9	273/75
2	726,10	4,4	0,329	270/14	1/3
3	1201,40	2,4	-0,221	16/42	135/28
4	224,70	7,8	-0,390	180/42	309/35
5	171,90	1,6	-0,502	247/18	91/71
6	190,50	1,1	0,173	319/25	195/50
7	437,20	3,3	-0,598	41/19	134/8
8	886,70	2,3	-0,556	210/60	344/22
9	266,10	1,8	-0,605	58/9	325/17
10	138,30	2,1	0,129	79/2	171/49

8.4.2. AFÁBRICAMAGNÉTICA

8.4.2.1. ASUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICATOTAL

Os estudos de ASM mostraram que a magnitude da susceptibilidade total Km, varia entre 1,38x10^{-4} SI a 12,01x10^{-4} SI, com predominância dos valores intermediários a estes (Tabela 8.1 e Figuras 8.3.a e 8.3.c). A fábrica magnética no granitóide Serra do Zuza é mista com pequena quantidade de ferromagnéticos, considerados os limites estabelecidos por Rochette (1988) e Ishihara (1977, 1979 e 1981), nos quais a suceptibilidade total abaixo de 3x10^{-4} SI caracteriza um fábrica paramagnética, ao passo que acima de 10x10^{-4} SI caracteriza fábrica ferromagnética. Dos valores mostrados na Tabela 8.1, 60% caracterizam fábrica paramagnética, 30% são valores intermediários e 10% caracterizam a fábrica ferromagnética. Observa-se no mapa de susceptibilidade magnética (Figura 8.4), que os valores mais altos de K, estão mais próximos do cisalhamento, enquanto os valores baixos estão mais afastados. Portanto, há a sugestão de uma relação direta com o cisalhamento, que serviu como mecanismo concentrador de minerais magnéticos.

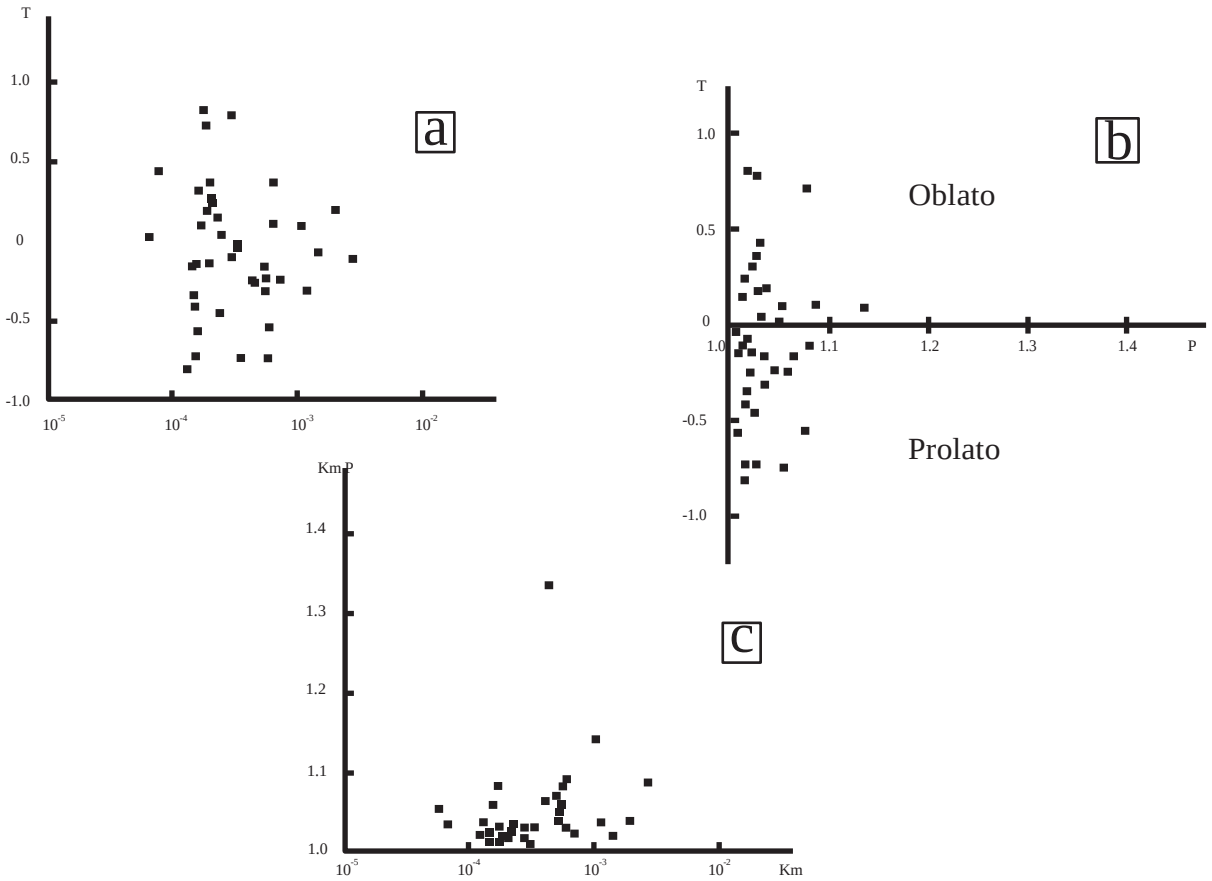


Figura 8.3 - Diagramas envolvendo o grau de anisotropia (P), o parâmetro de forma (T) e a susceptibilidade magnética (Km).

8.4.2.2. O GRAU DEANISOTROPIAE O PARÂMETRO DE FORMA

O grau de anisotropia magnética médio é baixo e varia de 1,1% a 7,8% (Tabela 8.1) e Figuras 8.3b e c, com predominância de valores baixos, indicando ausência de deformação no estado sólido, o que é corroborado em observações de campo.

Os elipsóides de ASM vão de oblatos a prolatos, com ligeira predominância dos elipsóides prolatos (Figura 8.3.a e 8.3.b). Isto denota uma fábrica mista, sem prioridade para o sentido planar ou linear, e também pouco eficiente, resultando em lineações e foliações mal definidas.

Os gráficos P *versus* Km (Figura 8.3b) e T *versus* Km não mostram correspondência com o aumento da susceptibilidade total, evidenciando o caráter dúctil e disperso do magma por ocasião da formação das estruturas magnéticas.

O mapa do grau de anisotropia (Figura 8.5) evidencia os maiores valores alinhados na direção NE-SW, que é a direção da zona de cisalhamento de Afogados da Ingazeira, caracterizando a influência do traço deste cisalhamento sobre a orientação do corpo.

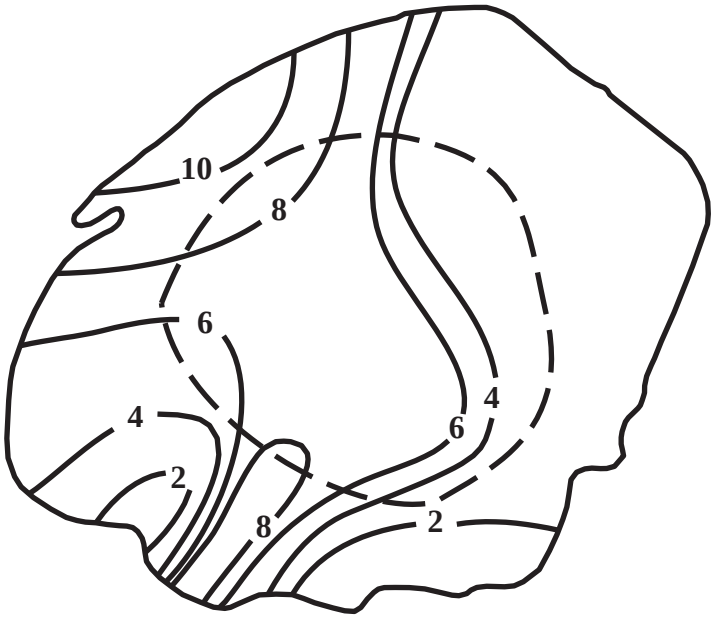


Figura 8.4 - Mapa do grau de anisotropia do Plutão Serra do Zuza.

8.4.2.3. DADOS DIRECIONAIS

Os dados direcionais, ou seja, as direções dos eixos k1, k2 e k3 do elipsóide de ASM do granitóide Serra do Velho Zuza, estão representados em projeção de igual área na Figura **8.5 a**. Observa-se alguma dispersão dos eixos do elispsóide de ASM, talvez devida à pouca eficiência da fábrica plano-linear ou à interferência da anisotropia de forma, característica da fábrica mista.

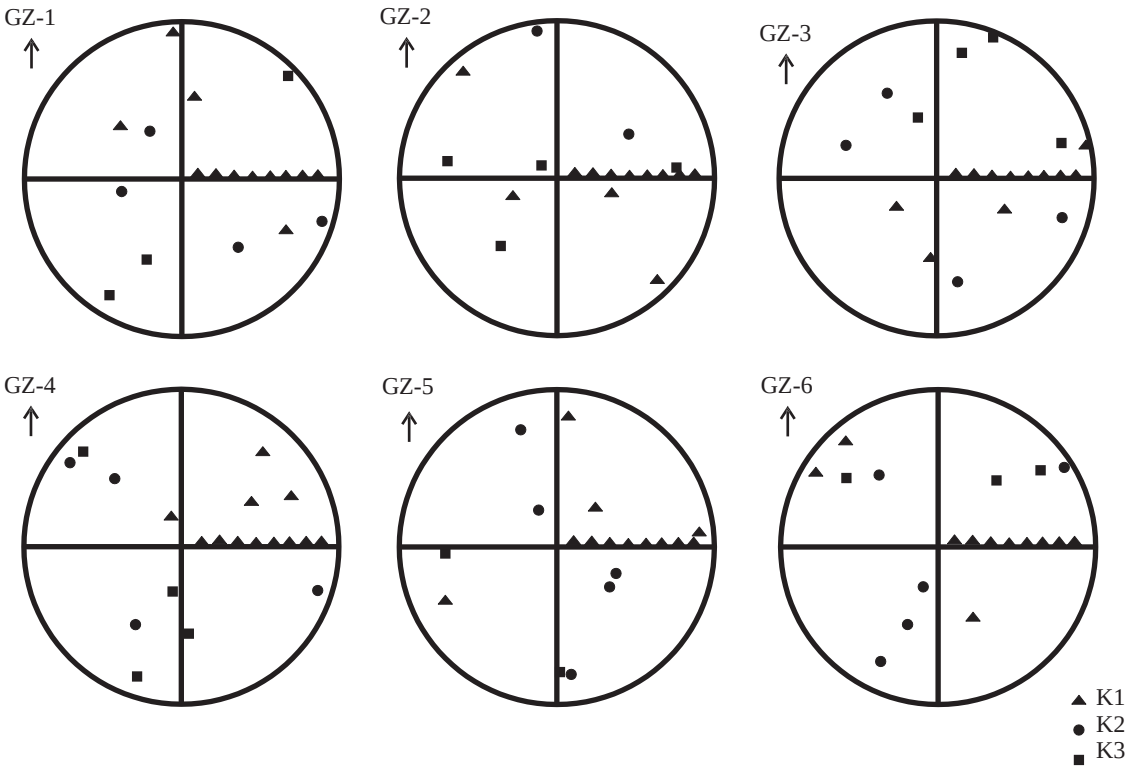


Figura 8.5 - Projeção de igual área de cada estação amostrada, no granitóide Serra do Zuza (de GZ-1 a GZ-6).

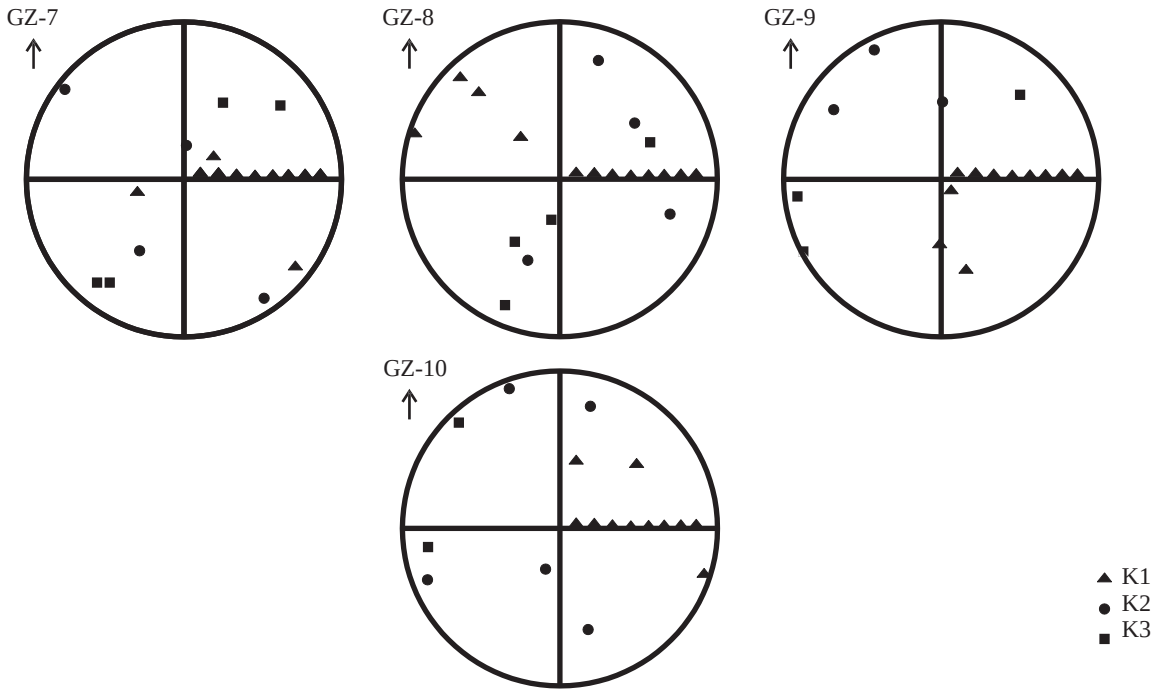


Figura 8.5 - Projeção de igual área de cada estação amostrada, no granitóide Serra do Zuza (de GZ-7 a GZ-10).

As estruturas magnéticas (foliações e lineações) estão representadas nos mapas da Figura 8.6. As direções de foliação podem ser divididas em dois grupos. O primeiro grupo, de direção NE-SW, é aproximadamente paralelo ao plano C (Fig. 8.7) da zona de cisalhamento de Afogados da Ingazeira, o que pode sugerir tanto a pré-existência como simultaneidade desse elemento geométrico-estrutural em relação à intrusão. O segundo grupo de direções de foliação magnética, ESE-WNW, é aproximadamente paralelo ao provável plano S da zona de cisalhamento. Este dado, aliado à falta de xistosidade no corpo, sugere um molde distensivo cuja forma paralelogrâmica, compunha-se dos traços dos dois principais elementos geométrico-estruturais de uma zona de cisalhamento simples em regime dúctil: a superfície C e a superfície S. É verdade que para tanto ainda poderia vigir atividade do cisalhamento por ocasião da intrusão, o que significa dizer que o corpo se originou a partir de um magmatismo tardio. As lineações magnéticas são coerentes com as direções de foliação descritas e apresentam caimento ora para SW, ora para WNW. Este comportamento das lineações sugere que a intrusão se processou desde WNW ou SW, com subsequente acomodação segundo a direção da ZCAI. Portanto, os dados acima descritos são compatíveis com a idéia de que o alojamento do Plutão Serra do Zuza se deu tardiamente, tendo sido controlado pelos traços dos elementos geométrico-estruturais da ZCAI em um ambiente transtensional.

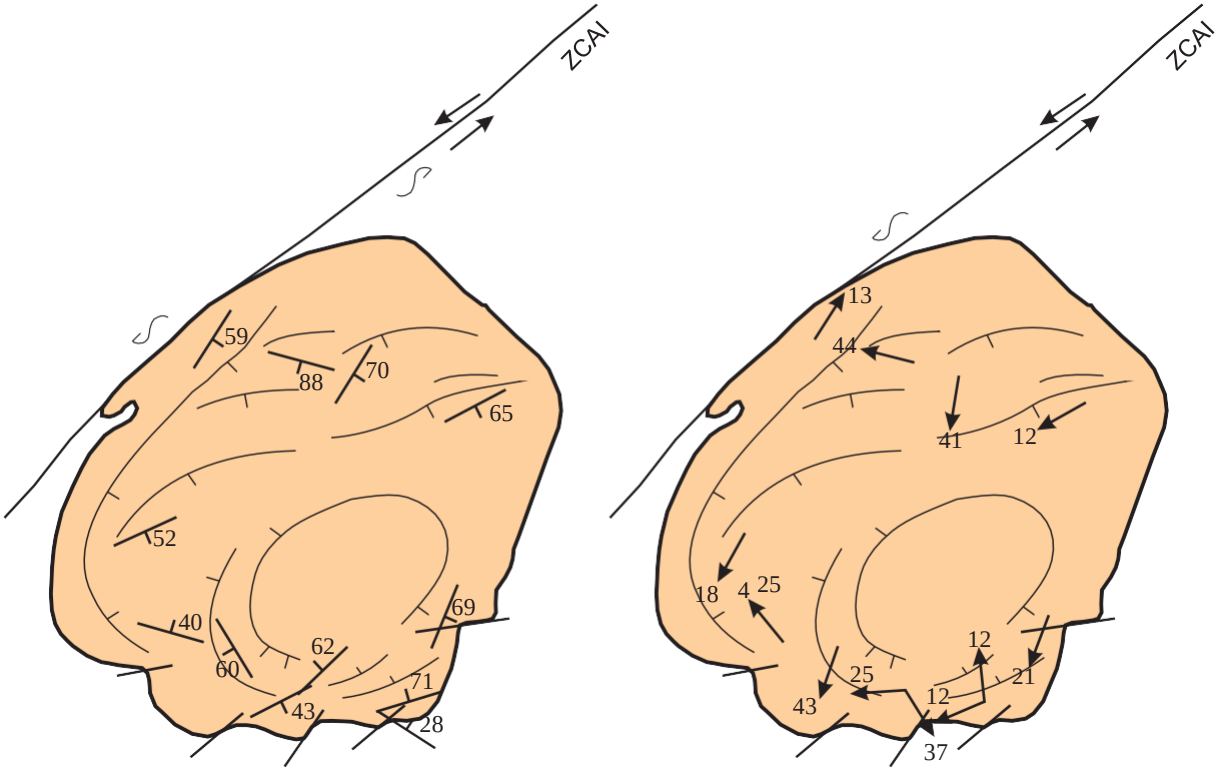


Figura 8.6 - Mapas de foliação e lineação magnéticas do Granito Serra do Zuza.

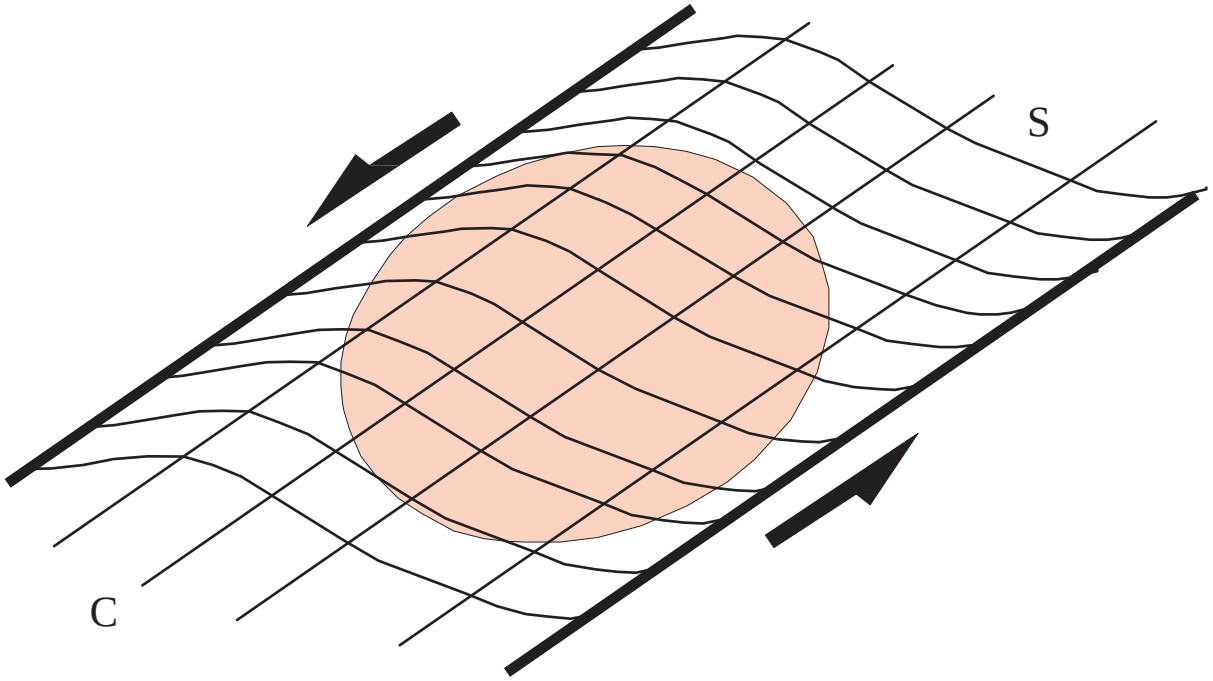


Figura 8.7 - Modelo para o alojamento do Plutão Serra do Velho Zuza, mostrando os planos C e S, e o elipsóide de deformação.

8.4.3 – DISCUSSÕES

Os estudos de ASM revelaram uma susceptibilidade magnética controlada em sua maioria por minerais paramagnéticos, no granitóide Serra do Velho Zuza. O baixo grau de anisotropia observado indica inexistência de deformação no estado sólido e que as estruturas magnéticas foram adquiridas no estágio magmático, o que é corroborado por dados petrográficos e observações de campo. Não há relação entre o grau de anisotropia e a susceptibilidade magnética total, o que confirma o caráter magmático das estruturas de foliação e lineação magnéticas do corpo Serra do Velho Zuza.

Os padrões de lineação e foliação mgnéticas são consistentes com a idéia de que o alojamento do corpo Serra do Velho Zuza foi controlado pela ZCAI em um ambiente tectônico trans-tensional. Lineações com caimento preferencial para SW ou WNW, atestam a procedência do fluxo magmático desde SW ou WNW, espraiando-se para SE e mesmo NE, aproveitando o molde geométrico associado com o cisalhamento. Outrossim, os menores valores de caimento das lineações caracterizam maior distanciamento da raiz, o que também se evidencia pelo tamanho reduzido e forma mais alongada dos enclaves.

8.4.4. ORIENTAÇÃO PARA O PLANO DE APROVEITAMENTO ECONÔMICO DE GRANITÓIDE SERRADO ZUZA

De acordo com o mapa de foliação magnéticas (Figura 8.7), a explotação do corpo Serra do Zuza pode ser efetuada de SE para NW, isto é, de jusante para montante do mergulho da orientação magnética. Naturalmente, a abertura da face livre respeitará a potencial superfície alongante, NE-SW a ENE-WSW, no caso identificada por ASM como vinculada com foliação magnética dominante, que tem analogia com superfície tipo C no par C-S, conforme se visualiza na Figura 8.8.

A melhor conveniência é que a explotação se inicie desde SE para NW, obedecendo às direções dos planos de foliação magnética, que são os planos de fraqueza que definem o “bloco de partição”. O avanço da lavra deve ser no sentido da zona de cisalhamento, aproveitando o fato de que este cisalhamento serve como anteparo para as cargas de explosivos aplicadas para a construção das bancadas e para a compensação isostática que ocorre durante a retirada do material.

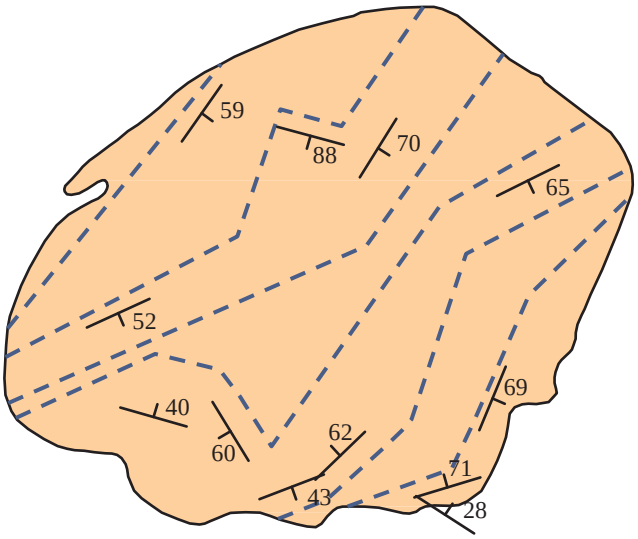


Figura 8.8 - Proposta de lavra para o corpo Serra do Zuza. As linhas traçejadas representam as direções das bancadas.

8.5. SÍNTESE DO CONTEÚDO DO CAPÍTULO

i.Princípio e Definição:

Magnetização induzida(M) e campo indutor(H) guardam entre si um coeficiente de proporcionalidade (K) que é a susceptibilidade magnética.

Trata-se de unidade adimensional mas referida ao Sistema Internacional(SI) pois M e H são expressos em Ampéres/metro.

Susceptibilidade magnética de massa é a quantidade de minerais magnéticos num determinado volume ÷=ê/ñ, onde:

ê= susceptibilidade volumétrica em SI

ñ = densidade em Kg/m^3

ii.Expectativas:

Classificação de granitóides através de mineralogia e da susceptibilidade magnética (Ishihara, 1981)

Determinação dos aspectos estruturais relacionados ao alojamento de corpos graníticos através da ASM (Ellwood & Whitney, 1980; Hrouda, 1982; Bouchez *et al.*,1990)

iii.Evolução do conhecimento:

Anisotropia magnética de diversas rochas refletia alinhamento preferencial de partículas ferro-magnéticas (Graham, 1954), isto é, o alongamento maior do elipsóide tende ao paralelismo com o eixo de mais fácil magnetização de minerais ferro-magnéticos.

Trama magnética de uma rocha:

Anisotropias de distribuição e de forma (ou orientação preferencial dos grãos) e

anisotropia magnetocristalina (ou orientação preferencial das redes cristalinas dos minerais magnéticos).

Aplicabilidade mais adequada: estudo estrutural de rochas graníticas que se apresentem mesoscopicamente isotrópicas.

iv.Metodologia:

Amostragem com execução de furos espaçados de 0,30m, que representem uma estação, orientando-se com bússolas solar e magnética; catalogação dos testemunhos;

Preparação de amostras em que cada testemunho é subdividido em troncos de cilindro com 2,5cm de diâmetro e 2,2cm de altura para obter representatividade estatística para os parâmetros medidos;

Análise e medição de ASM: o princípio é a simetria entre as orientações.

A aceitabilidade de cada leitura considera um ajustamento mínimo de estimativa das posições simétricas, isto é, busca-se minimizar o erro ou resíduo pela comparação de leituras de posições simétricas.

Tratamento dos dados é feito em “softwares” obtendo-se os seguintes parâmetros: susceptibilidade total; susceptibilidade nos eixos k1, k2 e k3 do elipsóide ASM; grau de anisotropia P; parâmetro de forma T; lineações (L) e foliações magnéticas.

v.Dados:

Em cada estação de amostragem foram executados dois furos, desdobrando-se quatro corpos de prova por estação, excetuando-se na estação 9 onde se extraíram três testemunhos com diâmetro de 2,5cm e altura 2,2cm;

Leituras dos dados: Kappabridge KLY3 cuja sensibilidade e 10E-8 SI (Laboratório de Geofísica Prof. Helmo Rand; DEMINAS). Quantidade:15 leituras/amostra

vi.*Softwares*:

SUSAM controle de leitura; ASTA para projeção estereográfica das direções de anisotropia; PLOT para gráficos.

vii.Parâmetros: Km, P', T, k1 e k3.

Susceptibilidade total Km = (k1 + k2 + k3) / 3, submetida à correção da participação dos minerais diamagnéticos K dia = -16 x 10E-6 SI (Borradaile & Henry, 1997); Neves *et al*.2003).

Grau de anisotropia P'(%) = (P'-1).100

Parâmetro de forma T (Jelinek, 1981)

K1 e K3 são valores médios de cada amostra.

viii.Conclusões

A trama, ou fábrica, magnética no plúton Serra do Zuza é mista, com 60% de origem paramagnética (inferior a 3 x 10E-4SI) 10% de origem ferromagnética (acima de 10 x 10E-4 SI) e 30% são valores intermediários, de acordo com limites estabelecidos por Rochette (1988) e Ishihara (1977, 1979 e 1981).

O mapa de susceptibilidade magnética (Fig. 8.4) que os mais elevados valores de K sào próximos do traço do cisalhamento, resultando a sugestão de molde (passivo) ou mecanismo ativo concentrador de minerais magnéticos

O grau de anisotropia P' (1,1% a 7,8%) é médio a baixo, mas a predominância de valores baixos corrobora a ausência de deformação no estado sólido, conforme dados de campo.

Os elipsóides de ASM sem predominância de oblatos ou prolatos (Fig 8.3 a, b e c) caracterizam uma trama mista, resultando em foliações e lineações também sem predominante, dado que fortalece a natureza dominantemente passiva do cisalhamento.

Os gráficos de Km versus P' e Km *versus* T não mostram correlação positiva de P'e T com a susceptibilidade total, evidenciando o cara'ter dúctil e disperso do magma quando da formação das estruturas magnéticas.

O mapa do grau de anisotropia (Fig. 8.5) reafirma a tendência de alinhamento segundo NE-SW, e portanto a importância do cisalhamento no limite do duto segundo o qual se deu o alojamento.

Os dados direcionais, isto é, as direções dos eixos k1, K2 e k3 do elipsóide de ASM, representados em projeção de igual área (Fig. 86) apontam para dispersão dos eixos, seja pela pouca eficiência, ou definição, da fábrica plano-linear, seja pela

interferência da anisotropia de forma, reforçando a fábrica mista.

As foliações magnéticas podem ser divididas em dois grupos indicadores de um par C-S, respectivamente orientadas segundo NE-SW e ESE-WSW, alentando a possibilidade de reativações do cisalhamento, mesmo que tênues, durante o alojamento.

As lineações magnéticas mergulhando para sudoeste, sugerem que dali procedeu o fluxo principal durante o alojamento.

Finalmente os menores valores de caimento das lineações magnéticas caracterizam maior distanciamento da raiz, o que confirma os dados dos tamanho e forma dos enclaves.

9. CONSIDERAÇÕES SOBRE O ALOJAMENTO DE PLÚTONS

Os mecanismos de alojamento se apoiaram na flutuabilidade de magmas, processo que explica a ascenção por diferença de densidade (Roberts,1970).

Formas de corpos suscitaram diferenças de mecanismos ativos (domos, diápiros, balões) ou passivas ("stoping", diques cônicos, radiais ou anelares e lacólitos), estabelecendo-se associação entre mecanismos ativos e passivos, com alojamento em níveis crustais mais profundos e mais rasos, respectivamente (Read, 1957 e Buddington, 1959).

Indícios de baloneamento e "stoping" num mesmo batólito (Donegal, na Irlanda) foram destacados por Pitcher & Berger (1972) como do mesmo nível crustal.

Além do movimento de magmas apenas pelo diapirismo (Roberts, *op.cit.*), John & Blundy (1993) têm sugerido a influência do ambiente tectônico e a posição relativa dos esforços atuantes.

Hutton (1982, 1988 a e b) relaciona as zonas de cisalhamento crustais, ao longo das quais podem ser criados locais transtensivos, susceptíveis de explicar o alojamento de diápiros.

Para explicitar a ideia de Roberts (*op.cit.*) experimento simples e exequível pode ser feito com um recipiente de vidro, com água e parafina, coberto por cúpula metálica e susceptível de receber calor a partir de uma lâmpada elétrica.

Este dispositivo tenta simular, apenas qualitativamente, os registros de ascenção e formação de crosta original a partir de magma.

A tampa metálica, em forma de cúpula, funciona como um dissipador de calor, à exemplo de uma atmosfera original. Os materiais água e parafina tentam simular composição originalmente diferenciadas por densidade e calor específico, produzindo-se aumento gradativo da convecção que, após atingir um máximo, declina a ponto de mobilizar com dificuldade, inclusive as menores frações de parafina.

Susceptível de correções, se introduzidas condições quantitativas e, certamente, melhorar as qualitativas, podem ser observados alguns resultados:

a) forma única, e máxima, de balão que, inicialmente não consegue ascender e retorna ao ponto quente, subdividindo-se segundo o ;
b) formas diapíricas de dimensões intermediárias, que tanto podem ser balões, como elipsóides;
c) mudança na forma predominante para elipsóides com tamanhos menores, os quais vão residindo na parte superior; sob a parte onde se dá a dissipação de calor;

d) reunião cada vez maior de corpos elipsoidais na base da crosta formada.

e) tendência à redução da expressão de convecção, que pode se dever à falta de material parafínico, mas pode retratar homogeneização da temperatura, como decorrência do contraste entre calor específico.

Considerando que a resistência do material elasto-plástico mantém uma certa imunidade mecânica em relação ao que acontece para a superfície da crosta já solidificada, o papel maior das deformações na crosta, está sendo aqui considerado, como a geração de ductos.

Portanto está sendo enfatizada a existência de locais transtensivos para a ascenção a partir da base da crosta formada.

Entretanto, a quebra do ciclo térmico que deve se desdobrar de um evento cisalhante, por exemplo, deve criar condições para contraste térmico e renovação do processo convectivo de flutuação.

A frequência de material magmático de forma elipsoidal na base da crosta estimula a viabilidade de mistura e coexistência de magma em níveis crustais inferiores e ajuda a entender os registros de T_{DM} que, salvo se houver quebra do ciclo térmico, devem permanecer os mesmos.

Para a parte mais superior, a justaposição de magmas é mais comum do que a sua introjeção recíproca, donde se sugere que mistura de magma pode ter muita diversificação de condições.

Finalmente, considerando que as superfícies de contato entre corpos de magma “residentes” abaixo da crosta consolidada, limitando “campos” com densidades e mobilidades diferentes são potencialmente “shear zones” do estado dúctil, é susceptível que a herança se transmita após o resfriamento e, portanto, o cisalhamento teria sido gerado, mesmo que parcialmente, pelo magmatismo.

Têm sido citados exemplos de bifurcações de cisalhamentos gerando locais transtensivos e também de cisalhamentos cujo traço sofre inflexão como acontece com a zona de cisalhamento e o batólito de Campina Grande, em sua porção sudeste (Almeida, 1999; Corsini *et al.* 1991,1992; Vauchez *et al.* 1991).

Plútons de formas arredondados, adjacentes a zonas de cisalhamento, têm sido associadas com distribuição concêntrica dos diversos tipos de granitóides, apresentando-se foliação que aumenta para as bordas, coincidentemente também com o aumento do tamanho e orientação dos enclaves. Ramberg (1972) tem associado tais feições com baloneamento, após ascenção de mistura de fases minerais cristalizadas mais líquido. O diápiro ao expandir se transformaria em balão, explicando talvez o questionamento de Pitcher & Berger (1972).

Paterson & Vernon (1995) acrescentam a possibilidade de diapirismo por processos de pulsos múltiplos, ao estudarem exemplos aceitos de embalonamento na Irlanda, Austrália e Estados Unidos, reanalisando a feição zoneamento concêntrico.

O zoneamento comum nos plútons consagrados como baloneamentos seria decorrente de diferenciação *in situ* de um único magma original (Bateman & Chappel, 1979), porém dados geocronológicos e de geoquímica de ETR sugerem vários pulsos magmáticos, restando esclarecer se a derivação é de fontes distintas ou evolução separada a partir do mesmo magma parental.

Formas de enclaves, mais angulosas e maiores têm também sido interpretadas (Didier, 1987) para plútons que se distanciaram pouco da área fonte.

No caso dos plútons estudados é comum a observação de enclaves maiores nos plútons mais alongados, sugerindo que Serra do Pereiro e Serra do Boqueirão se cristalizaram mais próximos da área do seu magma parental.

Não se mapearam sistematicamente os corpos, mas não se observou foliação em qualquer dos plútons. Nos afloramentos da parte leste do corpo de Serra do Pereiro há clivagem esparsa, subhorizontal, e no plúton Açude Caroá há tênue lineação mineral.

Do exposto, considerando as idades absolutas e T_{DM}, as condições termobarométricas, a profundidade variável desde 9 a 15 , os indícios de coexistência e mistura de magmas, o sentido anti-horário do movimento da zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira e os resultados dos estudos de ASM – Anisotropia de Susceptibilidade Magnética, embora executados apenas para o plúton Serra do Zuza, há indício de que o alojamento é provavelmente elipsoidal e se consolidou em zonas transtensivas, a partir de uma longa residência do protólito desde o Transamazônico até o tardi-Brasiliano.

10. CONCLUSÕES

Os plútons do Brasiliano, vicinais ao Norte do cisalhamento Afogados da Ingazeira possuem T_{DM} Paleoproterozóica a Mesoproterozóica, enquanto os do Sul, alvo deste trabalho, possuem T_{DM} Paleoproterozóico.

Os dados de Sr-Nd combinados revelam 0< åSr<102 e -20<åNd<0 apontam para fonte ígnea de crosta inferior (Harmon *et al.*, 1984), com possibilidade de mistura com metassedimentos.

A análise dos dados de química mineral permitiu o uso das calibrações de Schmidt (1992) deteminando-se pressões desde 3,57Kbar a 5,86Kbar e as correspondentes temperaturas de 780°C a 890°C para os litotipos quartzo monzodioriticos e quartzo diorítico.

Os elevados valores da razão Fe/(Fe+Mg) nas hornblendas edeníticas que muito dificultaram o uso do geotermômetro de Holland & Blundy (1994) também foram indicadores das variáveis condições de fugacidade de oxigênio, corroborado pelos valores mais altos da mesma relação nas biotitas.

Estas se identificaram ricas na molécula de annita e permitiram deteminar a natureza peraluminosa para estes granitóides ricos em potássio.

Apesar de plotarem em ambiente tectônico intraplaca, apresentarem as assinaturas geoquímicas que os identificam com do tipo A , é oportuno lembrar que há diferenças entre eles, separando-se Serra do Boqueirão e Serra do Pereiro como mais ricos em Zr e Ba.

A assinatura geoquímica e a razão entre elementos terras raras corroboraram a diferenciação maior para os plútons mais arredondados, Serra do Minador e Serra do Zuza. Para este, os dados referentes ao tamanho menor e forma mais alongada dos enclaves suportam maior distanciamento do protólito.

No plúton Serra do Zuza, onde se procedeu levantamento de ASM (anisotropia de susceptibilidade magnética) não se percebeu concentricidade, nem composicional, nem quanto ao tamanho dos enclaves, e os dados geofísicos não suportam interpretação de baloneamento como mecanismo de alojamento, sugerindo-se se tratar de forma elipsoidal.

As idades U/PB em zircão no entorno de 540Ma. colocam o plutonismo de Serra do Zuza e Serra do Pereiro como tardi-Brasiliano e os dados geofísicos apontam para alojamentos individualizados ao longo da zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira.

BIBLIOGRAFIA

Abdel-Rahman, A.F.M.,1994. - Nature of Biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. Journ. Petrol., v.35. part.2, p 525-541.

Abouchamy, W. ; Boher, M.; Michard, A. & Albared, F. 1990 – A major 2.1 Ga event

mafic magmatism in west-Africa: an early stage of crustal accretion. Journal of Geophysical Research, 95, 17605-17629.

Ague, J.J. & Brimhall, G.H., 1988 – Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the composition of mafic and accessory minerals in the batholith of California. Geol. Soc. America Bull., 100: 19-52

Albuquerque, C.A.R., 1973 - Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. Geochim. Cosmochim. Acta, v.37, pp 1779-1802.

Almeida, C.N – 1999 - Caracterização petrológica e geoquímica do magmatismo Brasiliano na Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba: Região de Campina Grande Queimadas, Estado da Paraíba, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco.

Almeida, C.N.; Beurlen, H.; Guimarães, I.P.; Sampaio, A.S.S. 1993 - Litogeoquímica de elementos traços e terras raras em anfibolitos relacionados a ocorrências de Ti –Fe em Itatuba, Estado da Paraíba Brasil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Natal, 1993. Boletim... SBG/NE, P172-179.

Almeida, C.N.; Guimarães, I.P; Da Silva Filho, A. F.; Beurlen, H. 1997a - Sm-Nd isotopes geochemistry and U/Pb geochronological data of the Campina Grande Complex, Paraíba State, NE Brazil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 17. Fortaleza,1997. Boletim... Fortaleza, SBG/NE,15:6-9

Almeida, C.N.; Beurlen, H.; Guimarães, I.P.; Sampaio, A.S.S. 1997b - High pressure metamorphised Fe-Ti ore-hosting island-arc tholeiites in Itatuba (Paraíba) as an indication of a proterozoic suture in the Pajeú-Paraiba fold belt, Borborema –Province, Northeastern Brasil. Intern. Geol. Ver., 30:578-588.

Almeida, F.F. de & Hasui, Y. coords., 1984 - O Pré-Cambriano do Brasil. Edgard Blucher Ltda., São Paulo, Brasil, 378 pp.

Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B.B. de & Fuck, R.A., 1977 – Brazilian Structural Provinces. In: Symp. Of Geology of the Northeast, 8. Campina Grande, Extended Abstract, Campina Grande, SBG/NE pp 363-391.

Almeida, F.F.M. de, Leonardo, O.H. & Valença, Jr, 1967 – Review on Granitic rocks of Northeastern South America. In: Symp. Of Northeast South América Granites, Recife. IUGS/UNESCO 41 pp.

Almeida, C.N., 1999 - Magmatismo na Faixa de Dobramento Pajeú-Paraíba: Região de Campina Grande-Queimadas. Estado da Paraíba. Tese de Doutoramento. Pos-Graduação em Geociências. UFPE. Recife

Almeida, C.N.; Guimarães, I.P. & Da Silva Filho, A.F., 1998 – Magmatismo Brasiliano in the portion east of the Terrane Pajeú-Paraíba, NE of Brazil. In: Congress of Geochimica of the Countries of Portuguese Language, 5, Brazilian Congress of Geoquímica, 7. Porto Seguro, 1999. Anais, Porto Seguro, SBGq, pp 297-299.

Amaro, V.; Jardim de Sá, E.F. & Vauchez,A., 1991 – Foto-análise preliminar dos lineamentos brasilianos da porção central da Província Borborema. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 14. Recife, Boletim Recife, SBG/NE, pp306-309.

Anderson, J.L. 1996 - Status of thermobarometry in granitic batholiths. Am.Mineral 125-138. Soc. Reg.Edinburg

Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995 - The effect of temperature and oxigeny fugacity on Al-in-hornblende barometry. Am.Mineral, 80,549-559.

Archanjo, C.J., 1993 - Fabriques de plutons granitiques et déformation crutaledu Nord-Est du Brésil: une étude par anisotropie de susceptibilité magnetique de granites ferromagnetiques. These de Doctorat, Universite de Toulouse III, 167pp.

Ashworth, J.R., 1972 – Myrmekite of exsolution and replacement origins. Geol. Mag. ,109: 45-62

Barbarin, B., 1987 – Granitoids: main petrogenetic classifications in the relation to origin and tectonic setting. Geological Journal, 25: 227-238.

Batchelor, R.A. , Bowden, P., 1984 - Petrogenetic interpretation of granitoid rocks using multicationic parameters. Chem. Geol. 48, 43-55.

Bateman, P.C. & Chappel, B.W. 1979 - Crystalization, formation and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California. Geol. Soc. Am. Bull., 90: 465-482.

Beurlen, H.; Da Silva Filho, A.; Guimarães, I.P. & Brito, S.B. 1992 - Proterozoic C-type eclogites hosting unusual Ti-Fe +-Cr +-Cu in Northeastern Brazil. Precambrian Re., 58:1-19.

Bédard, L.P., 1993 – Significance of enclave roudness : an inherent characteristic ? Journal of Geology; 101: 121-125.

Blundy, J.D. & Holand, T.J.B., 1990 – Calcic anphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contrib. Mineral. and Petrol., 104: 208-224.

Bouchez, J.L., Gleizes G., Djouadi, T., Rochete P., 1990 - Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the exemple of the Foix pluton, (French Pyrenees). Tectonophysiscs. 184: 157-171

Bouchez, J.L., 1997 - Granite is Never Isotropic: An Introduction to MAS Studies of Granite Rocks. In. Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrica. Editores: J.L. Bouchez e W.E. Stephens. Londres.

Bowden, P.; Batchelor, R.A; Chappell, B.W.; Didier, J. ;Lameyre, J. 1984 – Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic
rocks: a discussion. Phys. Earth Planet. Inter., 35: 1-11.

Bretas Bittar, S.M. 1998. Faixa Piancó – Alto Brígida: Terrenos tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes (Ph.D. Dissertation), São Paulo.Brasil. Universidade de São Paulo. 126pp.

Brito Neves, B.B.; Passarelli, C.R.; Basei, M.A.S.& Santos, E.J. 2003. - U-Pb Zircon Ages of Some Classic Granites of the Borborema Province. IV South American Symposium on Isotope Geology. Short Papers, p 158-159

Brito Neves, B.B. de; Campos Neto, M.da C.; Van Schmus, W.R.; Santos, E.J. dos, 2001ª - O “Sistema Pajeú-Paraíba” e o “Maciço São José do Campestre” no Leste da Borborema. Ver. Bras. Geoc. 31(2): 173-184.

Brito Neves, B.B. de; Campos Neto, M.da C.; Van Schmus, W.R.; Gomes Fernandes, T.M. & Souza S.L. de, 2001b – O Terreno Alto Moxotó no Leste da Paraíba (“Maciço Caldas Brandão”). Rev. Bras. Geoc.. 31 (2): 185-194

Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C.; Santos, J. 1995 - Geocronologia da Borborema, 1995: os fatos e as questões abertas. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 16. Recife, Boletiim Recife, SBG/NE, 14(2):410-413.

Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R.; Santos, E.J.; Campos Neto, M.C.; Kozuch,M. 1995b - O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. Rev. Bras. Geoc., 25(4):279-296

Brito Neves, B.B. de, 1983 – O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil. Escala 1/ 1.000.000 , Livre Docência thesis Universidade de São Paulo USP. 117p.

Brito Neves, B.B, 1975 – Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino. São Paulo, USP. Instituto de Geociências. 198 p Tese Doutorado em Geologia. IGUSP.

Brown, G.C.; Thorpe, R.S.; Webb, P.C., 1984 – The geochemical characteristic of granitoids in contrasting arcs and comments on magma source. J. Geol. Soc.London, 141: 413-426.

Buddington, A.F., 1959 - Granite emplacement with special reference to North America. Bull. Geol. Soc. Am., 70:671-747.

Bunsen, R.W., 1851 – Uber die processe der volkanichen Gesteinsbildungen islands. In Hibbard, M.J., 1981. The magma mixing origin of mantled feldspar. Contrib. Mineral. Petrol. 76, 158-170.

Burkhard, D.J.M.,1993 - Biotite crystallization temperatures and redox states in granitic

rocks as indicator for tectonic setting. Geologie en Mijnbaw, 71: 337-349.

Burkhard, D.J.M., 1991 - Temperature and redox of biotite bearing intrusive: a method of estimation applied to S- and I-type granites from Australia. Earth Planet. Sci. Lett., 104:89-98

Campos Neto, M.C., Brito Neves, B.B. & Bretas Bittar, S.M. 1994 - Domínio Tectônico Rio Pajeú : orogêneses superpostas no Ciclo Brasiliano/Panafricano. Relatório científico, FAPESP, Geociências 92/2079-5 (inédito)

Campos Neto, M.C.; Brito Neves, B.B. de & Bittar, S.M.B., 1984 – Domínio Tectônico Rio Pajeú – Província da Borborema : Orogêneses superpostas no Ciclo Brasiliano / Pan-Africano. XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú-SC, Extended Abstracts, vol.1, pp221-222.

Chappel, B.W. & White, A.J.R., 1991 - Restite enclaves and the restite model. In: Didier, J. & Barbarin, B., eds. Enclaves and Granite Petrology – Developments in Petrology. Amsterdan : Elsevier, p.375-382.

Chappell, B.W.; White ,A J.R & Hine, R. 1988 – Granite provinces and basement terranes in Lachland Fold Belt, Southeastern Australia. Austr.Jour.Earth Sci., 35: 505-521.

Chappell, B.W. & White ,A J.R.,1974 – Two contrasting granite types. Pac. Geol. 8: 173-174.

Clark, D., 1987,1993 - NEWPET for DOS software. Memorial University of Newfoundland. Canadá

Clemens, J.D.; Holloway, J.R. & White, A. J.R. , 1986 – Origin of an A-type granite: Experimental constraints. Am. Mineral., 71:317-324.

Collins, W.J.; Beams, S.D.; White, A.J.R.; Chappell, B.W., 1982 – Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 80:189-200.

Correia, P. B., 1994 - Paleomagnetismo e Anisotropia de Susceptibilidade Magnética do Complexo Intrusivo Itaqui, Estado de São Paulo. Tese de Doutoramento. Instituto Astronômico e Geofísico. Departamento de Geofísica. IAG-USP. 115 pp. Correia, P.B., Ernesto, M., Ferreira, C.J.,1995 - A Anisotropia de Susceptibilidade Magnética do Complexo Intrusivo Itaqui, Estado de São Paulo. Atas do V Simp. de Estudos Tectônicos: 231-233.

Corsini, M.; Vauchez,A..; Archanjo, C.J. & Jardim de Sá, E. F. 1991 - Strain transfer at a continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó system (northeastern Brazil). Geology, 19: 586-589.

Creaser, R.A., 1991- A-type granites revisited : assessment of a residual-source model. Geology, 19: 163-166.

Czamanske, G.K.; Ishihara, S. & Atkin, S.A., 1981 - Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications

for magma genesis. J. Geophis. Res., 86:10431-10469.

Czamanske, G.K. & Wones, D.R., 1973 - Oxidation during magmatic differentiation, Finnamarka complex, Oslo Área, Norway: part 2, the mafic silicates. J.Petrol., 14:349-380

Dall' Agnol, R., 1980 – Etudes sur granites du types “Rodonian” au Amazonie Orientale et leurs transformation tardi-magmatic. Touluse, Université Paul

Sabatier de Touluse, 348 p. These Doctorat em Geologie . Touluse.Dall' Agnol, R.; Lafon, J.M. & Macambira, M.J.B., 1992 - Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian province, Amazonian craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. Minerral. Petrol.

Dall'Agnoll, R.; Pichavant, M & Champenois, M. , 1992 – Opaque mineralogy of the Jamon magnetite anorogenic granite, Eastern Amazony, Brazil

Dantas, E.L., 1997 - Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do maciço Caldas Brandão, NE do Brasil (Ph.D. dissertation), Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro –SP, 208 p.

Dantas, E.L.; Hackpacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. 1998 - Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province Northeast Brazil . Rev. Bras. Geociências 28, 221-228.

Dantas, E.L. ; Cordani, U.; Van Schmus, W.R., Hackpacher, P.C.; Brito Neves, B.B.; Nutman, A. P. 1995 - Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão na Província Borborema. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 16. Recife, 1997. Boletim ... Recife, SBG/NE, 14(2): 423-427.

Da Silva Filho, A. F.; Guimarães, I.P., Thompson , R.N. 1993 - Shoshonitic and ultrapotassic proterozoic intrusive suítes in the Cachoeirinha-Salgueiro belt, NE Brazil: a transition from collisional to post-magmatism. Precambrian Res., 62:323-342.

Da Silva Filho, A F. , 1989 – Shoshonitic and ultrapotassic intrusive suites in the Piancó-Alto Brígida belt, Pernambuco state, Brazil, Tese de Doutorado, Dept. Geol. , Royal School of Mine, Imperial College, London, 422 p.

Da Silva Filho, A F.; Thompson, R.N. & Leat, P.T., 1987 – Petrology of Terra Nova pluton, Brazil, and association ultrapotassic dykes. Ver. Bras. Geoc., 17(4): 481-487.

De La Roche, H. Leterrier J.; Grandclaude, P.; Marchal,M., 1980 – A Classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 – diagram and major element analysis – its relationships with current nomenclature. Chem. Geol. 29, 183-210

Debon, F. & Lefort, P. , 1983 – AChemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transaction of the Royal Society of Edinburgh, 73, 135-149.

DePaolo, D.J. & Wasserburg, 1976 - Nd isotopic variations and petrogenetic models.

Geophys. Res. Letters, 3, 249-252.

Didier, J. , 1987 – Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. Geologische Rundschau, 76/1, 41-50.

Ebert, H. 1970 - The Precambrian Geology of the Borborema belt. State of Paraíba and Rio G rande do Norte, Northeastern Brazil. Geol. Rundsch., 59(3): 1299-1326.

Eby, G.N., 1992 – Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology. 20: 641-644.

Ellwood, B.B. & Whitney, J.A., 1980 - Magnetic fabric of the Elberton granite, norteast Georgia. J. Geophys. Res. 85: 1481-1486.

Evensen, N.H.; Hamilton, P.J. & O'Nions, R.K., 1978 – Rare earth abundances in chondritic meteorite. Geoch. Comch. Acta, 42: 1199-1212.

Faure, Gunter. 1986 - Principles of Isotope Geology. Second Edition. John Wiley & Sons. New York/Chicester/Brisbane/Toronto/Singapore 589pp.

Ferreira, V.P.; Sial, A.N. & Whitney, J.A., 1994 – Large-scale silicate liquid immiscibility: a possible example form northeastern Brazil. Lithos, 33: 285-302.

Galindo, A. C. , 1993 – Petrologia dos Granitóides Brasilianos da Região de Caraúbas-Umarizal, Oeste do Estado do Rio Grande do Norte. Programa de Doutoramento do Curso de Pós-Graduação em Geociências. UFPA.

Gomes, H. A. ; Wanderley, A. A.; Santos, E. J. dos; Dantas, J. R. A., 2001 – Mapa Geológico do Estado de Pernambuco. CPRM – Governo do Estado de Pernambuco.

Graham, J.W., 1954 – Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric Element. Bull. Geol. Soc. Am. 65: 1257-1258.

Guimarães, I. P., 1989 – The petrological evolution and tectonic association of the Bom Jardim Complexe, Pernambuco state, NE Brazil. London, Imperial College. Royal School of Mines. Depto. Geol. 333p. Tese (Doutorado) Depto. Geol. Royal School of Mines, Imperial Colege.

Guimarães, I.P.; Da Silva Filho, A.F. & Nolan, J.W., 1993 – The mineral chemistry of he Brasiliano Age Bom Jardim and Toritama Shoshonitic Complexes, State of Pernambuco, Northeast Brazil. Acad. Bras. Cienc., v.65, suplem.1.

Guimarães, I.P.; Da Silva Filho, A.F. , 1993 – The high-pressure Upper Proterozoic Itapetim plutonic complex, NE Brazil : petrological and geochimical data bearing on its genesis. Universidade do Porto, Memórias 3, 83-87 (Proceedings of the II Congresso de Geoquímica dos Paises de Língua Portuguesa . Porto. Portugal

Guimarães, I.P. & Da Silva Filho, A.F., 1990 – Magmatismo intrusivo shoshonítico na Faixa Pajeú-Paraíba : O Complexo Bom Jardim. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. Anais. SBG, Núcleo Nordeste, v.4, p.1739-1751.

Guimarães, I.P., Da Siva Filho A.F., Nolan, J., Williamst., 1993 - The mineral chemistry of the Brasiliano age Bom Jardim and Toritama shoshonitic complexes, State of

Pernambuco, Norteaest Brazil: Anais da Acad. Bras. de Ciências, Vol. 65, 83-106.

Guimarães, I.P; Da Silva Filho, A. F. 1995 - Shoshonitic granitoids of the Borborema Province, NE Brazil. In: Hutton Symposium, 3. Maryland, 1995. Abstracts, USGS p.60.

Guimarães, I.P; Da Silva Filho, A. F.; Araújo, J.M.M.; Luna, E.B. A.; Melo, S.C. 1996 - The contrasting K-rich Neoproterozoics Granitoids from the Western part of the Pajeú-Paraíba fold belt, NE Brazil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 1996. Anais..., Salvador, SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, 6:381-383.

Guimarães, I.P; Da Silva Filho, A. F. 1997 - Sm/Nd and whole rock geochemistry characterization of Serra Baranca granite: evidence de archean crust in the Pajeú-Paraíba Fold Belt. In: Simpósio de Geologia DO Nordeste, 17. Fortaleza, 1997.Boletim... Fortaleza, SBG/NE, n0 15, p280-282.

Guimarães, I.P; Da Silva Filho, A. F.; Almeida, C.N.; Araújo, J.M.M.; Sales, A. & Melo, S.C. 1998 - The Brasiliano granitoids from the Pajeu-Paraíba Belt and Teixeira High: Sm-Nd isotope geochemistry and U/Pb zircon ages. In; Congresso Brasileiro de Geologia, 40. Belo Horizonte, 1998. Anais..., Belo Horizonte, SBG/MG, p.48.

Guimarães, I.P.; Da Silva Filho, A. F., 1998 – Nd- and Sr- isotopic and U-Pb Geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic brasiliano Bom Jardim and Toritam Complexes : evidenc for a Transamazonian enriched mantle under Borborema Tectonic Province, Brazil. International Geology Review 40, 500-527.

Guimarães, I.P; Da Silva Filho, A. F.; Almeida, C.N.; Melo, E.B.; Melo, S.C.; Araújo, J.M.M. & Sales, A. 1999 - Sm-Nd isotope geochemistry and U/Pb in zircon ages of the Brasiliano granitoids from the Pajeu Paraíba Terrain, Borborema Province, Northeast Brazil. II South South American Symposium on Isotope Geology, Cordoba, Argentina. ACTAS : 203-205.

Hammarstrom, J.M. & Zen, E., 1983 – Possible use of Al content in hornblende as a geobarometter for plutonic rocks. Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs. 15, 590.

Hammarstrom, J.M. 7 Zen, E., 1983 – An empirical equation for igneous calcic anphibole geobarometry. Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs, 17,602.

Hammarstrom, J.M. & Zen, E., 1986 – Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. Amer. Mineral., 72, 1297-1313

Hargraves, R.B., Johnson, D., Chan, C.Y., 1991 - Distribution anisotropy: the cause of MAS in igneous rocks? Geophys. Res. Lett. Vol. 18: 2193-2196.

Harmon, R.S.; Halliday, A.N.; Clayburn, J.A.P. & Stephens, W.E. 1984 - Chemical and isotope systematics of the Caledonian intrusion of Scotland and Northern

England: a guide to magma source region and magma-crust interaction. Phil. Trans. R.Soc. London, 310:709-742

Hattingh, P.J., 1990 - Paleomagnetism of granites in Bushveld Complex. S. Afr. J. Geol. 93(3): 519-524

Helz, R.T., 1982 - Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 9b, 279-346.

Hibbard, M.J., 1979 – Myrmekite as a marker between prequeous and postaqueous phase saturation in granitic system. Geol. Soc. America Bull. , 90: 1047-1062.

Hibbard, M.J., 1980 - Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic system. Replay Geol. Soc. America Bull. 91: 673-674.

Hibbard, M.J., 1981- The magma mixing origin of mantled feldspar. Contrib. Mineral. Petrol. 76, 158-170.

Hogan, P.J., 1984 – Monomineralic glomerocrysts: textural evidence for mineral reabsortion during crystallization of igneous rocks.,Journal of Geology, V 101, p531-540.

Holland, T. & Blundy, J. 1994 - Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearin g amphibole-plagioclase thermometry. Contrib. Mineral. Petrol. 116, 433-447.

Hollister, L.S.; Grisson, G.C.; Peter, E.K.; Sisson, V.B., 1987 – Confirmation of the emphirical correlation of the Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. Am. Mineral. , 72: 231-239.

Howell, D.G. 1995 - Principles of Terrane analysis, New application for Global Tectonics.2nd. Ed. New York .Chapman & Hall. 245p.

Hrouda, F., 1982 - Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology na geophysics. Surv.Vol. 5: 37-82.

Hutton, D.H.W., 1988a – Igneous emplacement in a shear zone termination: the biotite granite at Strontian Scotland. Geological Society of America. Bull. V.100 p. 1392-1399.

Hutton, D.H.W., 1988a – Granite emplacement mechanism and tectionic controls: inferences from deformation studies. Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., 79:245-255.

Hutton, D. H. W. 1982 - A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal granite, NW Irelan. J.Geol. Soc. London, 139:615-631.

Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971- A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal Earth Science, 8, 523-548.

Ishihara, S., 1977 – The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks . Mining Geology, 27, 293-305.

Ishihara, S., 1975 – The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks abstract, Pacific Science Congress. Record of Proceeding, V 13, 1, 403.

Ishihara, S., 1981 - The granitoid series and mineralization. Econ. Geol. Aniver. Vol.:75th Anivers. 458-484.

Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.F.; Fuck, R.A.; Peucat, J.J.; Leterrier, J.; Kawashita, K. & Souza, Z.S., 1995 - Granitóides sin-orogênicos ca. 1,0 Ga na Província Borborema, NE Brasil : Dados geoquímicos e geocronológicos, XVI Simpósio de Geologia do Nordeste,Recife-PE, Brasil. 162-165.

Jardim de Sá, E.F.; Legrand, J.-M & McReath, I. , 1996 - "Estratigrafia" de rochas granitóides na Região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. Revista Brasileira de Geociências 11, 50-57.

Jelineck, V., 1981 - Caracterization of the magnetic fabrics of rocks. Tectonophysics 79, 63-67.

John, E.B. & Blundy,J.D., 1983 - Emplacement related deformation of granitoid magmas, southern Adamello Massif, Italy. Geol. Soc. Am. Bull.,105:1517-1541

Johnson, M.C. & Rutherford, M.J., 1989 - Experimental calibratation of the aluminum-in-hornblenda geobarometer with application to long Valley Caldera (California) Volcanic rocks. Geology. V.17.p.837-841.

Jones, D.L.; Silberling, N.J.; Coney, P.J. 1986 - Collision tectonics in the Cordillera of Western North America: examples from Alaska. In: Conward, M.P. & Ries, A. C. (eds) Collision Tectonics Geol. Soc. Spec. Publ., 19:367-387.

Koester, E.; Roisenberg, A.; Fernandes, L. A.D.; Soliani Jr, E.; Nardi, L.V. S. & Kraemer, G, 2001 – Petrologia dos Granitóides Sintectônicos `a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul , RS. Rev. Bras. Geoc. 31(2):131-140.

Kozuch, M. 2003 - Isotopic and Trace Elements Geochemistry of Early Neoproterozoic Gneissic and Metavolcanic Rocks in the Cariris Velhos Orogen of the Borborema Porvince, Brazil, and Their Bearing on Tectonic Setting.Department of Geology and Faculty of the Graduate School of The University of Kansas in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy.

Kozuch, M.; Bittar,S.M.B.; Van Schmus, W.R. & Brito Neves, B.B., 1997 - Late Mesoproterozoic and middle Neoproterozoic magmatism in the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil, In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 17. Fortaleza, 1997.Boletim. Fortaleza, SBG/NE, 15:47-50.

Krogh, T. E.1973.- A low contamination methodfor hydrothermal decomposition of zircon and extration of U and Pb for isotopic age determinations. Geochim. Cosmochim. Acta, 37: 485-494.

Krogh T. E., 1982 – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochim. Cosmochim.

Acta, 46: 637- 649..

Lameyre, J.M. & Bowden, P., 1982 – Plutonic rock types: discrimination of various granitoids series and related rocks. J. Volc. Geot. Res., 14: 169-186.

Leake, B.E. 1997 - Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Name. Am. Mineral., 82:1019-1037

Leake, B.E., 1978 – Nomenclature of anphiboles. Amer.. Mineral. v 63, 1023-1052.

Leake, B.E., 1978 – Nomenclature of anphiboles. Canad. Mineral. v 16, 501-520.

Le Maitre, R.W. , 1976 – The chemical variability of some common igneous rocks. J. Petrol., 17(4):589-637.

Le Maitre, R.W., 1989 – A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, Blackwell, 193p.

Loiselle, M.C. & Wones, D.R., 1979 - Characteristics and origin of anorogenic granites.Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs, 11, 468.

McCulloch, M.T. & Chappell, B.W., 1982 - Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. Earth Planet. Sc. Lett., 58:61-64

Mariano, G., 1989 – Mixing origin of a potassic calc-alkaline pluton : the Itaporanga batholith, State of Paraiba, NE Brazil. Athes, 180p. (PhD Dissertation, University of Georgia).

Mariano, G. & Sobreira, M. de N. de M., 1999 – O Batólito Cálcio-alcalino de Alto-K da Serra da Lagoinha, Estados do Ceará e Paraíba: Coexistência e Mistura de Magmas Dioríticos com Magmas Quartzo Monzoníticos a Graníticos. Revista Brasileira de Geociências, 29 (3): 319-326.

Mariano, G.; Neves, S.P.; Guimarães, I.P. & Da Silva Filho, A.F. –2000. Geoquímica do Manto Litoférico e Acresção de Terrenos Tectônicos na Província Borborema XVIII Simpósio de Geologia do Nordeste. SBG/NE Boletim n0 16.p99

McMurry, J., 1991 – Petrology and geochemistry of a megacrystic quartz monzonite: Bodoco pluton, NE Brazil, Ph D Dissertation. Texas Tech University, 256 p.

Melo, E.B. de; Correia, P.B. & Guimarães, I.P, 2000 - Anisotropia de Susceptibilidade Magnética aplicada ao plúton Serra do Zuza, ao sul da zona de cisalhamento de Afogados da Ingazeira Simpósio de Geologia. SBG- Núcleo Nordeste. Recife

Melo, O. O. 1998 - Petrologia e geoquímica das rochas gabro-anortosíticas e mineralizações de Fe e Ti associadas de Barro Vermelho, Custódia-PE, NE do Brazil. Recife, 216p. Tese de Doutoramento. Pós Graduação em Geociências. Universidade Federal de Pernambuco

Naney, M.T., 1983 - Phase equilibria of rocks forming ferromagnesian silicates in granitic systems. Am. J. Sci., 283: 993-1033..

Nardi, L.V.S., 1989 – Geoquímica dos elementos terras raras nas rochas graníticas da Região Centro-Sul do Brasil. In: Formoso, M.L.L.; Nardi, L.V.S.; Hartmann,

L.A. ed. Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil, CPRM/DNPM/SBGq, p.71- 81.

Neves, S.P.; Melo, S.C., Moura, C.A.V.; Mariano, G. & Rangel da Silva, J.M. 2004 - Zircon Pb-Pb Geochronology of the Caruaru Área, Northeastern Brazil : Temporal Constraints on the Proterozoic Evolution of Borborema Province. International Geology Review, Vol.46, p.52-63. V.H. Winston & Sons,Inc.

Neves, S.P., Araújo, A M.B., Correia, P.B., Mariano, G.. 2003 - Magnetic fabrics in the Cabanas Granite (NE Brazil): interplay between emplacement and regional fabrics in a dextral transpressive regime. J. Struct. Geol. 25: 441 - 453.

Neves, S.P.2000 - Província Borborema: uma colagem de terrenos ou orógeno intracontinental. XVIII Simpósio de Geologia do Nordeste. SBG/NE Boletim n° 16. p.139

Neves, SP., 1999 - The Significance of Magmatic Fabric in Granites: Insights from Granitoid Plutons of Northeast Brazil. Acad. Bras. de Ciêcnias.

Neves, S.P. & Mariano, G., 1999 – Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. Journal of Petrology, 21: 1369-1383.

Neves, S.P. & Mariano, G., 1997 – High-K calc-alkalic plutons in northeast Brazil: origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema Province. International Geology Review, 39, 621- 638.

Neves, S.P., Vauchez, A, Archanjo, CJ. 1996 - Shear zone-controled magma emplacemnt or magma-assisted nucleation of shear zone? Insights from northeast Brazil. Tectonophysics 262, 349-364.

Neves, S.P. & Vauchez A., 1995 – Magma emplacement and shear-zone nucleation and development in northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco shear zone, State of Pernambuco). Journal of South American Earth Sciencs 8, 289-298.

Neves, S.P. & Vauchez, 1995 b - A Successive mixing and mingling of magmas in a plutonic complex of Northeast Brazil. Lithos, 34, p 275-299.

Oliveira,R.G. & Santos, E.J. 1993 - Seção geológico-geofísica e inferências geotectônicas na porção centro-sul da Província Borborema. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3, Res. Expand.,1:643-747.

Otten, M.T. 1984. – The origin of Brown hornblend in the Artfjailet gabbro and dollerites. Contrib.Mineral.Petrol. 86 (1984) 189-199.

Paterson, S.R., Kennet, T.F.J., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S, Miller, RB., 1998 - Interpreting magmatic fabric pattern in plutons. Lithos, 44: 53-82.

Paterson , S.R. & Vernon, R.H. 1995 - Bursting the buble of ballooning plutons: a return to nested dipirs emplaced by multiple processes.Geol. Soc. Am. Bull. 107(11): 1356 - 1380.

Pearce, J.A. 1982 - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in Thorpe, R.S., ed., Andesites, Wiley, Chichester, 525-548.

Pearce, J.A. 1983 - Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis in active continental margins, -in Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. eds., Continental basalts and mantle xenoliths, Shiva, Nantwich, 230-249.

Pearce, J.A. 1996 - Sources and setting of granitic rocks, Episodes 19, 120-125.

Pearce, J.A., Harris, N.B. W. & Tindle, A.G., 1984 Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Jour. Petrol. 25, 956-983.

Pessoa, R.J.R., 2001 – Mecanismos de Alojamento e Construção do Batólito Granítico Neoproterozóico de Tavares, Estado da Paraíba, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, pp112-125. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Centro de Tecnologia e Geociências – UFPE. Recife.

Phillips, E.R., 1973 – Myrmekite as exsolution and reaplacement origins – a discussion. Geol. Mag., 110:74-77.

Phillips, E.R., 1974 – Myrmekite, one-hundred years later. Lithos, 7: 181-194

Phillips, E.R., 1980 a – On polygenetic myrmekite. Geol. Mag. 117(1): 29-36.

Phillips, E.R., 1980 b – Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems : discussion. Geol. Soc. America Bull., 91:672-673.

Phillips, E.R. & Carr, G.R., 1973 – Myrmekite associated with alkali-feldspar megacrysts in felsic rocks from New South Wales. Lithos, 6:245-260.

Phillips, D.R. & Ramson, D.M., 1968 –The proportionality of quartz in myrmekite. Am. Mineral. , 53: 1411-1413.

Phillips, D.R. & Ramson, D.M., 1970 – Myrmekite and non-myrmekitic plagioclase composition in gneisses from Broken Hill, New South Wales, Am. Mineral.37:729-731.

Phillips, D.R.; Ramson, D.M. & Vernon, R.H., 1972 – Myrmekite and muscovite developed by retrograde metamorphism at Broken Hill, New South Wales. Am. Mineral., 38: 570-578.

Pitcher, W.S., 1979 - The nature ascent and emplacement of granite magmas. J. Geol. Soc. London 136:627-672

Pitcher, W.S. & Berger, A.R., 1972 - The Geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing. New York. J. Wiley, 435 p.

Ramberg, H., 1972. - Theoretical models of density stratification and diapirism in the Earth's crust. Geophis. Res., 77: 877-889.

Read, H.H., 1957. - The granite controversy. London, Thomas Murbt & Co.

Richard, L. R. 1988, 1995. MINPET software (Mineralogical and Petrological Data processing System)

Roberts, J.L., 1970 - The intrusion of magma into britle rocks. In: Newall, G. & Rast, N. (eds) Mechanims of igneous intrusion. Geol. J. Spec. Publ.

Roberts, M.P. & Clemens, J.D., 1993 – Origin of high-potassium, calk-alkaline, I-type granitoids. Geology; 21:825-828.

Rochette, P., 1987.- Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. J. Struct. Geol. 9: 1015 - 1020.

Rochete, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. - Rock Magnetism and interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. Rerv. Geophy. 3: 209-226.

Rogers, J. J.W. & Greenberg, J.K., 1990 – Late-orogenic, post-orgenic and orogenic granites : Description by major-element and trace-element chemistry and possible origins. Journal of Geology. V 98, p 291-309.

Rollinson,H., 1993. - Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation. Longman, Essex, 352 p.

Ryerson, F.J. & Hess, P.C., 1978 – Implication of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning. Geoch. Cosmochim. Acta 42: 921-932.

Sá, J.M.; Bertrand, J.M. & Leterrier. 1997. - Geocronologia U-Pb e geoquímica de ortognaisses Paleo e Mesoproterozoicos da região de Taquaritinga-PE. XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza-CE, Brasil, 108-112.

Sales, A.. O., 1997 – Caracterização Petrográfica, Metamórfica e Geoquímica das Rochas Proterozóicas da Faixa Pajeú-Paraíba (Região de Afogados da Ingazeira-PE).Dissertação de Mestrado. Pos Graduação em Geociências. Universidade Federal de Pernambuco. Recife. 172 pp.

Sampaio, M.A.; Guimarães, I.P.; Santos, E.J. & Carmona, L.C.M. 2003 - Um caso de suturamento plutônico na Província Borborema: o complexo granítico Esperança, Estado da Paraíba. XX Simpósio de Geologia do Nordeste. SBG/NE. Fortaleza. Pp13-14.

Santos, E.J. , 1977 – O Modelo da evolução Precambriana da região de Arcoverde, Pernambuco. VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande-PB, Proceedings, pp 225-245.

Santos, E.J. & Vasconcelos , L. 1977. - Estudo do Granito de Sítio dos Nunes e stocks correspondentes.

Santos, E.J. 1995 – O Complexo Granítico de Lagoa das Pedras: acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. São Paulo. 219p (Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).

Santos, E.J. 1996 – Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In; Congresso Brasileiro de Geologia, 39 Salvador, 1996. Anais..., Salvador, SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, 6:47-50.

Santos, E.J. 2000. - Ensaio preliminar sobre Terrenos e Tectônica Acrescionária na Província Borborema, Rio de Janeiro, Brasil, XXXIX Congresso Brasileiro de

Geologia, 47-50.

Santos, E.J. & Medeiros, V.C., 1997.- Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralization, 2. Salvador, 1997. Extended, Salvador/SGM.

Santos , E.J.; Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R. 1995. - O Complexo Granítico de Lagoa das Pedras: acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. In: Simpósio de Geologia do Nordeste 16. Recife, 1995. Boletim... Recife, SBG/NE, 14 (2): 401-409.

Santos, E.J. & Medeiros, V.C. 1998. - New insights on Grenville-age and Brasiliano granitic plutonism of the Transversal Zone, Borborema Province, NE Brazil, X Congresso Latinoamericano de Geologia and VI Congresso NACIONAL DE Geologia Econômica, 427-432

Santos, E.J.; Oliveira, R.G. & Paiva, I.P., 1997 – Terrenos do Domínio Transversal da Província da Borborema: controles sobre acresção e retrabalhamento crustais ao Sul do Lineamento PatosXVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza-CE, Proceedings 15, pp 140-144.

Santos, E.J.,; Van Schmus, W. R.; Brito Neves, B.B.; Oliveira, R.G.; & Medeiros, V.C. 1999. - Terranes and their boundaries in the Proterozoic Borborema Province, Northeast Brazil, VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Bahia, Brasil: Extended Asbstracts, 120-124.

Schmidt, M.W. 1993 - Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 6500 C. Am. Jour. Sci. 293, 1011-1060.

Schmidt, M.W. 1992 - Amphibole composition in tonalite as an function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contrib. Mineral Petrol. 110,304-310.

Schmidt, M.W. & Thompson, A. 1996. - Epidote in calc-alkaline magmas: a experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. Am. Mineral., 81:462-474.

Schreurs, J. 1985. - Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite thermometry and prograde changes of biotite chemistry in high-grade rocks of West Uusimaa, southwest Finland. Lithos 18 (1985) 69-80 Shand, S.J. 1943. - Eruptive rocks. T.Murby and Co., London, 444 p.

Sial, A. N., 1984 – Litogeoquímica de elementos terras raras na caracterização dos granitóides do espaço Cachoeirinha-Salgueiro, Nordeste do Brasil, Anais XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia . Rio de Janeira, p 2697-2709.

Sial, A. N., 1986 – Granite type in Northeastern Brazil. Current knowledge. Rev. Bras. Geoc. , 16(1), 54-72.

Sial, A. N., 1987 – Granitic rocks of Northeast Brazil. Proc. Int. Symp. Gran. Assoc.

Mineral. Salvador, Brazil. P 103-110.

Sial, A.N., 1990 – Epidote-bearing calc-alkalik granitoids inNortheast Brazil. Rev. Bras. Geoc. 20: 88-100.

Sial, A.N. & Ferreira, V.P., 1988 – Brasiliano age peralkaline plutonic rocks of Central Structural Domains, Northeast Brazil. Rend. Soc. Italian. Mineral.Petrol., 43: 307-341

Sial, A.N. & Ferreira, V.P., 1989 – Granitoides calcio-alcalinos com epidoto, no Domínio Central estrutural do Nordeste do Brasil. In: saimpósio de Geologia do Nordeste, 13 & Simpósio Regional de Estudos Tectônicos, 2. Fortaleza. Atas SBG, Núcleo Nordeste.

Sial, A.N. & McReath, I. , 1984 – Petrologia Ígnea. Salvador. SBG,CNpq, Bureau Gráfico & Ed. V.1, 181 p.

Sial, A.N. ; Figueiredo, M.C.H. & Long, L., 1981 – Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo plutons, Ceará state, Northeast Brazil. Chem. Geol., 31:271-283.

Sial, A.N.; Mariano, G. & Ferreira, V.P., 1989 – Síntese da Geoquímica dos Elementos Terras Raras em Granitóides do Nordeste e Norte do Brasil, In: Formoso, M.L.L.; Nardi, L.V.S.; Hartmann, L.A. ed. Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil, CPRM/DNPM/SBGq, p.83-95.

Silva, J.M.R., Mariano, G., Bittar, S.M.B, 1997.- Seqüência de deformação na Faixa Pajeú-Paraíba e suas relações com os eventos Cariris Velhos e Brasilianos S.S. XVII Simp. Geol. do Nordeste. Bol. 15: 118-121.

Sobreira, M.de N. de M., Mariano, G. & Sial, A. N., 1993 - O batólito potássico cálcio-alcalino de Serra da Lagoinha, Estado da Paraíba. XIV Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal. Novembro. Boletim n0 13. Resumos Expandidos p 97-100.

Sobreira, M.de N. de M., 1995 – O batólito potássico cálcio-alcalino de Serra da Lagoinha, Estado da Paraíba, Nordeste do Brasil : Petrologia e Geoquímica. Dissertação de Mestrado. Pos Graduação em Geociências. UFPE. Recife.

Spear, F.S., 1981.- An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. A. J. Sci., p.697-734.

Speer, J.A , 1987 – Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: the hornblend + melt = biotite reation in the liberty Hill pluton, South Caroline. Amer. Mineral. , 72, p863-878

Spry, A., 1969 – Metamorphic textures. Oxford, Pergamon 350 p.

Stacey, F.D., 1960.- Magnetic anisotopy in igneous rock. J.Geophys. Res., 65: 2429-2442.Streckeisen, A . & LeMaitre, R.W., 1979 – A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. Newes Jahrbuch fur Mineralogie Abhandlungen, 136, 2. p 169-206.

Streckeisen, A.L., 1976 – Classification of the common igneous rocks means of their

chemical composition : a previsional attempt. Newes Jahrbuch fur Mineralogie Monatshefte, p 1-15.

Streckeisen, A.L., 1976 – To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., 12: 1-33.

Sun, S.S., 1982.- Chemical compositional origin of the Earth`s primitive mantle. Geochim. Cosmochim. Acta.,46: 179-192

Thieblemont, D. & Cabanis, B. , 1990 – Utilisation d'un diagramme (Rb/100) – Tb – Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. Bull. Soc. Géol. France, Série 8, 6 (1) : 23-35.

Tuttle, O.F. & Bowen, N.L., 1958. - Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi3 O8 - KAlSi3 O8 – SiO2 - H2O. Geol. Soc. Am. Mem., 74,153pp

Uyeda, S., Fuller, M.D., Belshe, J.C., Girdle, R.W., 1963 - Anisotropy of magnetic susceptibility or rocks and minerals. J. Geophys. Res., 68: 279-291.

Van Schmus, W.R.; Brito Neves,B.B.; Babinski, M.1994. - Mesoproterozoic crustal domains in Borborema Province: evidence from U/Pb and Sm/Nd geochronology. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Balneário de Camboriú. Anais...SBG, 403-404.

Van Schmus, W.R.; Brito Neves,B.B.; Hackspacher , P.; Babinski, M.. 1995a. - U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. J. South Am. Earth Sci., 8:267-268.

Van Schmus, W.R.; Brito Neves,B.B.; Hackspacher , P.; Babinski, M.; Fetter, A. & Dantas, E., 1995b. - Neoproterozoic and late Mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema Province, NE Brazil, 16th Simpósio de Geologia do Nordeste, 391-392.

Van Schmus, W.R.; Brito Neves,B.B. & Babinski, M. 1995c. - U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province. Northeastern Brazil: initial conclusions. J. South Am. Earth Sci., 8:267-288.

Van Schmus, W.R.; Brito Neves,B.B.; Hackspacher , P.; Babinski, M..; Fetter, A.H. & Dantas, E.L. 1997.- Application of U/Pb and Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of Borborema Province, NE Brazil, and its implications for the evolution of West Gondwana. South America Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, São Paulo, Brazil. Extended Abstracts, p.27-29.

Van Schmus, W.R.; Fetter, A. H.; Brito Neves,B.B. & Williams,I.S., 1999. - Ages of detrital zircon populations from Neoproterozoic supracrustal units NE Brazil: Implications for assembly of West Gondwanaland, Geol. Soc.Am. Abst w/Prog

Vauchez, A.; Tommasi, A.; Silva, M.E. & Trompette, R. 1992. - Tectônica de escape na terminação de um cráton: A faixa Ribeira.XXXVII Congresso Brasileiro de

Geologia, São Paulo, Brasil. Boletim Resumos Expandidos, 373-374.

Vauchez,A.; Neves, S.P.; Caby, R.; Corsini,M. Egydio Silva, M.; Arthaud, M.H. & Amaro, V. 1995 - The Borborema Shear Zone System. Journal of South America Earth Sciences, 8:247-266.

Veiga Júnior, J.B. & Ferreira, C.A, 1990 - Programa Levantamento Geológico Básico: carta geológica, carta metalogenética/previsional - Esc. 1:100.000 (Folha SB.24-Z-C-VI, Afogados da Ingazeira). Estados de Pernambuco e Paraíba. Brasília, DNPM/CPRM: 121pp.

Vernon, R.H., 1983 – Restite, xenolithos and microgranitoid enclaves in granites. Journal of the Procedings of the Royal Society of News South Wales, 116, 77-103.

Vernon, R.H., 1986 – K-feldspar megacrysts in granites – phenocrysts, not Porphyroblasts, Earth Scien Ver, 23, 1-63.

Wager, L.R. & Bailey,E.B., 1953 – Basic magma chilled against acid magma. Nature, 172, 68-69.

Walker, G.P. L. & Skelhorn, R.R., 1966 – Some associations of acid and basic igneous rocks. Earth Science Reviews, 2, 93-109.

Wanderley, A.A., Viega, J.P. & Santos, E.J. 1992 - O Complexo Irajaí no contexto evolutivo da Província Borborema, São Paulo, Brasil. XXXVII Congreso Brasileiro de Geologia , 301-302.

Watson, E.B.; 1987 - The role of accessory minerals in granitoid geochemistry. In: Hutton Conference of the Origin of Granites. Univ. Edinburgh: 209-211)

Watson, E.B., 1976 – Two liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implication. Contrib. Mineral. Petrol. 56: 119-134.

Whalen, J.B.; Currie, K.L.; Chappell, B.W., 1987 – A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrb. Mineral. Petrol., 95: 407-419

Wiebe, R.A , 1980 – Commingling of contrasted magmas in the plutonic environment Example from the Nain anorthositic complex. Jour. Geol., 88,197-209.

Wones, R.D., 1989 – Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks, American Mineralogist, V 74, p744-749.

Wood, D.A.; Joron, JL.; Treuil, M., 1979 – ARe-Appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth and Planetary Science Letters, 45 (1979) 326-336. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdan.

Yavuz, F. ,1999. - AMPHICALCAL and NEWPHICALC Softwares for Petrology

Yoder, H.S. Jr, 1973 – Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. American Mineralogist, 58,153-171.

Zen, E An & Hammarstron, J.M., 1984 – Magmatic epidote and its petrologic significance. Geology, 12: 515-518.

ANEXOS

AMOSTRA EV-32

AMPHIBOLE CLASSIFICATION | AMPHCAL | by F. Yavuz | DECEMBER-2003 11:01:19

SiO2	15.67	Si	6.93	Si	6.931	AlVI	0.000	FM	0.000	Na	0.000
Al2O3	2.32	Al	0.42	AlIV	0.416	Fe+3	-.402	Ca	2.053	K	0.039
TiO2	5.42	Ti	0.62	Cr	0.004	Ti	0.619	Na	0.000	Σ A	0.127
Cr2O3	0.03	Cr	0.00	Fe+3	0.649	FM	4.783	Σ B	2.053		
FeO	24.03	Fe+3	0.25	Ti	0.000	Σ C	4.783				
MnO	0.90	Fe+2	2.80	Σ T	8.000						
MgO	8.25	Mn	0.12								
CaO	12.63	Mg	1.87								
Na2O	0.30	Ca	2.05								
K2O	0.20	Na	0.09								
LiO2	0.00	K	0.04								
Cl	0.00	Li	0.00								
F	0.00	Cl	0.00								
Σ	99.71	F	0.00								
-O=Cl.F	0.60	Σ	15.18								
Σ	99.71	Norm. ◄ 13 ►									

♦Classification Parameters♦

(Ca+Na)B	2.053
(Na)B	0.000
(Na+K)A	0.127
Mg/(Mg + Fe2)	0.400
(Al)VI	0.000
Fe+3/(Fe+3 + AlVI)	1.000
Mn/(Mn + Fe+2 + Mg)	0.024

Cations based on 23 oxygen.

♦♦♦Explanations♦♦♦

File : EV-32ANF.AMP
Name : 14EV-32 .
Data : 3
↓↑ : Amphibole name
F1 : Menu
F2 : Classification
F3 : Print-out
F4 : Geothermometry

Calcic amphibole
titanian-Ferro hornblende

Geobarometry & Geothermometry [Bulundy & Holland (1990)]

Hammarstrom & Zen :not valid
Hollister et al.:not valid
Johnson & Rutherford:not valid
Schmidth :not valid

AMPHIBOLE CLASSIFICATION | AMPHCAL | by F. Yavuz | DECEMBER-2003 11:08:55

SiO2	42.14	Si	6.59	Si	6.593	AlVI	0.265	FM	0.100	Na	0.386
Al2O3	9.07	Al	1.67	AlIV	1.407	Fe+3	0.197	Ca	1.898	K	0.228
TiO2	1.39	Ti	0.16	Cr	0.000	Ti	0.164	Na	0.092	Σ A	0.614
Cr2O3	0.02	Cr	0.00	Fe+3	0.000	FM	4.375	Σ B	2.000		
FeO	26.00	Fe+3	0.20	Ti	6.000	Σ C	4.375				
MnO	0.54	Fe+2	3.20	Σ T	8.000						
MgO	5.14	Mn	0.07								
CaO	11.32	Mg	1.20								
Na2O	1.26	Ca	1.90								
K2O	1.14	Na	0.39								
LiO2	0.00	K	0.23								
Cl	0.00	Li	0.00								
F	0.00	Cl	0.00								
Σ	98.02	F	0.00								
-O=Cl,F	0.00	Σ	15.62								
Σ	98.02	Norm. ◄ 15 ►									

♦Classification Parameters♦

(Ca+Na)B	1.900
(Na)B	0.002
(Na+K)A	0.614
Mg/(Mg + Fe2)	0.272
(Al)VI	0.265
Fe+3/(Fe+3 + AlVI)	0.426
Mn/(Mn + Fe+2 + Mg)	0.016

Cations based on 23 oxygen.

♦♦♦Explanations♦♦♦

File : EV-32ANF.AMP
Name : 3EV-32 ..
Data : 3
↓↑ : Amphibole name
F1 : Menu
F2 : Classification
F3 : Print-out
F4 : Geothermometry

Calcic amphibole
Ferro edenitic hornblende

Geobarometry & Geothermometry [Bulundy & Holland (1990)]

Hammarstrom & Zen : 4.49 Kb., 524.1 °C
Hollister et al.: 4.67 Kb., 522.8 °C
Johnson & Rutherford: 3.61 Kb., 534.5 °C
Schmidth : 4.95 Kb., 518.8 °C

AMPHIBOLE CLASSIFICATION | AMPHCAL | by F. Yavuz | DECEMBER-2003 11:11:59

SiO2	42.36	Si	6.60	Si	6.600	AlVI	0.289	FM	0.104	Na	0.353
Al2O3	9.20	Al	1.69	AlIV	1.400	Fe+3	0.353	Ca	1.090	K	0.229
TiO2	0.70	Ti	0.08	Cr	0.000	Ti	0.082	Na	0.006	Σ A	0.582
Cr2O3	0.05	Cr	0.01	Fe+3	0.000	FM	4.275	Σ B	2.000		
FeO	26.54	Fe+3	0.35	Ti	0.000	Σ C	4.275				
MnO	0.52	Fe+2	3.10	Σ T	0.000						
MgO	5.19	Mn	0.07								
CaO	11.32	Mg	1.21								
Na2O	1.19	Ca	1.89								
K2O	1.15	Na	0.36								
LiO2	0.00	K	0.23								
Cl	0.00	Li	0.00								
F	0.00	Cl	0.00								
Σ	98.18	F	0.00								
-O=Cl,F	0.00	Σ	15.59								
Σ	98.18	Norm.	15								

Classification Parameters

(Ca+Na)B	1.096
(Na)B	0.006
(Na+K)A	0.582
Mg/(Mg + Fe2)	0.280
(Al)VI	0.289
Fe+3/(Fe+3 + AlVI)	0.558
Mn/(Mn + Fe+2 + Mg)	0.016

Cations based on 23 oxygen.

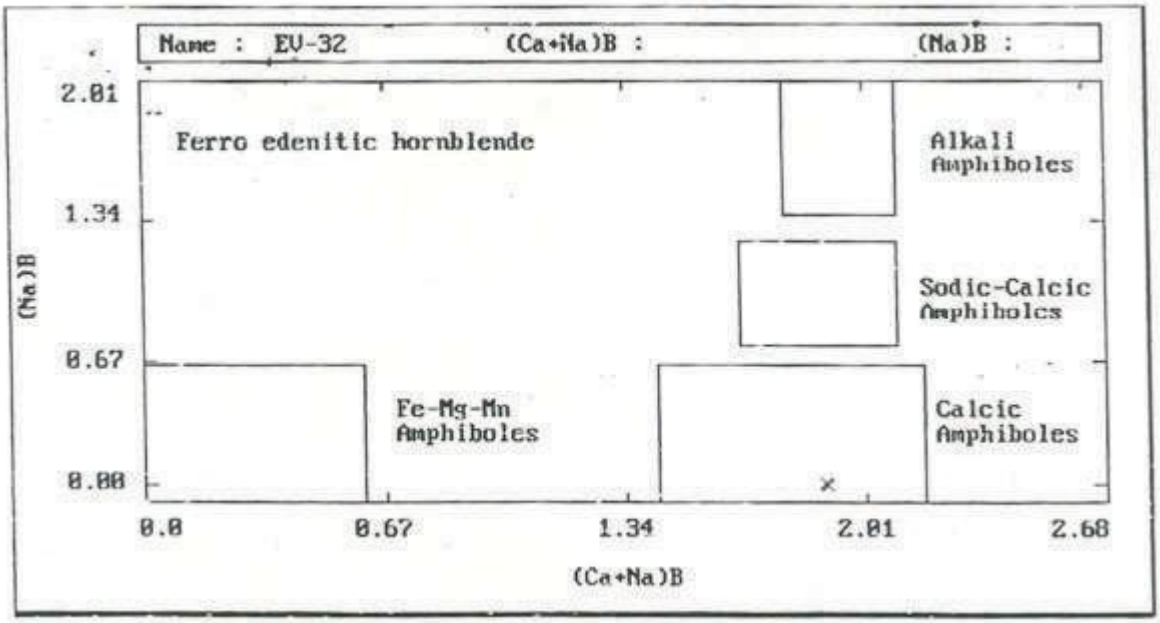
Explanations

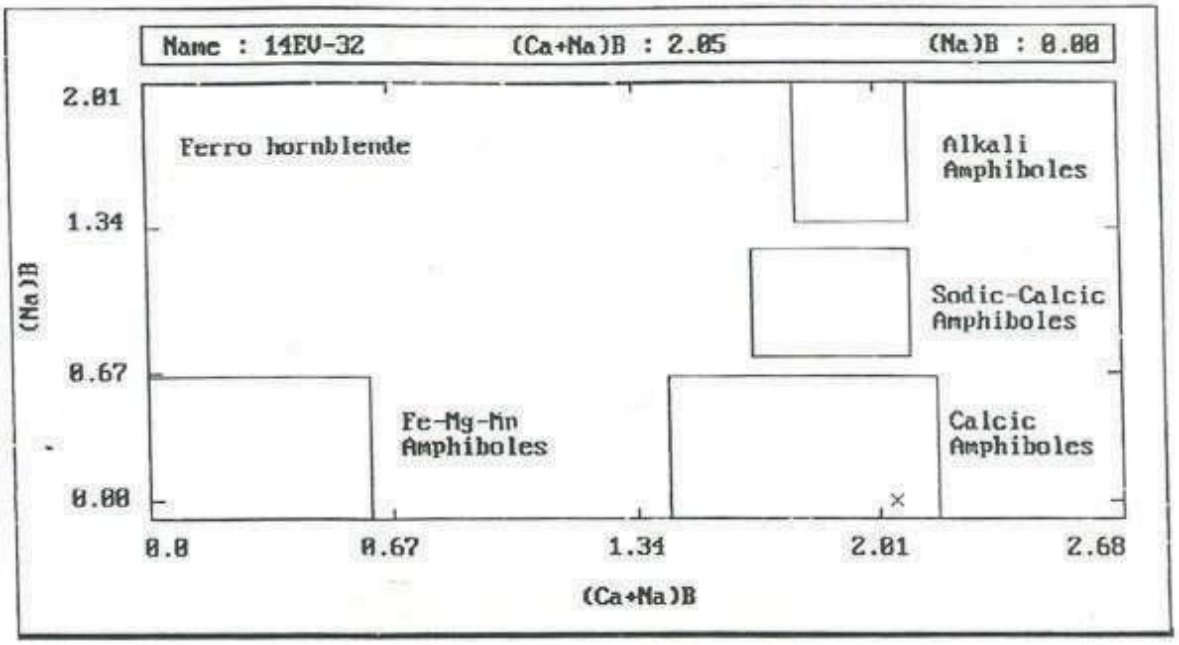
File : EV-32ANF.AMP
Name : 4EV-32 ..
Data : 3
↓↑ : Amphibole name
F1 : Menu
F2 : Classification
F3 : Print-out
F4 : Geothermometry

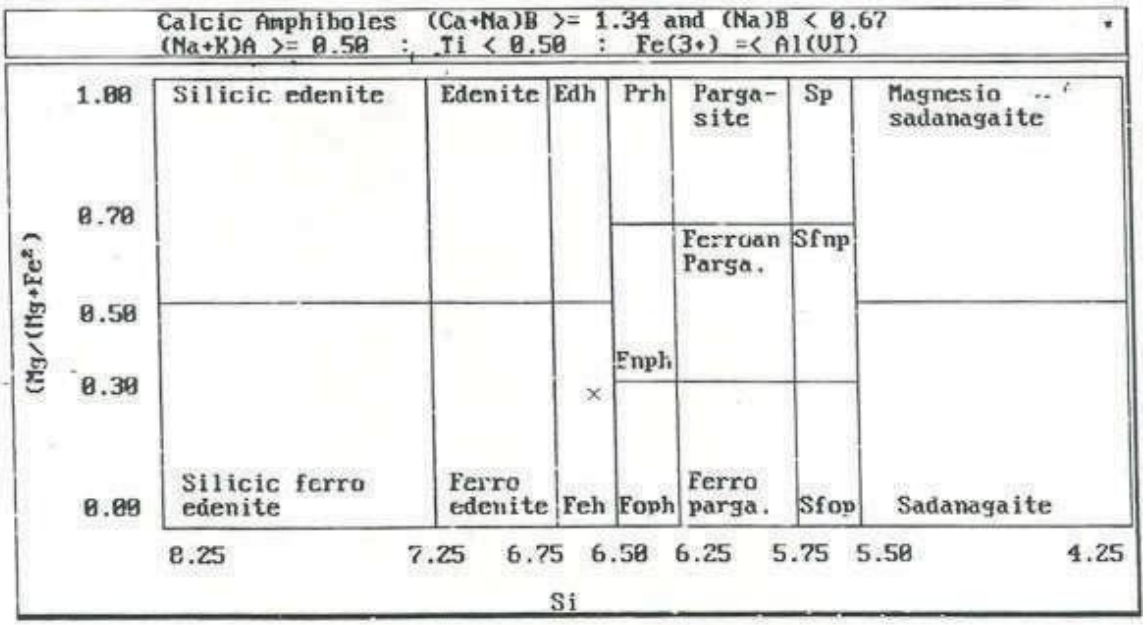
Calcic amphibole
Ferro edenitic hornblende

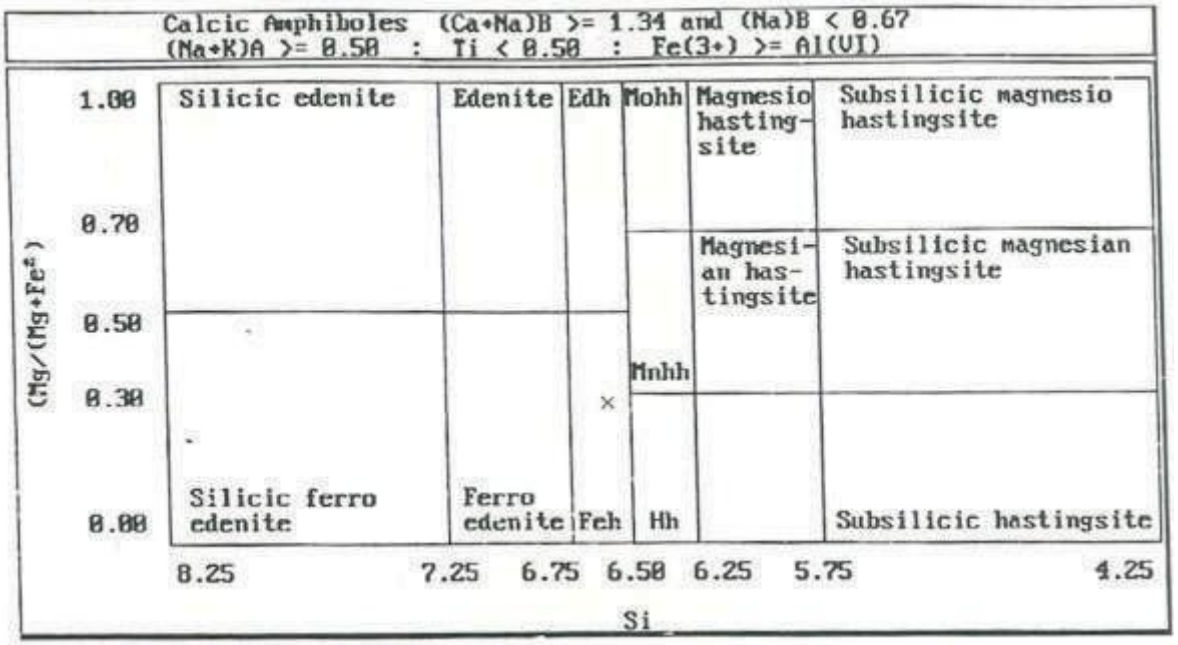
Geobarometry & Geothermometry (Bulundy & Holland (1990))

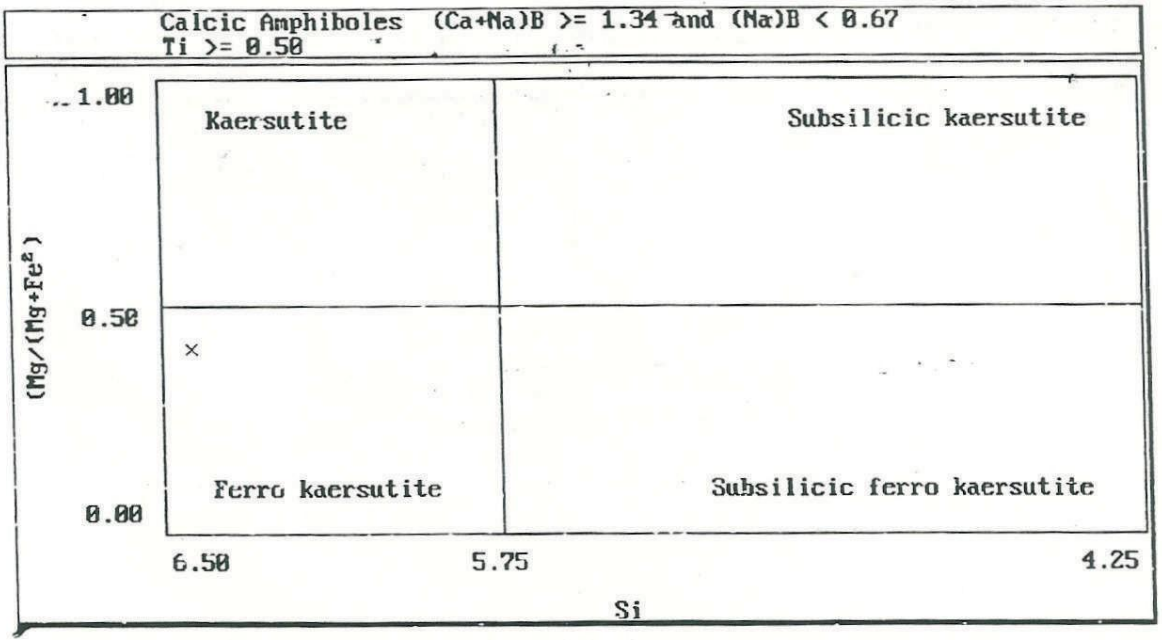
Hammarstrom & Zen : 4.58 Kb., 523.4 °C Hollister et al.: 4.77 Kb., 521.2 °C
Johnson & Rutherford: 3.69 Kb., 533.9 °C Schmidth : 5.03 Kb., 518.1 °C




Name : 14EV-32
(Ca+Na)B : 2.05
(Na)B : 0.00
2.01
1.34
0.67
0.00
(Na)B
Ferro hornblende
Alkali Amphiboles
Sodic-Calcic Amphiboles
Fe-Mg-Mn Amphiboles
Calcic Amphiboles
0.0
0.67
1.34
2.01
2.68
(Ca+Na)B


Calcic Amphiboles (Ca+Na)B >= 1.34 and (Na)B < 0.67
(Na+K)A >= 0.50 ; Ti < 0.50 : Fe(3+) =< Al(VI)
1.00
0.70
0.50
0.30
0.00
(Mg/(Mg+Fe²))
Silicic edenite
Edenite
Edh
Prh
Parga-site
Sp
Magnesio sadanagaite
Ferroan Parga.
Sfnp
Fnph
Silicic ferro edenite
Ferro edenite
Feh
Foph
Ferro parga.
Sfop
Sadanagaite
8.25
7.25
6.75
6.50
6.25
5.75
5.50
4.25
Si


Calcic Amphiboles (Ca+Na)B >= 1.34 and (Na)B < 0.67
(Na+K)A >= 0.50 : Ti < 0.50 : Fe(3+) >= Al(VI)
Silicic edenite
Edenite
Edh
Mohh
Magnesio hasting-site
Subsilicic magnesio hastingsite
Magnesi-an has-tingsite
Subsilicic magnesian hastingsite
Mnhh
Silicic ferro edenite
Ferro edenite
Feh
Hh
Subsilicic hastingsite
1.00
0.70
0.50
0.30
0.00
(Mg/(Mg+Fe²⁺))
8.25
7.25
6.75
6.50
6.25
5.75
4.25
Si


Calcic Amphiboles (Ca+Na)B >= 1.34 and (Na)B < 0.67
Ti >= 0.50
Kaersutite
Subsilicic kaersutite
Ferro kaersutite
Subsilicic ferro kaersutite
1.00
0.50
0.00
(Mg/(Mg+Fe²⁺))
6.50
5.75
4.25
Si

AMOSTRA EV-233

AMPHIBOLE CLASSIFICATION | AMPHCAL | by F. Yavuz | DECEMBER-2003 12:00:14

SiO2	44.47	Si	7.00	Si	6.998	AlVI	0.380	FM	0.009	Na	0.247
Al2O3	7.45	Al	1.38	AlIV	1.002	Fe+3	0.098	Ca	1.991	K	0.168
TiO2	0.46	Ti	0.05	Cr	0.000	Ti	0.054	Na	0.000	Σ A	0.415
Cr2O3	0.00	Cr	0.00	Fe+3	0.000	FM	4.468	Σ B	2.000		
FeO	20.23	Fe+3	6.10	Ti	0.000	Σ C	5.000				
MnO	0.49	Fe+2	2.56	Σ T	8.000						
MgO	7.88	Mn	0.07								
CaO	11.81	Mg	1.85								
Na2O	0.81	Ca	1.99								
K2O	0.84	Na	0.25								
LiO2	0.00	K	0.17								
Cl	0.00	Li	0.00								
F	0.00	Cl	0.00								
Σ	94.43	F	0.00								
-O=Cl,F	0.00	Σ	15.42								
Σ	94.43	Norm.	15								

♦Classification Parameters♦

(Ca+Na)B	1.991
(Na)B	0.000
(Na+K)A	0.415
Mg/(Mg + Fe2)	0.419
(Al)VI	0.380
Fe+3/(Fe+3 + AlVI)	0.205
Mn/(Mn + Fe+2 + Mg)	0.015

Cations based on 23 oxygen.

♦♦♦Explanations♦♦♦
File : EV-233AN.AMP
Name : 2EV233 .
Data : 2
↓↑ : Amphibole name
F1 : Menu
F2 : Classification
F3 : Print-out
F4 : Geothermometry

Calcic amphibole
Ferro hornblende

Geobarometry & Geothermometry [Bulundy & Holland (1990)]
Hammarstrom & Zen : 3.03 Kb., 515.6 °C Hollister et al.: 3.03 Kb., 515.5 °C
Johnson & Rutherford: 2.38 Kb., 522.9 °C Schmidth : 3.57 Kb., 509.5 °C

AMPHIBOLE CLASSIFICATION | AMPHCAL | by F. Yavuz | DECEMBER-2003 12:05:36

SiO2	41.82	Si	6.59	Si	6.589	AlVI	0.453	FM	0.027	Na	0.349
Al2O3	10.84	Al	1.86	AlIV	1.411	Fe+3	0.215	Ca	1.970	K	0.247
TiO2	0.60	Ti	0.07	Cr	0.000	Ti	0.070	Na	0.003	Σ A	0.595
Cr2O3	0.03	Cr	0.00	Fe+3	0.000	FM	4.262	Σ B	2.000		
FeO	22.37	Fe+3	0.21	Ti	0.000	Σ C	5.000				
MnO	0.43	Fe+2	2.73	Σ T	8.000						
MgO	6.38	Mn	0.06								
CaO	11.67	Mg	1.50								
Na2O	1.15	Ca	1.97								
K2O	1.23	Na	0.35								
LiO2	0.00	K	0.25								
Cl	0.00	Li	0.00								
F	0.00	Cl	0.00								
Σ	95.68	F	0.09								
-O=Cl,F	0.00	Σ	15.60								
Σ	95.68	Norm.	15								

♦Classification Parameters♦

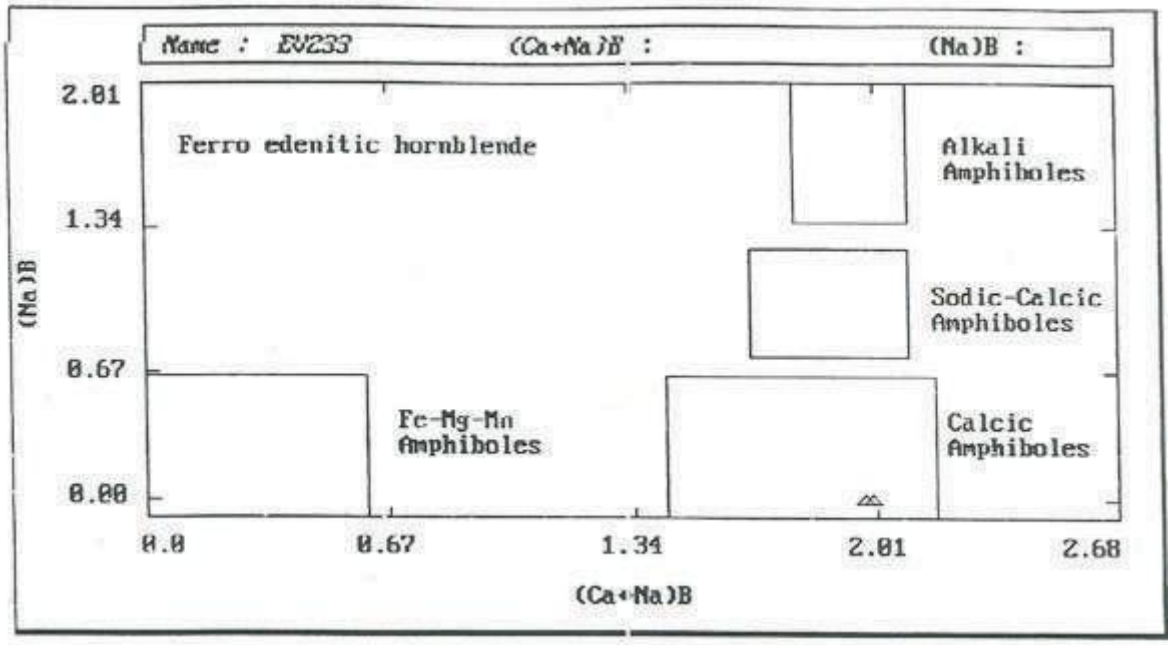
(Ca+Na)B	1.973
(Na)B	0.003
(Na+K)A	0.595
Mg/(Mg + Fe2)	0.354
(Al)VI	0.453
Fe+3/(Fe+3 + AlVI)	0.322
Mn/(Mn + Fe+2 + Mg)	0.014

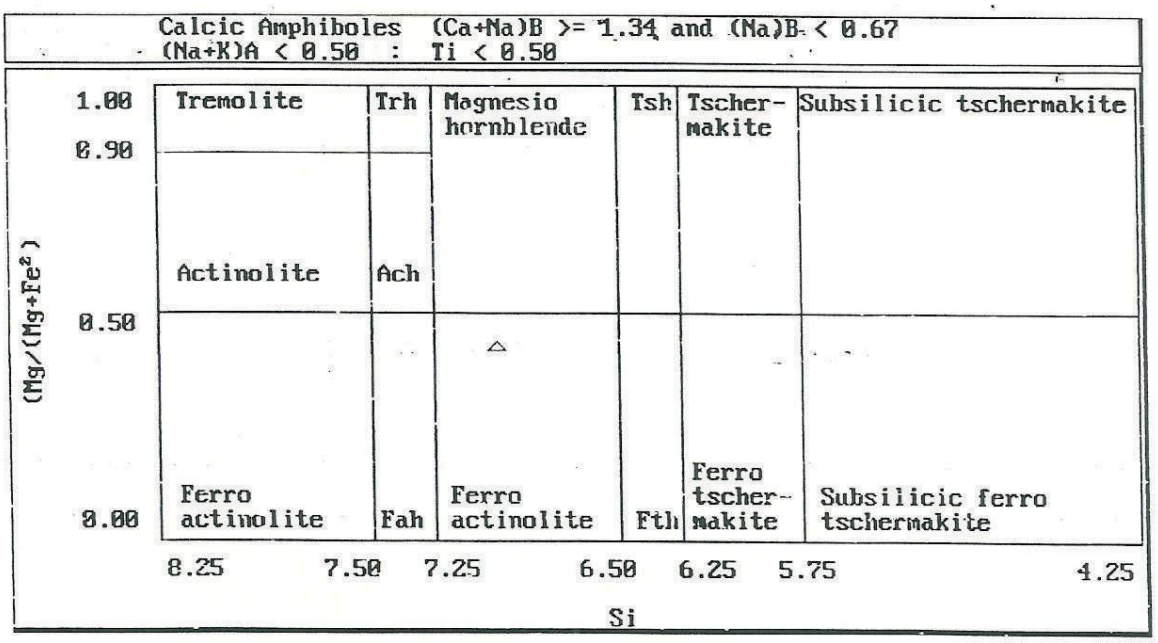
Cations based on 23 oxygen.

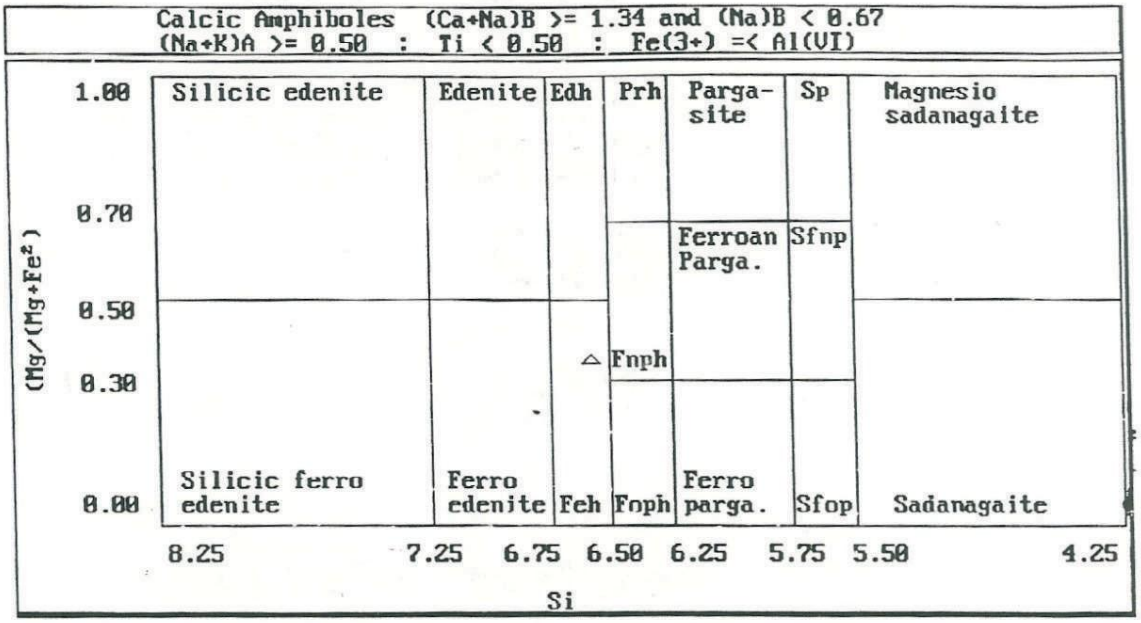
♦♦♦Explanations♦♦♦
File : EV-233AN.AMP
Name : 3EV233 .
Data : 2
↓↑ : Amphibole name
F1 : Menu
F2 : Classification
F3 : Print-out
F4 : Geothermometry

Calcic amphibole
Ferro edenitic hornblende

Geobarometry & Geothermometry [Bulundy & Holland (1990)]
Hammarstrom & Zen : 5.45 Kb., 504.8 °C Hollister et al.: 5.75 Kb., 501.4 °C
Johnson & Rutherford: 4.42 Kb., 516.8 °C Schmidth : 5.86 Kb., 500.1 °C


Name : EV233
(Ca+Na)B :
(Na)B :
2.01
1.34
0.67
0.00
(Na)B
Ferro edenitic hornblende
Alkali Amphiboles
Sodic-Calcic Amphiboles
Fe-Mg-Mn Amphiboles
Calcic Amphiboles
0.0
0.67
1.34
2.01
2.68
(Ca+Na)B


Calcic Amphiboles (Ca+Na)B >= 1.34 and (Na)B < 0.67
(Na+K)A < 0.50 : Ti < 0.50
1.00
0.90
0.50
0.00
(Mg/(Mg+Fe2))
Tremolite
Trh
Magnesio hornblende
Tsh
Tscher-makite
Subsilicic tschermakite
Actinolite
Ach
Ferro actinolite
Fah
Ferro actinolite
Fth
Ferro tscher-makite
Subsilicic ferro tschermakite
8.25
7.50
7.25
6.50
6.25
5.75
4.25
Si


Calcic Amphiboles (Ca+Na)B >= 1.34 and (Na)B < 0.67
(Na+K)A >= 0.50 : Ti < 0.50 : Fe(3+) =< Al(VI)
(Mg/(Mg+Fe²)
1.00
0.70
0.50
0.30
0.00
Silicic edenite
Edenite
Edh
Prh
Parga-site
Sp
Magnesio sadanagaite
Ferroan Parga.
Sfnp
Fnph
Silicic ferro edenite
Ferro edenite
Feh
Fnph
Ferro parga.
Sfop
Sadanagaite
8.25
7.25
6.75
6.50
6.25
5.75
5.50
4.25
Si

AMOSTRA EV-36

AMPHIBOLE CLASSIFICATION | AMPHCAL | by F. Yavuz | DECEMBER-2003 14:03:07

SiO2	42.36	Si	6.67	Si	6.667	AlVI	0.385	FM	0.015	Na	0.400
Al2O3	9.26	Al	1.72	AlIV	1.333	Fe+3	0.181	Ca	1.985	K	0.245
TiO2	0.52	Ti	0.06	Cr	0.000	Ti	0.062	Na	0.000	Σ A	0.645
Cr2O3	0.00	Cr	0.00	Fe+3	0.000	FM	4.373	Σ B	2.000		
FeO	24.61	Fe+3	0.18	Ti	0.000	Σ C	5.000				
MnO	0.53	Fe+2	3.06	Σ T	8.000						
MgO	5.37	Mn	0.07								
CaO	11.77	Mg	1.26								
Na2O	1.31	Ca	1.98								
K2O	1.22	Na	0.18								
LiO2	0.00	K	0.24								
Cl	0.00	Li	0.00								
F	0.00	Cl	0.00								
Σ	96.95	F	0.00								
-O=Cl,F	0.00	Σ	15.64								
Σ	96.95	Norm.◄	15 ►								

♦Classification Parameters♦

(Ca+Na)B	1.985
(Na)B	0.000
(Na+K)A	0.645
Mg/(Mg + Fe2)	0.292
(Al)VI	0.365
Fe+3/(Fe+3 + AlVI)	0.319
Mn/(Mn + Fe+2 + Mg)	0.016

Cations based on 23 oxygen.

♦♦♦Explanations♦♦♦
File : EV-36ANF.AMP
Name : 1EV-36 .
Data : 3
↓↑ : Amphibole name
F1 : Menu
F2 : Classification
F3 : Print-out
F4 : Geothermometry

Calcic amphibole
Ferro edenitic hornblende

Geobarometry & Geothermometry [Bulundy & Holland (1990)]

Hammarstrom & Zen : 4.72 Kb., 521.5 °C Hollister et al.: 4.93 Kb., 519.1 °C
Johnson & Rutherford: 3.81 Kb., 532.3 °C Schmidth : 5.17 Kb., 516.3 °C

AMPHIBOLE CLASSIFICATION | AMPHCAL | by F. Yavuz | DECEMBER-2003 14:11:51

SiO2	42.82	Si	6.62	Si	6.625	AlVI	0.315	FM	0.091	Na	0.399
Al2O3	9.27	Al	1.69	AlIV	1.375	Fe+3	0.233	Ca	1.909	K	0.245
TiO2	0.79	Ti	0.09	Cr	0.000	Ti	0.092	Na	0.000	Σ A	0.644
Cr2O3	0.00	Cr	0.00	Fe+3	0.000	FM	4.360	Σ B	2.000		
FeO	26.08	Fe+3	0.23	Ti	0.000	Σ C	5.000				
MnO	0.62	Fe+2	3.14	Σ T	8.000						
MgO	5.33	Mn	0.08								
CaO	11.52	Mg	1.23								
Na2O	1.33	Ca	1.91								
K2O	1.24	Na	0.40								
LiO2	0.00	K	0.24								
Cl	0.00	Li	0.00								
F	0.00	Cl	0.00								
Σ	99.00	F	0.00								
-O=Cl,F	0.00	Σ	15.64								
Σ	99.00	Norm.◄	15 ►								

♦Classification Parameters♦

(Ca+Na)B	1.909
(Na)B	0.000
(Na+K)A	0.644
Mg/(Mg + Fe2)	0.281
(Al)VI	0.315
Fe+3/(Fe+3 + AlVI)	0.426
Mn/(Mn + Fe+2 + Mg)	0.018

Cations based on 23 oxygen.

♦♦♦Explanations♦♦♦
File : EV-36ANF.AMP
Name : 2EV-36 .
Data : 3
↓↑ : Amphibole name
F1 : Menu
F2 : Classification
F3 : Print-out
F4 : Geothermometry

Calcic amphibole
Ferro edenitic hornblende

Geobarometry & Geothermometry [Bulundy & Holland (1990)]

Hammarstrom & Zen : 4.58 Kb., 517.8 °C Hollister et al.: 4.77 Kb., 515.6 °C
Johnson & Rutherford: 3.69 Kb., 528.2 °C Schmidth : 5.04 Kb., 512.5 °C

AMPHIBOLE CLASSIFICATION | AMPHCAL | by F. Yavuz | DECEMBER-2003 14:28:32

SiO2	42.52	Si	6.66	Si	6.661	AlVI	0.177	FM	0.028	Na	0.319
Al2O3	8.21	Al	1.52	AlIV	1.339	Fe+3	0.405	Ca	1.977	K	0.218
TiO2	0.91	Ti	0.11	Cr	0.000	Ti	0.107	Na	0.002	Σ A	0.537
Cr2O3	0.02	Cr	0.00	Fe+3	0.000	FM	4.311	Σ B	2.000		
FeO	26.29	Fe+3	0.41	Ti	0.000	Σ C	5.000				
MnO	0.50	Fe+2	3.04	Σ T	0.000						
MgO	5.25	Mn	0.07								
CaO	11.70	Mg	1.23								
Na2O	1.06	Ca	1.98								
K2O	1.09	Na	0.32								
LiO2	0.00	K	0.22								
Cl	0.00	Li	0.00								
F	0.00	Cl	0.00								
Σ	97.61	F	0.00								
-O=Cl,F	0.00	Σ	15.54								
Σ	97.61	Norm.	15								

+Classification Parameters+

(Ca+Na)B	1.980
(Na)B	0.002
(Na+K)A	0.537
Mg/(Mg + Fe2)	0.287
(Al)VI	0.177
Fe+3/(Fe+3 + AlVI)	0.696
Mn/(Mn + Fe+2 + Mg)	0.015

Cations based on 23 oxygen.

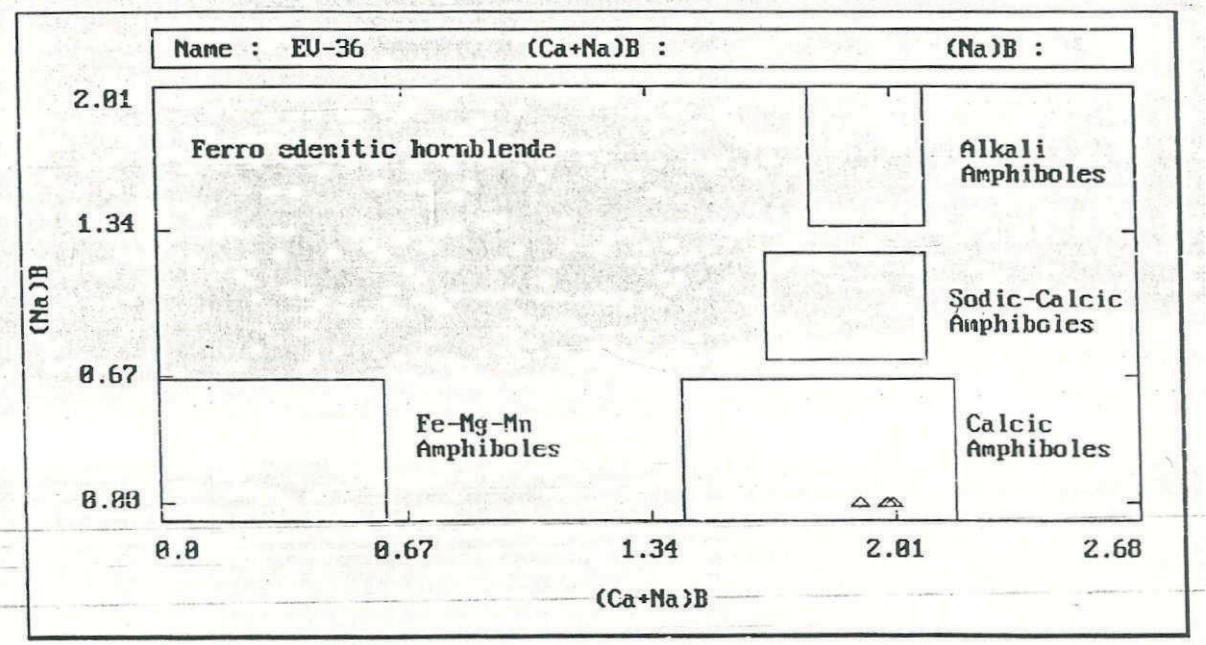
+++Explanations+++

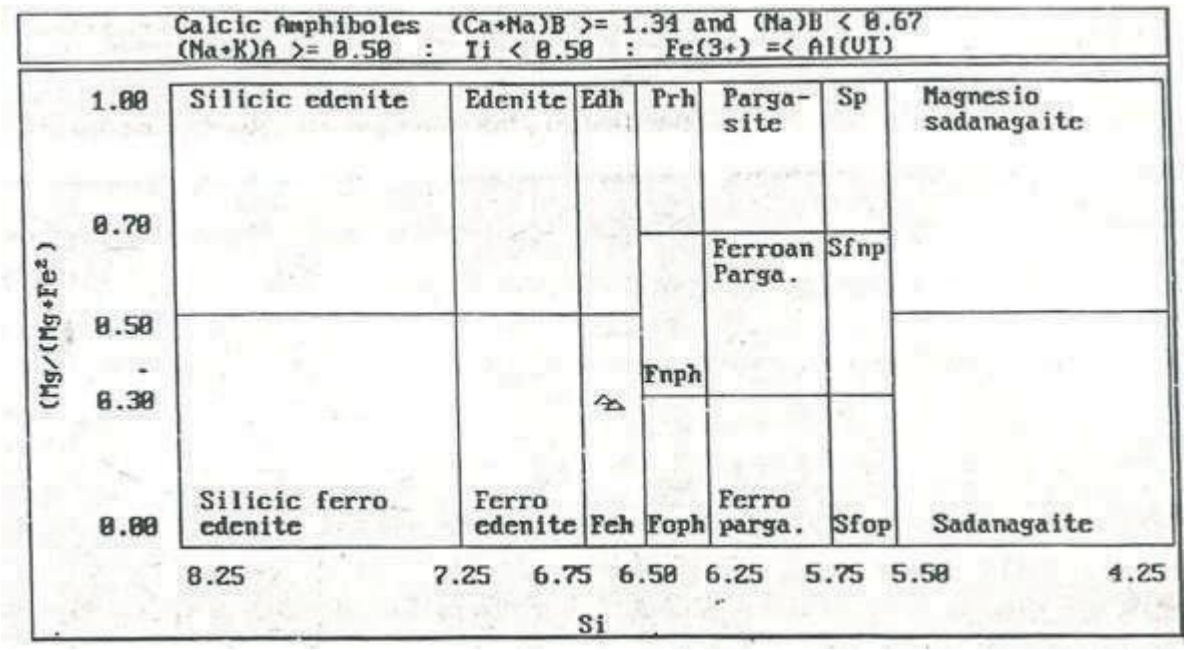
File : EV-36ANF.AMP
Name : 3EV-36
Data : 3
↓↑ : Amphibole name
F1 : Menu
F2 : Classification
F3 : Print-out
F4 : Geothermometry

Calcic amphibole
Ferro edenitic hornblende

Geobarometry & Geothermometry [Bulundu & Holland (1990)]

Hammarstrom & Zen : 3.70 Kb., 528.0 °C Hollister et al.: 3.79 Kb., 527.0 °C
Johnson & Rutherford: 2.95 Kb., 536.8 °C Schmidth : 4.21 Kb., 522.2 °C




Calcic Amphiboles (Ca+Na)B >= 1.34 and (Na)B < 0.67
(Na+K)A >= 0.50 : Ti < 0.50 : Fe(3+) =< Al(VI)
1.00
0.70
0.50
0.30
0.00
(Mg/(Mg+Fe²))
Silicic edenite
Edenite
Edh
Prh
Parga-site
Sp
Magnesio sadanagaite
Ferroan Parga.
Sfnp
Fnph
Silicic ferro edenite
Ferro edenite
Feh
Foph
Ferro parga.
Sfop
Sadanagaite
8.25
7.25
6.75
6.50
6.25
5.75
5.50
4.25
Si

AMOSTRA EV-39

AMPHIBOLE CLASSIFICATION | AMPHCAL | by F. Yavuz | DECEMBER-2003 14:51:09

SiO2	39.92	Si	6.63	Si	6.636	AlVI	0.423	FM	0.000	Na	0.393
Al2O3	9.16	Al	1.79	AlIV	1.370	Fe+3	0.026	Ca	2.003	K	0.316
TiO2	0.81	Ti	0.10	Cr	0.000	Ti	0.101	Na	0.000	Σ A	0.708
Cr2O3	0.03	Cr	0.00	Fe+3	0.000	FM	4.447	Σ B	2.003		
FeO	25.98	Fe+3	0.03	Ti	0.000	Σ C	4.996				
MnO	0.60	Fe+2	3.58	Σ T	8.000						
MgO	3.15	Mn	0.08								
CaO	11.26	Mg	0.78								
Na2O	1.22	Ca	2.00								
K2O	1.49	Na	0.39								
LiO2	0.00	K	0.32								
Cl	0.00	Li	0.00								
F	0.00	Cl	0.00								
Σ	93.59	F	0.00								
-O=Cl,F	0.00	Σ	15.71								
Σ	93.59	Norm.	13								

♦Classification Parameters♦

(Ca+Na)B	2.003
(Na)B	0.000
(Na+K)A	0.708
Mg/(Mg + Fe2)	0.179
(Al)VI	0.423
Fe+3/(Fe+3 + AlVI)	0.057
Mn/(Mn + Fe+2 + Mg)	0.019

Cations based on 23 oxygen.

♦♦♦Explanations♦♦♦
File : EV-39ANF.AMP
Name : 4EV-39 .
Data : 2
↓↑ : Amphibole name
F1 : Menu
F2 : Classification
F3 : Print-out
F4 : Geothermometry

Calcic amphibole
potassian-Ferro edenitic hornblende

Geobarometry & Geothermometry [Bulundy & Holland (1990)]

Hammarstrom & Zen : 5.10 Kb., 506.8 °C Hollister et al.: 5.35 Kb., 503.9 °C
Johnson & Rutherford: 4.12 Kb., 518.1 °C Schmidth : 5.52 Kb., 501.9 °C

AMPHIBOLE CLASSIFICATION | AMPHCAL | by F. Yavuz | DECEMBER-2003 14:58:35

SiO2	39.93	Si	6.49	Si	6.489	AlVI	0.504	FM	0.051	Na	0.410
Al2O3	10.52	Al	2.01	AlIV	1.511	Fe+3	0.036	Ca	1.946	K	0.361
TiO2	0.00	Ti	0.10	Cr	0.000	Ti	0.098	Na	0.003	Σ A	0.771
Cr2O3	0.02	Cr	0.00	Fe+3	0.000	FM	4.363	Σ B	2.000		
FeO	27.14	Fe+3	0.04	Ti	0.000	Σ C	5.000				
MnO	0.50	Fe+2	3.65	Σ T	8.000						
MgO	2.86	Mn	0.07								
CaO	11.18	Mg	0.69								
Na2O	1.31	Ca	1.95								
K2O	1.74	Na	0.41								
LiO2	0.00	K	0.36								
Cl	0.00	Li	0.00								
F	0.00	Cl	0.00								
Σ	95.98	F	0.00								
-O=Cl,F	0.00	Σ	15.77								
Σ	95.98	Norm.	15								

♦Classification Parameters♦

(Ca+Na)B	1.949
(Na)B	0.003
(Na+K)A	0.771
Mg/(Mg + Fe2)	0.159
(Al)VI	0.504
Fe+3/(Fe+3 + AlVI)	0.067
Mn/(Mn + Fe+2 + Mg)	0.016

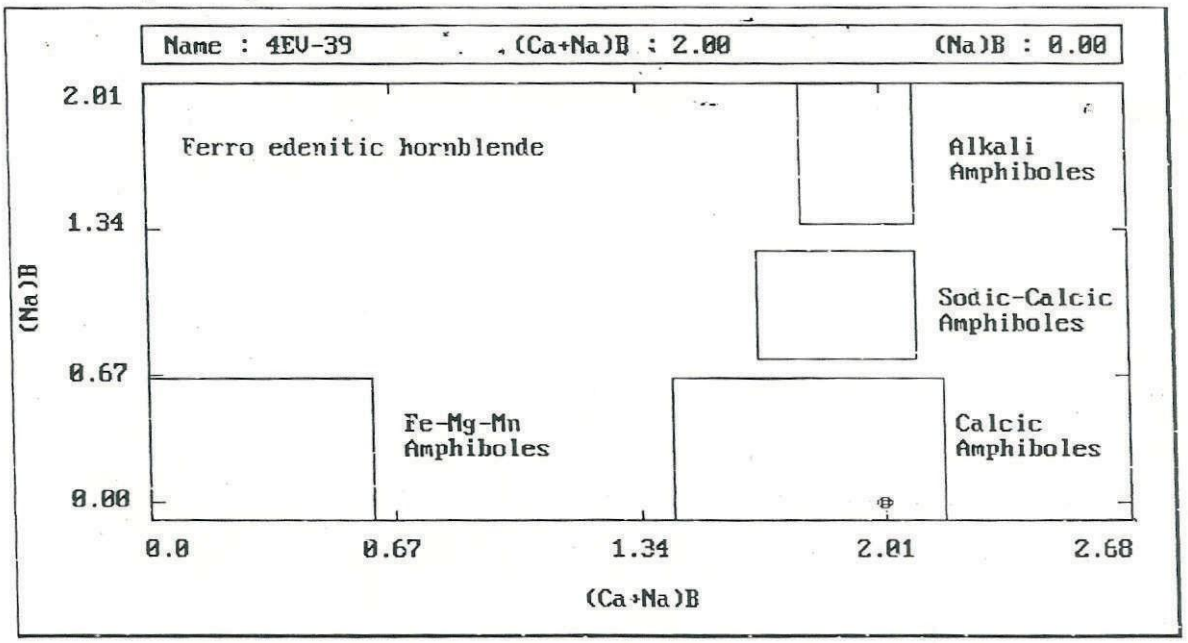
Cations based on 23 oxygen.

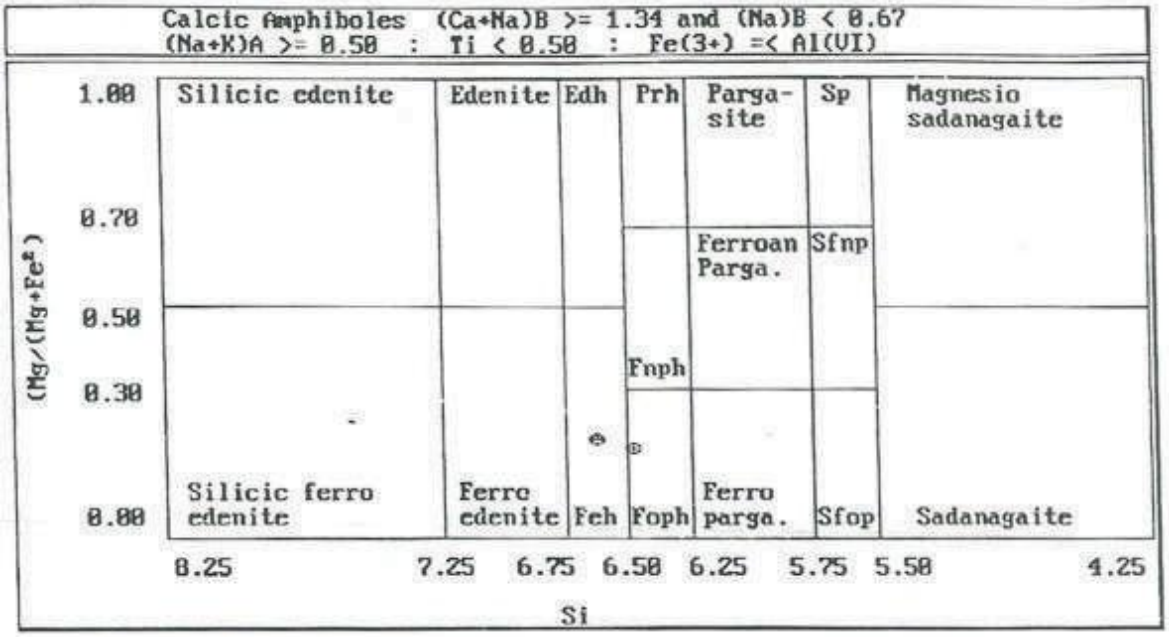
♦♦♦Explanations♦♦♦
File : EV-39ANF.AMP
Name : 2EV-39 .
Data : 2
↓↑ : Amphibole name
F1 : Menu
F2 : Classification
F3 : Print-out
F4 : Geothermometry

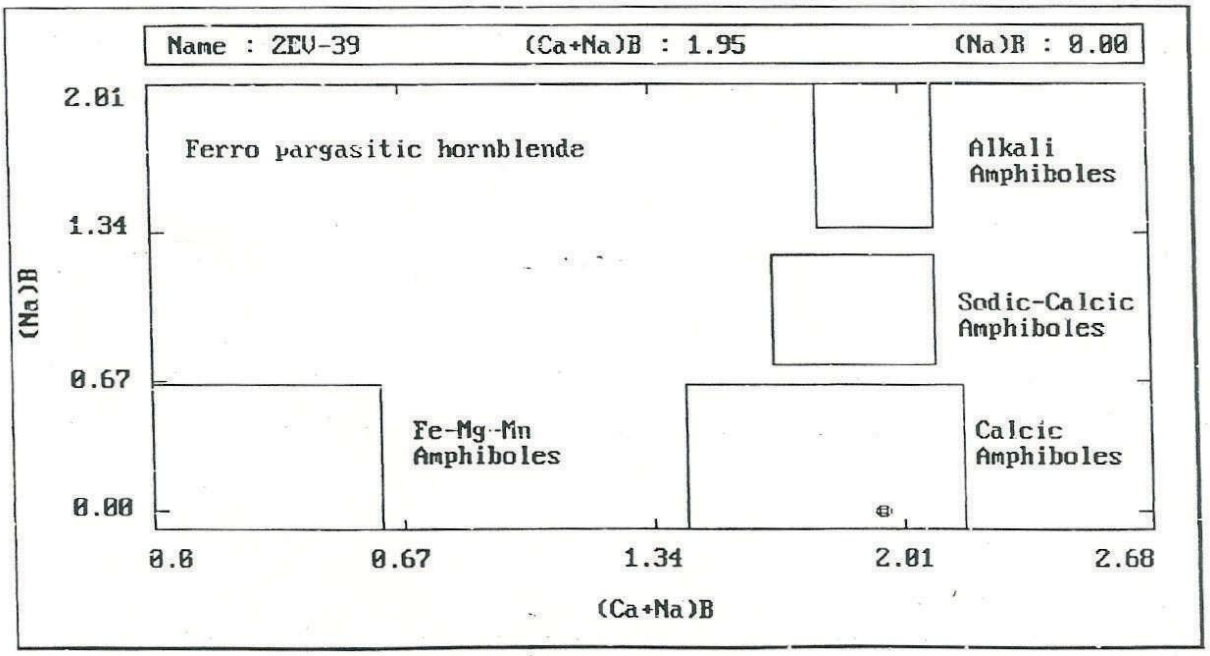
Calcic amphibole
potassian-Ferro pargasitic hornblende

Geobarometry & Geothermometry [Bulundy & Holland (1990)]

Hammarstrom & Zen : 6.21 Kb., 499.6 °C Hollister et al.: 6.60 Kb., 495.1 °C
Johnson & Rutherford: 5.06 Kb., 513.1 °C Schmidth : 6.58 Kb., 495.4 °C


Name : 4EV-39
(Ca+Na)B : 2.00
(Na)B : 0.00
2.01
1.34
0.67
0.00
(Na)B
Ferro edenitic hornblende
Alkali Amphiboles
Sodic-Calcic Amphiboles
Fe-Mg-Mn Amphiboles
Calcic Amphiboles
0.0
0.67
1.34
2.01
2.68
(Ca+Na)B


Calcic Amphiboles (Ca+Na)B >= 1.34 and (Na)B < 0.67
(Na+K)A >= 0.50 : Ti < 0.50 : Fe(3+) =< Al(VI)
1.00
0.70
0.50
0.30
0.00
(Mg/(Mg+Fe2))
Silicic edenite
Edenite
Edh
Prh
Parga-site
Sp
Magnesio sadanagaite
Ferroan Parga.
Sfnp
Fnph
Silicic ferro edenite
Ferro edenite
Feh
Foph
Ferro parga.
Sfop
Sadanagaite
8.25
7.25
6.75
6.50
6.25
5.75
5.50
4.25
Si



Abreviaturas

Trh :Tremolitic hornblende
Ach :Actinolitic hornblende
Fah :Ferro actinolitic hornblende
Tsh :Tschermakitic hornblende
Fth :Ferro tschermakitic hornblende
Edh :Edenitic hornblende
Feh :Ferro edenitic hornblende
Prh :Pargasitic hornblende
Fnph:Ferroan pargasitic hornblende
Foph:Ferro pargasitic hornblende
Sp :Subsilicic pargasite
Sfnp:Subsilicic ferroan pargasite
Sfop:Subsilicic ferro pargasite
Mohh:Magnesio hastingsitic hornblende
Mnhh:Magnesian hastingsitic hornblende
Hh :Hastingsitic hornblende

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716

WHOLE ROCK ICP ANALYSIS

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-1794

Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	MnO %	Cr2O3 %	Ba ppm	Ni ppm	Sr ppm	Zr ppm	Y ppm	Nb ppm	Sc ppm	LOI %	SUM %
EV-05	64.93	14.84	5.33	.67	2.10	3.46	5.95	.68	.24	.08	.024	1315	<10	290	466	43	15	<10	.7	99.33
EV-6C	73.39	12.74	2.18	.16	.54	3.34	5.56	.19	.04	.06	.033	418	<10	80	167	36	14	<10	1.1	99.44
EV-07	64.95	14.88	5.76	.75	2.15	3.44	6.04	.74	.26	.09	.019	1386	20	299	514	55	17	<10	.5	99.93
EV-11	71.11	14.01	1.95	.19	.67	3.49	6.13	.21	.09	.04	.023	1022	13	296	169	<10	<10	<10	.9	99.05
EV-17	72.45	13.31	2.64	.32	.87	3.07	5.93	.28	.04	.04	.031	825	<10	135	201	30	12	<10	.8	99.97
EV-20	72.27	13.00	2.20	.10	.66	4.14	5.15	.20	.04	.04	.023	176	12	58	341	50	28	<10	.8	98.72
EV-26	70.20	15.55	1.25	.22	1.31	3.70	5.62	.12	.02	.02	.028	6300	21	1096	81	<10	<10	<10	.5	99.75
RE EV-26	70.25	15.53	1.24	.22	1.30	3.69	5.73	.11	.01	.02	.032	6299	10	1095	84	<10	<10	<10	.5	99.85
EV-31	61.06	14.48	6.76	1.63	3.36	3.35	4.95	1.15	.67	.10	.018	1790	14	560	342	35	19	<10	.7	98.65
EV-32	61.32	14.60	6.76	1.64	3.38	3.38	4.94	1.18	.64	.11	.024	1821	16	570	413	35	16	<10	1.2	99.62
EV-36	56.55	15.19	8.69	2.32	4.24	3.56	4.60	1.67	1.10	.12	.016	2169	25	776	344	36	15	<10	.9	99.47
EV-39	65.62	14.28	5.46	.73	2.10	3.37	5.86	.69	.30	.09	.021	1281	<10	279	468	45	19	<10	.8	99.65
EV-49	73.05	14.94	1.43	.35	.53	2.73	3.16	.32	.06	.02	.031	2214	18	549	144	<10	<10	<10	2.0	99.08
EV-51	75.24	12.50	1.53	.06	.69	3.71	4.72	.08	<.01	.02	.033	99	13	34	137	45	19	<10	.9	99.53
EV-66	58.82	15.27	8.01	1.45	3.46	3.61	5.19	1.29	.67	.13	.017	2074	11	596	443	42	19	<10	.6	99.01
EV-91	64.20	14.43	5.01	2.64	3.74	3.59	3.54	.72	.23	.09	.040	973	37	500	137	13	<10	<10	.9	99.38
EV-93	72.77	13.54	1.57	.43	1.16	3.58	4.93	.20	.06	.05	.030	1412	33	350	122	<10	<10	<10	1.0	99.62
EV-96	69.54	14.59	2.64	1.22	2.75	3.94	3.43	.43	.12	.05	.032	1103	23	603	138	10	<10	<10	.5	99.52
SCM-03	69.55	12.84	4.95	.12	1.49	3.27	6.05	.42	.08	.08	.032	1297	29	87	645	61	26	<10	.4	99.62
SCM-04B	67.14	13.60	5.50	.28	1.90	3.37	6.17	.53	.08	.08	.034	1282	59	127	677	62	29	<10	.6	99.63
SCM-12B	72.43	12.45	3.16	.26	.97	3.23	5.56	.32	.05	.06	.031	637	10	98	289	38	15	<10	.8	99.49
SCM-13	63.78	14.39	6.26	.86	2.23	3.57	6.20	.93	.29	.10	.023	1617	10	252	574	46	27	<10	.7	99.73
SCM-20	69.27	12.90	4.38	.47	1.45	3.21	5.91	.56	.15	.07	.028	917	<10	148	360	36	17	<10	.8	99.43
SCM-21	63.79	13.81	6.91	.78	2.38	3.69	5.48	.88	.25	.11	.025	1579	<10	215	761	56	27	<10	.9	99.41
SCM-24A	65.08	13.97	6.21	.54	2.14	3.52	6.14	.75	.15	.11	.023	1708	12	198	746	65	31	<10	.5	99.56
SCM-27	73.20	12.21	2.65	.10	.90	3.18	5.80	.22	.01	.04	.027	533	<10	63	289	44	17	<10	1.0	99.48
SCM-31	61.94	13.80	8.30	.99	3.11	3.61	4.65	1.09	.35	.12	.023	1775	<10	282	697	56	21	<10	.8	99.22
SCM-72	70.00	12.12	4.64	.61	1.68	3.20	4.94	.66	.14	.07	.025	724	<10	140	454	43	20	<10	1.2	99.49
SCM-73	72.57	12.36	3.10	.25	.89	3.25	5.72	.30	.04	.05	.029	485	16	72	281	52	14	<10	.7	99.40
SCM-76	73.70	12.12	2.55	.19	.82	3.37	5.30	.24	.03	.05	.032	395	19	65	214	55	14	<10	.8	99.32
AI-PR-166	71.09	13.76	1.64	.26	.84	4.72	5.52	.14	.03	.04	.031	4753	26	1146	131	<10	<10	<10	.4	99.44
STANDARD SO-15	49.40	12.35	7.05	7.16	5.62	2.40	2.05	1.58	2.82	1.29	1.016	2121	73	360	737	16	10	<10	5.9	99.15

.200 GRAM SAMPLES ARE FUSED WITH 1.2 GRAM OF LIBO2 AND ARE DISSOLVED IN 100 MLS 5% HNO3. Ba IS SUM AS BaSO4 AND OTHER METALS ARE SUM AS OXIDES.
- SAMPLE TYPE: PULP Samples beginning 'RE' are Reruns and 'RRE' are Reject Reruns.

DATE RECEIVED: JUN 12 1995 DATE REPORT MAILED: June 21/95 SIGNED BY ..... D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS

ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716

GEOCHEMICAL ANALYSIS CERTIFICATE

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-1794

Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	Nb ppm
EV-05	27
EV-6C	28
EV-07	28
EV-11	22
EV-17	23
EV-20	49
EV-26	5
RE EV-26	5
EV-31	24
EV-32	25
EV-36	26
EV-39	30
EV-49	4
EV-51	39
EV-66	27
EV-91	11
EV-93	14
EV-96	11
SCM-03	44
SCM-04B	46
SCM-12B	27
SCM-13	42
SCM-20	28
SCM-21	46
SCM-24A	51
SCM-27	35
SCM-31	37
SCM-72	33
SCM-73	29
SCM-76	26
AI-PR-166	13
STANDARD CT	11

NB - BY 4 ACID DIGESTION, ANALYSIS BY ICP.
- SAMPLE TYPE: PULP
Samples beginning 'RE' are Reruns and 'RRE' are Reject Reruns.

DATE RECEIVED: JUN 12 1995 DATE REPORT MAILED: Jun 21/95 SIGNED BY ..... D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716

WHOLE ROCK ICP ANALYSIS

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-3887 Page 1

Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	MnO %	Cr2O3 %	Ba ppm	Ni ppm	Sr ppm	Zr ppm	Y ppm	Nb ppm	Sc ppm	LOI %	SUM %
EV-12	72.96	13.39	1.86	.15	.71	3.65	4.45	.13	.03	.03	.003	762	47	155	89	16	11	<10	.7	98.23
EV-15	72.73	12.86	2.26	.14	.64	3.35	5.01	.16	.04	.04	.002	415	20	99	224	43	15	<10	1.1	98.45
EV-18	67.51	15.72	2.60	.48	1.07	4.33	5.26	.38	.15	.04	<.001	2197	40	1035	242	20	12	<10	.6	98.68
RE EV-18	67.38	15.70	2.58	.48	1.05	4.34	5.25	.38	.17	.03	.004	2187	55	1033	246	20	11	<10	.7	98.60
EV-46	70.06	13.71	3.11	.24	.85	3.51	5.36	.31	.12	.05	<.001	612	30	166	421	41	22	<10	.9	98.41
EV-53	71.89	13.78	2.12	.27	1.08	3.83	4.40	.21	.04	.04	<.001	1224	43	271	228	14	11	<10	.7	98.64
EV-54	72.47	13.02	2.33	.16	.58	3.37	5.13	.18	.10	.04	.004	390	42	101	281	58	21	<10	1.0	98.52
STANDARD SO-15	49.05	12.61	7.18	6.68	5.53	2.41	2.00	1.59	2.72	1.33	1.042	2129	65	404	768	21	17	<10	5.9	98.57

.200 GRAM SAMPLES ARE FUSED WITH 1.2 GRAM OF LIBO2 AND ARE DISSOLVED IN 100 MLS 5% HNO3. Ba IS SUM AS BaSO4 AND OTHER METALS ARE SUM AS OXIDES.
- SAMPLE TYPE: P1 ROCK CHIP P2 ROCK PULP Samples beginning 'RE' are Reruns and 'RRE' are Reject Reruns.

DATE RECEIVED: OCT 2 1995 **DATE REPORT MAILED:** Oct 11/95 **SIGNED BY** ..D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716

GEOCHEMICAL ANALYSIS CERTIFICATE

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-3887 Page 1

Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	Nb ppm
EV-15	21
EV-46	26
EV-53	17
EV-54	25

ICP - .250 GRAM SAMPLE IS DIGESTED WITH 10ML HCLO4-HNO3-HCL-HF AT 200 DEG. C TO FUMING AND IS DILUTED TO 10 ML WITH DILUTED AQUA REGIA. THIS LEACH IS PARTIAL FOR MAGNETITE, CHROMITE, BARITE, OXIDES OF AL, ZR & MN AND MASSIVE SULFIDE SAMPLES. AS, CR, SB, AU SUBJECT TO LOSS BY VOLATILIZATION DURING HCLO4 FUMING.

- SAMPLE TYPE: P1 ROCK CHIP P2 ROCK PULP

DATE RECEIVED: OCT 2 1995 DATE REPORT MAILED: Oct 11/95 SIGNED BY ....., D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS

Activation Laboratories Ltd. Work Order: 9016 Report: 8914

Sample description	HF PPM	RB PPM	TH PPM	LA PPM	CE PPM	ND PPM	SM PPM	EU PPM	YB PPM	LU PPM	Mass g
EV-07	13.4	206	22.4	208	331	98	17.7	2.55	5.35	0.79	1.172
EV-20	9.5	351	74.7	109	187	53	10.9	0.66	5.25	0.72	1.399
EV-39	11.4	227	25.0	150	255	81	14.6	2.06	4.48	0.64	1.692
EV-91	4.1	155	8.5	32.5	63	27	5.07	1.28	1.29	0.19	1.346
EV-96	3.8	66	17.8	84.7	129	41	6.06	1.32	0.85	0.16	1.444
EV-49	4.8	77	9.7	43.6	74	25	3.50	0.90	0.31	<0.01	1.189
EV-11	5.3	199	34.7	83.3	153	41	8.52	1.23	0.80	0.11	1.472
EV-36	9.5	139	11.6	105	203	78	14.5	3.07	3.41	0.52	1.447
EV-32	10.9	157	17.8	125	239	90	13.4	2.41	3.39	0.49	1.322
EV-233	8.5	148	13.9	110	205	74	14.0	3.06	3.77	0.52	1.384
EV-66	12.1	133	12.8	144	256	91	15.3	3.00	4.35	0.62	1.435
EV-221	5.1	247	27.5	165	243	72	13.6	1.02	3.23	0.48	1.396
EV-231	7.8	261	28.5	122	233	70	12.4	1.14	4.19	0.62	1.365
EV-208	8.9	223	28.0	151	273	81	13.9	1.65	5.95	0.84	1.293
EV-236	4.6	127	7.5	59.6	87	33	4.89	1.10	0.44	0.10	1.478
EV-290	12.9	244	89.7	187	423	169	23.5	2.33	1.69	0.16	1.108

Activation Laboratories Ltd. Work Order: 10375 Report: 10287

Sample description	HF PPM	RB PPM	TA PPM	TH PPM	LA PPM	CE PPM	ND PPM	SM PPM	EU PPM	TB PPM	YB PPM	LU PPM	Mass g
SU-15	6.8	165	3.3	21.4	80.6	164	60	10.9	1.18	1.7	7.25	1.08	1.298
EV-51	5.2	420	3.6	42.3	27.4	67	29	6.62	0.47	1.8	6.04	0.92	1.340
EV-218	8.8	350	2.4	31.2	120	224	78	12.9	0.85	1.7	6.21	0.92	1.343
EV-222	5.9	320	2.3	32.4	68.9	138	52	7.71	0.74	1.0	3.62	0.57	1.220
EV-226	6.2	266	1.8	38.8	83.6	151	64	9.86	0.97	1.5	5.13	0.76	1.013
EV-05	13.3	240	<0.5	25.6	149	282	99	14.7	2.12	1.8	5.06	0.73	1.126
EV-54	5.8	343	4.5	31.9	68.6	138	47	8.87	0.64	1.1	6.28	0.96	1.510
EV-18	5.0	229	<0.5	6.3	29.3	55	20	3.17	0.73	<0.5	1.76	0.23	1.514
EV-239	5.7	170	<0.5	27.7	56.0	107	40	6.26	0.93	<0.5	0.81	0.12	1.094
EV-15	4.8	259	2.3	29.3	74.3	129	42	5.45	0.74	0.6	0.78	0.11	1.409
NA-95-05B	4.3	132	1.8	8.7	30.0	64	30	6.02	1.49	0.8	1.79	0.27	1.498
NA-95-12A	1.9	<10	<0.5	0.8	8.4	21	12	3.28	1.11	0.5	1.21	0.20	1.703
NA-95-12B	9.0	64	1.2	3.2	68.8	124	47	7.06	1.99	0.8	1.17	0.20	1.529
NA-95-13A	8.2	103	<0.5	2.6	57.7	100	40	5.83	2.19	<0.5	0.96	0.18	1.567
NA-95-21	5.8	107	1.2	12.9	82.1	137	48	6.88	1.81	<0.5	1.11	0.21	1.719
NA-95-26B	4.1	93	1.0	2.3	58.4	112	48	7.64	2.01	0.6	1.35	0.19	1.640
NA-95-23	5.2	95	1.4	10.4	66.1	122	46	7.05	1.78	<0.5	1.16	0.18	1.799
NA-95-29	9.0	170	<0.5	26.7	137	255	89	13.2	1.84	1.5	4.01	0.61	1.288
NA-95-34	10.3	145	<0.5	25.9	165	305	102	15.7	1.99	1.7	4.44	0.66	1.658
NA-95-25	1.8	44	<0.5	1.8	17.0	37	17	3.30	1.06	0.5	1.05	0.16	1.609

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716

WHOLE ROCK ICP ANALYSIS

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-3887 Page 1

Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	MnO %	Cr2O3 %	Ba ppm	Ni ppm	Sr ppm	Zr ppm	Y ppm	Nb ppm	Sc ppm	LOI %	SUM %
EV-12	72.96	13.39	1.86	.15	.71	3.65	4.45	.13	.03	.03	.003	762	47	155	89	16	11	<10	.7	98.23
EV-15	72.73	12.86	2.26	.14	.64	3.35	5.01	.16	.04	.04	.002	415	20	99	224	43	15	<10	1.1	98.45
EV-18	67.51	15.72	2.60	.48	1.07	4.33	5.26	.38	.15	.04	<.001	2197	40	1035	242	20	12	<10	.6	98.68
RE EV-18	67.38	15.70	2.58	.48	1.05	4.34	5.25	.38	.17	.03	.004	2187	55	1033	246	20	11	<10	.7	98.60
EV-46	70.06	13.71	3.11	.24	.85	3.51	5.36	.31	.12	.05	<.001	612	30	166	421	41	22	<10	.9	98.41
EV-53	71.89	13.78	2.12	.27	1.08	3.83	4.40	.21	.04	.04	<.001	1224	43	271	228	14	11	<10	.7	98.64
EV-54	72.47	13.02	2.33	.16	.58	3.37	5.13	.18	.10	.04	.004	390	42	101	281	58	21	<10	1.0	98.52
STANDARD SO-15	49.05	12.61	7.18	6.68	5.53	2.41	2.00	1.59	2.72	1.33	1.042	2129	65	404	768	21	17	<10	5.9	98.57

.200 GRAM SAMPLES ARE FUSED WITH 1.2 GRAM OF LIBO2 AND ARE DISSOLVED IN 100 MLS 5% HNO3. Ba IS SUM AS BaSO4 AND OTHER METALS ARE SUM AS OXIDES.
- SAMPLE TYPE: P1 ROCK CHIP P2 ROCK PULP Samples beginning 'RE' are Reruns and 'RRE' are Reject Reruns.

DATE RECEIVED: OCT 2 1995 DATE REPORT MAILED: Oct 11/95 SIGNED BY. . . . . D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716

GEOCHEMICAL ANALYSIS CERTIFICATE

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-3887 Page 1

Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	Nb ppm
EV-15	21
EV-46	26
EV-53	17
EV-54	25

ICP - .250 GRAM SAMPLE IS DIGESTED WITH 10ML HCLO4-HNO3-HCL-HF AT 200 DEG. C TO FUMING AND IS DILUTED TO 10 ML WITH DILUTED AQUA REGIA. THIS LEACH IS PARTIAL FOR MAGNETITE, CHROMITE, BARITE, OXIDES OF AL, ZR & MN AND MASSIVE SULFIDE SAMPLES. AS, CR, SB, AU SUBJECT TO LOSS BY VOLATILIZATION DURING HCLO4 FUMING.

- SAMPLE TYPE: P1 ROCK CHIP P2 ROCK PULP

DATE RECEIVED: OCT 2 1995 **DATE REPORT MAILED:** Oct 11/95 **SIGNED BY** ....., D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716

WHOLE ROCK ICP ANALYSIS

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-3142
Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	MnO %	Cr2O3 %	Ba ppm	Ni ppm	Sr ppm	Zr ppm	Y ppm	Nb ppm	Sc ppm	LOI %	SUM %
EV-204	70.59	13.58	3.89	.38	1.20	3.42	5.03	.41	.12	.08	.031	716	11	148	392	87	21	<10	.6	99.54
EV-204A	70.59	13.64	3.87	.38	1.20	3.46	5.13	.42	.12	.07	.031	720	12	149	385	87	20	<10	.9	100.02
EV-207	69.89	13.69	3.92	.28	1.18	3.15	5.67	.39	.06	.06	.028	1085	22	134	453	47	19	<10	1.0	99.59
EV-208	69.80	13.99	3.52	.33	1.27	3.29	5.72	.35	.09	.06	.029	915	<10	163	370	49	15	<10	.7	99.38
EV-216	72.33	14.02	1.67	.24	1.11	3.40	5.02	.16	.02	.02	.037	1170	19	200	107	<10	<10	<10	1.1	99.37
EV-218	70.18	13.74	3.22	.34	1.26	3.32	5.16	.36	.10	.05	.027	598	15	94	333	58	22	<10	1.4	99.33
EV-219	75.22	13.52	.53	.02	.29	3.54	5.35	.06	.13	<.01	.020	98	11	38	99	20	<10	<10	.6	99.32
EV-221	72.62	13.92	2.31	.22	.79	3.45	5.10	.25	.03	.03	.027	564	16	123	206	48	15	<10	.6	99.50
EV-222	72.04	14.04	2.25	.26	1.02	3.51	5.52	.24	.07	.04	.023	591	22	129	212	30	16	<10	.3	99.47
EV-226	72.87	13.54	2.44	.27	1.00	3.47	5.06	.26	.02	.07	.027	638	<10	137	210	53	11	<10	.5	99.69
RE EV-226	72.82	13.43	2.41	.27	.99	3.46	5.04	.28	.08	.07	.031	634	26	136	207	53	13	<10	.6	99.64
EV-230	73.25	13.60	1.89	.18	.82	3.69	5.13	.18	.05	.06	.026	475	18	96	185	46	24	<10	.6	99.60
EV-231	70.54	13.70	3.20	.31	1.30	3.24	5.37	.37	.12	.05	.026	902	24	128	310	48	17	<10	1.1	99.55
EV-233	57.08	15.44	8.50	2.37	4.33	3.62	3.89	1.78	1.14	.12	.012	2087	23	783	369	41	16	<10	.7	99.49
EV-235	69.06	15.22	2.47	.57	1.42	4.09	4.99	.37	.20	.04	.021	2883	15	913	222	10	<10	<10	.4	99.48
EV-236	70.26	15.03	2.03	.49	1.44	4.29	4.56	.32	.09	.03	.020	1756	11	683	154	<10	<10	<10	.6	99.56
EV-237	71.07	14.89	1.85	.44	1.32	4.36	4.39	.28	.05	.03	.017	1805	18	571	136	12	<10	<10	.5	99.59
EV-239	72.68	14.04	1.93	.35	1.34	3.56	4.66	.20	.01	.03	.028	877	<10	265	174	11	<10	<10	.5	99.54
EV-240	69.37	15.48	2.07	.64	1.78	3.98	4.59	.37	.08	.02	.021	2565	27	935	155	11	<10	<10	.5	99.47
Pedrão EV-290	66.84	15.19	4.25	.96	2.00	2.78	5.47	.68	.28	.04	.001	1420	22	232	527	22	16	<10	.7	99.54
STANDARD SO-15	49.47	12.99	7.22	7.12	5.82	2.47	2.04	1.66	2.78	1.33	1.048	2243	82	391	712	19	18	<10	5.9	100.39

...200 GRAM SAMPLES ARE FUSED WITH 1.2 GRAM OF LIBO2 AND ARE DISSOLVED IN 100 MLS 5% HNO3. Ba IS SUM AS BaSO4 AND OTHER METALS ARE SUM AS OXIDES.
- SAMPLE TYPE: PULP Samples beginning 'RE' are Reruns and 'RRE' are Reject Reruns.

DATE RECEIVED: SEP 25 1995 **DATE REPORT MAILED:** Oct 3/95 **SIGNED BY.** ..... D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716

WHOLE ROCK ICP ANALYSIS

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-3887 Page 1

Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	MnO %	Cr2O3 %	Ba ppm	Ni ppm	Sr ppm	Zr ppm	Y ppm	Nb ppm	Sc ppm	LOI %	SUM %
EV-12	72.96	13.39	1.86	.15	.71	3.65	4.45	.13	.03	.03	.003	762	47	155	89	16	11	<10	.7	98.23
EV-15	72.73	12.86	2.26	.14	.64	3.35	5.01	.16	.04	.04	.002	415	20	99	224	43	15	<10	1.1	98.45
EV-18	67.51	15.72	2.60	.48	1.07	4.33	5.26	.38	.15	.04	<.001	2197	40	1035	242	20	12	<10	.6	98.68
RE EV-18	67.38	15.70	2.58	.48	1.05	4.34	5.25	.38	.17	.03	.004	2187	55	1033	246	20	11	<10	.7	98.60
EV-46	70.06	13.71	3.11	.24	.85	3.51	5.36	.31	.12	.05	<.001	612	30	166	421	41	22	<10	.9	98.41
EV-53	71.89	13.78	2.12	.27	1.08	3.83	4.40	.21	.04	.04	<.001	1224	43	271	228	14	11	<10	.7	98.64
EV-54	72.47	13.02	2.33	.16	.58	3.37	5.13	.18	.10	.04	.004	390	42	101	281	58	21	<10	1.0	98.52
STANDARD SO-15	49.05	12.61	7.18	6.68	5.53	2.41	2.00	1.59	2.72	1.33	1.042	2129	65	404	768	21	17	<10	5.9	98.57

.200 GRAM SAMPLES ARE FUSED WITH 1.2 GRAM OF LIBO2 AND ARE DISSOLVED IN 100 MLS 5% HNO3. Ba IS SUM AS BaSO4 AND OTHER METALS ARE SUM AS OXIDES.
- SAMPLE TYPE: P1 ROCK CHIP P2 ROCK PULP Samples beginning 'RE' are Reruns and 'RRE' are Reject Reruns.

DATE RECEIVED: OCT 2 1995 DATE REPORT MAILED: Oct 11/95 SIGNED BY. ..D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253 3158 FAX(604)253-1716

GEOCHEMICAL ANALYSIS CERTIFICATE

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-3887 Page 1

Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	Nb ppm
EV-15	21
EV-46	26
EV-53	17
EV-54	25

ICP - .250 GRAM SAMPLE IS DIGESTED WITH 10ML HCLO4-HNO3-HCL-HF AT 200 DEG. C TO FUMING AND IS DILUTED TO 10 ML WITH DILUTED AQUA REGIA. THIS LEACH IS PARTIAL FOR MAGNETITE, CHROMITE, BARITE, OXIDES OF AL, ZR & MN AND MASSIVE SULFIDE SAMPLES. AS, CR, SB, AU SUBJECT TO LOSS BY VOLATILIZATION DURING HCLO4 FUMING.

- SAMPLE TYPE: P1 ROCK CHIP P2 ROCK PULP

DATE RECEIVED: OCT 2 1995 **DATE REPORT MAILED:** Oct 11/95 **SIGNED BY** ....., D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. WESTINGS ST VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716

GEOCHEM ANALYSIS CERTIFICATE

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-3887 Page 1

Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	Nb ppm
EV-15	21
EV-46	26
EV-53	17
EV-54	25

ICP - .250 GRAM SAMPLE IS DIGESTED WITH 10ML HCLO4-HNO3-HCL-HF AT 200 DEG. C TO FUMING AND IS DILUTED TO 10 ML WITH DILUTED AQUA REGIA. THIS LEACH IS PARTIAL FOR MAGNETITE, CHROMITE, BARITE, OXIDES OF AL, ZR & MN AND MASSIVE SULFIDE SAMPLES. AS, CR, SB, AU SUBJECT TO LOSS BY VOLATILIZATION DURING HCLO4 FUMING.

- SAMPLE TYPE: P1 ROCK CHIP P2 ROCK PULP

DATE RECEIVED: OCT 2 1995 **DATE REPORT MAILED:** Oct 11/95 **SIGNED BY** ....., D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD 852 E. HASTINGS ST, VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716

WHOLE ROCK ICP ANALYSIS

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-3887 Page 1

Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	MnO %	Cr2O3 %	Ba ppm	Ni ppm	Sr ppm	Zr ppm	Y ppm	Nb ppm	Sc ppm	LOI %	SUM %
EV-12	72.96	13.39	1.86	.15	.71	3.65	4.45	.13	.03	.03	.003	762	47	155	89	16	11	<10	.7	98.23
EV-15	72.73	12.86	2.26	.14	.64	3.35	5.01	.16	.04	.04	.002	415	20	99	224	43	15	<10	1.1	98.45
EV-18	67.51	15.72	2.60	.48	1.07	4.33	5.26	.38	.15	.04	<.001	2197	40	1035	242	20	12	<10	.6	98.68
RE EV-18	67.38	15.70	2.58	.48	1.05	4.34	5.25	.38	.17	.03	.004	2187	55	1033	246	20	11	<10	.7	98.60
EV-46	70.06	13.71	3.11	.24	.85	3.51	5.36	.31	.12	.05	<.001	612	30	166	421	41	22	<10	.9	98.41
EV-53	71.89	13.78	2.12	.27	1.08	3.83	4.40	.21	.04	.04	<.001	1224	43	271	228	14	11	<10	.7	98.64
EV-54	72.47	13.02	2.33	.16	.58	3.37	5.13	.18	.10	.04	.004	390	42	101	281	58	21	<10	1.0	98.52
STANDARD SO-15	49.05	12.61	7.18	6.68	5.53	2.41	2.00	1.59	2.72	1.33	1.042	2129	65	404	768	21	17	<10	5.9	98.57

.200 GRAM SAMPLES ARE FUSED WITH 1.2 GRAM OF LIBO2 AND ARE DISSOLVED IN 100 MLS 5% HNO3. Ba IS SUM AS BaSO4 AND OTHER METALS ARE SUM AS OXIDES.
- SAMPLE TYPE: P1 ROCK CHIP P2 ROCK PULP Samples beginning 'RE' are Reruns and 'RRE' are Reject Reruns.

DATE RECEIVED: OCT 2 1995 **DATE REPORT MAILED:** Oct 11/95 **SIGNED BY** ..... D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716

W. ROCK ICP ANALYSIS

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-3887 Page 1

Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	MnO %	Cr2O3 %	Ba ppm	Ni ppm	Sr ppm	Zr ppm	Y ppm	Nb ppm	Sc ppm	LOI %	SUM %
EV-12	72.96	13.39	1.86	.15	.71	3.65	4.45	.13	.03	.03	.003	762	47	155	89	16	11	<10	.7	98.23
EV-15	72.73	12.86	2.26	.14	.64	3.35	5.01	.16	.04	.04	.002	415	20	99	224	43	15	<10	1.1	98.45
EV-18	67.51	15.72	2.60	.48	1.07	4.33	5.26	.38	.15	.04	<.001	2197	40	1035	242	20	12	<10	.6	98.68
RE EV-18	67.38	15.70	2.58	.48	1.05	4.34	5.25	.38	.17	.03	.004	2187	55	1033	246	20	11	<10	.7	98.60
EV-46	70.06	13.71	3.11	.24	.85	3.51	5.36	.31	.12	.05	<.001	612	30	166	421	41	22	<10	.9	98.41
EV-53	71.89	13.78	2.12	.27	1.08	3.83	4.40	.21	.04	.04	<.001	1224	43	271	228	14	11	<10	.7	98.64
EV-54	72.47	13.02	2.33	.16	.58	3.37	5.13	.18	.10	.04	.004	390	42	101	281	58	21	<10	1.0	98.52
STANDARD SO-15	49.05	12.61	7.18	6.68	5.53	2.41	2.00	1.59	2.72	1.33	1.042	2129	65	404	768	21	17	<10	5.9	98.57

.200 GRAM SAMPLES ARE FUSED WITH 1.2 GRAM OF LIBO2 AND ARE DISSOLVED IN 100 MLS 5% HNO3. Ba IS SUM AS BaSO4 AND OTHER METALS ARE SUM AS OXIDES.
- SAMPLE TYPE: P1 ROCK CHIP P2 ROCK PULP Samples beginning 'RE' are Reruns and 'RRE' are Reject Reruns.

DATE RECEIVED: OCT 2 1995 **DATE REPORT MAILED:** Oct 11/95 **SIGNED BY** ..... D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716

WHOLE ROCK ICP ANALYSIS

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-3887 Page 1

Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	MnO %	Cr2O3 %	Ba ppm	Ni ppm	Sr ppm	Zr ppm	Y ppm	Nb ppm	Sc ppm	LOI %	SUM %
EV-12	72.96	13.39	1.86	.15	.71	3.65	4.45	.13	.03	.03	.003	762	47	155	89	16	11	<10	.7	98.23
EV-15	72.73	12.86	2.26	.14	.64	3.35	5.01	.16	.04	.04	.002	415	20	99	224	43	15	<10	1.1	98.45
EV-18	67.51	15.72	2.60	.48	1.07	4.33	5.26	.38	.15	.04	<.001	2197	40	1035	242	20	12	<10	.6	98.68
RE EV-18	67.38	15.70	2.58	.48	1.05	4.34	5.25	.38	.17	.03	.004	2187	55	1033	246	20	11	<10	.7	98.60
EV-46	70.06	13.71	3.11	.24	.85	3.51	5.36	.31	.12	.05	<.001	612	30	166	421	41	22	<10	.9	98.41
EV-53	71.89	13.78	2.12	.27	1.08	3.83	4.40	.21	.04	.04	<.001	1224	43	271	228	14	11	<10	.7	98.64
EV-54	72.47	13.02	2.33	.16	.58	3.37	5.13	.18	.10	.04	.004	390	42	101	281	58	21	<10	1.0	98.52
STANDARD SO-15	49.05	12.61	7.18	6.68	5.53	2.41	2.00	1.59	2.72	1.33	1.042	2129	65	404	768	21	17	<10	5.9	98.57

.200 GRAM SAMPLES ARE FUSED WITH 1.2 GRAM OF LIBO2 AND ARE DISSOLVED IN 100 MLS 5% HNO3. Ba IS SUM AS BaSO4 AND OTHER METALS ARE SUM AS OXIDES.
- SAMPLE TYPE: P1 ROCK CHIP P2 ROCK PULP Samples beginning 'RE' are Reruns and 'RRE' are Reject Reruns.

DATE RECEIVED: OCT 2 1995 **DATE REPORT MAILED:** Oct 11/95 **SIGNED BY** ..D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716

GEOCHEMICAL ANALYSIS CERTIFICATE

Ignez de Pinho Guimaraes File # 95-3887 Page 1

Universidade Federal de P, Espinheiro Recife Brazil 52.020-200

SAMPLE#	Nb ppm
EV-15	21
EV-46	26
EV-53	17
EV-54	25

ICP - .250 GRAM SAMPLE IS DIGESTED WITH 10ML HCLO4-HNO3-HCL-HF AT 200 DEG. C TO FUMING AND IS DILUTED TO 10 ML WITH DILUTED AQUA REGIA. THIS LEACH IS PARTIAL FOR MAGNETITE, CHROMITE, BARITE, OXIDES OF AL, ZR & MN AND MASSIVE SULFIDE SAMPLES. AS, CR, SB, AU SUBJECT TO LOSS BY VOLATILIZATION DURING HCLO4 FUMING.
- SAMPLE TYPE: P1 ROCK CHIP P2 ROCK PULP

DATE RECEIVED: OCT 2 1995 **DATE REPORT MAILED:** Oct 11/95 **SIGNED BY** ....., D.TOYE, C.LEONG, J.WANG; CERTIFIED B.C. ASSAYERS