



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DO
PLUTON CURITUBA, DOMÍNIO POÇO REDONDO-MARANCÓ,
CINTURÃO SERGIPANO**

2016

Mestranda: Dayse Rosa Lima

Orientador: Adejardo Francisco da Silva Filho

Recife

DAYSE ROSA LIMA

Geóloga, Universidade Federal de Pernambuco, 2009

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DO PLUTON
CURITUBA, DOMÍNIO POÇO REDONDO-MARANCÓ, CINTURÃO
SERGIPANO**

Dissertação que apresenta ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Adejardo Francisco da Silva Filho, em preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Geociências, área de concentração Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Recife, PE

2016

Catálogo na fonte
Bibliotecária Valdicéa Alves, CRB-4 / 1260

L734c Lima, Dayse Rosa.

Caracterização petrológica e geoquímica do pluton curituba, domínio poço redondo-marancó, cinturão sergipan/Bruno Ferreira. - 2016.
111 folhas, Il. e Tabs.

Orientador: Profº. Drº. Adejardo Francisco da Silva Filho.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação Geociências, 2016.
Inclui Referências, e Anexos.

1. Geociências. 2. Granitóides. 3. Neoproterozóico. 4. Magmatismo potássico. I. Silva Filho, Adejardo Francisco da. (Orientador) II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2016-292

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DO PLUTON
CURITUBA, DOMÍNIO POÇO REDONDO-MARANCÓ, CINTURÃO
SERGIPANO**

Dayse Rosa Lima

APROVADA em: 30/06/2016

Profº Adejardo Francisco da Silva Filho (Orientador)

Universidade Federal de Pernambuco

Profª Drª Ignez de Pinho Guimarães (Examinador Interno)

Universidade Federal de Pernambuco

Profª Drª Maria de Fátima Lyra de Brito (Examinador Externo)

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – SUREG/RE

“Tente mover o Mundo. O primeiro passo será mover a si mesmo.” – Platão

*Dedico ao meu marido Lucas,
Meus pais Roberto, Dalva e minha irmã Sheila.
À minha vó Nívea, In Memoriam.
Todo meu amor.*

AGRADECIMENTOS

Ao Pai Maior, causa primária de tudo, gratidão pelas oportunidades, erros e acertos e aprendizados. Por sempre me reerguer nas quedas e me proteger e por todas as conquistas alcançadas.

Aos meus pais Dalva e Roberto e minha irmã Sheila pelo apoio, preocupação e carinho de sempre.

Um agradecimento especial ao meu marido Lucas, por todos os dias, lidar com meus medos e receios sempre com amor, carinho e compreensão e, por me fortalecer e incentivar diante de tantos obstáculos que tive. E por todo o suporte dado para que eu não tivesse que abrir mão dessa conquista.

Ao professor e orientador Adejardo Francisco da Silva Filho pelas orientações e ensinamentos.

Ao professor Gorki Mariano pela amizade, ajuda e conselhos.

À Sonia Agostinho e Rosa pela ajuda de sempre.

Ao Natan Pereira pela amizade, apoio e ajuda.

À Lucilene Santos pelas discussões finais dos diagramas.

Aos amigos e funcionários do PPGEOC.

A todos meus amigos.

Muito obrigada.

RESUMO

O Pluton Curituba está localizado no Domínio Poço Redondo-Marancó, Cinturão Sergipano, parte mais ao sul da Província Borborema, entre os estados da Bahia e Sergipe. Sua porção ocidental está encoberta por sedimentos da Bacia Fanerozóica Tucano-Jatobá. Este pluton possui área aflorante de aproximadamente 200 km², formato alongado com direção NE-SW e composição variando de monzogranito a sieno granito. O Pluton Curituba encontra-se alojado em terminações de zonas de cisalhamento sinistrais e/ou fraturas de direção NE-SW. Os granitóides do Pluton Curituba são ricos em SiO₂ (>60%), cálcio-alcálinos, shoshoníticos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, com assinatura geoquímica de granitóides magnesianos, de arco vulcânico. Os padrões de elementos Terras Raras apresentam enriquecimentos nos LILE (K, Rb, Sr) e anomalias negativas nos HFSE (Ti, Nb, Ta e P). Diagramas multielementais dos granitóides do Pluton Curituba exibem padrões similares aos granitos de arco vulcânico, apresentando baixos valores de Y e Yb. Dados de U-Pb em zircão por *SHRIMP* definiu idade de 624 ± 16 Ma, semelhante ao definido por *TIMS* (617 ± 7.4 Ma). Os granitoides estudados mostram valores fortemente negativos de εNd(t) e idade modelo T_{DM} de 1,59 G.a. Assinaturas isotópicas e geoquímicas sugerem que o pluton estudado foi originado por fracionamento e, em comparação a outros plutons já estudados na região, o Pluton Curituba é um dos mais antigos dentre os de afinidade shoshonítica.

Palavras chaves: Granitóides. Neoproterozóico. Magmatismo Potássico.

ABSTRACT

The Curituba Pluton is located in the Poço Redondo-Marancó domain of the Sergipano Belt, in the southernmost part of the Borborema Province, between the Bahia and Sergipe states. Its western portion is covered by sediments of the Phanerozoic Tucano-Jatoba basin. This pluton has an outcropping area of approximately 200 Km², with elongated NE-SW direction and composition ranging from monzogranite and syeno granite. The Curituba Pluton is in shear zones terminations sinistral and/or NE-SW direction fractures. The granitoids of the Curituba Pluton are SiO₂ rich (>60%), calc-alkalines, shoshonitic, metaluminous to weakly peraluminous and show geochemical signature of magnesian, of arc volcanic. The REE patterns feature enrichments in the LILE (K, Rb, Sr) and by trough at HFSE (Ti, Nb, Ta and P). Multi-elements diagrams of the granitoids studied show similar patterns to volcanic arc granites, with low values of Y and Yb. Data U-Pb zircon SHRIMP defined by age 624 ± 16 Ma, similar to that defined by TIMS (617 ± 7.4 Ma). The studied granitoids show strongly negative values of εNd(t) and TDM model age of 1,59. Isotopic and geochemical signatures suggest that the pluton studied originated by fractionation and, compared to other plutons have studied in the region, Curituba Pluton is one of the oldest among the shoshonitic affinity.

Key-words: Granitoids. Neoproterozoic. Magmatism Potassic.

RESUMO

ABSTRACT

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE TABELAS

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

SUMÁRIO

Índice de Figuras

<i>Figura 1: (a) Localização da área estudada (quadrado vermelho) nos mapas topográficos que dividem a área; (b): Mapa de acesso próximo à área de estudo. Fonte: Google Maps.....</i>	<i>18</i>
<i>Figura 2: Geologia simplificada do Cinturão Sergipano. A: SFC – Craton do São Francisco, BP – Província Borborema. B: O Cinturão Sergipano e seus domínios (modificado por Oliveira et al. 2010). MSZ, BMJSZ, SMASZ e ISZ, são as zonas de cisalhamentos Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo e Itaporanga, respectivamente.....</i>	<i>23</i>
<i>Figura 3: Mapa geológico regional de parte do Cinturão Sergipano mostrando os diversos plutons graníticos. Domínio Macururé: 1- Angico, 2- Areias, 3- Lagoas, 4- Santa Helena, 5- Canudos, 6- Formosa, 7- Itabi, 8- Glória, 9- Capivara, 10- Caraíbas, 11- Pedra Furada, 12- Monte Alegre, 13- Camara, 14- Coronel João Sá; Domínios Poço Redondo-Marancó e Canindé: 15- Sítios Novos, 16- Queimada Grande, 17- Poço Redondo e 18- Lajedinho. PEAL – Terreno Pernambuco-Alagoas; CD – Domínio Canindé; PRMD – Domínio Poço Redondo-Marancó; MRD – Domínio Macururé; VBD - Domínio Vaza Barris. MSZ, BMJSZ and SMASZ são, respectivamente, as zonas de cisalhamento Macururé, Belo Monte-Jeremoabo e São Miguel do Aleixo. Oliveira et al. 2015.....</i>	<i>25</i>
<i>Figura 4: Imagem de aerogamaespectrometria com o plúton Curitiba em contorno (mapa ternário). Fonte: Recorte da área de estudo através dos mapas geofísicos das Folhas Santa Brígida (SC-X-C-V) e Piranhas (SC-X-C-VI), CPRM.</i>	<i>32</i>
<i>Figura 5: Diagramas de classificação para anfibólitos do Pluton Curitiba (Leake,1997). (a)- Na versus Ca; (b) - $(Na+K)A < 0.5$; (c)- $(Na+K)A \geq 0.5$ ▲ (fácies 1), ■ (fácies 2).....</i>	<i>43</i>
<i>Figura 6: Diagramas de variações catiônicas (a e b) para biotitas do Pluton Curitiba, indicando sua composição</i>	<i>46</i>
<i>Figura 7: Diagramas de variações catiônicas Alt vs Mg para biotitas do Pluton Curitiba.</i>	<i>46</i>
<i>Figura 8: Diagramas discriminantes de biotita do Pluton Curitiba (Abdel Rahman, 1994) discriminante de biotita de suítes alcalinas (A), cálcio-alcalinas (C) e peraluminosas (P): (a) Al_2O_3 vs. MgO; (b) Al_2O_3 vs. FeO_{tot}; (c) MgO vs. FeO; (d) MgO vs. FeO_{tot} vs. Al_2O_3. ▲ (fácies 1) e ■ (fácies 2).</i>	<i>47</i>

Figura 9: Diagramas discriminantes de biotita (segundo Tischendorf et al. 1997) com as análises do Pluton Curitiba. Diagramas SiO_2 (%) vs. (a) Al_2O_3 (%), (b) FeO_{tot} (%) e (c) MgO (%).	48
Figura 10: Diagrama de classificação dos plagioclásios com as análises do Pluton Curitiba. Fácies 1 e Fácies 2	50
Figura 11: Diagrama Q-J para os piroxênios do Pluton Curitiba, onde $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{+2}$; e $J = 2 * \text{Na}$. Morimoto et al. 1988.	53
Figura 12: Diagrama triangular Wo-En-Fs aplicado aos piroxênios do Pluton Curitiba. Morimoto et al. 1988.	53
Figura 13: a – Diagrama de variação química Zr (ppm) vs. SiO_2 (%); b – Diagrama de variações das T_{Zr} vs. SiO_2 . Dados das análises do Pluton Curitiba.	57
Figura 14: Diagrama fugacidade de oxigênio ($\log f\text{O}_2$) vs. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$), mostrando a estabilidade de várias paragêneses minerais (Wones, 1989).	59
Figura 15: Diagrama de índice de Shand (segundo Maniar & Piccoli, 1989) onde os índices de alcalinidades dos litotipos do Pluton Curitiba projetam-se no campo das rochas metaluminosas a peraluminosas.	61
Figura 16: Diagrama ternário AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^* - \text{MgO}$), de Irvine & Baragar (1971) apresentando um trend de sequência cálcio-alcálica nas rochas do Pluton Curitiba.	62
Figura 17: Diagrama binário TAS com campos de Middlemost (1997). Amostras das fácies estudadas. Símbolo como na Fig.15.	62
Figura 18: K_2O vs. SiO_2 para os granitóides estudados do Pluton Curitiba. Campos segundo Peccerillo & Taylor (1976). Símbolos como na Fig. 15.	63
Figura 19: Diagrama binário de Miyashiro (1974) onde os resultados das fácies do Pluton Curitiba plotam o campo de rochas cálcio-alcálicas. Símbolos como na Fig.15.	63
Figura 20: Variação composicional das fácies estudadas com os limites ferrosos e magnesianos de Frost et al. 2001; e campos discriminantes entre granitóides tipo A e cordilherano (modificado de Miyashiro, 1970). Símbolos como na Fig. 15.	64
Figura 21: Diagrama de "minerais característicos" para os granitóides do PCTBA. Setor I – muscovita sozinha ou muscovita > biotita; II – biotita > muscovita; III – biotita sozinha; IV – assembleia comum hornblenda e biotita; V – principalmente clinopiroxênio e/ou epidoto primário e/ou titanita (Debon & Le Fort, 1982). Símbolos como na Fig.15.	64
Figura 22: Diagramas Harker para elementos maiores das fácies estudadas.	66
Figura 23: Composições do PCTBA (símbolos como na Fig.15) comparadas com melts produzidos por desidratação-fusão experimental de vários tipos de metassedimentos. As linhas são curvas de reações que modelam as composições dos melts que deveria ser produzido por hibridização de olivina toleito de alto Al com metagrauvaca (ver Patiño Douce et al 1995). Em baixa pressão (BP, $P \leq 5$ Kbar) e alta pressão (AP, $P = 12 - 15$ Kbar). Notar: (a,b,c) linhas amarelas tracejadas – trend, (Fig.24c) sombra cinza compreende área de melts derivados de anfibólito.	68
Figura 24: Diagrama de variação para elementos menores das fácies do Pluton Curitiba. SiO_2 versus (a) Nb(ppm); (b) Y (ppm); (c) Th (ppm); (d) Zr (ppm); (e) Rb (ppm); (f) Sr (ppm); (g) Ba (ppm). ▲ fácies 1 e ■ fácies 2.	71

Figura 25: Diagramas (a) Rb/Sr vs. Sr/Ba; (b) Sr vs. Ba; (c) Rb vs. Sr, para as amostras do Pluton Curitiba. Os vetores indicam a influência do fracionamento do plagioclásio (Pl), feldspato potássico (Kf), hornblenda (Hb) e biotita (Bt) na composição do magma. Símbolos conforme Figura 15. Fonte: Wernick, E. Rochas magmáticas.	74
Figura 26: Padrões spidergrams normalizados em relação aos valores do condrito, Thompson (1982) para os fácies do Pluton Curitiba.	77
Figura 27: Diagrama de ETR normalizado para o condrito (Evensen et al. 1978), para os fácies do Pluton Curitiba.	77
Figura 28: Diagrama R1-R2 com os campos propostos por Batchelor & Bowden (1985) para os representantes do PCTBA. Símbolos como os da Fig.23.	79
Figura 29: Diagramas discriminantes para granitóides do Pluton Curitiba. Syn-COLG – granitos sin-colisionais; WPG – granitos intra-placa; VAG – granitos de arco-vulcânico; ORG – granitos de cadeia oceânica. (Pearce et al. 1984). Pós-Orogênicos (POG) em (b) é de Pearce (1996). (c) Harris et al. (1986), para os granitóides estudados. Símbolos como os da Fig.23.....	80
Figura 30: Modelo geoquímico de alguns representantes dos fácies majoritários do PCTBA, normalizados para ORG (Pearce et al. 1984) comparado com o modelo para granitos de arco vulcânico. Símbolos como no da Fig.15.....	81
Figura 31: Diagramas discriminantes de Dall'Agnol (2007) para granitos cálcio-alcalinos e granitos tipo A.	81
Figura 32: Características isotópicas do Pluton Curitiba. Evolução do $\epsilon\text{Nd}(600\text{Ma})$ com o tempo e seus componentes de origem. Dados do Migmatito Poço Redondo, Metassedimentos Marancó e Xistos Macururé, de Carvalho et al. 2005. Dados do Maciço Pernambuco-Alagoas (PEAL), de Silva Filho et al. 2002.	84
Figura 33 Diagrama de evolução da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ na Terra com o Batólito Serra do Catu, amostras do Domínio Sergipano (subdomínios Poço Redondo e Canindé), Domínio Pernambuco Alagoas, e o Batólito Águas Belas-Canindé. (Fontes: Nascimento et al. 2003 e Silva Filho et al. 2002 e Lyra de Brito, 2009).	84
Figura 34: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ com isócrona de idade 617 ± 23 Ma do Pluton Curitiba.....	86
Figura 35: Imagens CL mostrando as características dos cristais de zircão do Pluton Curitiba.	89
Figura 36: Diagrama Concórdia e Discórdia U/Pb para os pontos analisados do Pluton Curitiba.	90

Índice de Tabelas

<i>Tabela 1: Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=23) – Anfibólio/ Amostras representativas.....</i>	<i>44</i>
<i>Tabela 2: Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=22) – Biotita/Amostras representativas.....</i>	<i>49</i>
<i>Tabela 3: Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=32) – Plagioclásio/Amostras representativas.....</i>	<i>51</i>
<i>Tabela 4: Análises químicas representativas dos piroxênios do Pluton Curituba.</i>	<i>54</i>
<i>Tabela 5: Resultados de geotermometria dos dados obtidos de amostras do Pluton Curituba.</i>	<i>57</i>
<i>Tabela 6: Cálculos da fugacidade a partir de dados químicos de anfibólios, segundo Wones (1989). PCTBA.....</i>	<i>58</i>
<i>Tabela 7: Análises químicas obtidas de Elemento Maiores, Traços e Terras Raras de amostras do Pluton Curituba.</i>	<i>75</i>
<i>Tabela 8: Dados Isotópicos Sm/Nd do Pluton Curituba</i>	<i>82</i>
<i>Tabela 9: Dados Rb/Sr de amostras representativas dentro os fácies do Pluton Curituba.</i>	<i>85</i>
<i>Tabela 10: Sumário dos dados de U-Pb em zircão por SHRIMP</i>	<i>88</i>

Índice de Fotomicrografias

<i>Fotomicrografia 1: Pluton Curituba (fácies 1) (a) – Fenocristal de microclina (Mcl) fraturado e zonado; Quartzo (Qtz) apresentando borda azulada indicando um processo de corrosão do mesmo. Biotita (Bt) intersticial; (b) – Feldspato alcalino pertitzado apresentando zonação e geminação; (c) – Fenocristal de feldspato alcalino albitizado com fraturas paralelas entre si. (d) – Allanita (Aln) no centro do retículo apresentando bordas alteradas em contato com a biotita. Nicóis cruzados. As abreviações utilizadas são de Kretz (1983) e Spear (1993).....</i>	<i>37</i>
<i>Fotomicrografia 2: Pluton Curituba (fácies 2) a e b – Titanita (Ttn) anédrica ocorrendo associada ao anfibólio (Amp) (a, nicóis paralelos; b, nicóis cruzados); c – Pórfiro de anfibólio (Amp) alterado com inclusões de minerais opacos. Nicóis cruzados; d – Titanita contornando um cristal de anfibólio subédrico. Nicóis paralelos; e – Agregados de opacos. Nicóis cruzados; f – Fenocristal de anfibólio corroído. Nicóis cruzados.</i>	<i>40</i>

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	17
1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS	17
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	18
1.3 METODOLOGIA DE TRABALHO	19
1.3.1 Revisão Bibliográfica	19
1.3.2 Mapeamento Geológico	19
1.3.3 Petrografia	20
1.3.4 Química Mineral	20
1.3.5 Litogeoquímica	20
1.3.6 Geoquímica de Isótopos Radiogênicos (Sm-Nd)	21
1.3.7 Geocronologia Rb-Sr	21
1.3.8 Geocronologia U-Pb em zircão	21
2 GEOLOGIA REGIONAL	22
2.1 INTRODUÇÃO	22
2.2 CINTURÃO SERGIPANO (CS)	22
2.2.1 Domínio Macururé	26
2.2.2 Domínio Poço Redondo-Marancó	27
2.2.3 Domínio Canindé	28
2.2.4 Domínio Vaza Barris	29
2.2.5 Domínio Estância	30
3 RELAÇÕES DE CAMPO DO PLUTON CURITUBA	32
3.1 INTRODUÇÃO	32
3.2 QUADRO GEOLÓGICO E ASPECTOS DE CAMPO	33
4 PETROGRAFIA DO PLUTON CURITUBA	35
4.1 INTRODUÇÃO	35
4.2 FÁCIES PETROGRÁFICAS	36
4.2.1 Biotita Anfibólio Monzogranito (fácies 1)	36
4.2.2 Anfibólio Quartzo Sienito a Anfibólio Sieno Granito (fácies 2)	37
5 QUÍMICA MINERAL	41

5.1 INTRODUÇÃO	41
5.2 ANÁLISES	42
5.2.1 Anfibólios	42
5.2.2 Biotitas	45
5.2.3 Plagioclásios	50
5.2.4 Piroxênios	52
5.3 CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO	55
5.3.1 Introdução	55
5.3.2 Geotermometria de Saturação em Zircônio	56
5.3.4 Fugacidade do Oxigênio (fO_2)	58
6 LITOGEOQUÍMICA	60
6.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS	60
6.2 ELEMENTOS MAIORES	60
6.2.1 Classificações Químicas	60
6.2.2 Variação Química	65
6.2.3 Gênese dos Magmas	67
6.3 ELEMENTOS TRAÇOS	69
6.3.1 Classificações Gerais	69
6.3.2 Variação Química	69
6.3.3 Comportamento de Rb, Sr e Ba	72
6.4 ELEMENTOS TERRAS RARAS	76
6.5 AMBIENTE GEOTECTÔNICO	78
7 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd	82
7.1 DADOS GEOQUÍMICOS ISOTÓPICOS Sm-Nd	82
8 GEOCRONOLOGIA	85
8.1 GEOCRONOLOGIA Rb-Sr	85
8.2 GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO	87
9 CONSIDERAÇÕES E DISCUSSÃO	91
10 CONCLUSÕES	93
11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95
ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO	109

ANEXO II – MAPA DE PONTOS	111
--	------------

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

A presente dissertação é um dos requisitos exigidos para se obter o título de mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGEOC) da Universidade Federal de Pernambuco.

Este trabalho aborda o estudo realizado em um corpo granítico localizado no limite NW do setor oriental do Cinturão Sergipano. Todo o seu lado Oeste faz contato com a Bacia Fanerozóica Tucano Norte. O trabalho consistiu no estudo do corpo granítico denominado Curituba no que concerne a sua cartografia geológica, caracterização petrográfica e geoquímica do mesmo. Para suportar os estudos acima citados foram realizados: (i) mapeamento geológico/ estrutural do Plúton Curituba e suas encaixantes; (ii) utilização de ferramentas de sensoriamento remoto; (iii) interpretação de aeromagnetometria da região; (iv) estudo micropetrográfico de seções delgadas visando determinar as assembleias petrogenéticas; (v) análise química de rocha total; (vi) análise química mineral em biotitas, anfibólios e feldspatos; (vii) Geoquímica Isotópica e (viii) Geocronologia Rb-Sr e U-Pb em zircão (SHRIMP e TIMS). É nesse contexto, que o presente trabalho enfocará: visando um entendimento da petrogênese do Pluton Curituba, contribuindo para o enquadramento da evolução tectono-intrusiva dos granitóides estudados no contexto regional.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O Pluton Curituba está situado na região Nordeste do Brasil, entre o município de Santa Brígida, extremo nordeste do estado da Bahia e Piranhas, município localizado no oeste do estado de Alagoas.

Situa-se entre os mapas topográficos das Folhas Piranhas (SC-24-X-C-VI) e Santa Brígida (SC-24-X-C-V).

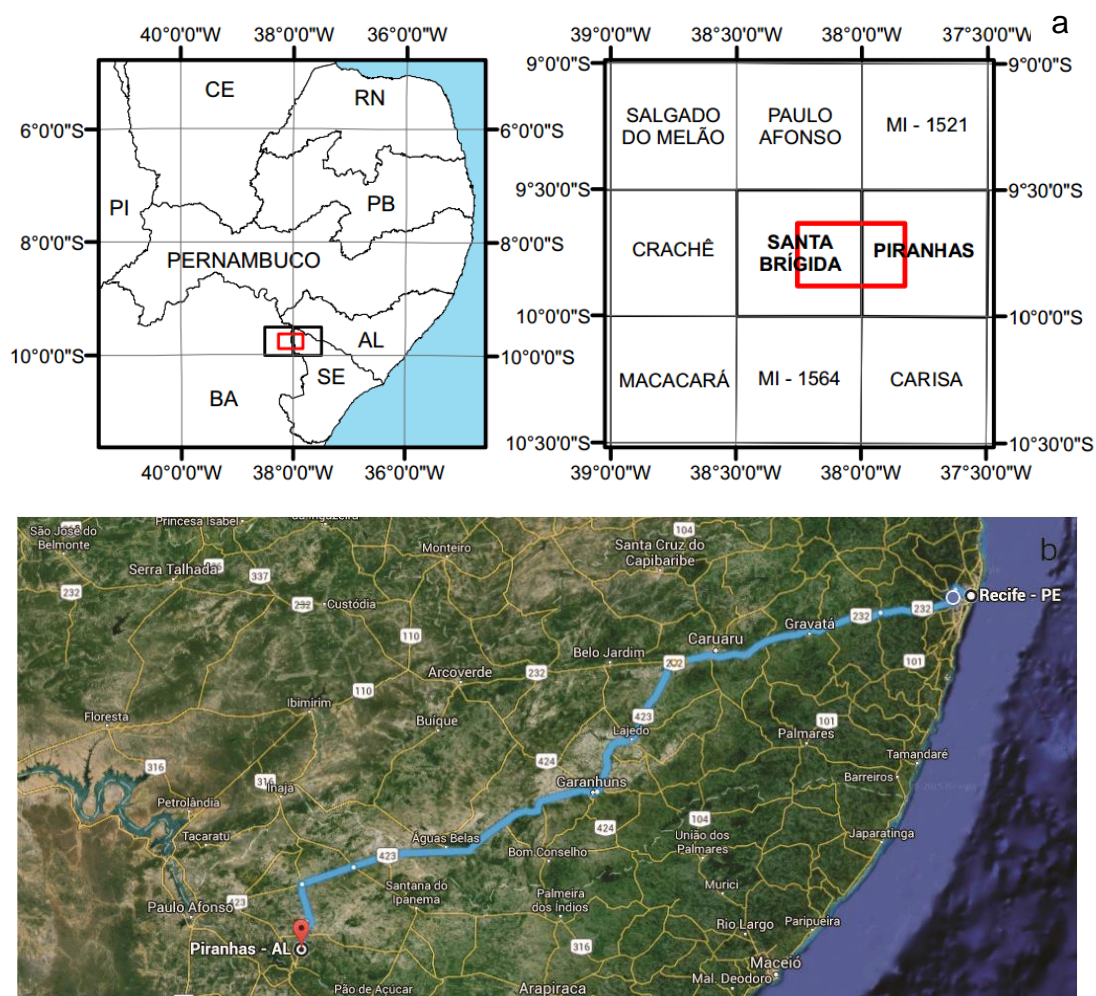


Figura 1: (a) Localização da área estudada (quadrado vermelho) nos mapas topográficos que dividem a área; (b): Mapa de acesso próximo à área de estudo. Fonte: Google Maps.

1.3 METODOLOGIA DE TRABALHO

Visando abordar a evolução petrogenética do Plúton Curituba, as etapas trilhadas são as que se seguem:

1.3.1 Revisão Bibliográfica

Buscando reunir todo material de pesquisas anteriores da área de estudos no que se refere à Geologia Regional, as pesquisas bibliográficas foram conduzidas com detalhada análise, revisão e compilação a fim de ser feito todo o levantamento necessário. Também foram levantados dados espaciais cartografados da área, como imagens de satélites, cartas topográficas e aerogeofísicas.

1.3.2 Mapeamento Geológico

Com o mapa geológico preliminar, foi possível caracterizar em campo as unidades geológicas, obter dados estruturais, contatos e localizar afloramentos relevantes.

Com o auxílio de GPS e bússola, os afloramentos tiveram seus pontos marcados, descritos em caderneta de campo, fotografados e analisados levando em conta seus aspectos mineralógicos, texturais e estruturais (e.g. lineação, planos de foliação, dobras, falhas, fraturas, bandamentos e zonas de cisalhamento). Também foram coletadas amostras dos granitóides para confecção de seção delgada, análise geoquímica de rocha total e química mineral.

O mapa geológico preliminar da área foi elaborado por meio de aerofotointerpretação e interpretação de mapas magnetométricos de Amplitude do Sinal Analítico, Primeira Derivada Vertical e de composição Ternário. Com isso, os dados de contatos geológicos e traços estruturais foram compilados para os mapas topográficos na escala de 1: 100 000, da SUDENE/DRM, Folhas Piranhas (SC-24-X-C-VI) e Santa Brígida (SC-24-X-C-V) e produzido o mapa preliminar.

1.3.3 Petrografia

Visando distinguir e determinar de maneira segura os fácies majoritários, baseados na mineralogia e textura dos litotipos observados, e selecionar amostras representativas de cada fácies majoritários, enclaves e diques que constituem o Pluton Curituba foram confeccionadas seções delgadas dos mesmos. Durante a análise petrográfica foram selecionados os minerais para a análise de química mineral.

1.3.4 Química Mineral

A análise de química mineral foi realizada em biotita, anfibólio, plagioclásio e piroxênio no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB) da através da microsonda eletrônica JEOL JXA-8230. Foram analisados cristais destes minerais e selecionados pontos na região central e na borda dos cristais estudados. Após a obtenção destes resultados foram calculadas as fórmulas dos minerais analisados, elaborados diagramas de classificação, binários e ternários, e realizados cálculos de geotermometria, os quais serviram de ferramenta para propor o modelo petrogenético apresentado.

1.3.5 Litogeoquímica

Os pós de rochas resultantes da preparação de britagem, quarteamento e pulverização das amostras coletadas para a análise de rocha total foram realizados nos Laboratório de Preparação de Amostras do DGEO e no laboratório do NEG-LABISE, ambos da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE).

Após a eliminação das faces alteradas, lavadas e secas, as amostras seguiram à fase de britagem (britador de mandíbula), quarteamento e pulverização no moinho de discos.

As análises de rocha total foram realizadas por Espectrometria de Emissão por Plasma Induzido Acoplado Indutivamente (ICP-ES), realizadas no ACME Analítica

Laboratories Ltda – Canadá. E os dos elementos traços, por Espectrômetro de Massa com Plasma Induzido Acoplado (ICP-MS), no mesmo laboratório.

Os diagramas foram produzidos através do programa *GRAPHER 11-GOLDENSOFTWARE®* e/ou *MinPet* e/ou *GCDkit 4.1*.

1.3.6 Geoquímica de Isótopos Radiogênicos (Sm-Nd)

As análises isotópicas Sm-Nd foram feitas no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Geologia na Universidade de Kansas. Os pós das rochas para esta análise foram dissolvidos e os Elementos Terras Raras (ETR) foram extraídos usando o método geral de Parchett e Ruiz (1987). Composições isotópicas foram medidas com um setor VG multi-coletor de espectrometria de massa.

1.3.7 Geocronologia Rb-Sr

Análises de ^{87}Sr - ^{86}Sr foram realizadas no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade de Brasília (UnB).

1.3.8 Geocronologia U-Pb em zircão

A análise geocronológica U-Pb foi realizada em zircão por Microsonda Iônica de Alta Resolução (SHRIMP) e por *TIMS* e obtidas idades para uma amostra do Pluton Curitiba. O cálculo da idade e o tratamento dos resultados foram feitos pelo programa *ISOPLOT/Excel* de Ludwig. Esta datação foi realizada no Laboratório de Geocronologia da *Research School of Earth Sciences* da *Australian National University* bem como a idade U-Pb em zircão por *TIMS* que foi obtida pelo intercepto superior, com alinhamento de três frações magnéticas de zircão.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 INTRODUÇÃO

Granitos são um componente comum do cinturão Sergipano, mas suas idades e petrogênese são apenas localmente conhecidas (Silva Filho *et al.*, 1997; Guimarães e Silva Filho, 1995; Mc Reath *et al.*, 1998; Long *et al.*, 2005). Este cinturão é um dos mais importantes cinturões orogênicos Pré-cambrianos do Nordeste do Brasil, não apenas por ser considerado como evidência para drift continental (Allard e Hurst, 1969), mas também porque ele contém domínios estruturais e litológicas que permitem que ele seja comparado com orogênese Fanerozóica (Oliveira *et al.*, 2006, 2010).

O Cinturão Sergipano está localizado na parte mais meridional da Província Borborema, originado por colisão entre o Cráton Congo-São Francisco e o Domínio Pernambuco-Alagoas durante a orogênese Neoproterozóica Brasileiro/ Pan-Africano (Brito Neves *et al.*, 1977; Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves e Fuck, 2013).

2.2 CINTURÃO SERGIPANO (CS)

Cinturões orogênicos são entidades geotectônicas onde existem normalmente grande diversidade de granitos, isto devido às instabilidades geradas no manto pela subducção da litosfera oceânica, promovendo a geração de magmas. Em várias regiões do planeta têm-se atualmente expostas raízes de antigos cinturões orogênicos, como é o caso do Estado do Sergipe, onde o Cinturão Sergipano representa um cinturão orogênico formado durante o ciclo Brasileiro (Brito Neves *et al.*, 1977).

O Cinturão Sergipano é um cinturão de forma triangular, que se estende a partir dos Estados de Sergipe e Alagoas, até o norte da Bahia. Apresenta direção WNW-ESE (Fig.2), localizado na parte sul da Província Borborema, nordeste do Brasil. Ele compreende cinco domínios tectônico litoestruturais: Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância (Davison e Santos, 1989; D'el Rey Silva, 1995; Oliveira *et al.*, 2006, 2010) , onde cada um está limitado pelos outras zonas de cisalhamento pelas seguintes principais zonas de cisalhamentos de

norte a sul: Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo e Itaporanga (Fig.2). O Macururé, Vaza Barris e Estância são dominados por rochas sedimentares metamorfisadas a não metamorfisadas, enquanto que os outros domínios são mais diversos, alóctones e composto por rochas ígneas e metamórficas. Granitos são abundantes nos domínios Macururé, Canindé e Poço Redondo-Marancó (Fig.3).

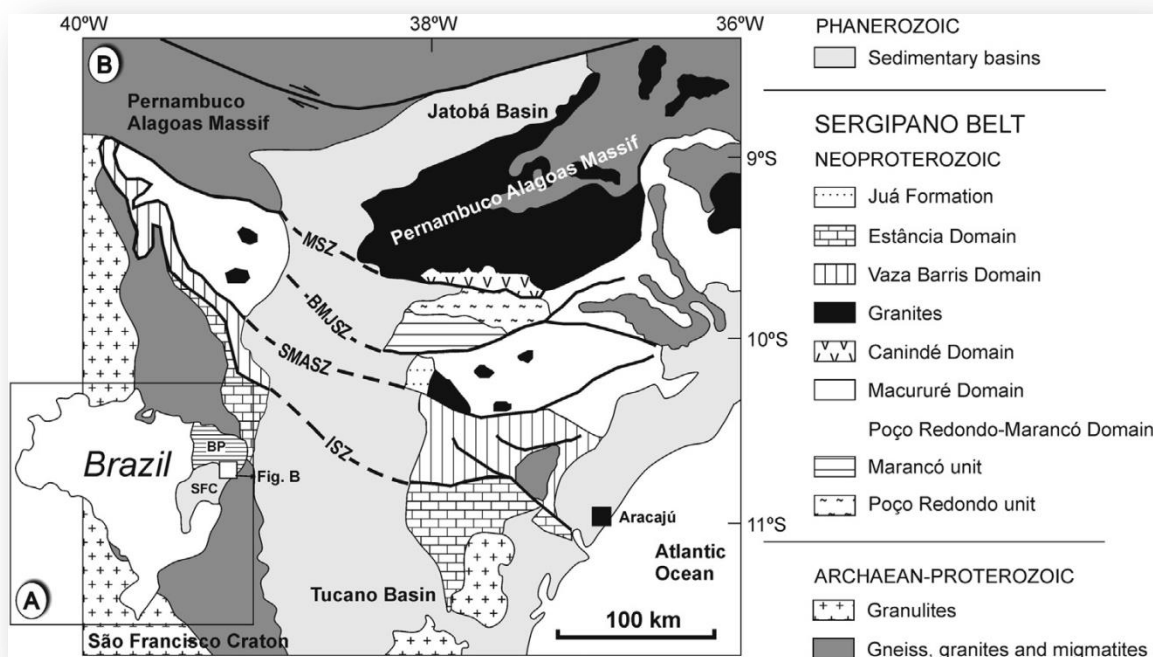


Figura 2: Geologia simplificada do Cinturão Sergipano. A: SFC – Craton do São Francisco, BP – Província Borborema. B: O Cinturão Sergipano e seus domínios (modificado por Oliveira et al. 2010). MSZ, BMJSZ, SMASZ e ISZ, são as zonas de cisalhamentos Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo e Itaporanga, respectivamente.

Três principais eventos de deformação são reconhecidos nos domínios metamórficos do cinturão (D'el-Rey Silva, 1995; Oliveira *et ali.*, 2010). O primeiro evento (D_1) é caracterizado por vergência para sul e *nappes* que, provavelmente, deslocaram as rochas metassedimentares dos domínios Macururé e Vaza Barris; alguns corpos graníticos foram colocados dentro do Domínio Macururé durante ou logo após o D_1 . O evento D_2 é marcado pela reativação de D_1 e tem um caráter transpressivo associado com movimentos verticais significativos; a maioria do plutons graníticos foram colocados durante este evento. O evento D_3 é o último

evento de deformação dúctil no Cinturão Sergipano e ocorreu durante a elevação do cinturão em resposta à compressão em uma ruptura pelo regime dúctil-rúptil.

Brito Neves et al. 1976 e 1977, explicaram a evolução tectônica do Cinturão Sergipano através do choque de duas placas litosféricas rígidas, o Cráton do São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas, onde o primeiro teria permanecido estático enquanto o maciço teria rotacionado no sentido horário. Sugeriram também que os sedimentos da Faixa Sul Alagoana seriam mais antigos que os da mesma, os quais teriam sido comprimidos aos poucos quando a “placa Pernambuco-Alagoas” se chocava com a placa “Cráton do São Francisco”, após ter sido consumida ao longo de uma zona de subducção mergulhando para o sul. Concomitantemente, teria havido o desenvolvimento de falhas sintéticas permitindo a subida de blocos do Maciço Pernambuco-Alagoas, observados na Faixa Sul Alagoana como exposições do embasamento, e a fusão parcial destes gerariam magmas que teriam intrudido ao longo da zona axial de divergência de Propriá (geoanticlinal).

Silva Filho et al (1997) estudou os plutons graníticos tardi-tectônicos neoproterozóicos do Cinturão Sergipano, concluindo que eles apresentam composições que variam de cálcio-alcálico normal ao shoshonítico, localmente peralcalino. A alta razão LILE/HFSE (*Large Ion Lithophile Element/ High Field Strength Element*) destas rochas é interpretada como indicativa de origem em zonas de subducção, que pode ter sido herdada em um ciclo orogenético mais antigo que o Ciclo Brasileiro. Para o ϵNd negativo dos granitos estudados concluem que houve reciclagem e envolvimento de um antigo manto litosférico. Para estes autores, na maioria dos casos, as idades modelos são de 1,0 Ga e as assinaturas geoquímicas resultam de uma evolução complexa, com múltiplos estágios, durante a colisão que envolveu fusão parcial de fontes de composições e idades distintas. Os autores concluíram que a Orogenia Brasileira não acrescentou material do manto empobrecido na crosta continental do Cinturão Sergipano.

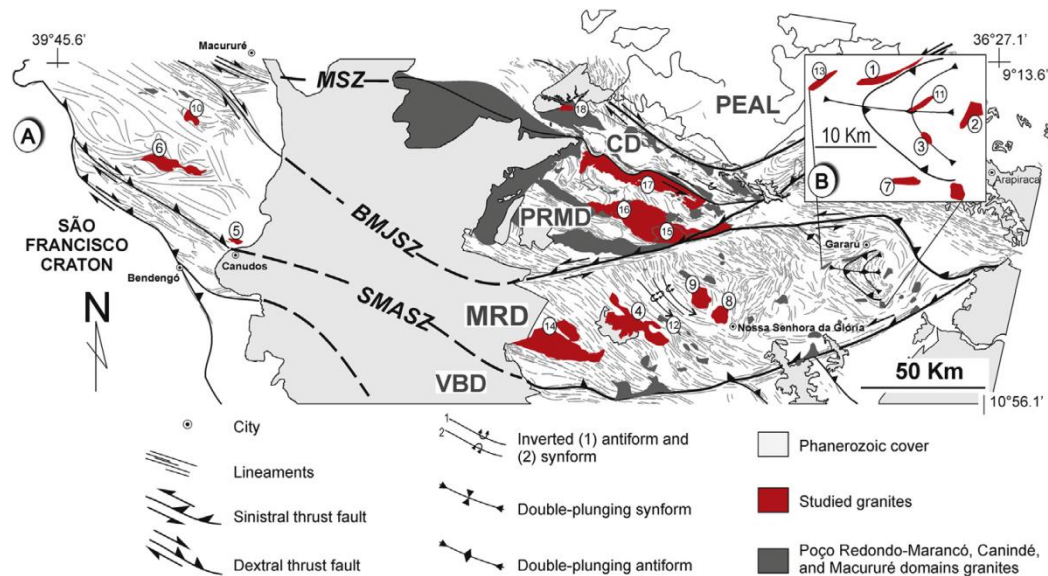


Figura 3: Mapa geológico regional de parte do Cinturão Sergipano mostrando os diversos plutons graníticos. Domínio Macururê: 1- Angico, 2- Areias, 3- Lagoas, 4- Santa Helena, 5- Canudos, 6- Formosa, 7- Itabi, 8- Glória, 9- Capivara, 10- Caraíbas, 11- Pedra Furada, 12- Monte Alegre, 13- Camara, 14- Coronel João Sá; Domínios Poço Redondo-Marancó e Canindé: 15- Sítios Novos, 16- Queimada Grande, 17- Poço Redondo e 18- Lajedinho. PEAL – Terreno Pernambuco-Alagoas; CD – Domínio Canindé; PRMD – Domínio Poço Redondo-Marancó; MRD – Domínio Macururê; VBD - Domínio Vaza Barris. MSZ, BMJSZ and SMASZ são, respectivamente, as zonas de cisalhamento Macururê, Belo Monte-Jeremoabo e São Miguel do Aleixo. Oliveira *et al.* 2015.

Silva Filho *et al* (2002) afirmou que há semelhanças isotópicas Sm-Nd entre a Faixa Sergipana (Sistema de Dobramento Sergipano) e o Maciço Pernambuco-Alagoas (PEAL) e sugeriram que o Sistema Sergipano se estenda até a Região de Águas Belas, ao Norte. Os autores concluem que o Cinturão Sergipano pode ser totalmente contrastante e discordante do restante das unidades geotectônicas da Província Borborema e provavelmente se desenvolveu por acreção à margem norte do Cráton São Francisco durante a orogenia Brasileiro/ Pan-Africana.

Por tudo isso, o Cinturão Sergipano é um excelente exemplo mundial de um antigo orógeno, importante na reconstrução do supercontinente Gondwana.

2.2.1 Domínio Macururé

Neste domínio os granitóides pré-colisionais incluem granodioritos e tonalitos. Eles são compostos por quartzo, biotita, hornblenda, plagioclásio e epidoto e, os acessórios titanita, apatita e alanita com núcleo de epidoto. Representações deste domínio são o granodiorito Coronel João Sá (Long *et al.*, 2005) e o tonalito Camará (Bueno *et al.*, 2009). Estes granitóides contêm enclaves máficos e/ou xenólitos de granada-biotita xisto e são deformados. O tonalito Camará mostra uma foliação acentuada paralela à foliação do mica xisto, encaixante regional (S_2) e contém quartzo com extinção ondulante envolto por subgrãos bem como fitas de quartzos ao longo da foliação S_2 .

Guimarães *et al.* (1997) obtiveram isócronas Rb-Sr no intervalo entre 623 e 595 Ma. em alguns granitóides desse domínio. Recentemente, Oliveira *et al.* (2005) obtiveram dados Sm-Nd em rochas metassedimentares do Domínio Macururé que forneceram TDM entre 1,28 - 1,78 Ga. Análise U-Pb (SHRIMP) em grãos de zircão detríticos de um quartzito dessa unidade foi realizada pelos mesmos autores e mostra que o protólito resultou da erosão de fontes com idades predominantemente de 1,0 e 2,0 Ga, com poucos grãos de idade arqueana. Esses dados demonstram que essas rochas foram depositadas antes do Ciclo Brasileiro, provavelmente logo depois do Ciclo Cariris Velhos, ou ao menos demonstram que a bacia onde se depositaram era provavelmente próxima a fontes dessa idade (Carvalho, 2005).

O desenvolvimento deste domínio é polifásico (três fases). A fase F_1 é representada por dobras apertadas a isoclinais recumbentes, preservadas como dobras intrafoliais. A fase F_2 é caracterizada por dobras coaxiais a F_1 , variando de isoclinais abertas, inclinadas a recumbentes com vergência para SW, sendo as foliações axiais S_2 , responsáveis pelo *trend* estrutural deste domínio e mostram redirecionamento provocados por intrusões de granitoides tipo Coronel João Sá e pelo movimento da falha Belo Monte-Jeremoabo. A terceira fase (F_3) não é muito importante, não tendo proporcionado grande encurtamento crustal (Davison & Santos, 1989).

2.2.2 Domínio Poço Redondo-Marancó

Desde a primeira descrição realizada por Santos et al. (1988), as rochas metavulcanossedimentares de Marancó têm sido consideradas como geradas em ambiente de arco vulcânico intraoceânico (Silva Filho, 1998; Silva Filho & Torres, 2002) formado durante a Orogênese Cariris Velhos/Grenville há aproximadamente 1,0 Ga. Essas interpretações são baseadas em idades U-Pb (convencional) do final do Mesoproterozóico obtidas por Van Schmus et al. (1995) em grãos de zircão de rochas vulcânicas félsicas e intermediárias (1007 e 1045 Ma). No entanto, Carvalho & Oliveira (2002) sugerem que essas rochas provavelmente foram geradas em arco de margem continental. Essa sugestão foi baseada na assembleia litológica, mais característica de arco de margem continental, além de análises de isótopos de Nd realizados nas rochas metassedimentares e vulcânicas que mostram TDMs que variam de idades paleoproterozóicas a mesoproterozóicas, atestando que essas rochas vulcânicas interagiram com crosta pré-existente.

Os plutons do granitóide Serra Negra são os mais abundantes e antigos. Estão em contato tectônico com os migmatitos e intrudem as rochas metavulcanossedimentares de Marancó. Ocorre deformação dúctil penetrativa, mais forte nas bordas e moderada nas porções centrais das intrusões. Esta deformação confere textura augen gnáissica aos granitóides. Os granodioritos Sítios Novos são ricos em enclaves máficos de composição diorítica. São quase sempre cálcio-alcalinos de alto K e intrudem os migmatitos, os granitos Serra Negra e as rochas metavulcanossedimentares de Marancó. São normalmente isotrópicos, apresentando localizadas e estreitas zonas de cisalhamento internas. Silva Filho et al. (1997) apresentaram isócrona Rb-Sr de 595(100 Ma e TDMs variando entre 1,26 e 1,47 Ga, com $sNd(t)$ negativos, para esses granitos.

Ainda neste domínio são reconhecidas três deformações superpostas: a F_1 , representada por uma xistosidade S_1 paralela a S_0 , F_2 por dobras isoclinais com vergência sempre para SW, plano axiais com mergulhos subverticais para NE e eixos com mergulho fraco para NW ou SE e a fase F_3 , mais bem preservada, está representada por dobras tipo “kink” nos litotipos pelíticos. O metamorfismo é da fácies xisto verde e anfibolito, sendo mais alto nos migmatitos (anfibolito alto).

Ocorre intensa granitogênese sin, tarde e pós-tectônica e apresenta características de nível crustal inferior em relação aos outros domínios (Carvalho, 2005).

2.2.3 Domínio Canindé

Consiste em sequência de rochas metassedimentares e metavulcânicas predominantemente máficas intrudidas por diques máficos, gabros acamadados e diversos corpos granitóides.

Silva Filho *et al.* (1977) considerou as rochas máficas como pertencentes a um complexo ofiolítico.

Santos e Souza *et al.* (1988) propuseram que as rochas metavulcânicas básicas do Complexo Canindé foram originadas a partir de duas fontes magmáticas, sendo uma de tendência toleítica de baixo potássio (Unidade Novo Gosto) e outra alcalina, que originou a Unidade Gentileza, ou então é fonte única cuja composição mudou ao longo do tempo. O ambiente de colocação seria de arco-vulcânico ou margem continental ativa. Os gabros da Suíte Intrusiva Canindé teriam dois estágios: o primeiro, caracterizado por uma fonte toleítica de baixo potássio e o segundo, com forte tendência alcalina, resultaria da fusão do manto, com contribuição crustal mais acentuada.

Oliveira & Turney (1990) classificaram geoquimicamente o complexo de gabros acamadados como relacionados à magmatismo intracontinental. Já Bezerra *et al.* (1992), sugeriu para o Domínio Canindé a formação back-arc ou intraoceânico. Para a Suíte Gabróica Canindé propôs ambiente sin-orogênico, com assinatura geoquímica toleítica menos acentuada que a de intrusões sin-orogênicas clássicas. Trompette (1994) interpreta o Complexo Canindé como sequência ofiolítica ou como produto de magmatismo de arco de ilha. Para este autor, a colisão do Cráton S. Francisco e do Maciço Pernambuco-Alagoas foi precedida pela abertura de um oceano, do qual o Complexo de Canindé é um remanescente. A origem ensialica do Cinturão Sergipano, segundo o autor, foi confirmada por dados gravimétricos e magnéticos. Entretanto não foram reconhecidas feições características de subducção.

Silva Filho (1998) propôs que o Domínio Canindé representa um arco intra-oceânico, pois os metabasaltos estudados são semelhantes aos basaltos primitivos

de arco. A Suíte Gabróica Canindé seria contemporânea aos granitoides cálcio-alcalinos brasileiros, tendo sido gerada por materiais de composições diferentes, um de tendência alcalina e o outro toleítico de baixo potássio.

Por sua vez, Seixas & Moraes (2000) concluíram que houve para a Suíte Gabróica de Canindé três pulsos magmáticos distintos. Dois seriam correlatos ao vulcanismo Novo Gosto e Gentileza, e um terceiro teria ocorrido mais tarde gerando os gabros. Esses autores propuseram para o Domínio Canindé um modelo geotectônico que envolve formação de um rifte, vulcanismo basáltico alcalino, plutonismo gabróico e granítico, e deformação compressiva.

Rochas desse domínio apresentaram as seguintes idade por U-Pb: Unidade Garrote – 715 Ma (Van Schmus in Santos *et al.*, 1998); Complexo gabróico Canindé - 701 ± 8 Ma; Quartzo-monzodiorito Gentileza – 688 ± 6 Ma; Granito rapakivi Curralinho – 684 ± 7 Ma; Granito com textura rapakivi Boa Esperança – 641 ± 5 Ma, Granodiorito Aleijadinho - 621 ± 9 Ma (Nascimento *et al.* 2005).

2.2.4 Domínio Vaza Barris

Ocorre imediatamente a norte do Domínio Estância e na porção mais ao sul do Cinturão Sergipano, está limitado pelas zonas de cisalhamento a sul, por Itaporanga e a norte, por São Miguel do Aleixo, com o Domínio Macururé.

Esse domínio é mais deformado que o Domínio Estância e, por essa razão, sua estratigrafia é mais contestada. O domínio contém várias formações que foram anteriormente agrupadas nos Grupos Miaba e Vaza Barris (Allard, 1969; Humprey and Allard, 1969) com modificações por Silva Filho *et al.* (1978), ou Grupos Miaba (Formação Itabaiana), Simão Dias e Vaza Barris (Formação Frei Paulo) (D'el Rey Silva e McClay, 1995; Santos *et al.*, 1988).

É caracterizado por seqüência de diamictitos, calcários, filitos, metagrauvacas, quartzitos e metaconglomerados subordinados. Como principais feições geológicas, apresenta o fato de ser um fragmento marginal de paleobacia com sedimentação tipicamente plataformar (Grupo Vaza Barris), deformação monofásica, com redobramentos localizados, metamorfismo de fácies xisto verde, vulcanismo restrito, ausência de plutonismo e características de nível crustal superior.

Um estudo de zircão detrítico da unidade Vaza Barris (Oliveira, 2008) indica que as seguintes idades para os mais jovens grãos de zircão dentro de cada formação clástica são: 2000 Ma (quartzito – Formação Itabaiana), 780 Ma (metagrauvaca – Formação Ribeirópolis), 657 Ma (metarenito – Formação Frei Paulo) e 653 Ma (diamictito – Formação Palestina). Esses resultados suportam um modelo de proveniência sedimentar do cráton do São Francisco para a base da Formação Itabaiana, que repousam sobre bases gnáissicas, mas não é o que ocorre em outras formações. É mais provável que a proveniência sedimentar das formações superiores deste domínio foi amplamente controlado pelo soerguimento das fontes mais ao norte, provavelmente em outros domínios do Cinturão Sergipano ou em outras partes da Província Borborema.

2.2.5 Domínio Estância

Constitui-se no domínio mais meridional do Cinturão Sergipano, composto pelos sedimentos anquimetamórficos do Grupo Estância (Humphrey & Allard, 1969; Allard & Tibana, 1966; Silva Filho et al., 1978), depositados em não-conformidade sobre rochas gnáissicas do embasamento cratônico, na borda nordeste do Cráton do São Francisco. Limita-se com o Domínio Vaza-Barris através da falha Rio Jacaré, de natureza contracional, de alto ângulo.

Brito Neves *et al.* (1977), Silva Filho *et al.* (1978) e Dominguez (1993) sugeriram que os sedimentos predominantes do Grupo Estância, principalmente a Formação Palmares, foram depositados numa bacia antepaís produzido por erosão do Cinturão Sergipano durante a orogênese Neoproterozóica. Isso implicaria um influxo sedimentar sin- a pós- colisional em direção ao Craton São Francisco. Por outro lado, D'el Rey Silva (1999) sugeriu que os sedimentos foram derivados por erosão de montanhas no Cráton do São Francisco para Sul; este modelo implica que os sedimentos no Domínio Estância renderiam manto empobrecido de idade-modelo Nd (T_{DM}), ou grãos de zircões detríticos não são mais jovens que o Paleoproterozóico, porque as rochas relevantes do Cráton São Francisco são mais velhas que 2,0 Ga.

Amostras predominantes do Domínio Estância mostram idades T_{DM} com intervalo de idades de 1,7 – 1,4 Ga, enquanto que três amostras da base da Formação Juetê indicam idades entre 2,9 Ga e 2,1 Ga.

Idades de zircões detríticos por U-Pb SHRIMP do arenito da Formação Lagarto definem idades de 570 Ma, 634 Ma e 958 Ma, que implica deposição posterior a 570 Ma, o que é mais consistente que o modelo de bacia antepaís, pelo menos para as duas formações mais jovens. Por outro lado, zircões detríticos da base da Formação Juetê não são mais jovens que 2073 Ma (Oliveira, 2008).

3 RELAÇÕES DE CAMPO DO PLUTON CURITUBA

3.1 INTRODUÇÃO

Na área de estudo do presente trabalho foi reconhecida uma intrusão granítica, ocorrente como um corpo alongado de direção NE-SW que possui uma área de aproximadamente 200 km² que ocorre na porção sul da Província Borborema, e limitado a norte pelo Maciço Pernambuco-Alagoas (PEAL).

O Pluton Curituba (PCTBA) tem seu lado oeste em contato com a Bacia Tucano-Jatobá e é o único complexo granítico alongado segundo direção NE-SW. O mapa geológico teve por base as folhas topográficas Piranhas (SC-X-C-VI) e Santa Brígida (SC-X-C-V) e imagens aerogamaespectrométrica (Figura 4). Este último que contribuiu na precisão do contorno do pluton em estudo.

A seguir são relacionados aspectos de campo dos granitóides estudados.

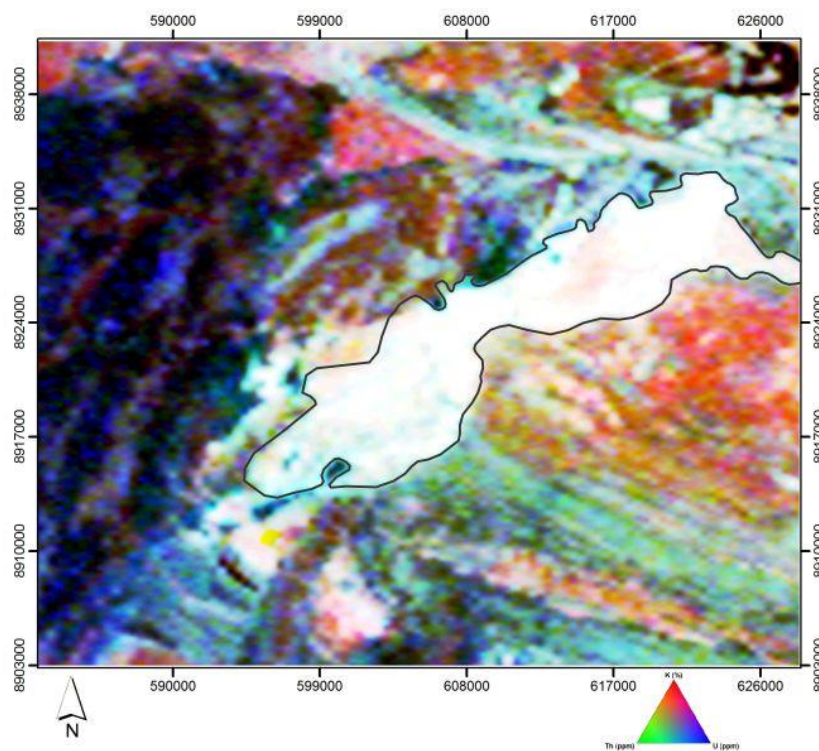


Figura 4: Imagem de aerogamaespectrometria com o plúton Curituba em contorno (mapa ternário). Fonte: Recorte da área de estudo através dos mapas geofísicos das Folhas Santa Brígida (SC-X-C-V) e Piranhas (SC-X-C-VI), CPRM.

3.2 QUADRO GEOLÓGICO E ASPECTOS DE CAMPO

Este pluton encontra-se intrusivo em granitóides e migmatitos, com contatos irregulares e apresentam foliação semelhante à foliação regional (NE-SW) e sem o desenvolvimento de metamorfismo de contato. Esse contato irregular é feito com os migmatitos do Domínio Poço Redondo-Marancó.

De acordo com a figura 4, pelo mapa ternário é possível observar que o pluton apresenta pouca heterogeneidade composicional. No estudo da área foram reconhecidas duas fácies petrográficas majoritárias:

1. Biotita Hornblenda Monzogranito;
2. Hornblenda Quartzo Sienito a Hornblenda Sieno Granito

Localmente, foram observados *clots* de biotita subanguloso, enclaves de diorito e xenólito de rocha ultramáfica (provavelmente anfibolito).

Os granitóides do Pluton Curituba exibem estruturas como foliação e lineação, (Foto 1 e 2). Em alguns afloramentos foi possível observar minerais alongados mostrando cinemática sinistral e, fraturas de direção NE-SW e lineação de direção NW-SE.

A foliação magmática tem direção NE-SW coincide com a direção de zonas de cisalhamento de baixo ângulo (estas que também refletem as de expressão regional que corta o Cráton São Francisco e o Domínio Pernambuco-Alagoas).



Foto 1: Pluton Curituba. *a* – Serra dos Sonhos. Parte do Pluton Curituba; *b* e *c* – Presença de *clots* de biotita, subanguloso, na maioria dos granitóides estudados; *d* – Xenólito de rocha ultramáfica (provavelmente anfibolito); *e* e *f* – Minerais alongados de feldspato potássico mostrando sua cinemática sinistral.



Foto 2: Encaixantes do Pluton Curituba. *a* – Minerais de feldspato potássico mostrando cinemática dextral. *b* – Dobras.

4 PETROGRAFIA DO PLUTON CURITUBA

4.1 INTRODUÇÃO

A nomenclatura das rochas estudadas seguiu a proposta por Streckeisen (1976). Para os tipos porfíricos grossos, devido a dificuldade de se proceder uma classificação precisa, adotou-se também a classificação química sugerida por Debon & Le Fort (1983).

Os resultados obtidos para a classificação dos tipos litológicos que constituem os fácies principais foram recalculados para os parâmetros dos diagramas triangulares QAP, de acordo com o I.U.G.S., e os resultados químicos normativos, foram recalculados conforme sugestão dos autores das referidas classificações.

Os estudos petrográficos associados aos dados de campo permitiram dividir os granitóides do Plúton Curituba em duas fácies petrográficas em Biotita Anfibólio Monzogranito (fácies 1) e Anfibólio Quartzo Sienito a Anfibólio Sieno Granito (fácies 2).

4.2 FÁCIES PETROGRÁFICAS

4.2.1 BIOTITA ANFIBÓLIO MONZOGRANITO (fácies 1)

Este fácies é constituído por rochas mesocráticas, equigranulares de granulação média a fina, com dimensões que variam de 1mm a 5 mm e, localmente porfíricas, com fenocristais de feldspatos.

A mineralogia compreende quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e anfibólio como minerais essenciais; epidoto, zircão, titanita, apatita, piroxênio, alanita e minerais opacos, como acessórios; clorita e sericita, como minerais secundários.

O **plagioclásio** (10-20%) ocorre como cristais subedrais zonados. Alguns cristais apresentam-se com as bordas intercrescidas por quartzo (mimerquita). Bordas corroídas por mimerquita podem indicar percolação de fluidos tardios, possivelmente associados a uma deformação.

O **feldspato alcalino**, microclina e microclina pertítica, ocorrem em cristais subedrais ou anedrais zonados quando formando fenocristais, com alternância de faixas pertíticas finas e grossas, indicando percolação de fluidos magmáticos tardios.

O **quartzo** ocorre como cristais anédricos, intercrescido com plagioclásio (mimerquita), biotita e epidoto. Apresenta extinção ondulante e inclusões de apatita, hornblenda, biotita, microclina, titanita e opacos.

A **hornblenda** constitui 30% da moda. Ocorre com o cristal subeudral a anedral. Alguns cristais exibem textura de embaçamento. Ao longo dos planos de clivagem, mostram alteração para biotita, podendo caracterizar uma reação com o líquido residual. Apresenta inclusões de quartzo, apatita, epidoto, zircão, biotita e titanita.

Biotita é o principal mineral máfico. Apresentam pleocroísmo variando entre verde-escuro a amarelo e ocorrem como palhetas subeudrais contornando minerais félsicos, delineando uma foliação magmática. Alguns cristais apresentam-se como resultantes da reação do anfibólio com o líquido residual. Apresenta inclusões de apatita, zircão, epidoto, titanita e minerais opacos.

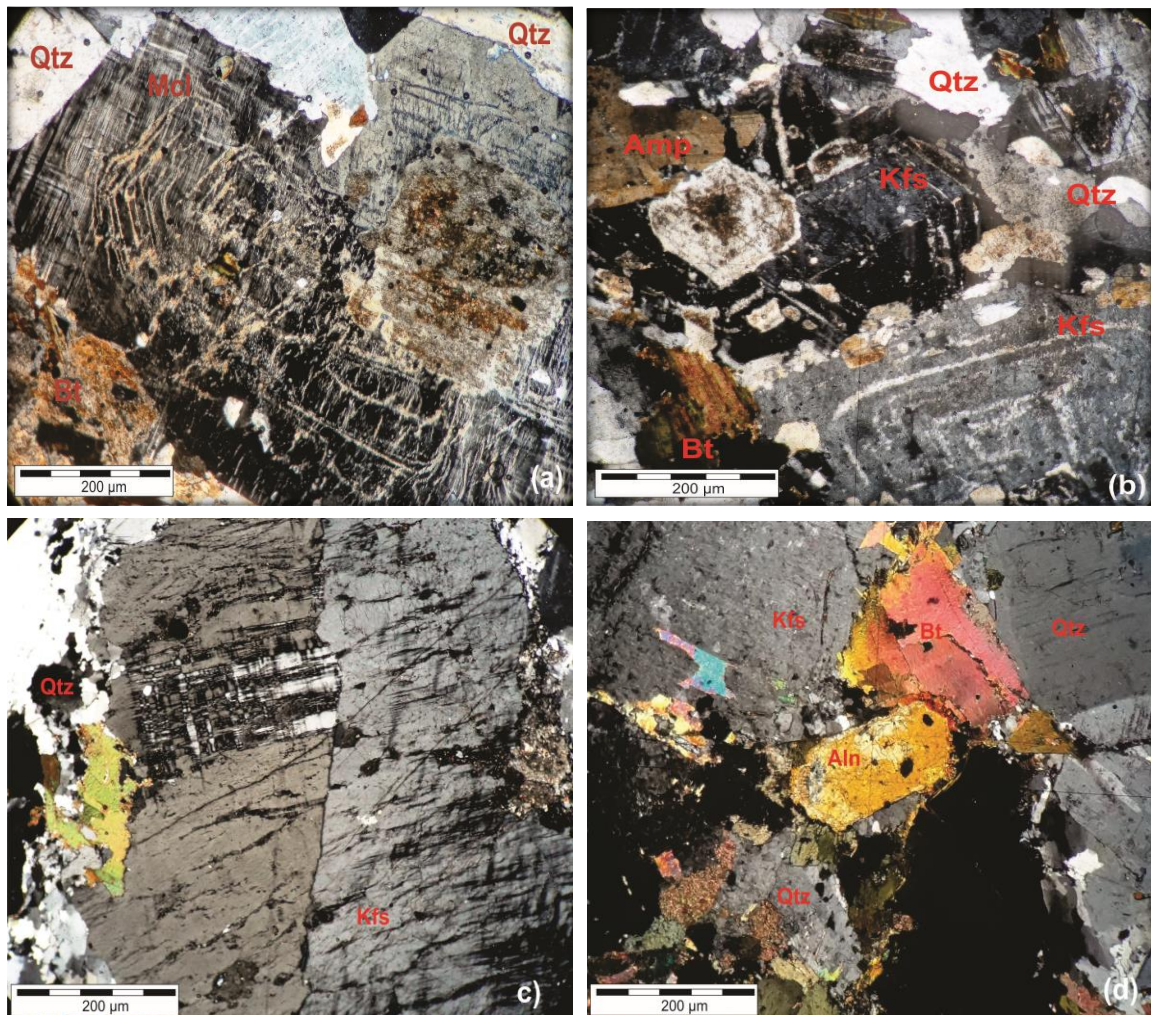
Piroxênio ocorre como cristais subedrais ou anedrais, de pleocroísmo verde claro. Apresenta-se, por vezes, incluso no anfibólio.

A **apatita** tem forma eudral, em seções basais e prismáticas. É observado como inclusões na maioria dos minerais deste fácies.

A **titanita** ocorre como cristais subédricos e anédricos, na cor castanha escura. Alguns apresentam-se corroídas.

O **epidoto** é subédrico, sendo este de origem secundária resultante de saussuritização do plagioclásio.

A **Allanita** ocorre como cristal hipidiomórfico e apresenta microfraturas. Apresenta uma alteração na borda em contato com a biotita e inclusões de minerais opacos.



Fotomicrografia 1: Pluton Curituba (fácies 1) (a) – Fenocristal de microclina (Mcl) fraturado e zonado; Quartzo (Qtz) apresentando borda azulada indicando um processo de corrosão do mesmo. Biotita (Bt) intersticial; (b) – Feldspato alcalino pertitizado apresentando zonação e geminação; (c) – Fenocristal de feldspato alcalino albitizado com fraturas paralelas entre si. (d) – Allanita (Aln) no centro do retículo apresentando bordas alteradas em contato com a biotita. Nicóis cruzados. As abreviações utilizadas são de Kretz (1983) e Spear (1993).

4.2.2 ANFIBÓLIO QUARTZO SIENITO A ANFIBÓLIO SIENO GRANITO (fácies 2)

As rochas dessa fácies apresenta textura porfirítica com fenocristais de feldspato alcalino, além de plagioclásio, biotita e anfibólio, representando a matriz que também é composta por pouco quartzo ($< 10\%$). O anfibólio e a biotita que correspondem aos minerais máficos representam 30 a 40% da moda.

O **feldspato alcalino** ocorre como cristais com intercrescimento como pertita e microclina, hipidiomórfico (30-35%) e faz contato reto a sinuoso com biotita e plagioclásio. Apresenta-se em diversos tamanhos e seus fenocristais apresentam em torno de 0,8mm, enquanto que os da matriz variam de 0,1 a 0,2 mm. Alguns cristais apresentam geminação “*Carlsbad*” e inclusões de biotita, apatita, zircão e minerais opacos. Os fenocristais de microclina apresentam, em sua maioria, bordas em intercrescimento vermiforme de quartzo e plagioclásio sódico (textura mimerquítica).

Os **plagioclásios** ocorrem tanto como fenocristais quanto como componentes da matriz (10-20%) e são subidiomórficos. Apresentam inclusões de pequenas palhetas de biotita e de minerais opacos euédricos a subédricos.

O **quartzo** (10-15%) ocorre como cristais xenomórficos, extinção ondulante, ocorre frequentemente intersticial. Agregados monocristalinos de granulação fina, indicando uma possível recristalização, ocorrem localmente.

A **biotita** apresenta-se hipidiomórfica, com dimensões variadas. Exibe pleocroísmo marrom a marrom esverdeado, localmente mostra-se alterada para clorita, podendo ocorrer substituindo anfibólios.

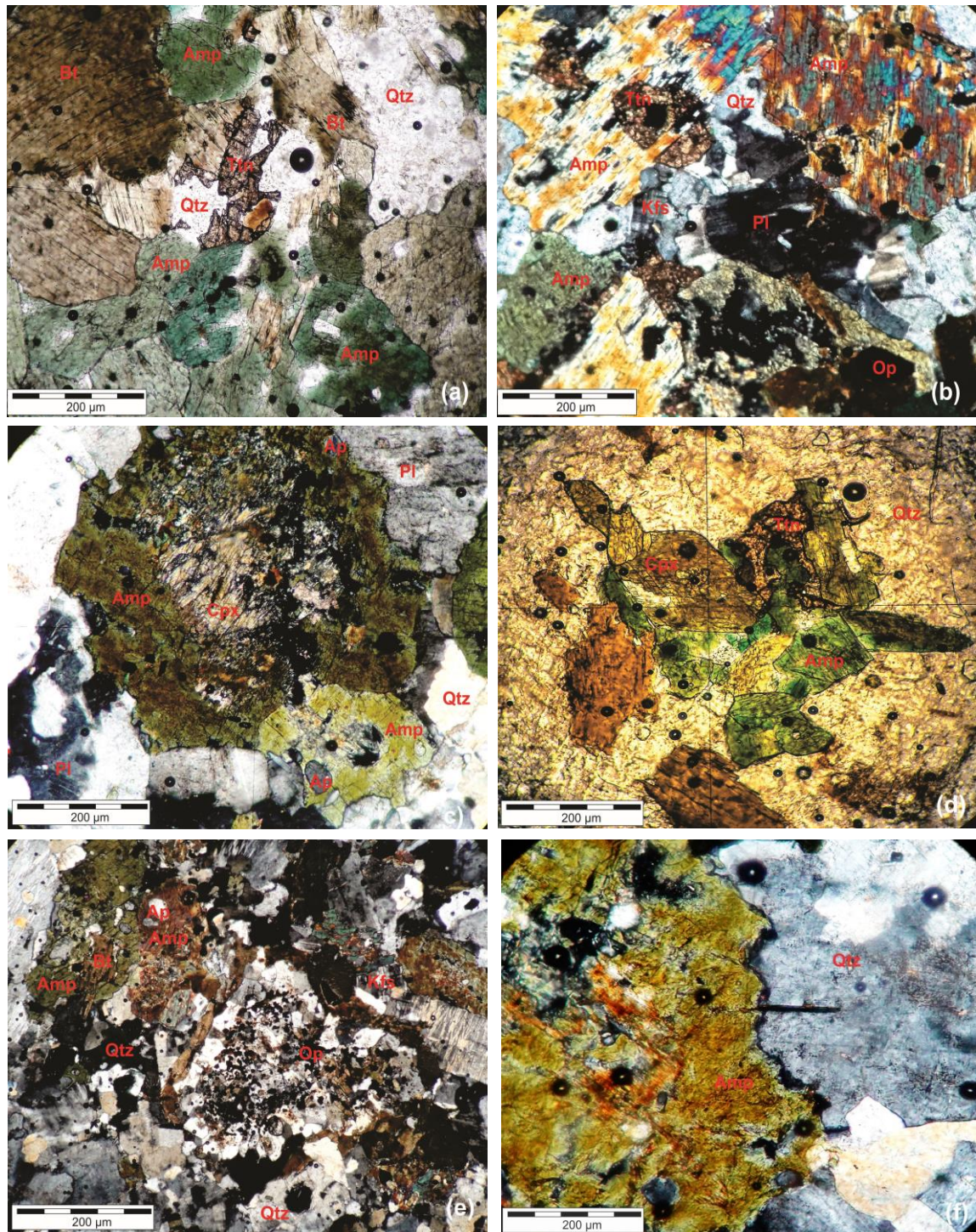
Os **anfibólios** ocorrem frequentemente como fenocristais (até 1,5 mm). São de coloração verde a verde escura, subédricos a anédricos, e estão associados à biotita. Apresentam inclusões de apatita, minerais opacos e titanita. Os cristais apresentam-se corroídos, em sua maioria.

Piroxênios ocorrem como cristais subédricos a anédricos, com pleocroísmo verde claro a amarelo pálido. Observando sua relação com os anfibólios, foi possível observar que os piroxênios reagiram com o líquido magmático quando este atingiu o campo de estabilidade do anfibólio, formando assim, os anfibólios.

A **apatita** ocorre como seção basal e prismática alongada, subdiomórfica e apresenta variadas dimensões (0,01mm – 0,1 mm). Está incluída em feldspatos alcalinos, anfibólio e plagioclásios.

O **epidoto** ocorre como mineral secundário, xenomórfico.

A **titanita** ocorre como cristais anédricos e, por vezes, está associada a anfibólio e biotita.



Fotomicrografia 2: Pluton Curituba (fácies 2) *a* e *b* – Titanita (Ttn) anédrica ocorrendo associada ao anfibólio (Amp) (*a*, nicóis paralelos; *b*, nicóis cruzados); *c* – Pórfiro de anfibólio (Amp) alterado com inclusões de minerais opacos. Nicóis cruzados; *d* – Titanita contornando um cristal de anfibólio subédrico. Nicóis paralelos; *e* – Agregados de opacos. Nicóis cruzados; *f* – Fenocristal de anfibólio corroído. Nicóis cruzados.

5 QUÍMICA MINERAL

5.1 Introdução

As análises de química mineral foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências de Brasília (UNB).

Foram realizadas análises químicas nas principais fases minerais constituintes das rochas do Pluton Curitiba (plagioclásios, biotitas, anfibólios e piroxênios), sendo selecionadas as amostras representativas dos fácies que constituem o mesmo. A química mineral tem como objetivo classificar corretamente as fases minerais constituintes do plúton, determinar a pressão de cristalização e contribuir na determinação do modelo petrogenético do mesmo.

5.2 Análises

5.2.1 ANFIBÓLIOS

O anfibólio constitui a fase mineral máfica dominante, seguida das biotitas.

Foram analisados 12 grãos de anfibólios. Para calcular as porcentagens catiônicas da fórmula estrutural do mineral, foram utilizados 23 oxigênios e plotados nos diagramas classificatórios segundo Leake et al. (1997) (Tab. 1).

Segundo esta classificação, os anfibólios são cálcicos (Fig.5a) de composição magnésio-hornblenda (Fig.5b), porém 2 amostras de ambas as fácies correspondentes a análise de borda possuem composição edenita (Fig.5c).

As análises realizadas mostram que os anfibólios estudados apresentam valores de A^T entre 0,79 a 1,30 e $Fe\#$ $[Fe / (Fe + Mg)]$ entre 0,32 e 0,42, para os dois fácies.

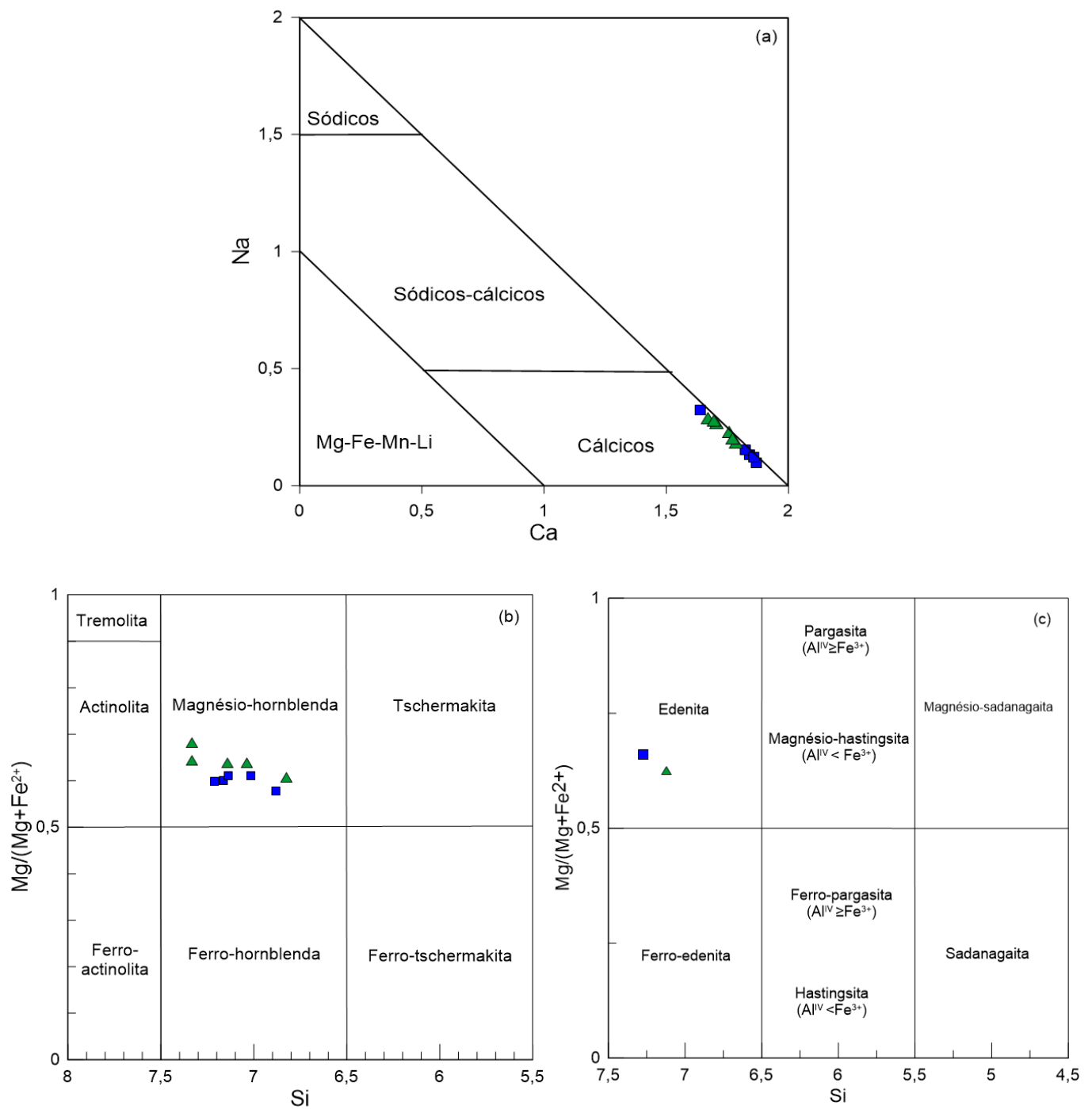


Figura 5: Diagramas de classificação para anfibólios do Pluton Curituba (Leake, 1997). (a)- Na versus Ca; (b) - (Na+K)A < 0.5; (c)- (Na+K)A ≥ 0.5 ▲ (fácies 1), ■ (fácies 2).

Campo	1		2		3		1				1	2
Nº Análise	SC-13		SC-13		SC-13		SC-16			SC-18		
Posição	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Borda		
SiO ₂	49,347	47,562	46,697	44,934	46,806	49,754	46,651	46,537	47,385	47,540	45,270	46,650
Al ₂ O ₃	4,495	5,640	6,252	7,288	6,215	4,644	5,346	5,509	4,733	5,900	7,170	6,500
Cr ₂ O ₃	0,019	0,007	0,000	0,018	0,008	0,021	0,015	0,022	0,027	0,000	0,000	0,000
FeO	15,851	15,035	15,795	16,549	15,541	13,554	16,115	16,019	15,047	14,990	16,200	15,220
MnO	0,368	0,330	0,314	0,350	0,324	0,304	0,396	0,413	0,389	0,400	0,380	0,400
MgO	12,775	12,614	11,972	11,449	12,350	14,032	11,503	11,529	12,473	12,500	11,320	12,230
CaO	11,125	11,224	11,177	11,056	11,175	11,449	10,256	10,371	10,111	11,700	11,320	11,350
Na ₂ O	1,439	1,578	1,619	1,891	1,646	1,537	2,113	2,017	1,953	1,790	2,010	2,020
K ₂ O	0,621	0,726	0,838	1,047	0,855	0,644	0,970	0,988	0,831	0,750	0,910	0,820
TiO ₂	0,443	0,916	0,853	1,061	0,830	0,484	0,353	0,502	0,270	0,740	1,370	1,110
H ₂ O	2,003	1,984	1,970	1,954	1,977	2,023	1,928	1,932	1,934	1,992	1,972	1,936
TOTAL	98,486	97,615	97,487	97,597	97,727	98,445	95,647	95,838	95,154	98,302	97,922	98,236
Si IV	7,324	7,143	7,121	6,830	7,039	7,340	7,205	7,170	7,275	7,140	6,88	7,015
Al IV	0,676	0,857	0,879	1,170	0,961	0,660	0,795	0,830	0,725	0,860	1,117	0,985
Soma T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Fe ³⁺	0,397	0,297	0,342	0,430	0,386	0,221	0,317	0,314	0,460	0,079	0,177	0,162
Ti	0,049	0,104	0,069	0,121	0,094	0,054	0,041	0,058	0,031	0,084	0,157	0,126
Al VI	0,106	0,138	0,130	0,136	0,140	0,148	0,178	0,171	0,131	0,184	0,168	0,167
Mg	2,827	2,824	2,742	2,594	2,769	3,087	2,648	2,649	2,855	2,799	2,566	2,742
Fe ²⁺	1,571	1,592	1,666	1,674	1,569	1,452	1,764	1,751	1,472	1,804	1,883	1,752
Mn	0,050	0,045	0,051	0,045	0,042	0,038	0,052	0,057	0,051	0,050	0,049	0,051
M _{1,2,3}	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,770	1,810	1,690	1,800	1,800	1,810	1,697	1,713	1,663	1,883	1,844	1,829
Na	0,230	0,190	0,310	0,200	0,200	0,190	0,303	0,287	0,337	0,117	0,156	0,171
M ₄	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,230	0,190	0,310	0,200	0,200	0,190	0,303	0,287	0,337	0,117	0,156	0,171
K	0,118	0,139	0,202	0,203	0,164	0,121	0,191	0,194	0,163	0,144	0,177	0,157
Soma A	0,348	0,329	0,512	0,403	0,364	0,311	0,494	0,481	0,500	0,261	0,333	0,328
Soma-Cát	15,348	15,329	15,512	15,403	15,364	15,311	15,494	15,481	15,500	15,261	15,333	15,328
Fe#	0,357	0,361	0,378	0,392	0,362	0,320	0,400	0,398	0,340	0,392	0,423	0,390
Mg#	0,643	0,639	0,622	0,608	0,638	0,680	0,600	0,602	0,660	0,608	0,577	0,610

Tabela 1: Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=23) – Anfibólio/ Amostras representativas

5.2.2 BIOTITAS

Para calcular as porcentagens catiônicas da fórmula estrutural da biotita, foram utilizados 22 oxigênios.

Os três cristais de biotita analisados (análises pontuais) não apresentaram variações significativas de Fe# [Fe/ (Fe+Mg)] (0,41 a 0,43), Ti (0,28-0,30) e Mg (2,90-3,00) (Tab.2).

No diagrama Al^{IV} versus Fe/ (Fe+Mg) (Deer *et al.*, 1992) (Fig.6a), os pontos analisados plotam na composição da biotita. No diagrama Ti versus Fe# (Fig.6b) observa-se um *trend* com pouca variação nos teores de Ti. No diagrama Al_t vs. Mg (Fig.7), os cristais de biotita se projetam no campo das biotitas de granitos subalcalinos (Nachit *et al.*, 1985).

Nos diagramas FeO vs. Al_2O_3 e MgO vs. Al_2O_3 (Fig.8a e b, respectivamente), com os campos propostos por Abdel Rahman (1994), os cristais de biotitas se projetam no campo de granitóides cálcio-alcalinos. O mesmo ocorre no diagrama MgO vs. FeO (Fig. 8c) e no diagrama ternário MgO vs. Al_2O_3 vs. FeO_t (Fig.8d).

Tischendorf *et al.*, (1997) propõe um diagrama entre as três séries de mica que tem como característica importante, a correlação entre MgO e SiO_2 , mostrando-se com correlação negativa nas séries Li-Fe e Li-Al (MgO , 6%) e, positiva na série Mg-Fe. Esta transição no comportamento tem um efeito na distribuição de Li nas micas de baixo Mg e alto Mg. No diagrama MgO vs. SiO_2 , as biotitas do Pluton Curitiba caem na série Mg-Fe (Fig.9 a), indicando sua correlação positiva. O mesmo ocorre nos diagramas FeO vs. SiO_2 e Al_2O_3 vs. SiO_2 (Fig. 9 b e c, respectivamente) do mesmo autor.

Os teores de MgO são superiores a 8% (12,4-13%), não sendo possível portanto, a aplicação da equação de Tindle & Webb (1990) para estimar os valores de Li (não dosado nas análises de microsonda eletrônica).

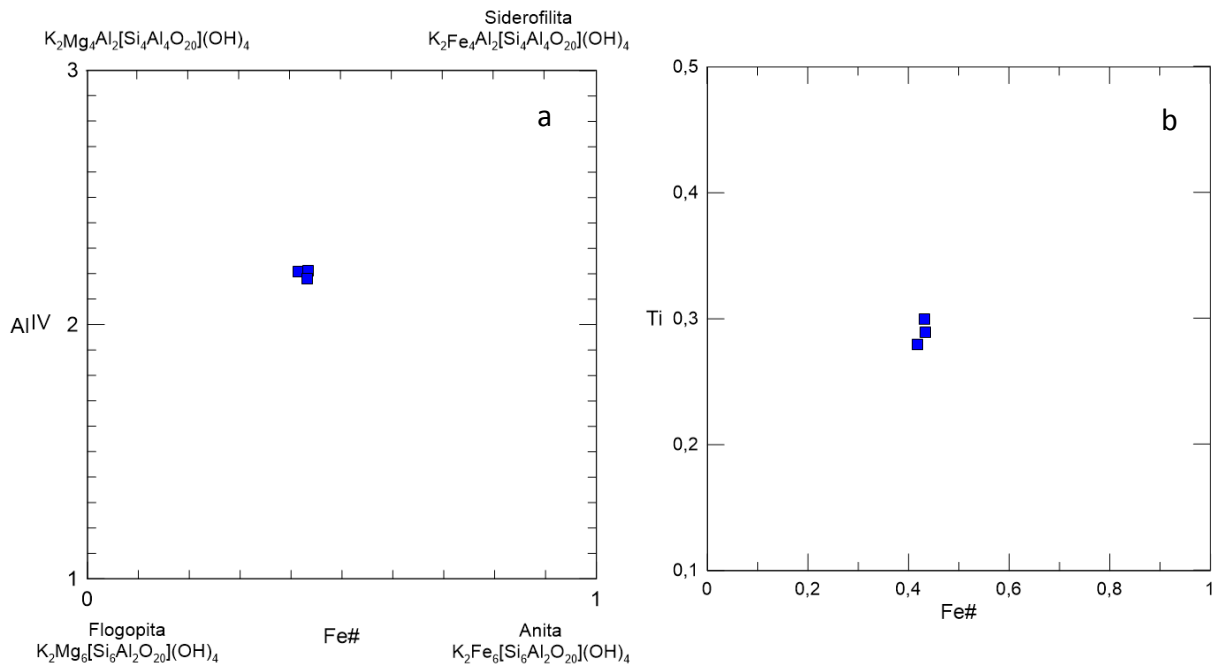


Figura 6: Diagramas de variações catiônicas (a e b) para biotitas do Pluton Curitiba, indicando sua composição

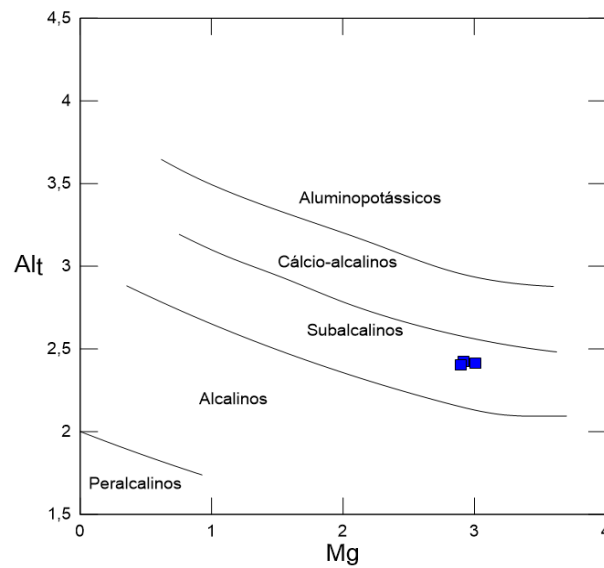


Figura 7: Diagramas de variações catiônicas AlI vs Mg para biotitas do Pluton Curitiba.

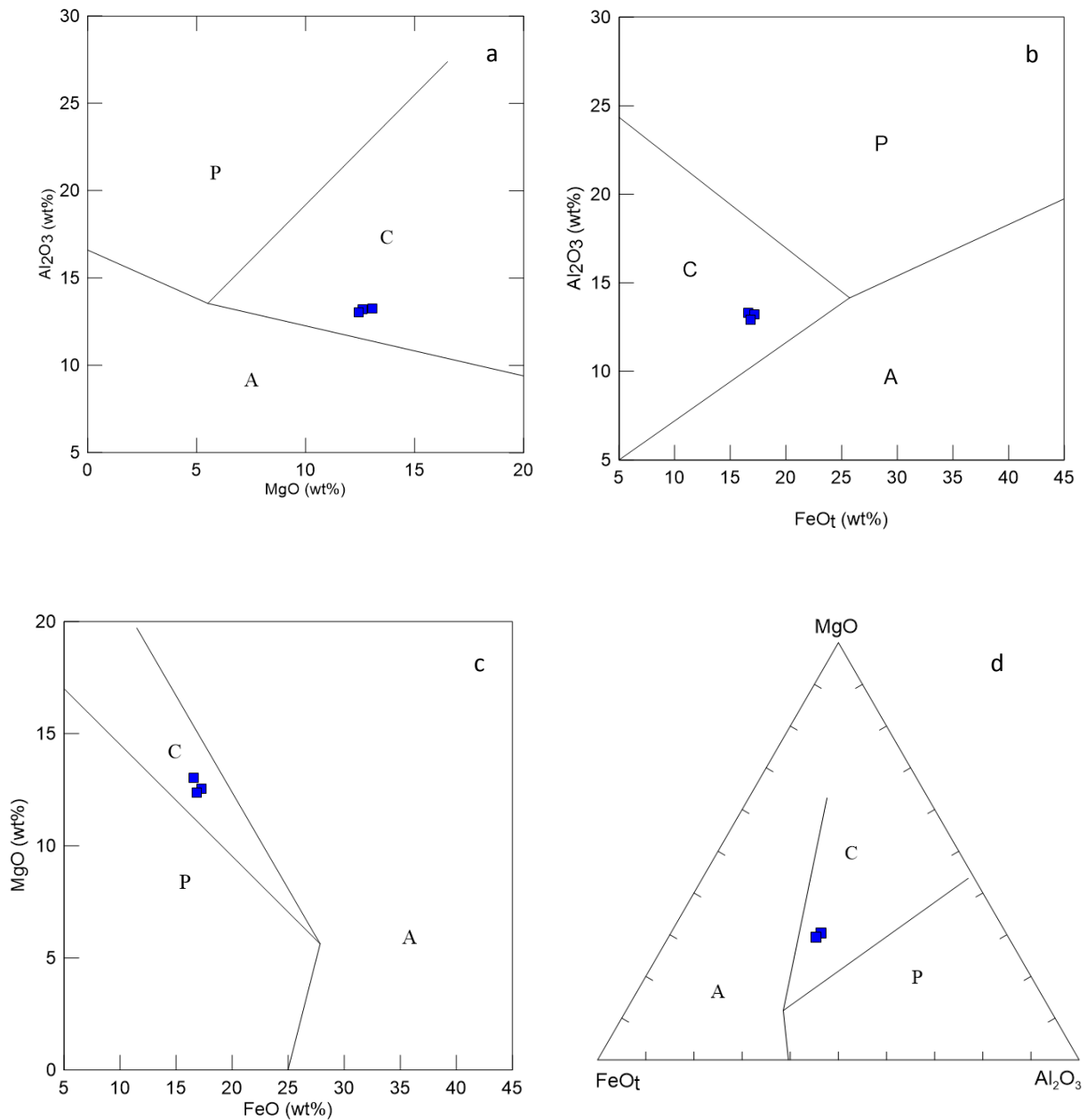


Figura 8: Diagramas discriminantes de biotita do Pluton Curituba (Abdel Rahman, 1994) discriminante de biotita de suítes alcalinas (A), cálcio-alcalinas (C) e peraluminosas (P): (a) Al_2O_3 vs. MgO ; (b) Al_2O_3 vs. FeO_{tot} ; (c) MgO vs. FeO ; (d) MgO vs. FeO_{tot} vs. Al_2O_3 . ▲ (fácies 1) e ■ (fácies 2).

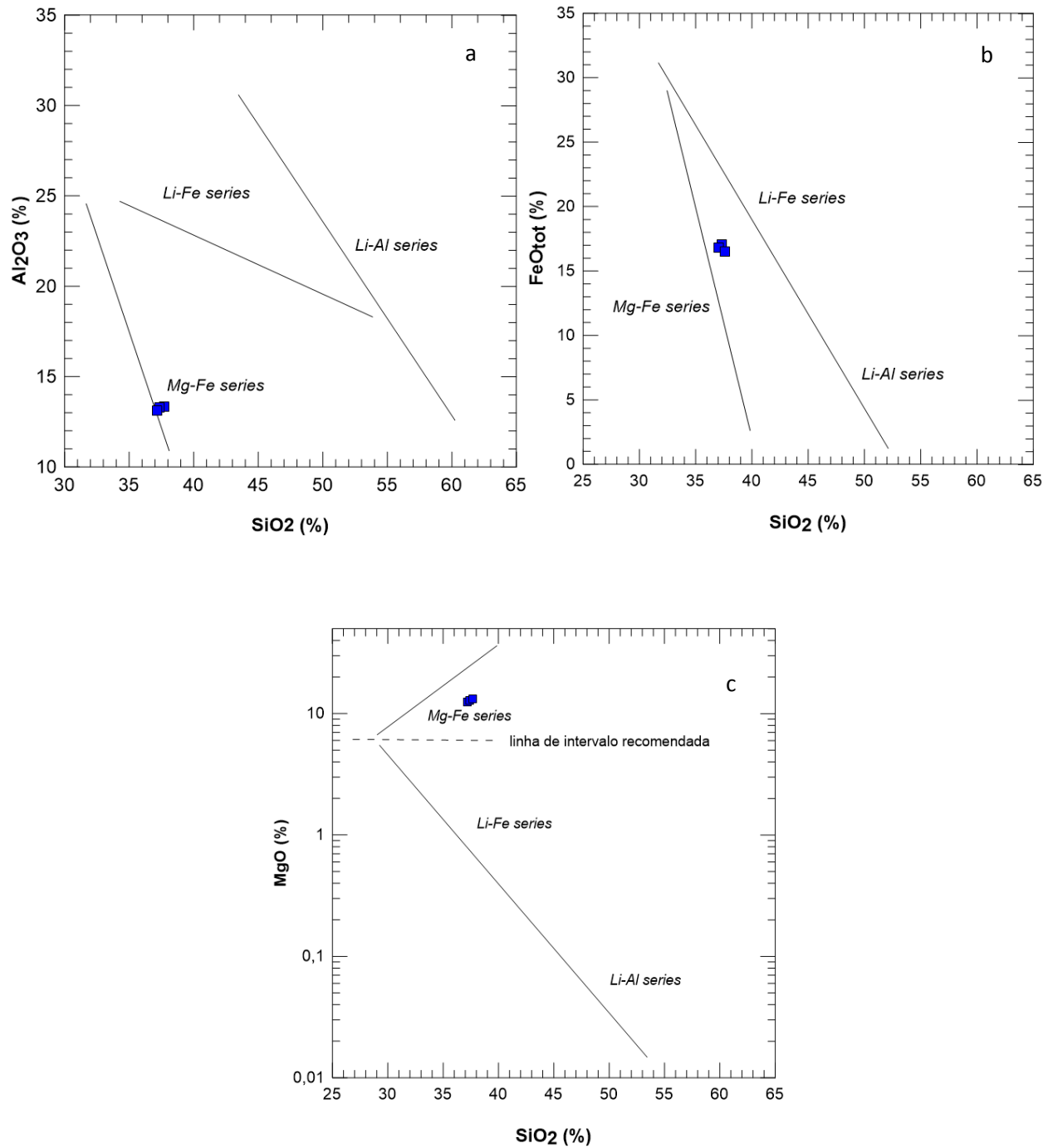


Figura 9: Diagramas discriminantes de biotita (segundo Tischendorf *et al.* 1997) com as análises do Pluton Curituba. Diagramas SiO₂ (%) vs. (a) Al₂O₃ (%), (b) FeO_{tot} (%) e (c) MgO (%).

Campo	3	4	5
Nº Análise	SC-18		
SiO ₂	37,300	37,110	37,540
Al ₂ O ₃	13,210	13,070	13,280
FeO	17,150	16,870	16,610
MnO	0,300	0,270	0,250
MgO	12,560	12,430	13,040
CaO	0,000	0,150	0,190
Na ₂ O	0,420	0,360	0,410
K ₂ O	9,860	10,000	10,090
TiO ₂	2,440	2,520	2,380
H ₂ O	3,980	3,980	3,980
TOTAL	97,220	96,760	97,770
Si IV	5,790	5,810	5,790
Al IV	2,210	2,190	2,210
Soma T	8,000	8,000	8,000
Ti	0,290	0,300	0,280
Al VI	0,210	0,220	0,200
Mg	2,910	2,900	3,000
Fe ²⁺	2,230	2,210	2,140
Mn	0,040	0,000	0,030
Soma M	5,680	5,630	5,650
Ca	0,020	0,020	0,030
K	1,950	2,000	1,980
Na	0,130	0,110	0,120
Soma I	2,100	2,130	2,130
Soma-Cát	15,780	15,760	15,780
Fe#	0,434	0,432	0,416
Mg#	0,566	0,568	0,584

Tabela 2: Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=22) – Biotita/Amostras representativas

5.2.3 PLAGIOCLÁSIOS

Foram realizadas 10 análises em plagioclásios dos granitóides que constituem o Pluton Curituba. Foram utilizados 32 oxigênios para calcular a porcentagem catiônica da fórmula estrutural do plagioclásio.

Os plagioclásios do fácies Biotita Hornblenda Monzogranito (fácies 1) do Pluton Curituba têm composição albita enquanto que o fácies Hornblenda Quartzo Sienito a Hornblenda Sieno Granito (fácies 2) apresenta composição predominantemente oligoclásio (Fig.10).

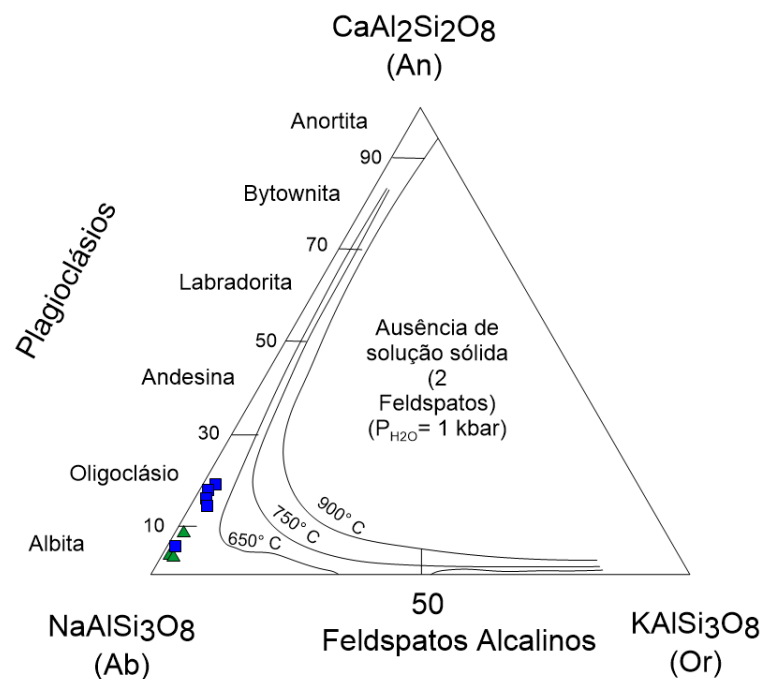


Figura 10: Diagrama de classificação dos plagioclásios com as análises do Pluton Curituba.

▲ Fácies 1 e ■ Fácies 2

Campo			1			5		3		
Nº Análise	SC-13		SC-16			SC-18				
Posição						1	2	Coroa	Centro	Borda
SiO ₂	68,94	65,76	64,37	65,40	64,93	62,79	64,52	67,83	68,04	64,68
Al ₂ O ₃	20,74	20,60	21,96	21,62	22,20	18,13	21,31	20,41	20,01	18,23
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,68	1,63	3,14	2,70	2,84	0,00	2,78	1,01	0,42	0,20
Na ₂ O	10,77	10,45	9,15	9,70	9,55	0,57	9,55	10,86	11,10	0,62
K ₂ O	0,10	0,16	0,32	0,31	0,22	15,86	0,44	0,18	0,00	16,40
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	101,23	98,60	98,94	99,73	99,74	97,64	98,60	100,29	99,57	100,13
Si	11,87	11,70	11,44	11,53	11,45	11,56	11,52	11,83	11,92	11,62
Al	4,21	4,32	4,60	4,49	4,61	3,93	4,48	4,20	4,13	3,86
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,13	0,31	0,60	0,51	0,54	0,00	0,53	0,19	0,08	0,04
Na	3,60	3,60	3,15	3,32	3,26	5,66	3,31	3,67	3,77	5,71
K	0,02	0,04	0,07	0,07	0,05	0,13	0,10	0,04	0,00	0,14
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Cátions	19,83	19,97	19,87	19,92	19,91	21,33	19,94	19,93	19,90	21,38

Tabela 3: Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=32) – Plagioclásio/Amostras representativas

5.2.4 PIROXÊNIOS

Foram realizadas 11 análises de cristais de piroxênio e os resultados obtidos foram utilizados 6 oxigênios para calcular a porcentagem catiônica da fórmula estrutural do piroxênio, quatro cátions e o Fe^{+2} e o Fe^{+3} foram calculados por balanço de carga, conforme sugerido por Papike *et al.* 1974 e estão na tabela 4.

No diagrama Q-J de classificação dos piroxênios de Morimoto *et al.* 1988 (Fig.11), onde $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{+2}$; $J = 2 * \text{Na}$, os piroxênios estão localizados no campo de QUAD que corresponde ao quadrilátero do diagrama Wo-En-Fs com os átomos Ca, Mg e $\text{Fe} = \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mn}$, normalizados e cuja solução-sólida pode ser expressos pelo sistema $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (En) – $\text{Fe}_2^{2+} \text{Si}_2\text{O}_6$ (Fs) – $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (Di) - $\text{CaFe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Hd).

Estes são clinopiroxênios e a sua variação composicional classifica-se como diopsídio (Fig.12). Esse resultado é típico de rochas shoshoníticas.

Os clinopiroxênios analisados do Pluton Curitiba possuem altos teores de SiO_2 e baixos teores de Al_2O_3 ; altos conteúdos de Ca (0,81-0,97 átomos/ 6oxig.) e baixo conteúdos de Na (< 0,15 átomos / 6oxig.), Al^{IV} (< 0,06 átomos/ 6oxig.) e Ti (< 0,001 átomos/ 6oxig.). De acordo com Neuman (1976), Andersen (1984), os baixos conteúdos de Al^{IV} e Ti são comuns em piroxênios de rochas sieníticas saturadas em sílica e típicos da série alcalina metaluminosa e das suítes potássicas (Conceição, 1990).

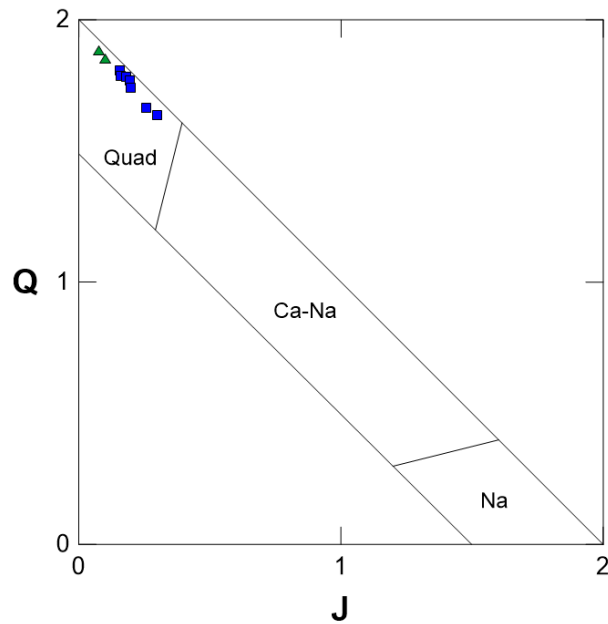


Figura 11: Diagrama Q-J para os piroxênios do Pluton Curitiba, onde $Q = Ca + Mg + Fe^{+2}$; e $J = 2 * Na$. Morimoto *et al.* 1988.

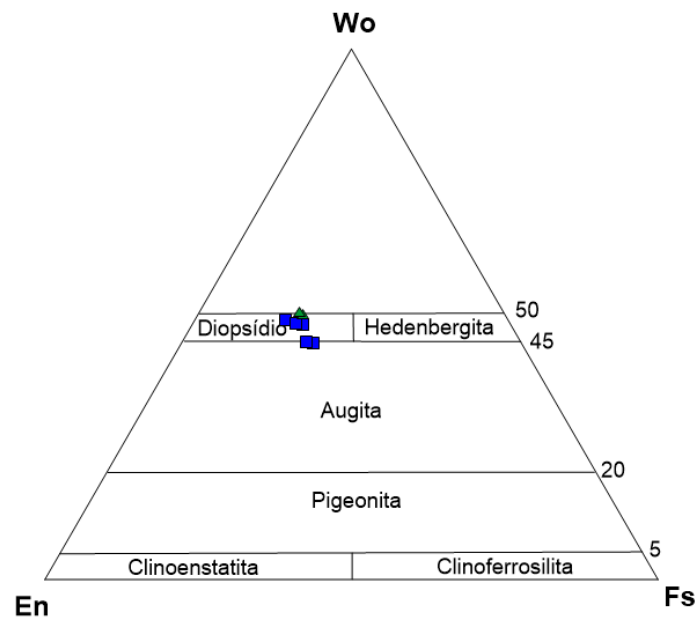


Figura 12: Diagrama triangular Wo-En-Fs aplicado aos piroxênios do Pluton Curitiba. Morimoto *et al.* 1988.

Campo	4	5	6	7	41	43	44	45	1	2	3
Nº Análise	SC-13						SC-15		SC-16		
SiO ₂	52,87	53,19	53,37	52,77	53,60	52,77	52,12	52,08	51,80	52,16	52,98
Al ₂ O ₃	0,90	0,76	0,82	1,20	1,10	1,21	0,97	0,83	1,80	1,50	0,94
FeO	9,80	9,40	8,96	10,43	9,68	10,43	10,26	9,73	12,15	11,59	10,58
MgO	12,06	12,16	12,55	11,92	12,11	11,92	11,61	11,55	11,24	11,74	11,49
CaO	23,50	23,70	23,39	23,08	23,43	23,08	23,81	23,98	20,16	20,73	22,68
Na ₂ O	1,11	1,18	1,09	1,40	1,19	1,41	0,64	0,49	2,04	1,83	1,33
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,51	0,55	0,48	0,36	0,63	0,36	0,61	0,51	0,46	0,50	0,53
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31
TOTAL	100,75	100,94	100,66	101,16	101,74	101,18	100,02	99,17	99,65	100,05	100,84
Si	1,96	1,97	1,97	1,95	1,97	1,95	1,96	1,98	1,94	1,94	1,98
Al IV	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03	0,05	0,04	0,02	0,06	0,06	0,02
Soma T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al VI	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02
Fe ³⁺	0,12	0,12	0,09	0,15	0,10	0,16	0,09	0,05	0,19	0,18	0,10
Fe ²⁺	0,19	0,17	0,18	0,17	0,19	0,17	0,24	0,26	0,19	0,18	0,23
Mg	0,67	0,67	0,69	0,66	0,66	0,66	0,65	0,65	0,63	0,65	0,64
Ca	0,93	0,94	0,93	0,91	0,92	0,91	0,96	0,97	0,81	0,83	0,90
Na	0,08	0,09	0,08	0,10	0,09	0,10	0,05	0,04	0,15	0,13	0,10
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Fe#	0,22	0,20	0,21	0,20	0,23	0,20	0,27	0,28	0,24	0,22	0,27
Mg#	0,78	0,80	0,79	0,80	0,77	0,80	0,73	0,72	0,76	0,78	0,73
%Wo	49,03	49,42	48,89	48,28	48,98	48,28	49,63	50,33	44,52	44,96	48,33
%En	35,01	35,28	36,50	34,69	35,22	34,69	33,67	33,73	34,54	35,42	34,07
%Fs	15,96	15,30	14,62	17,03	15,80	17,03	16,69	15,94	20,94	19,62	17,60

Tabela 4: Análises químicas representativas dos piroxênios do Pluton Curitiba.

5.3 CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

5.3.1 Introdução

A utilização de geobarômetros e geotermômetros tem como objetivo estimar as condições de pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio durante a cristalização dos magmas. A aplicação adequada destes parâmetros depende que a assembleia mineral de interesse tenha alcançado o equilíbrio geoquímico e que o sistema não tenha se reequilibrado durante os estágios finais de cristalização/resfriamento magmático, de *subsolidus* ou devido a ação de eventos termotectônicos posteriores.

Diversos são os geobarômetros e geotermômetros encontrados na literatura, onde a utilização dos mesmos depende da natureza do magma e das associações minerais presentes. A qualidade daqueles para rochas graníticas permite a obtenção de parâmetros físicos que servem de vínculos para interpretação do nível de alojamento/ intrusão e condições de cristalização (P-T-fO₂).

5.3.2 Geotermometria de Saturação em Zircônio

Um geotermômetro muito utilizado é referente à saturação em zircônio. O teor em zircônio nas rochas pode ser usado para estimar a temperatura de cristalização do zircão em líquidos saturados em zircônio (Watson & Harrison, 1983).

Considerando que o zircão formou-se precocemente nas suítes estudadas, é possível, estimar as suas temperaturas mínimas de *liquidus*. Watson (1987) propôs o cálculo da temperatura pela equação

$$T (^{\circ}\text{C}) = - 273 + 12900 / (17,18 - \text{Ln Zr}),$$

onde Zr é a concentração de Zr (em ppm) na rocha.

A aplicação desta equação nas diversas amostras analisadas resultou nos dados da tabela 5. Com base nos resultados, pode-se admitir que o Pluton Curituba possui temperatura de saturação em Zr da ordem de 800°C. Os valores citados são tomados como estimativas mínimas das respectivas temperaturas *liquidus*, haja vista ser o zircão um mineral acessório precoce nas litologias estudadas.

A saturação em zircônio baseada na correlação entre Zr e SiO₂ aponta um *trend* negativo bem como a diminuição da T_{Zr} com o fracionamento das rochas (Fig. 13 a e b). Isso está coerente, pois à medida que a temperatura diminui conforme a cristalização do pluton, aumenta a quantidade de SiO₂.

Plúton Curituba	Zr (em ppm)	T (°C) Watson (1987)
SC-01	283.4	846
SC-02	240	830
SC-05	381,4	875
SC-06	260	837
SC-07B	350	866
SC-09	265	838
SC-16	290	848
SC-18	350	866
SC-19	190	808
SC-22	300	851
SC-26	325	859
SC-27	333.0	861
SC-47	391.5	878
SC-48	434.1	888

Tabela 5: Resultados de geotermometria dos dados obtidos de amostras do Pluton Curituba.

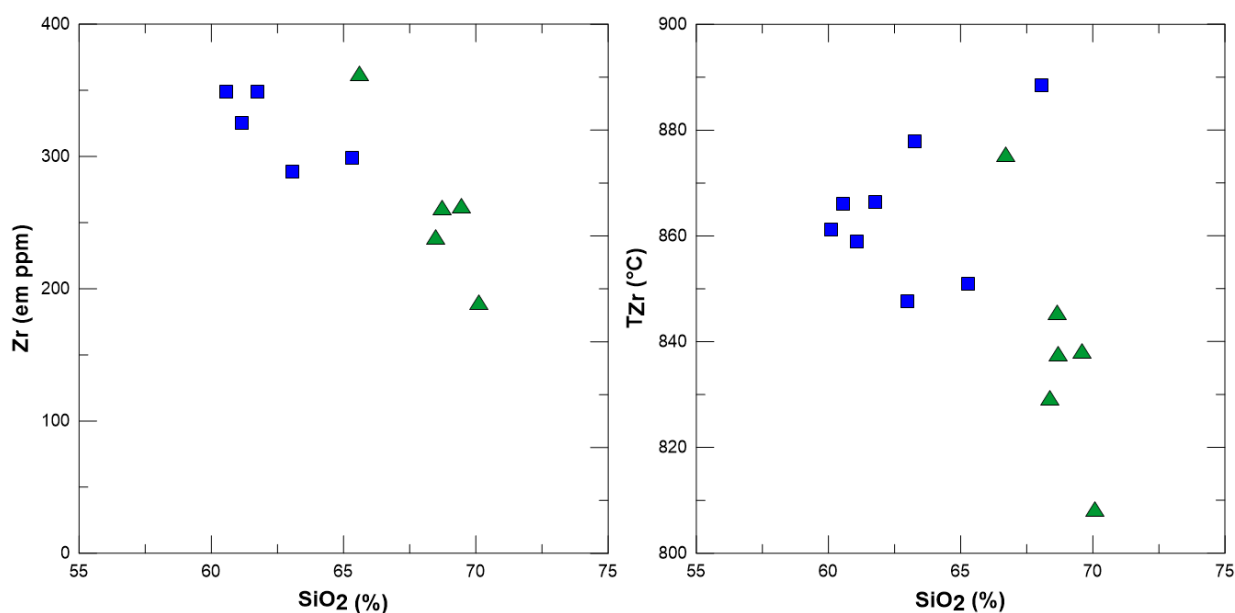


Figura 13: a – Diagrama de variação química Zr (ppm) vs. SiO₂ (%); b – Diagrama de variações das T_{Zr} vs. SiO₂. Dados das análises do Pluton Curituba.

5.3.4 Fugacidade do Oxigênio (fO₂)

Wones (1989) sugeriu que a assembleia hedenbergita + ilmenita + oxigênico ⇌ titanita + magnetita + quartzo pode ser usada com relativa confiabilidade na determinação do grau de oxidação de rochas granitóides. Este autor propôs a equação:

$$\text{Log } (f\text{O}_2) = \frac{-30930}{T} + 14,98 + \frac{0,142 (P - 1)}{T}$$

onde P e T são dados em bar e °K, respectivamente.

Dados experimentais indicam que a cristalização precoce de anfibólio na ausência de plagioclásio indica um elevado conteúdo de água no *melt* (~4-6%) em condições de pressão de 2 Kbar (Anderson, 1980; Sisson & Grove, 1993). Este alto conteúdo de água no magma provavelmente resultou em alta fugacidade de oxigênio.

A determinação das condições de fugacidade de oxigênio permite com que sejam estabelecidas as condições sob as quais uma associação mineral atingiu o equilíbrio ou ainda pode retratar as características da sua fonte (Wones, 1989). As condições de fugacidade durante a cristalização no Pluton Curituba foram estimadas a partir de dados químicos de anfibólio (Tabela 7), os quais sugeriram fugacidade no *buffer* titanita+magnetita+quartzo (Fig. 14). Essa alta fugacidade é refletida no diagrama Fe# vs. Al_{IV} em anfibólios, de Anderson & Smith (1995).

	P(bars)	T (K)	Log fO ₂
SC-13	1730	1111,0	-12,64
SC-16	1500	1121,0	-12,42
SC-18	2530	1139,0	-11,86

Tabela 6: Cálculos da fugacidade a partir de dados químicos de anfibólios, segundo Wones (1989). PCTBA.

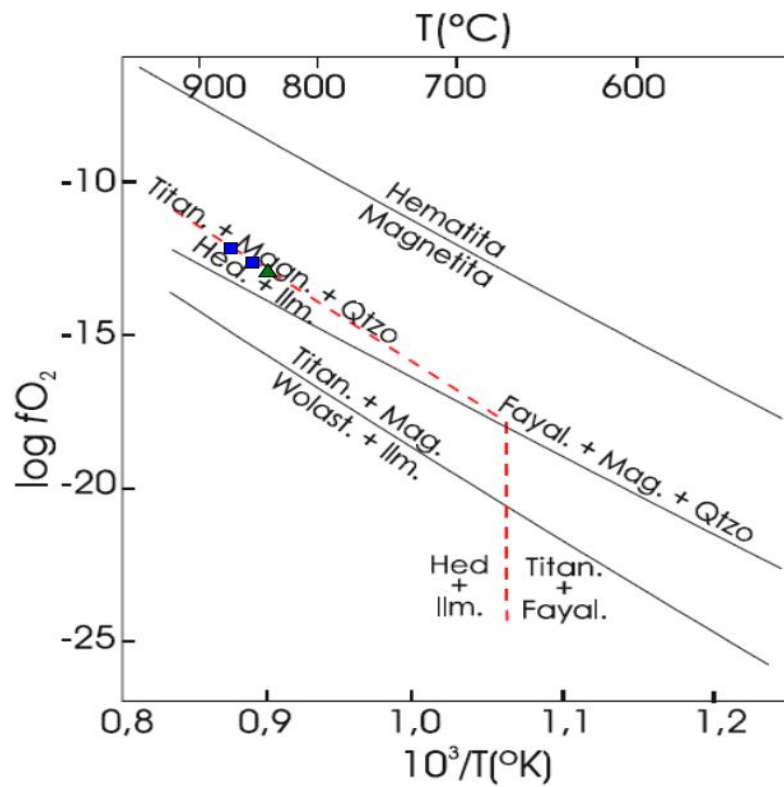


Figura 14: Diagrama fugacidade de oxigênio ($\log f_{O_2}$) vs. Temperatura ($^{\circ}C$), mostrando a estabilidade de várias paragêneses minerais (Wones, 1989).

6 LITOGEOQUÍMICA

6.1 Considerações Iniciais

Foram efetuadas quinze análises litogeoquímicas quantitativas por fluorescência de raio-x para óxidos dos dez elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5) e análise de vinte e um elementos menores (Rb, Ba, Sr, Be, Cr, Ni, V, Co, Cu, Zn, Zr, Th, Pb, Nb, La, Ce, Nd, Y, Ga, Sc). Os resultados estão na tabela 8.

Os elementos maiores, menores e traços foram determinados por fluorescência de raios-X enquanto que os Elementos Terras Raras foram obtidos através de espectrometria de plasma de fonte gasosa (ICP-MS) laboratórios ACME, no Canadá.

6.2 ELEMENTOS MAIORES

6.2.1 - Classificações Químicas

Os granitóides do Pluton Curituba mostram teores de SiO_2 variando de 60% a 70% e são metaluminosos a fracamente peraluminosos, segundo os índices de Shand (Fig.15).

De acordo com o diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Fig.16) com campos de Midllemost (1997), os granitóides estudados são trans-alcalinos.

No diagrama AFM (Fig.17) observa-se que os granitóides estudados apresentam um *trend* curvo, de sequência cálcio-alcalina, refletindo cristalização sob condições de $f\text{O}_2$ bastante elevadas e observa-se um caimento nos teores de ferro, durante a evolução do magma. Esse comportamento do *trend* é típico de rochas cálcio-alcalinas.

No diagrama de Miyashiro (1974) (Fig.18), as amostras se projetaram também no campo da série cálcio-alcalina e, no diagrama de Peccerillo e Taylor (1976), aplicado a rochas subalcalinas, mostram uma vez mais um carácter transicional dentre as calcioalcalinas de alto potássio e shoshonítica (Fig.19). Os teores elevados em K_2O para os teores de SiO_2 é geralmente típico de associações de afinidade shoshonítica.

As características químicas de elementos maiores associadas às características mineralógicas que os fácies 1 e 2 plotam no campo IV e V (Fig.20), respectivamente, do diagrama de Debon & Le Fort (1982), onde constitui uma assembleia comum com hornblenda e biotita e, clinopiroxênio e/ou epidoto primário e/ou titanita.

No diagrama de Frost et al. (2001) as amostras se projetam no campo para séries magnesianas (Fig.21) .

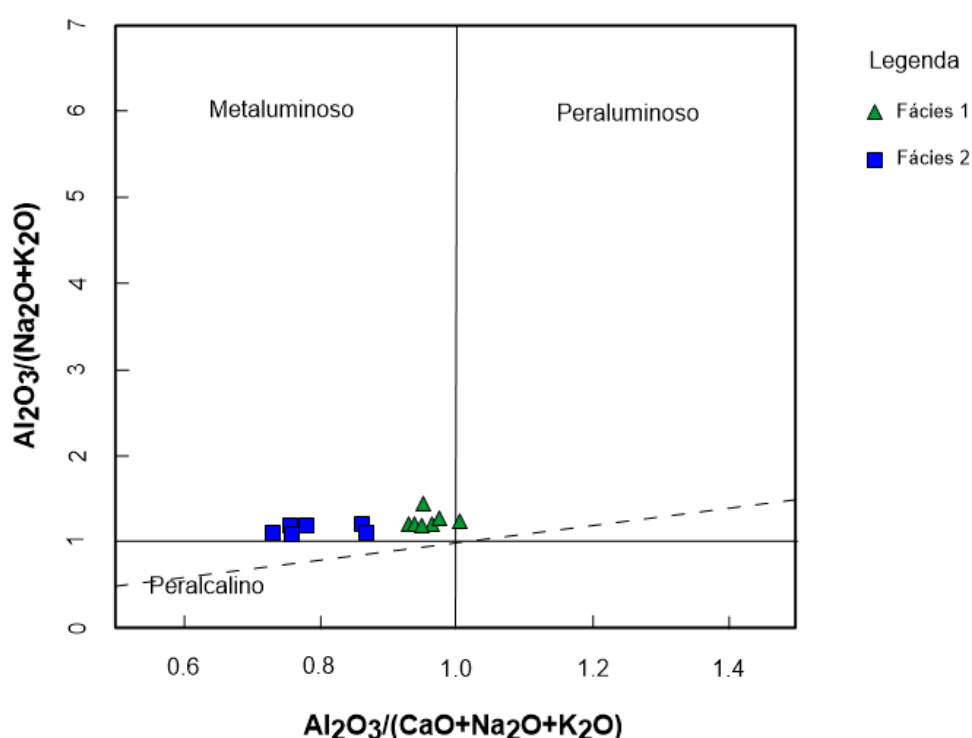


Figura 15: Diagrama de índice de Shand (segundo Maniar & Piccoli, 1989) onde os índices de alcalinidades dos litotipos do Pluton Curituba projetam-se no campo das rochas metaluminosas a peraluminosas.

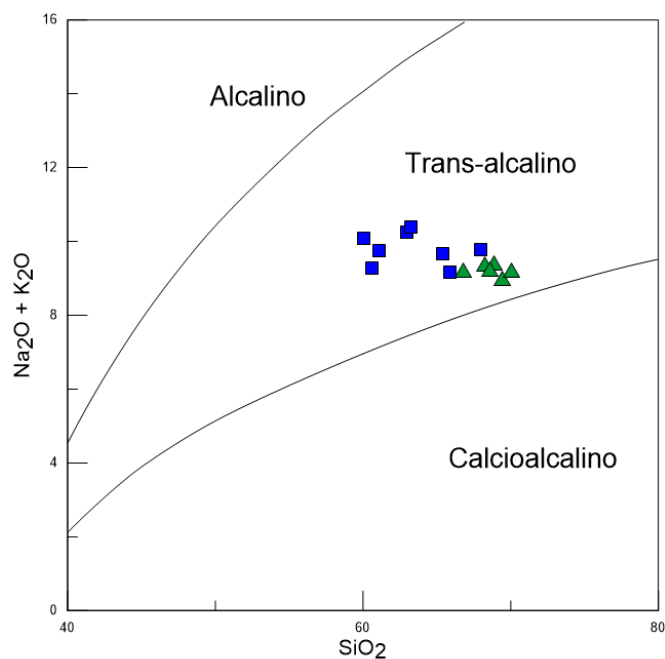


Figura 17: Diagrama binário TAS com campos de Middlemost (1997). Amostras dos fácies estudados. Símbolo como na Fig.15.

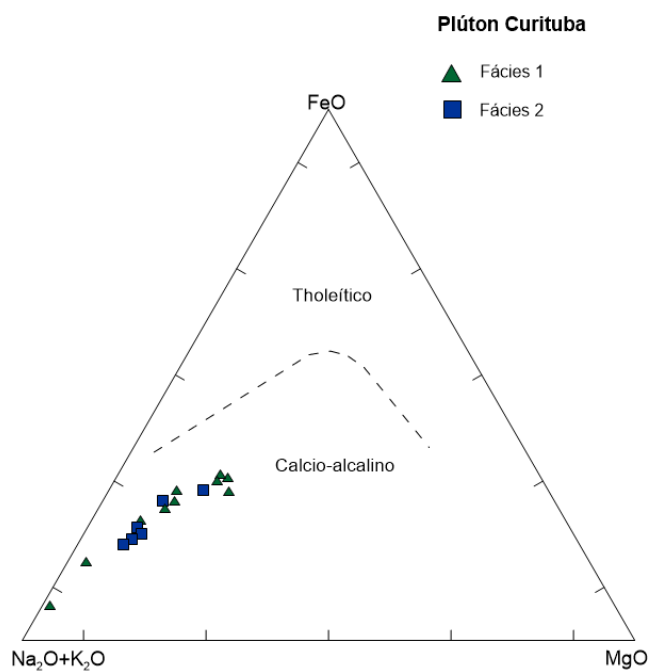


Figura 16: Diagrama ternário AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - FeO^* - MgO), de Irvine & Baragar (1971) apresentando um *trend* de sequência cálcio-alcalina nas rochas do Pluton Curituba.

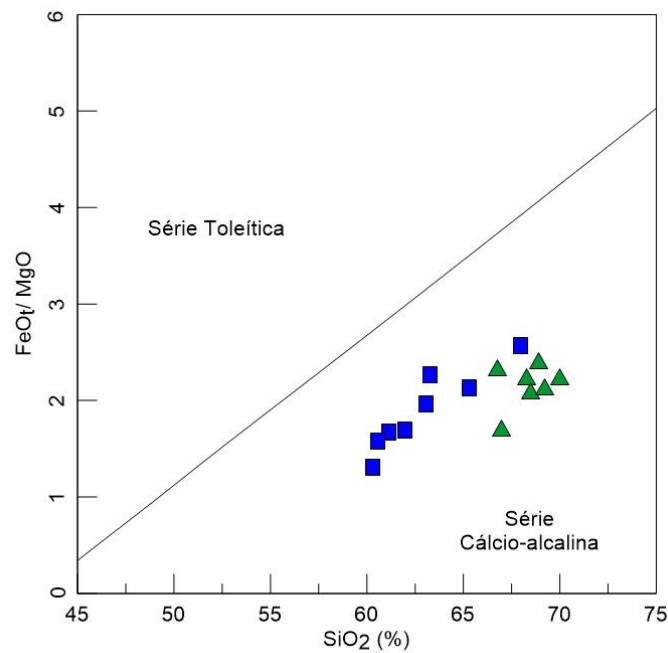


Figura 19: Diagrama binário de Myiashiro (1974) onde os resultados das fácies do Pluton Curituba plotam o campo de rochas cálcio-alcálicas. Símbolos como na Fig.15.

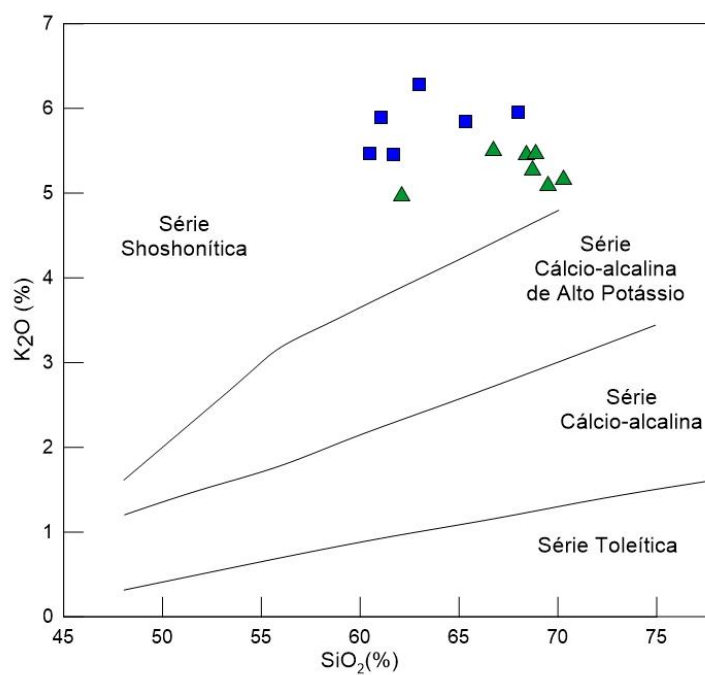


Figura 18: K_2O vs. SiO_2 para os granitóides estudados do Pluton Curituba. Campos segundo Peccerillo & Taylor (1976). Símbolos como na Fig. 15.

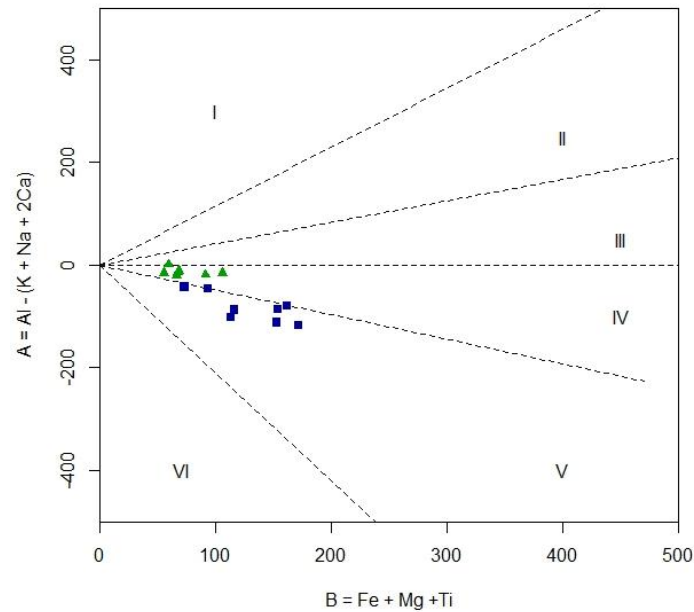


Figura 21: Diagrama de "minerais característicos" para os granitóides do PCTBA. Setor I – muscovita sozinha ou muscovita > biotita; II – biotita > muscovita; III – biotita sozinha; IV – assembleia comum hornblenda e biotita; V – principalmente clinopiroxênio e/ou epidoto primário e/ou titanita (Debon & Le Fort, 1982). Símbolos como na Fig.15.

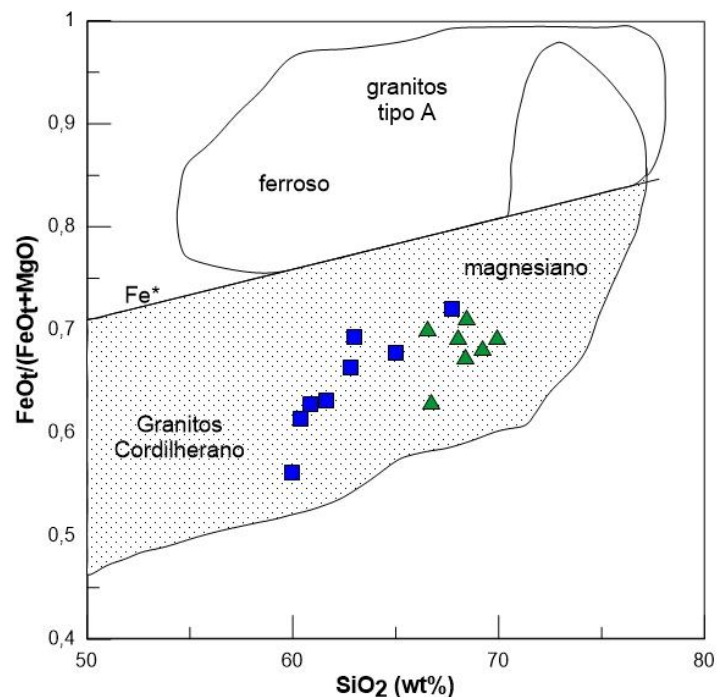


Figura 20: Variação composicional das fácies estudadas com os limites ferrosos e magnesianos de Frost et al. 2001; e campos discriminantes entre granitóides tipo A e cordilherano (modificado de Myiashiro, 1970). Símbolos como na Fig. 15.

6.2.2 - Variação Química

Os diagramas de variação tipo Harker para os óxidos de elementos maiores, *versus* a sílica, visa a verificação de existência de correlações entre os pares de óxidos, positivos ou negativos, com o intuito de determinar os processos de diferenciação sofridos pelas rochas e o fracionamento ou não de minerais a partir do líquido original. Estes diagramas para a área estudada são mostrados na Fig.22.

A apatita e a titanita se cristalizaram entre 60-70% de SiO_2 , isso porque P_2O_5 e TiO_2 , respectivamente, apresentam *trend* negativo neste intervalo, mesmo comportamento observado para a cristalização do piroxênio e anfibólio (MgO).

O Al_2O_3 apresenta *trend* positivo com ponto de inflexão em, aproximadamente, 65% de SiO_2 , isso indica que não houve fracionamento de plagioclásio \pm biotita até esse valor.

O K_2O apresenta ponto de inflexão em torno de 63% de SiO_2 indicando fracionamento de feldspato potássico, biotita junto com o Al_2O_3 , após essa ponto.

O estágio inicial do resfriamento do magma, contém alto teor de MgO , CaO e Fe_2O_3 . Com isso, o magma residual se torna empobrecido nestes componentes e enriquecido em sílica e álcalis (Na_2O , K_2O).

As correlações observadas sugerem que fracionamento foi um processo ativo durante a evolução do magma gerador do protólito destes granitóides.

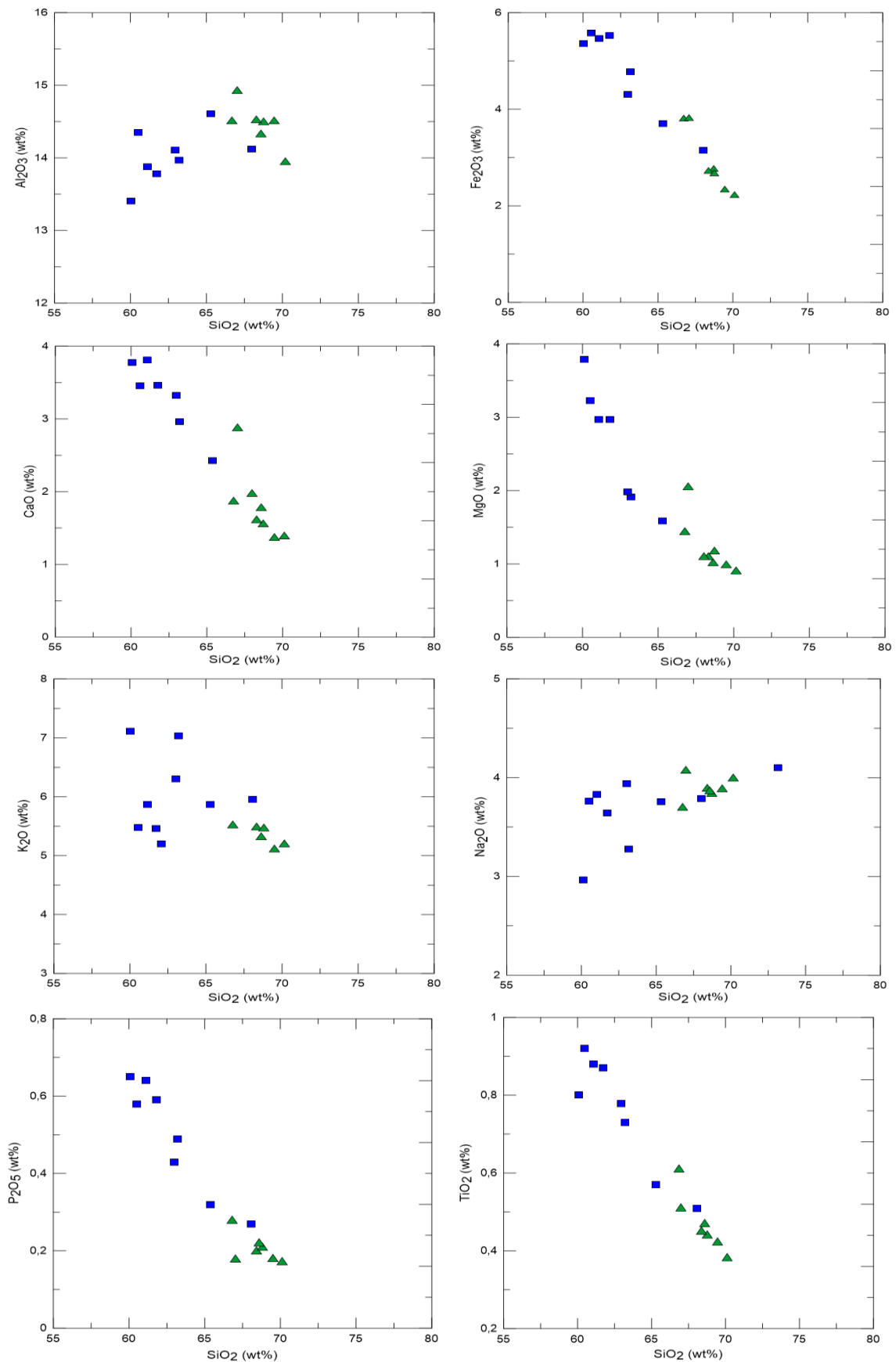


Figura 22: Diagramas Harker para elementos maiores das fácies estudadas.

6.2.3 – Gênese dos Magmas

Foi demonstrado experimentalmente, que a reação de magmas basálticos com rochas quartzo feldspáticas produz magmas silicáticos em equilíbrio com cumulos máficos ígneos, semelhantes às rochas que são abundantes na crosta continental inferior (Patiño Douce, 1995; McCarthy & Patiño Douce, 1997). Com estes resultados, Patiño Douce (1999) modelou a variação composicional de rochas ígneas silicáticas naturais e ressalta que a pressão exerce forte influência nas composições dos magmas silicáticos. As curvas calculadas por este autor são curvas de reação (curvas simplificadas) que mostram o efeito relativo da pressão e da composição crustal na composição *melt* granítico.

Nos diagramas $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ vs. $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$; $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$; $\text{CaO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ vs. $\text{CaO}/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ (Fig.24 a, b, c), os granitóides do Pluton Curitiba caem no campo dos *melts* derivados de anfibolito e os dados definem *trend* negativo que sugerem neste diagramas, fracionamento mineral. Além disso, as amostras sobrepõem a curva de reação experimental de baixa pressão (BP). Isso poderia explicar a presença de enclaves máficos observados em campo que não mostraram processos de interação com o magma e poderiam representar fragmentos da fonte.

O modelo de curvas de reação incorpora os principais efeitos da pressão e composição da assimilação crustal nas assembleias que cristalizaram durante a interação crosta-manto (Patiño Douce, 1999).

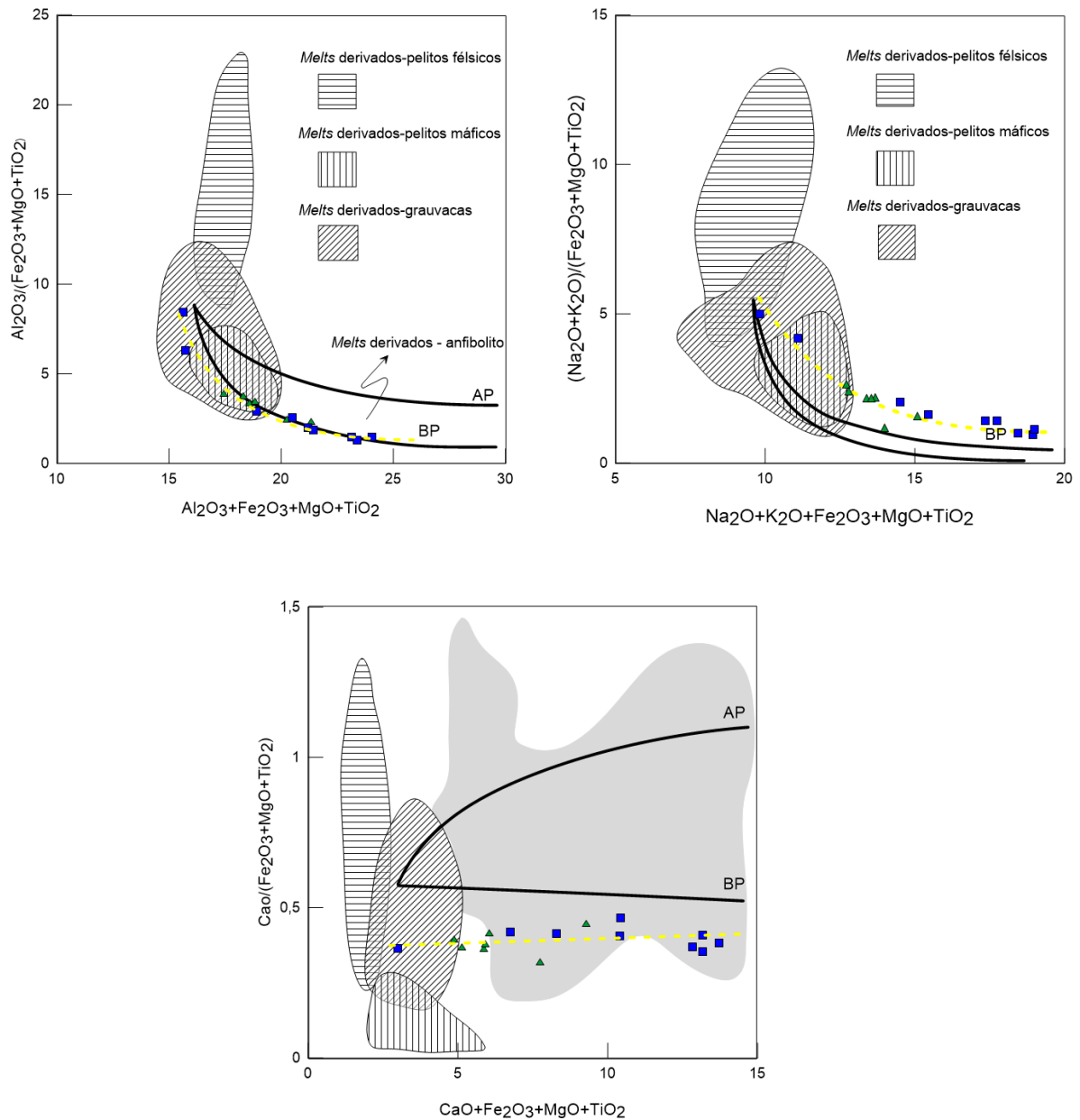


Figura 23: Composições do PCTBA (símbolos como na Fig.15) comparadas com melts produzidos por desidratação-fusão experimental de vários tipos de metassedimentos. As linhas são curvas de reações que modelam as composições dos melts que deveria ser produzido por hibridização de olivina toleito de alto Al com metagrauvaca (ver Patiño Douce *et al* 1995). Em baixa pressão (BP, $P \leq 5$ Kbar) e alta pressão (AP, $P = 12 - 15$ Kbar). Notar: (a,b,c) linhas amarelas tracejadas – *trend*, (Fig.24c) sombra cinza compreende área de *melts* derivados de anfibolito.

6.3 – ELEMENTOS TRAÇOS

6.3.1 – Classificações Gerais

Elementos traços constituem importante ferramenta no estudo dos processos envolvidos na evolução dos magmas.

A avaliação destes processos se dá através da partição de um determinado elemento químico entre sua fase cristalina e a fase líquida na qual é expressada através do seu coeficiente de partição, obtidos pela fórmula $K_d = C_o / C_L$, onde C_o é a concentração do elemento em sua fase cristalina e C_L é a concentração do elemento em sua fase líquida. Os elementos são compatíveis quando $K_d > 1$ e incompatíveis quando $K_d < 1$.

Os elementos incompatíveis podem ser subdivididos em LILE (Elementos litófilos de íon grande): K, Rb, Sr, Ba, Th e ETRL; e HFSE (Elementos de Ligação Forte ou Alto Potencial Iônico): Sc, Y, Zr, Ti, Ta, Hf e Nb, estes são elementos pouco móveis e, por isso, utilizados em estudo de ambientes geotectônicos.

Para a identificação dos processos atuantes na evolução magmática são utilizados os diagramas de variação, as razões entre os elementos traços (Rb/Sr, K/Ba, K/Rb e Ba/Rb), que vão indicar os possíveis processos de diferenciação que poderiam ter ocorrido ou não no magma; os diagramas terras raras e os multielemental.

6.3.2 - Variação Química

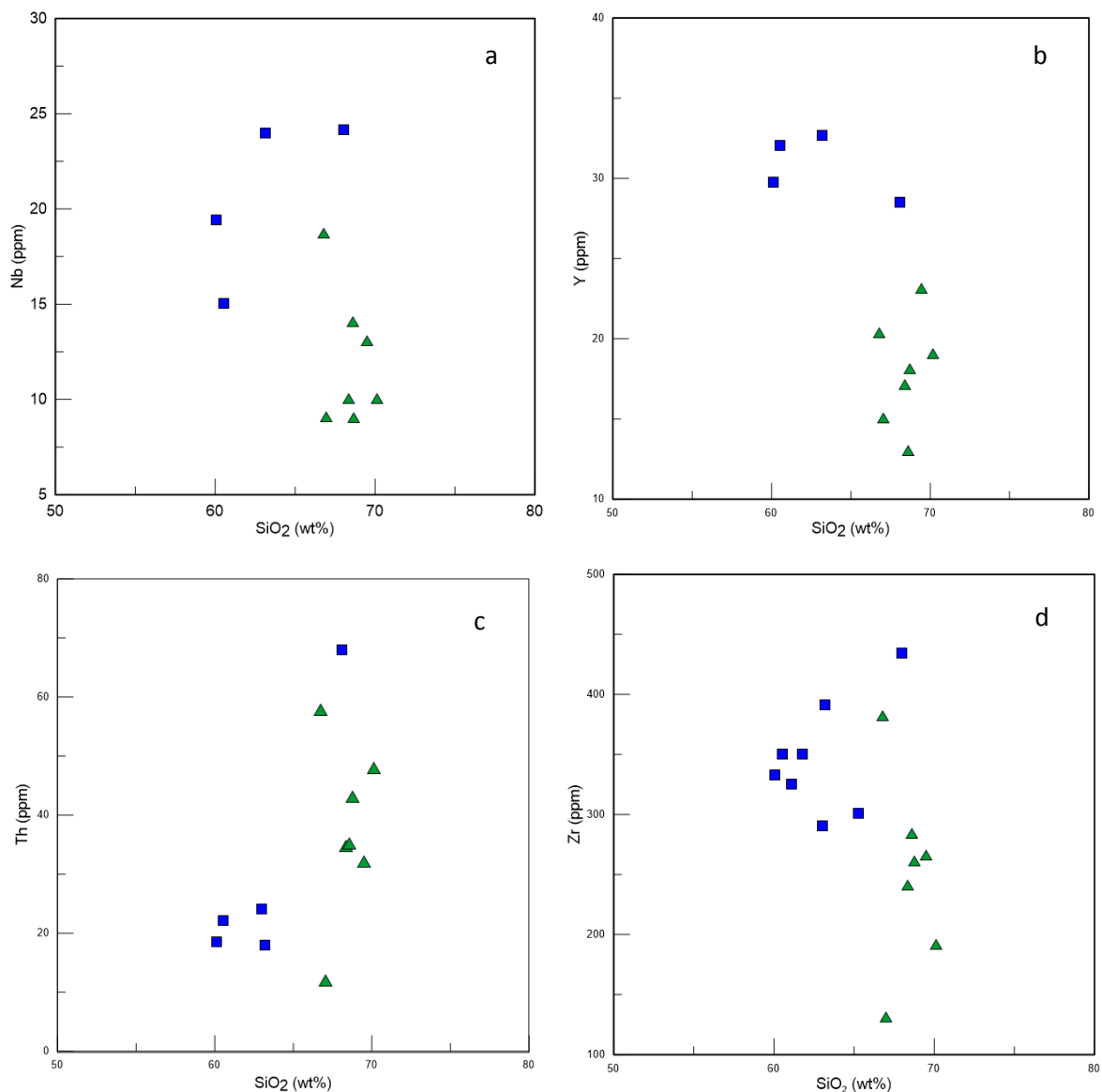
Similar ao realizado para elementos maiores, os diagramas Harker proporcionam melhor interpretação e o índice de diferenciação utilizado foi o SiO_2 .

Nos diagramas de variação para SiO_2 vs. Nb, Y, Zr, Ba, Rb, Sr e Th (Fig. 24), embora apresente espalhamento, é possível observar uma correlação negativa no diagrama de Nb, Y, Ba, Sr, indicando compatibilidade destes na evolução magmática e, incompatibilidade do Th com a diferenciação, já que sua correlação é positiva.

Pearce (1982) demonstrou que o teor de Zr nas rochas ígneas seriam herdados de suas rochas fontes e controlado pelo grau de fusão parcial envolvido

durante suas formações; alto teor de Zr corresponde a altos graus de fusão parcial para a mesma rocha fonte. E isso é o que acontece no Pluton Curitiba. Com isso, não há fracionamento de zircão (fig. 24d).

No diagrama Y versus SiO₂ (Fig. 24b), os fácies apresentam uma interrupção do *trend*, sugerindo um fracionamento muito pequeno de anfibólio e/ou piroxênio, porém quando o magma atinge em torno de 65% de SiO₂, é quando ocorre realmente o fracionamento do anfibólio.



Cont...

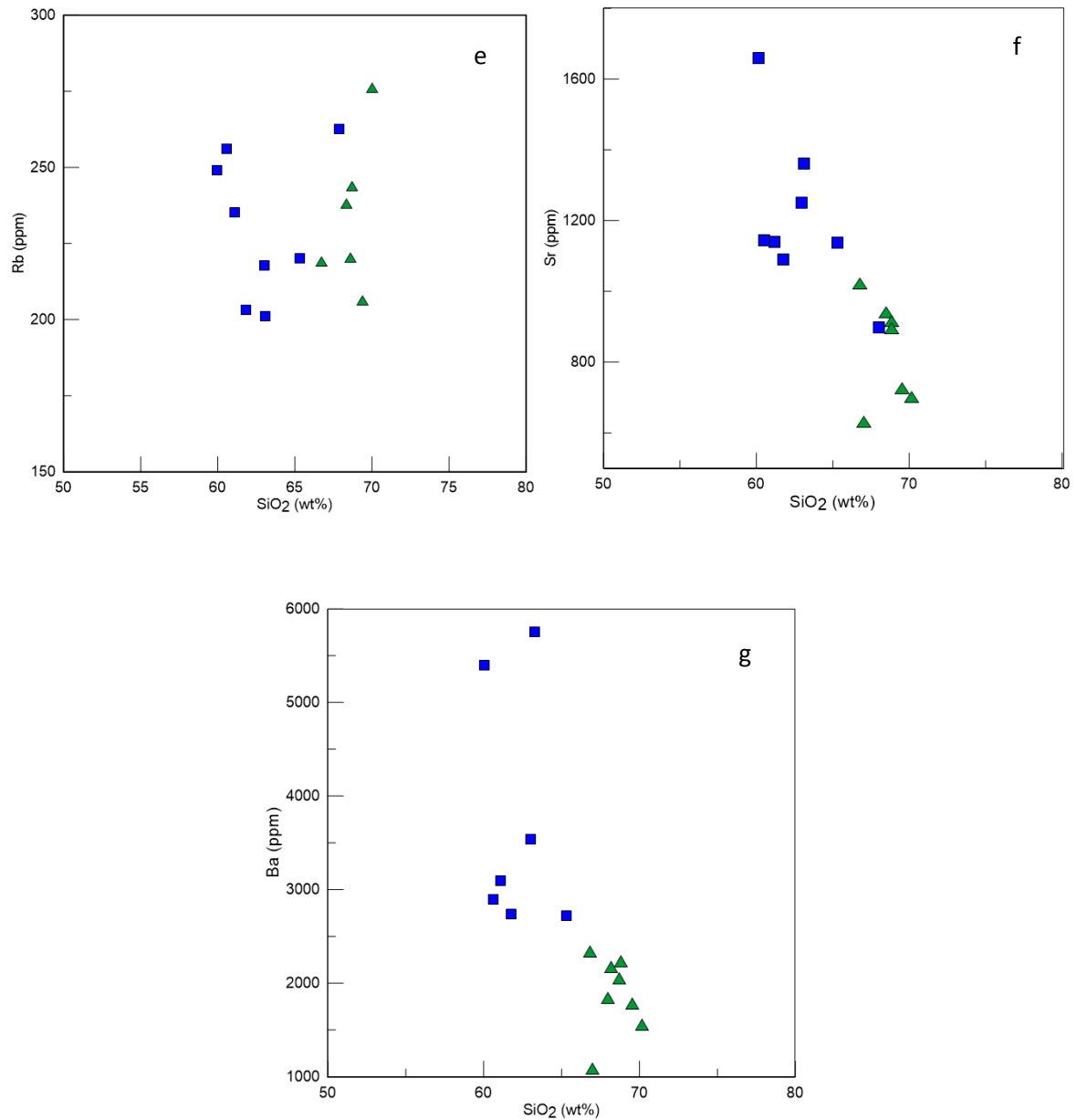


Figura 24: Diagrama de variação para elementos menores dos fácies do Pluton Curitiba. SiO_2 versus (a) Nb(ppm); (b) Y (ppm); (c) Th (ppm); (d) Zr (ppm); (e) Rb (ppm); (f) Sr (ppm); (g) Ba (ppm). ▲ fácies 1 e ■ fácies 2.

6.3.3 – Comportamento de Rb, Sr e Ba

Com relação aos sistemas graníticos, os elementos traços são úteis na discussão de processos genéticos, especialmente, o Rb, Ba, e Sr. Isto se deve ao grande raio iônico que apresentam (LILE) e caráter químico similar, sendo utilizados em estudos petrogenéticos devido a sua distribuição em rochas ígneas ácidas. São utilizados também como guias no processo de cristalização de magmas graníticos, onde são empobrecidos nos estágios avançados da sequência de diferenciação.

As variações de Rb, Sr e Ba são geralmente usadas para estimar o grau de fracionamento e especular sobre os processos petrogenéticos que controlaram a evolução de um corpo (Hanson 1989, Dall'Agnol et al. 1999).

O Ba e o Sr são elementos compatíveis, enquanto que o Rb, é incompatível, ficando no magma silicático. As razões entre eles permitem fazer uma relação com a evolução na fase líquida. É sabido igualmente que o comportamento geoquímico de elementos-traço compatíveis e incompatíveis constitui um bom indicador dos processos petrogenéticos (Hanson 1989). Em razão disso, foram elaborados os diagramas Rb vs. Sr; Sr vs. Ba e Rb/Sr vs. Sr/Ba das amostras estudadas, nos quais foram indicados os sentidos de variações das composições dos líquidos em função do fracionamento de determinadas fases minerais (plagioclásio, feldspato potássico, hornblenda e biotita).

No diagrama Rb/Sr vs. Sr/Ba, a correlação é positiva, indicando fracionamento de feldspato potássico (Fig. 25a).

No diagrama Sr vs. Ba, observa-se correlação positiva entre os dois elementos, onde o Sr varia de 700 – 1145 ppm, enquanto que o Ba varia de 1580 – 3530 ppm, indicando que, quantitativamente, o teor deste é superior àquele. Isto poderia ser explicado pelo maior acúmulo de feldspato potássico e/ou fracionamento de plagioclásio, como mostra a Fig. 25b.

No diagrama Rb vs. Sr, apesar da dispersão dos dados, verifica-se um *trend*, indicando correlação inversa, onde o Sr que apresenta ampla variação (700 – 1145 ppm) diminui com o aumento do Rb, sugerindo fracionamento de plagioclásio (Fig. 25c).

Observando estes diagramas, podemos observar que a fácies Anfibólio Quartzo Sienito a Anfibólio Sieno Granito (fácies 2) são menos diferenciadas que a fácies Biotita Anfibólio Monzogranito (fácies 1). Isso porque observando o vetor pra hornblenda, se retirarmos este mineral do sistema, o magma segue direção oposta ao do vetor, ou seja, o comportamento do fácies 2 sem a hornblenda segue o comportamento do fácies 1 (Fig. 25c). Esse comportamento foi o mesmo observado no diagrama Y *versus* SiO₂ (Fig. 24b).

Com estas observações é possível perceber que a evolução do Pluton Curituba ocorreu com fracionamento de plagioclásio - e não se observa anomalia negativa em Eu nos Elementos Terras Raras, porque a fugacidade de oxigênio estava elevada. Então, o Eu não estava como Eu⁺², mas como Eu⁺³ porque este não substitui o Ca⁺² - e fracionamento de feldspato potássico e anfibólio.

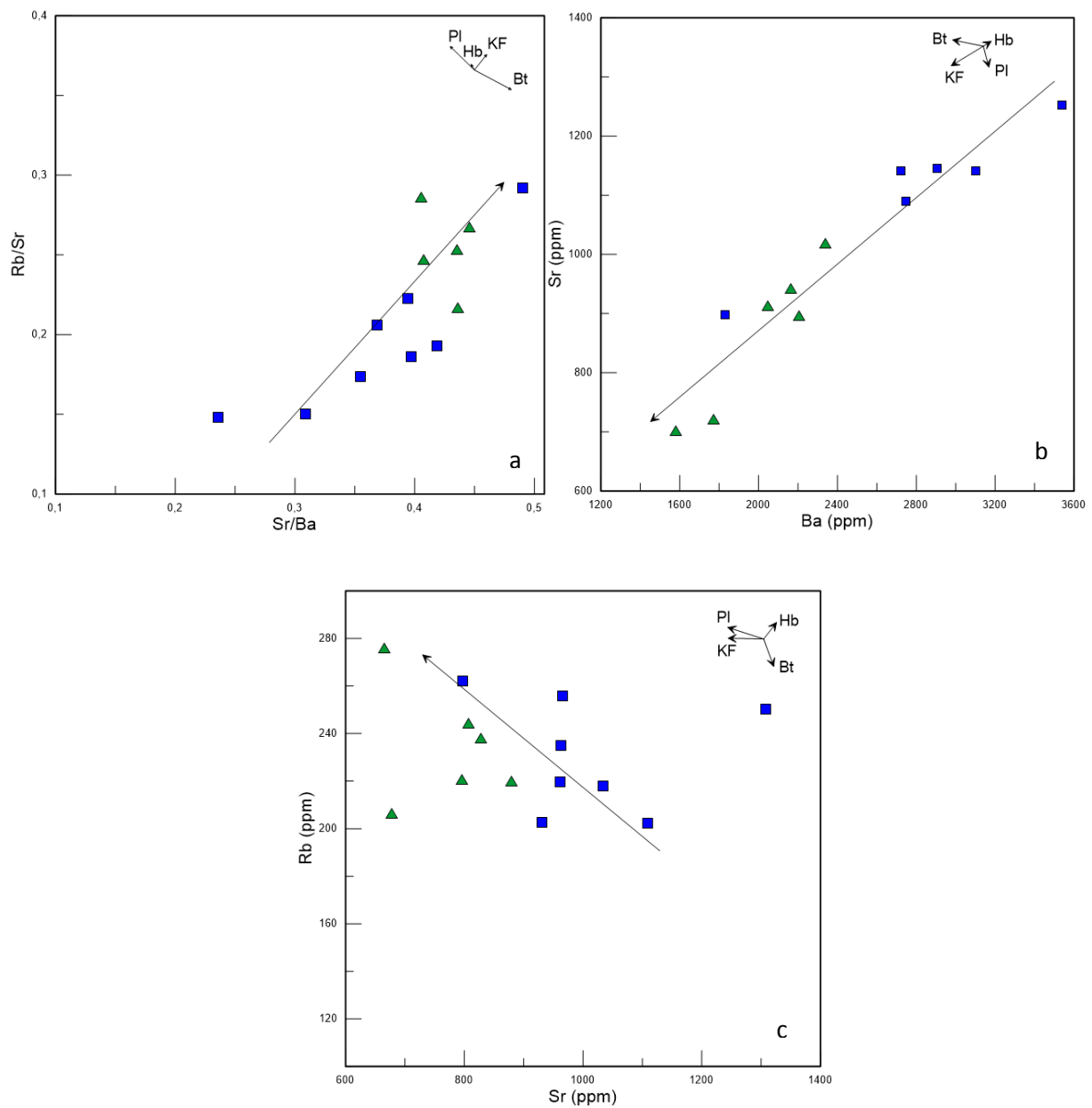


Figura 25: Diagramas (a) Rb/Sr vs. Sr/Ba; (b) Sr vs. Ba; (c) Rb vs. Sr, para as amostras do Pluton Curituba. Os vetores indicam a influência do fracionamento do plagioclásio (Pl), feldspato potássico (KF), hornblenda (Hb) e biotita (Bt) na composição do magma. Símbolos conforme Figura 15. Fonte: Wernick, E. Rochas magmáticas.

Amostra (% peso)	SC-01	SC-02	SC-05	SC-06	SC-07B	SC-09	SC-16	SC-18	SC-19	SC-22	SC-26	SC-27	SC-28A	SC-47	SC-48
SiO ₂	68,61	68,36	66,76	68,71	61,76	69,45	63	60,52	70,13	65,29	61,07	60,07	66,99	63,19	68
Al ₂ O ₃	14,33	14,52	14,5	14,49	13,78	14,51	14,12	14,35	13,96	14,61	13,88	13,41	14,93	13,97	14,11
Fe ₂ O ₃	2,77	2,73	3,79	2,67	5,53	2,34	4,31	5,58	2,23	3,71	5,46	5,37	3,83	4,78	3,15
MgO	1,02	1,1	1,46	1,17	2,97	1	1,98	3,22	0,9	1,59	2,97	3,79	2,06	1,91	1,1
CaO	1,78	1,61	1,87	1,56	3,47	1,37	3,32	3,45	1,39	2,43	3,81	3,78	2,88	2,97	1,98
Na ₂ O	3,87	3,89	3,7	3,84	3,64	3,89	3,94	3,77	4	3,76	3,83	2,96	4,08	3,28	3,79
K ₂ O	5,31	5,49	5,52	5,47	5,46	5,11	6,31	5,47	5,2	5,86	5,87	7,1	3,5	7,04	5,96
P ₂ O ₅	0,22	0,2	0,28	0,21	0,59	0,18	0,43	0,58	0,17	0,32	0,64	0,65	0,18	0,49	0,27
TiO ₂	0,47	0,45	0,61	0,44	0,87	0,42	0,78	0,92	0,38	0,57	0,88	0,8	0,51	0,73	0,51
MnO	0,05	0,04	0,06	0,04	0,09	0,04	0,08	0,08	0,04	0,06	0,09	0,11	0,06	0,09	0,05
L.O.I	1,1	0,33	0,9	0,46	0,5	0,52	0,3	0,65	0,47	0,55	0,53	0,9	0,54	0,6	0,6
Total	99,53	98,72	99,45	99,06	98,66	98,83	98,57	98,59	98,87	98,75	99,03	98,94	99,56	99,05	99,52
(ppm)															
Rb	244,0	238,0	219,4	220,0	203,0	206,0	218,0	256,0	276,0	220,0	235,0	250,1	156,0	202,0	262,0
Zr	283,0	240,0	381,4	260,0	350,0	265,0	290,0	350,0	190,0	300,0	325,0	333,0	130,0	391,6	434,1
Ba	2047,0	2160,0	2337,0	2200,0	2750,0	1775,0	3530,0	2905,0	1580,0	2720,0	3100,0	5378,0	1060,0	5790,0	1834,0
Sr	911,0	940,0	1017,3	895,0	1090,0	720,0	1250,0	1145,0	700,0	1140,0	1140,0	1661,3	630,0	1363,5	897,0
Nb	14,0	10,0	18,7	9,0	0,0	13,0	0,0	15,0	10,0	0,0	0,0	19,4	9,0	24,0	24,1
Hf	7,9	0,0	10,0	7,1	0,0	0,0	8,7	9,5	0,0	0,0	0,0	8,5	0,0	9,9	11,4
Ta	1,2	0,0	1,9	1,5	0,0	0,0	0,8	1,4	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0	1,8	2,2
Y	13,0	17,0	20,3	18,0	0,0	23,0	0,0	32,0	19,0	0,0	0,0	29,8	15,0	32,7	28,5
Th	43,0	35,0	57,6	43,0	0,0	32,0	24,2	22,0	48,0	0,0	0,0	18,7	12,0	18,0	68,2
La	78,2	60,0	100,4	83,9	0,0	91,0	104,0	84,2	61,0	0,0	0,0	96,2	27,0	106,6	105,5
Ce	154,6	93,0	195,0	144,0	0,0	141,0	195,0	163,0	103,0	0,0	0,0	189,6	48,0	211,0	201,6
Pr	16,5	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	21,6	0,0	24,7	21,7
Nd	59,0	37,0	71,6	50,0	0,0	52,0	82,0	71,0	42,0	0,0	0,0	82,8	18,0	93,6	77,9
Sm	9,5	0,0	12,0	7,9	0,0	0,0	13,2	12,0	0,0	0,0	0,0	15,3	0,0	16,3	12,7
Eu	2,1	0,0	2,5	1,7	0,0	0,0	3,2	2,9	0,0	0,0	0,0	3,7	0,0	3,8	2,6
Gd	6,4	0,0	8,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	11,9	0,0	12,2	9,5
Tb	0,7	0,0	1,0	n.d	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	0,0	1,5	1,2
Dy	3,4	0,0	4,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,6	0,0	7,7	5,8
Ho	0,5	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0	1,1	0,9
Er	1,3	0,0	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8	0,0	2,9	2,6
Tm	0,2	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,4	0,4
Yb	1,3	0,0	1,8	1,2	0,0	0,0	1,3	1,9	0,0	0,0	0,0	2,5	0,0	2,7	2,6
Lu	0,2	0,0	0,3	0,2	0,0	0,0	0,2	0,3	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,4	0,4

Tabela 7: Análises químicas obtidas de Elemento Maiores, Traços e Terras Raras de amostras do Pluton Curitiba.

6.4 – ELEMENTOS TERRAS RARAS

Os Elementos Terras Raras (ETR) são utilizados, após a normalização, para avaliar o grau de fracionamento em relação a um padrão; sugerir condições de cristalização entre rochas; estimar o processo evolutivo envolvido que gerou o padrão das rochas estudadas.

De acordo com os padrões de ETR normalizados em relação aos valores do Condrito (Evensen, 1978) (Fig.26), observa-se que há um enriquecimento maior nos teores de elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos de elementos terras raras pesados (ETRP) e o grau de fracionamento definida pelas razões $(Ce/Yb)_n$ mostram o fácies 1 variando de 107,73 a 121,00 e o fácies 2, de 76,65 a 87,79. Portanto, um alto grau de fracionamento de Elementos Terras Raras Pesados. Os fácies Biotita Anfibólio Monzogranito (fácies 1) e o Anfibólio Quartzo Sienito a Anfibólio Sieno Granito (fácies 2) apresentam padrões paralelos, fracionados, indicando que o Pluton Curitiba foi originado de uma fonte enriquecida em ETRL e, empobrecido em ETRP.

Os padrões *spidergrams* dos granitóides estudados, normalizados pelo condrito sugerido por Thompson (1982) e representado pelos fácies, mostram ocorrência de anomalias negativas em Nb, Ta, Sr, P e Ti (Fig.29). Há um fracionamento do anfibólio que, devido a diminuição do ETRP, leva o fácies 2 para o fácies 1. Ocorre também um fracionamento de apatita ocorrendo uma diminuição do Sr, já que este entra na apatita.

Os elementos Nb, Ta, Zr e Ti são elementos considerados imóveis por muitos pesquisadores e, portanto, importantes indicadores no estudo da gênese e evolução de séries de magmas. O enriquecimento em Th e Zr observado no *spidergram* sugere que o Zr ficou retido na fonte. O empobrecimento em Nb, Ta e Ti indicam uma característica proveniente da rocha fonte e a pequena variação observada, pode ser fracionamento de titanita.

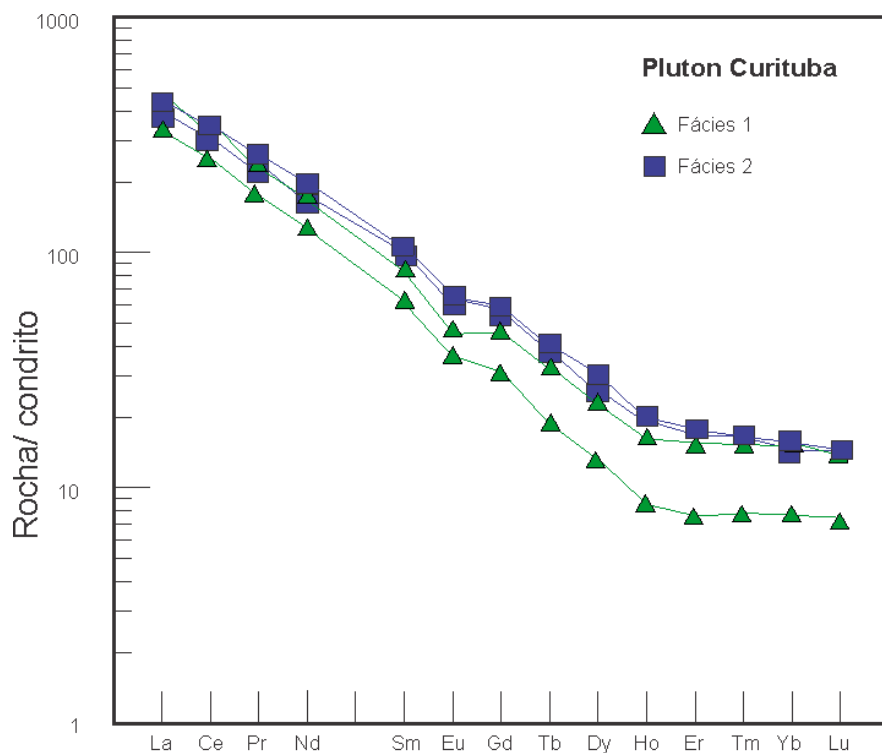


Figura 27: Diagrama de ETR normalizado para o condrito (Evensen et al. 1978), para os fácies do Pluton Curituba.

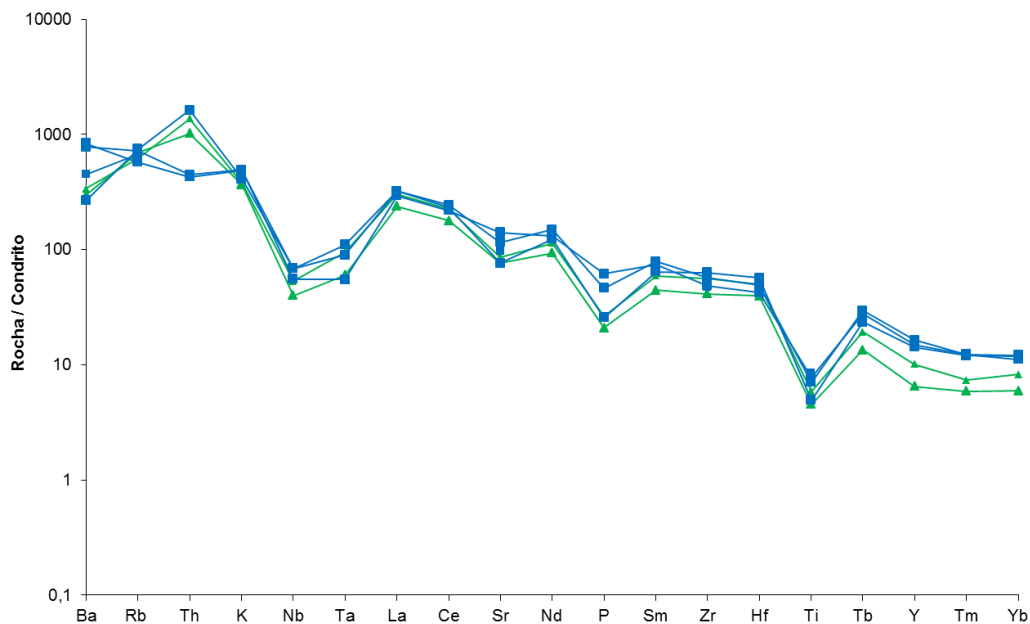


Figura 26: Padrões *spidergrams* normalizados em relação aos valores do condrito, Thompson (1982) para os fácies do Pluton Curituba.

6.5 AMBIENTE GEOTECTÔNICO

O Pluton Curituba, conforme referido, é constituído por rochas da série cálcio-alcalina de afinidade shoshonítica. Esta série ocorre restrita a ambientes relacionados à subducção, incluindo-se nestes, as margens continentais ativas (oceano-continente e continente-continente) e arcos de ilhas (oceano-oceano).

O diagrama R1-R2, de Batchelor & Browden (1985), é interpretado para modelos que explicam processos de evolução magmática (fusão parcial e cristalização fracionada ou mistura de magmas), através da detecção de *trends*, onde $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$. Neste diagrama (Fig.28), é observado um *trend* no campo “Tardi-orogênico”, mas com assinatura forte de Arco Vulcânico.

No diagrama Nb vs Y, discriminante tectônico de Pearce *et al.* (1984), as amostras analisadas caem, em sua maioria, no campo dos granitóides de Arco Vulcânico junto a granitóides Sin-colisionais (Fig.29a).

No diagrama Rb vs. (Y+Nb) (Fig.29b), de Pearce (1996), as amostras caem no campo dos granitóides de Arco Vulcânico, com algumas amostras caindo no campo dos granitos Sin-colisionais.

No diagrama ternário de Harris *et al.*, 1986 (Fig.29c), as amostras caem no grupo dos granitóides de Arco Vulcânico, sendo rochas calcioalcalinas de pré-colisão, derivadas de manto modificado por composição de subducção. Similar àqueles encontrados em margem continental ativa.

A discriminação de ambiente tectônico utilizando elementos traços (tipo HFS) é indicada, por sua imobilidade durante processos de fracionamento. Comparando os teores desses elementos em relação ao ORG (Pearce *et al.*, 1984), feitas através de diagramas multielementais (Fig.30), o Pluton Curituba apresenta padrões similares aos granitos de arco vulcânico, sendo caracterizado pelo enriquecimento em K, Rb, Th e Ba, em relação aos demais, onde os baixos valores de Y e Yb são característicos.

Nos diagramas discriminantes de Dall’Agnol (2007), os campos distinguem os granitos do tipo A das cálcio-alcalinas. As amostras dos granitóides estudados caem no campo das calcioalcalinas (Fig. 31).

Em suma, os diagramas usados para discriminar o ambiente geotectônico de intrusão do Pluton Curituba indicam que este foi posicionado em ambiente relacionado a subducção, em arco continental. Esta classificação é coerente com as interpretações do desenvolvimento do Cinturão Sergipano que ocorreu segundo o Ciclo de Wilson (Oliveira *et al.* 2010), que envolveu subducção de crosta oceânica e, posterior colisão entre o mesmo e o Domínio PEAL, durante a orogênese Brasileira.

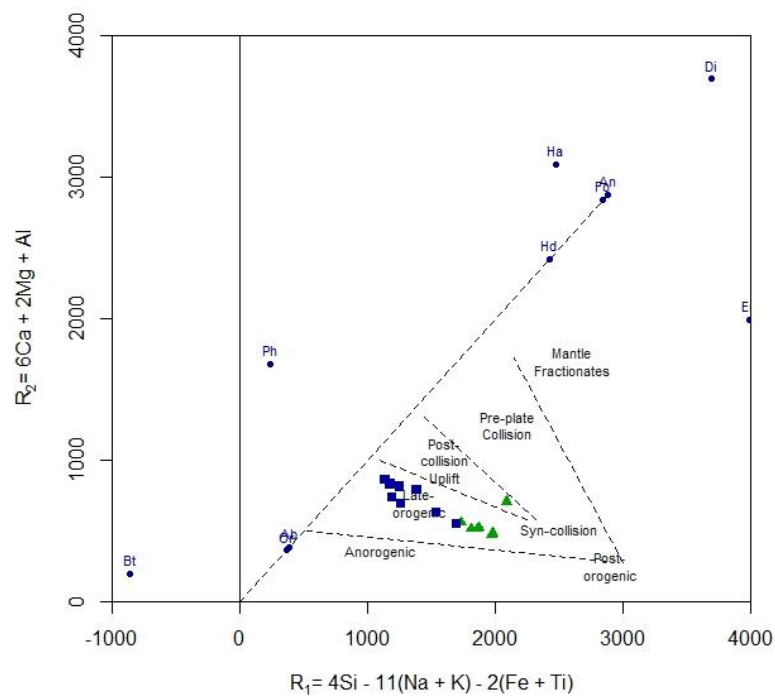


Figura 28: Diagrama R1-R2 com os campos propostos por Batchelor & Bowden (1985) para os representantes do PCTBA. Símbolos como os da Fig.23.

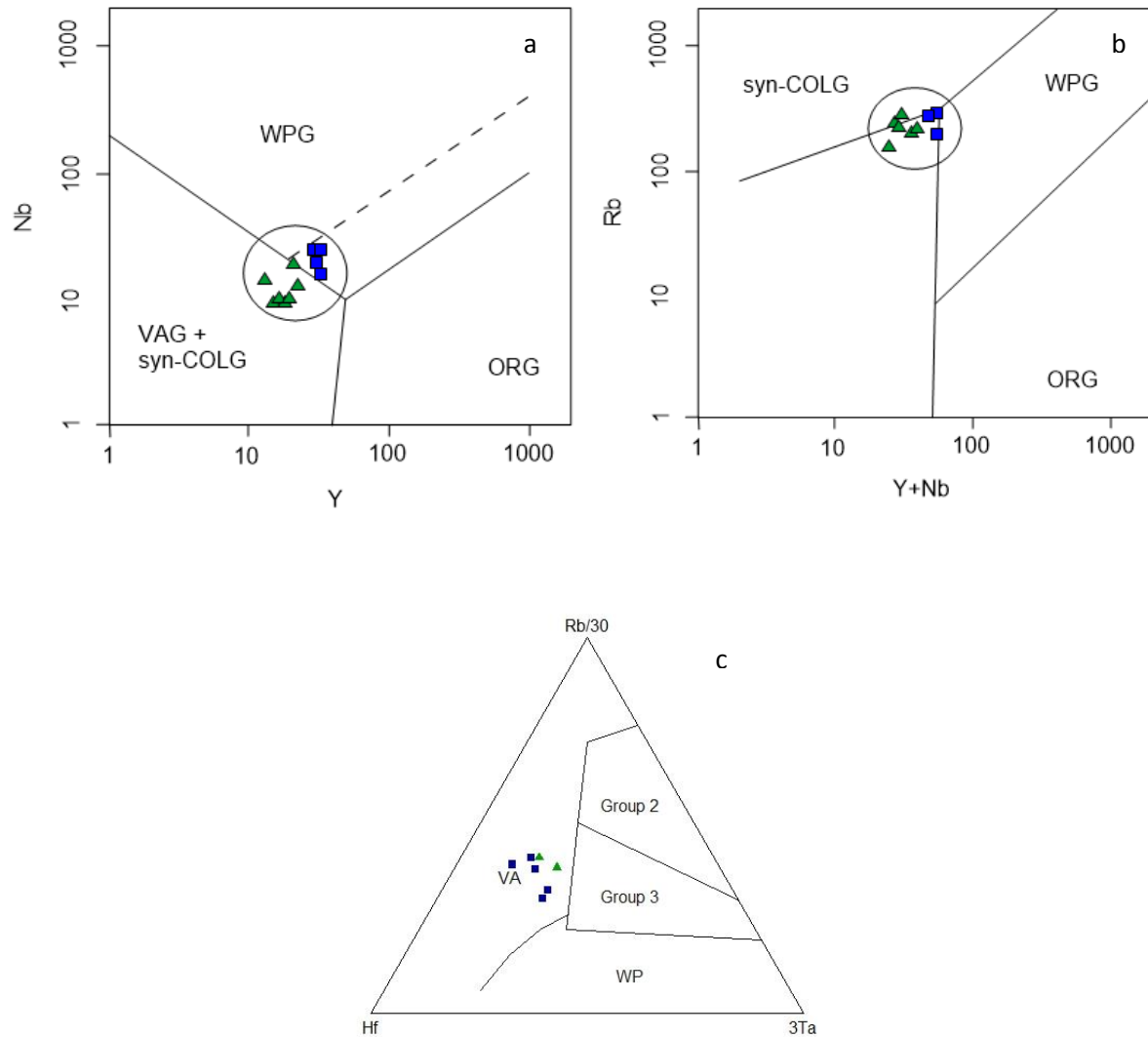


Figura 29: Diagramas discriminantes para granitóides do Pluton Curituba. Syn-COLG – granitos sin-colisionais; WPG – granitos intra-placa; VAG – granitos de arco-vulcânico; ORG – granitos de cadeia oceânica. (Pearce et al. 1984). Pós-Orogênicos (POG) em (b) é de Pearce (1996). (c) Harris et al. (1986), para os granitóides estudados. Símbolos como os da Fig.23.

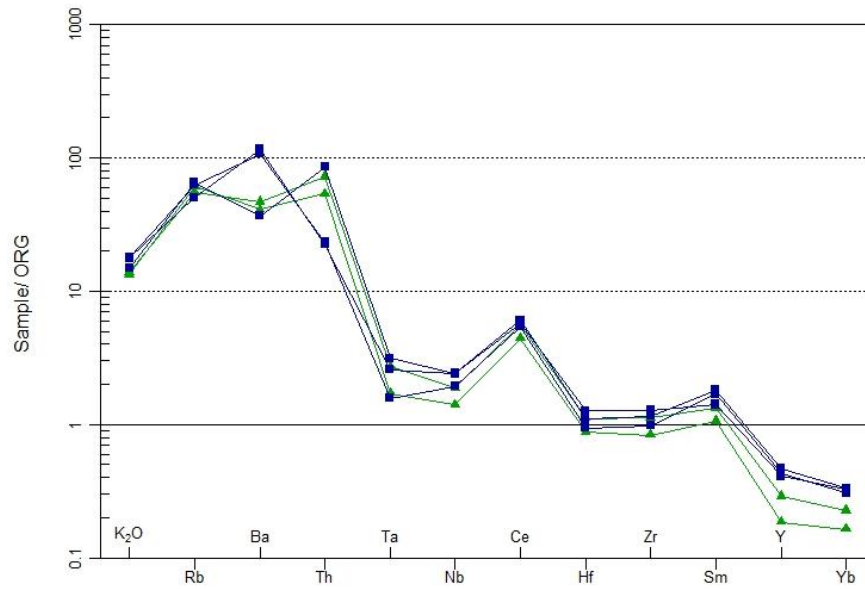


Figura 30: Modelo geoquímico de alguns representantes dos fácies majoritários do PCTBA, normalizados para ORG (Pearce et al. 1984) comparado com o modelo para granitos de arco vulcânico. Símbolos como no da Fig.15.

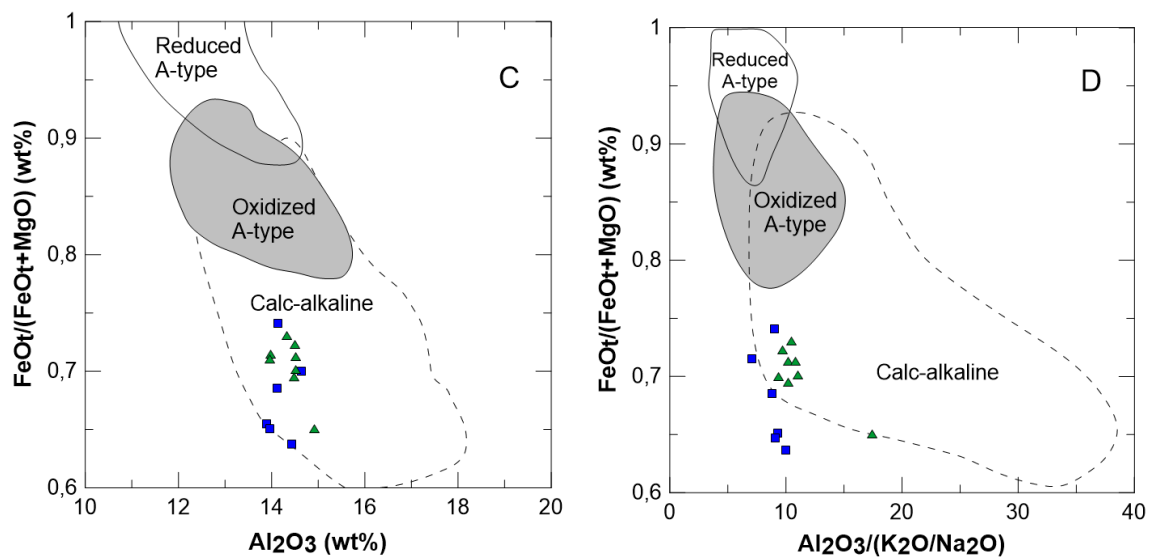


Figura 31: Diagramas discriminantes de Dall'Agnol (2007) para granitos cálcio-alcalinos e granitos tipo A.

7 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd

7.1 Dados Geoquímicos Isotópicos Sm-Nd

Os sistemas isotópicos, envolvendo os isótopos radioativos e os isótopos radiogênicos, produtos da desintegração radioativa, além de sua importância na datação de rochas, também são capazes de fornecer subsídios ao estudo da gênese das rochas ígneas.

Análises de amostras para Sm/Nd foram diluídas e Elementos Terras Raras (ETR) extraídos usando o método geral de Parchett e Ruiz (1987).

O Pluton Curituba mostra idades-modelo Nd T_{DM} de 1,59 Ga (Tabela 8) e valor de ϵNd (0,600 Ma) de -11,2. Esse valor ϵNd obtido sugere contribuição crustal no protólito do Plutão Curituba, ou fonte híbrida para o mesmo.

Amostra	Rocha	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$\epsilon Nd(0)$	$\epsilon Nd(0.6)$	Idade (Ga)	TDM (Ga)
SC-6	Qtz Sienito	0.0739	-20.6	-11.2	0.6	1.59

Tabela 8: Dados Isotópicos Sm/Nd do Pluton Curituba

O Pluton Curituba está inserido no Domínio Poço Redondo-Marancó que é constituído também pelo Complexo Sítios Novos e pluton Serra Negra com idades T_{DM} entre 1,26-1,66 Ga (Silva Filho *et al.* 1997), sugerindo que os granitóides do Cinturão Sergipano tenham sido geradas por fusão parcial de material com a mesma assinatura isotópica de Nd.

Algumas hipóteses podem ser consideradas para identificar a principal fonte dos granitóides com essas idades. (1) Uma fusão parcial da crosta inferior no Transamazônico (2.2 Ga), misturado com um manto empobrecido do Cariris Velhos (1.0 Ga), poderia produzir rochas com ϵNd similar aos dos granitóides do Cinturão Sergipano. (2) Uma mistura de crosta no Transamazônico com um enriquecimento mantélico (1.0 Ga) também poderia gerar granitóides com valores de ϵNd de ~ -10 até 0.6 Ga. (3) Uma mistura da crosta (1.0 Ga) com um manto enriquecido (0.6 Ga) também poderia gerar ϵNd entre 0 e -5. Com isso, 0.6 Ga em um manto empobrecido não pode ser considerada como uma fonte

dos granitóides do Cinturão Sergipano; nem pode ser uma crosta arqueana (Silva Filho, *et al.* 1997).

Utilizando de diagramas de evolução de ϵ_{Nd} de dados já conhecidos, o Pluton Curituba apresenta características isotópicas semelhantes a rochas do Domínio Pernambuco-Alagoas, mais precisamente, do Batólito Águas Belas-Canindé (Fig. 32 e 33, respectivamente), indicando que a fonte principal dos granitóides do Pluton Curituba não provém do Cinturão Sergipano.

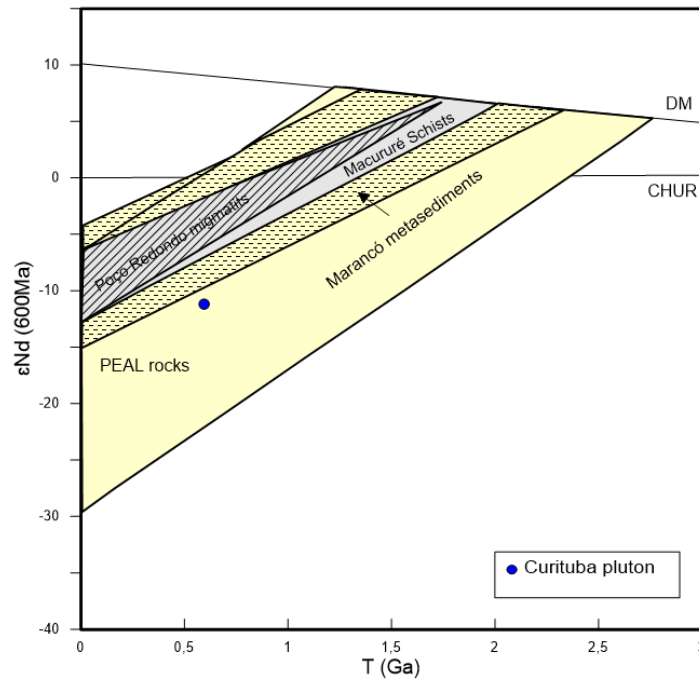


Figura 32: Características isotópicas do Pluton Curituba. Evolução do $\epsilon Nd(600Ma)$ com o tempo e seus componentes de origem. Dados do Migmatito Poço Redondo, Metassedimentos Marancó e Xistos Macururé, de Carvalho et al. 2005. Dados do Maciço Pernambuco-Alagoas (PEAL), de Silva Filho et al. 2002.

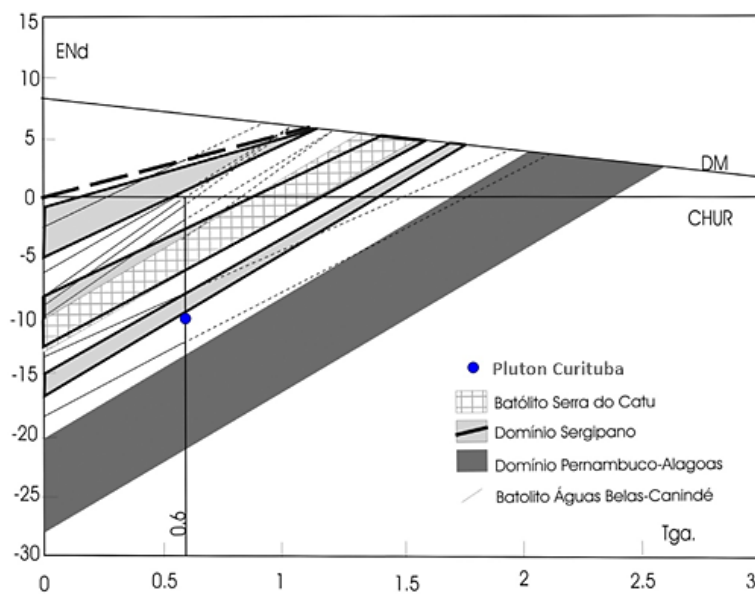


Figura 33 Diagrama de evolução da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ na Terra com o Batólito Serra do Catu, amostras do Domínio Sergipano (subdomínios Poço Redondo e Canindé), Domínio Pernambuco Alagoas, e o Batólito Águas Belas-Canindé. (Fontes: Nascimento et al. 2003 e Silva Filho et al. 2002 e Lyra de Brito, 2009).

8 GEOCROLOGIA

8.1 Geocronologia Rb-Sr

As determinações Rb-Sr em rocha total foram realizadas em cinco amostras dentro das fácies do Pluton Curituba (Tabela 9).

Assim, foi obtida uma isócrona com idade de 617 ± 23 Ma (Fig.34) e uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0.7065 ± 0.0008 . Essa idade sugere que essa suíte shoshonítica do Cinturão Sergipano tem idade similar aos líquidos cálcio-alcalino e alto potássio cálcio-alcalino do Cinturão Sergipano e ao magmatismo shoshonítico dos cinturões Pajeú-Paraíba e Piancó-Alto Brígida (Guimarães, 1989; Silva Filho *et al.*, 1993) da Província Borborema.

Amostra	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error (%)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error(%)
SC-2	0.7329	2.5	0.7125	0.01
SC-6	0.7116	2.5	0.7128	0.01
SC-8	54.777	2.5	0.7547	0.01
SC-9	0.8283	2.5	0.7143	0.01
SC-19	11.417	2.5	0.7162	0.01

Tabela 9: Dados Rb/Sr de amostras representativas dentro das fácies do Pluton Curituba.

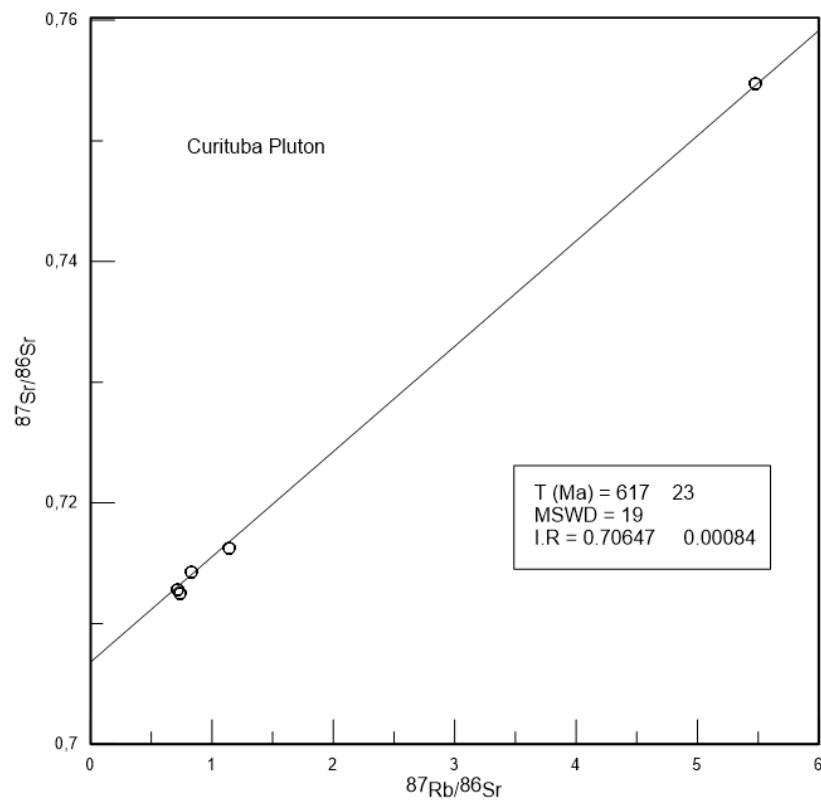


Figura 34: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ com isócrona de idade 617 ± 23 Ma do Pluton Curituba.

8.2 Geocronologia U-Pb em Zircão

Grãos de zircão de amostras dos granitóides estudados foram analisados para datação U-Pb pela técnica SHRIMP e os resultados auxiliaram significativamente na caracterização dos processos atuantes do Pluton Curituba. Foram evitadas fraturas e alterações.

Imagens obtidas em microscópio de varredura (SEM) e catodo luminescência (CL) revelam, pelo menos, duas populações (Figura 35). Uma das populações apresentam-se como cristais eudrais e alguns, apresentam terminações bipiramidais típicas de crescimento magmático com bordas com zonação oscilatória, núcleos arredondados e sem inclusões, possuem razão de comprimento/ largura variando de 2:1 a 2:1_{1/2}. A outra população apresenta morfologia complexa, composta por cristais anedrais e subedrais, apresentando fraturas, algumas inclusões e alguma reabsorção interna. Ainda apresentam um zoneamento oscilatório magmático de dois tipos de sobrecrecimento, sendo um de baixa luminescência, o que corresponde alto U e Th; e o outro de alta luminescência, baixo U.

Foram datados 17 *spots* em diferentes cristais de zircão (Tabela 10). As correções para Pb comum foram feitas usando ²⁰⁴Pb e os erros, com nível de confiabilidade de 95%. A maioria dos pontos analisados se aglomera próximo à curva Concórdia. Dentre os zircões analisados, nenhum deles apresenta razão Th/U < 0,20, sugerindo que todos os zircões analisados são de origem ígneas. Ao mesmo tempo, a partir dos dados disponíveis, não foi identificado nenhum zircão herdado. As análises realizadas em cristais eudrais a subedrais, magmáticos, definem uma idade Concórdia de 624 ± 16 Ma considerada como a idade de cristalização do Pluton Curituba (Fig.36).

A idade U-Pb em zircão adquirida pela técnica *TIMS* foi definida pelo intercepto superior, e obtida pelo alinhamento de três frações magnéticas de zircão fornecendo idade de 617 ± 7.4 M.a.

Tabela 10: Sumário dos dados de U-Pb em zircão por SHRIMP

Grain. Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	^{232}Th ^{238}U	$\pm\%$	(1) ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) ^{206}Pb ^{238}U Age	(1) ^{207}Pb ^{206}Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) $^{207}\text{Pb}^*$ $^{206}\text{Pb}^*$ $\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*$ ^{235}U $\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*$ ^{238}U $\pm\%$	err corr
1,1	2,81	601	558	0,96	0,17	50,9	606 ± 6	705 ± 57	+15	0,06290 2,7	0,855 2,9	0,0985 1,1	0,4
2,1	0,66	142	70	0,51	0,42	12,7	642 ± 11	639 ± 70	-1	0,06099 3,3	0,881 3,7	0,1048 1,8	0,5
7,1	1,16	267	177	0,68	0,26	23,1	619 ± 7	632 ± 62	+2	0,06078 2,9	0,845 3,1	0,1008 1,1	0,4
7,2	0,27	560	109	0,20	0,50	48,3	616 ± 6	640 ± 23	+4	0,06103 1,1	0,844 1,5	0,1003 1,1	0,7
8,1	--	150	104	0,72	0,33	13,4	639 ± 9	627 ± 31	-2	0,06066 1,4	0,871 2,1	0,1042 1,5	0,7
8,2	0,06	263	150	0,59	0,28	23,1	627 ± 7	613 ± 25	-2	0,06026 1,1	0,849 1,6	0,1022 1,1	0,7
9,1	--	134	78	0,61	0,37	11,9	638 ± 7	633 ± 33	-1	0,06081 1,5	0,873 1,9	0,1041 1,2	0,6
9,2	0,13	110	79	0,75	0,39	9,9	643 ± 8	645 ± 43	+0	0,06117 2,0	0,884 2,4	0,1048 1,3	0,5
10,1	0,64	551	404	0,76	0,19	50,1	648 ± 7	599 ± 33	-8	0,05988 1,5	0,872 1,9	0,1057 1,2	0,6
12,1	0,20	202	176	0,90	0,28	17,7	626 ± 10	620 ± 54	-1	0,06045 2,5	0,851 3,0	0,1021 1,7	0,6
15,1	1,73	190	162	0,88	0,57	16,0	604 ± 7	624 ± 86	+3	0,06057 4,0	0,820 4,2	0,0982 1,2	0,3
16,1	16,42	248	172	0,72	0,52	11,4	335 ± 10	430 ± 714	+23	0,05543 32,0	0,408 32,1	0,0534 3,0	0,1
17,1	8,36	162	98	0,63	0,85	6,4	289 ± 5	478 ± 323	+40	0,05665 14,6	0,358 14,7	0,0458 1,7	0,1
18,1	0,06	825	412	0,52	1,14	68,0	590 ± 7	619 ± 14	+5	0,06042 0,7	0,799 1,3	0,0959 1,2	0,9
19,1	2,87	1110	276	0,26	2,74	72,6	473 ± 7	629 ± 127	+26	0,06070 5,9	0,637 6,1	0,0761 1,5	0,2
20,1	0,05	269	234	0,90	0,49	23,6	627 ± 9	607 ± 24	-4	0,06008 1,1	0,846 1,9	0,1022 1,5	0,8
21,1	0,50	315	66	0,22	0,38	28,1	638 ± 7	640 ± 38	+0	0,06102 1,7	0,876 2,1	0,1041 1,1	0,5

Erros = 1 – sigma; Pb_c e Pb* indica as porções comum e radiogênica, respectivamente. O erro na calibração padrão foi 0.34% (não incluso nos erros, mas necessário quando comparar dados de diferentes *mounts*). (1) Pb comum corrigidos usando medidas de ^{204}Pb .

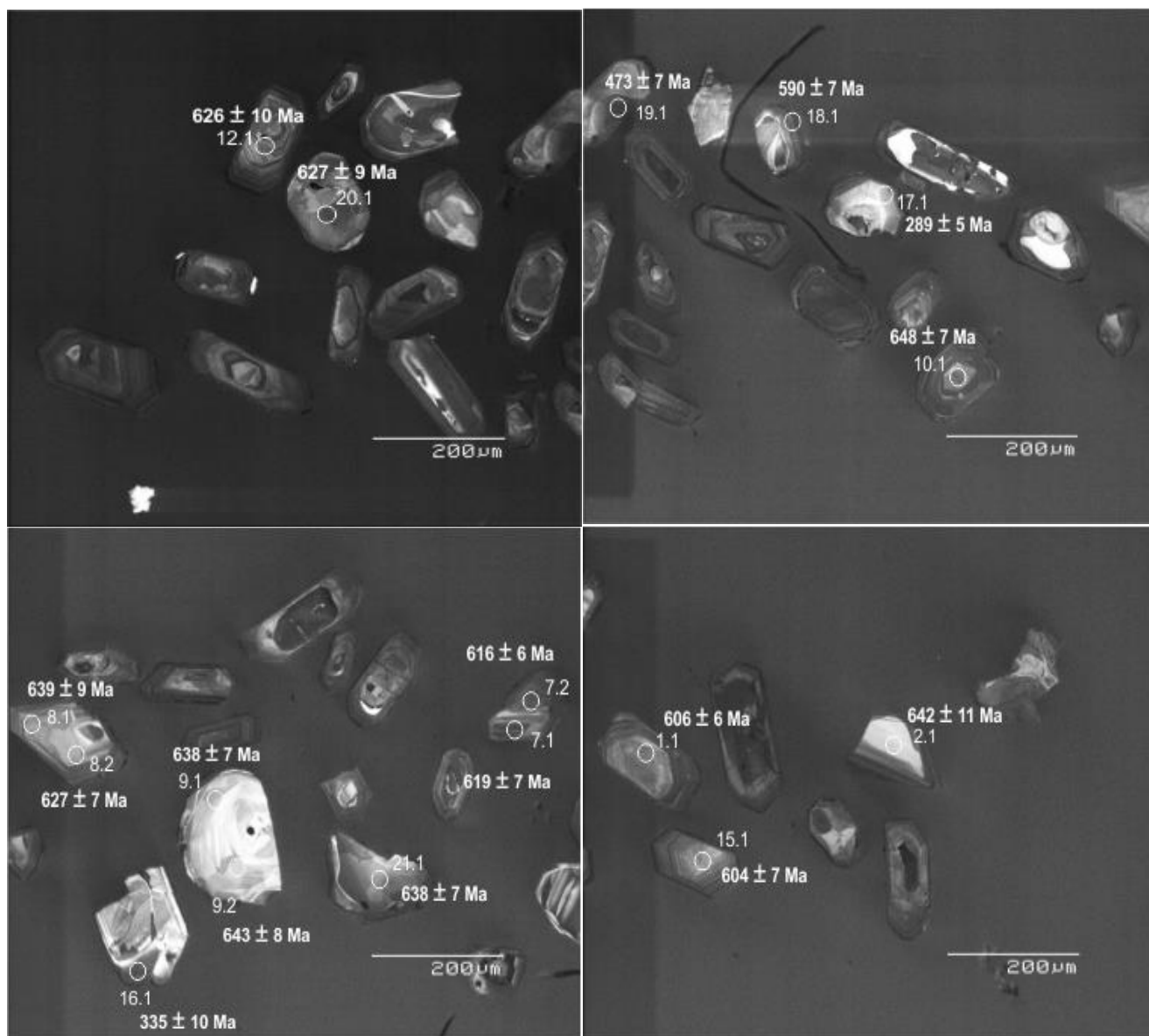


Figura 35: Imagens CL mostrando as características dos cristais de zircão do Pluton Curituba.

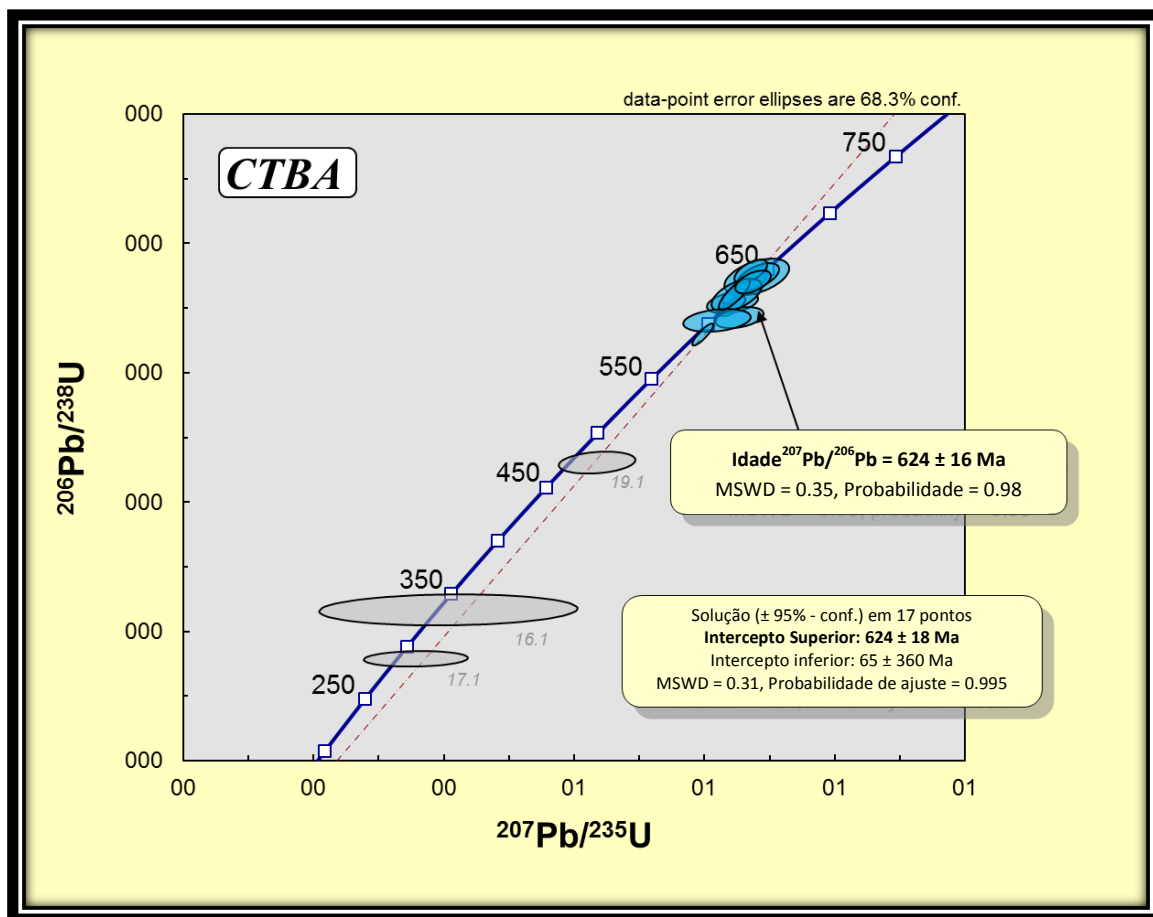


Figura 36: Diagrama Concórdia e Discórdia U/Pb para os pontos analisados do Pluton Curituba.

9 CONSIDERAÇÕES E DISCUSSÃO

O Pluton Curitiba apresenta dois fácies: o Biotita Anfibólio Monzogranito e o Anfibólio Quartzo Sienito a Anfibólio Sieno Granito. Apresenta características de campo e composicionais (geoquímica, química mineral) que indicam tratar-se de uma intrusão que evoluiu pelo processo de fracionamento. Estas fácies são constituídas por rochas saturadas em sílica, de caráter cálcio-alcalino, metaluminosas com assinatura shoshonítica. Exibe valores fortemente negativo de $\epsilon_{Nd}^{(t)}$ e idade Neoproterozóica.

O Pluton Curitiba apresenta fácies com altos teores de K_2O , Ba, Rb, Sr e Zr e baixos teores de Al_2O_3 , CaO, Na_2O , MgO, Nb e Y. Os modelos de TR desenvolvidos são caracterizados por altas concentrações dos mesmos e ausência significativa de anomalia de Eu. Os padrões desenvolvidos nos diagramas apresentam enriquecimento nos LILE (K, Rb, Sr) e anomalias negativas nos HFSE (Ti, Nb, Ta e P). Apesar de, por vezes bem distintas, as fácies apresentam comportamentos semelhantes. Assim, indicam as mesmas características da região fonte.

O magma durante sua cristalização ocorre a cristalização/ fracionamento de fases minerais a qual está diretamente relacionada a sua composição química. Através dos diagramas de Harker para elementos maiores e traços, é possível observar as variações composicionais do sistema. A análise destes diagramas para as amostras do Pluton Curitiba evidencia que os fácies se deu por fracionamento de minerais e, esse comportamento sugere que a evolução do pluton estudado se deu a partir de um único magma que fracionou.

Os valores de Th (química de rocha total) e U (geoquímica isotópica U/Pb) do pluton estudado e suas feições, baseados nos dados obtidos neste trabalho, suportam correlações feitas com imagem aerogamaespectométrica e as fácies químicas do mesmo. Assim sendo, esta imagem contribuiu na precisão das delimitações geológicas. Isso, não obstante às caracterizações do campo.

Utilizando de diagramas de evolução de ϵ_{Nd} de dados já conhecidos, o Pluton Curitiba apresenta características isotópicas semelhantes a rochas do Domínio Pernambuco-Alagoas, mais precisamente, do Batólito Águas Belas-

Canindé, sendo mais um dado para as hipóteses levantadas para identificar a fonte dos granitóides do Pluton Curitiba.

Os granitóides do Pluton Curitiba apresentam algumas semelhanças aos do Pluton Serra do Catú estudados por Lyra de Brito et al (2005). Ambos apresentam idades próximas, porém o Pluton Curitiba apresenta maior ϵ_{Nd} (0.6 G.a.) em relação ao do Serra do Catú. As fácies félsicas deste último são constituídas por rochas saturadas a supersaturadas em sílica, de caráter subalcalino a alcalino (potássico), variando de metaluminosas a levemente peralcalinas com assinaturas de rochas shoshoníticas a ultrapotássicas. Estas fácies apresentam elevados teores de K_2O , MgO , Ba , Rb , Sr , Zr e Y , baixos teores de Al_2O_3 , CaO e Na_2O e moderados teores de Cr e Ni e $\#Mg$ entre 43 e 70. Os modelos de Terras Raras são caracterizados por elevadas concentrações e apresentam diagramas com forte enriquecimento em LILE (K , Rb , Sr) e forte anomalias negativas nos HFSE (Ti , Nb , Ta e P). Dada a idade do Pluton Serra do Catu de 613 ± 7.5 M.a., estes autores sugerem que este reflita, provavelmente, a idade do segundo episódio de reativação de zonas de cisalhamento de baixa temperatura ($\sim 350^\circ C$), onde o posicionamento deste pluton esteja associado a episódios de uma tectônica de soldagem do Domínio Pernambuco-Alagoas, Poço Redondo-Marancó e Canindé, a qual retrabalhou as estruturas antigas por uma deformação de médio a alto ângulo, fortemente penetrativa, gerando zonas de cisalhamento transpressivas na direção NW-SE.

10 CONCLUSÕES

O Pluton Curitiba possui foliação tem direção NE-SW e granitóides que variam de anfibólitos monzogranitos, sienitos a sienos granitos com anfibólito com composição cálcio-alcalina, shoshonítica, metaluminosos a levemente peraluminosos.

A geoquímica para elementos maiores, traços e terras raras sugerem que fracionamento foi um processo ativo durante a evolução do magma gerador do protólito destes granitóides.

As variações de Rb, Sr e Ba indicam que a evolução do Pluton Curitiba ocorreu com o fracionamento do feldspato potássico e anfibólito. E que a fácies Anfibólito Quartzo Sienito a Anfibólito Sieno Granito são menos diferenciadas que a fácies Biotita Anfibólito Monzogranito.

Razões de $(Ce/Yb)_n$ indicam um alto grau de fracionamento de Elementos Terras Raras Pesados.

O Pluton Curitiba apresenta nos padrões de elementos Terras Raras enriquecimento nos LILE (K, Rb, Sr) e anomalias negativas nos HFSE (Ti, Nb, Ta e P).

Diagramas multielementais dos granitóides exibem padrões similares aos granitos de arco vulcânicos, apresentando baixos valores de Y e Yb.

Os diagramas de ambiente geotectônico indicam que o Pluton Curitiba está relacionado a subducção, em arco continental.

Nos diagramas discriminantes de Dall'Agnol, que difere os granitos tipo A dos cálcio-alcalinos, os granitóides caem no campo dos cálcio-alcalinos, sendo reforçado pelo diagrama de Frost em que as amostras caem no campo dos granitos magnesianos, pelos baixos teores de Fe e, pela ausência de fortes anomalias de Eu.

Quanto à gênese do magma que originou o Pluton Curitiba, os granitóides deste pluton caem no campo dos *melts* derivados de anfibolito e os dados definem *trend* negativo sugerindo fracionamento mineral. Além disso, as amostras sobrepõem a curva de reação experimental de baixa pressão (BP). Isso pode explicar a presença de enclaves máficos observados em campo que

não mostraram processos de interação com o magma e poderiam representar fragmentos da fonte.

Utilizando de diagramas de evolução de ϵ_{Nd} de dados já conhecidos, o Pluton Curituba apresenta características isotópicas semelhantes a rochas do Domínio Pernambuco-Alagoas, mais precisamente, do Batólito Águas Belas-Canindé, indicando que a fonte principal dos granitóides do Pluton Curituba não provém do Cinturão Sergipano.

Dados de U-Pb em zircão por *SHRIMP* definiu idade de 624 ± 16 Ma, semelhante ao definido por *TIMS* (617 ± 7.4 Ma).

Os granitoides estudados mostram valores fortemente negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ e idade modelo T_{DM} de 1,59 G.a.

11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman A. (1994). Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous Magmas. *Journal of Petrology*, 35(2): 525-541.
- Ahrens, L. H. (1955). Implications of the Rhodesia age pattern. *Geochim. Cosmochim. Acta* 8, 1–15.
- Almeida, F.F., Leonardos Jr., O.H., Valença, J., 1967. Review on granitic rocks of Northeast South America, Proceedings of the Symposium on Northeastern South America Granites, Recife, IUGS/UNESCO, p. 41.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. 1977. In: SBG/NE, Simp. Geol. NE, 8. Campina Grande, Atas, 363-391.
- Allard, G.O. & Tibana, P. Extensão Pré-Cretácea e Petrografia da Série Estância, Reconstituída pelo Estudo dos Conglomerados Cretáceos do Recôncavo. Boletim Técnico da PETROBRAS, Rio de Janeiro, 1966. v.9 (I), p. 17- 45.
- Allard, G.O., Hurst, V.J., 1969. Brazil-Gabon geologic link supports continental drift. *Science* 163, 528e532.
- Anderson, J. L. & Smith, D. R. (1995). The effects of temperature and fO₂ on the Al-inhornblende barometer. *American Mineralogist* 80, 549-559.
- Archanjo, C.J., Launeau, P., Hollanda, M.H.B.M., Macedo, J.W.P., Liu, D., 2009. Scattering of magnetic fabrics in the epizonal Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará State, northeast Brazil). *International Journal of Earth Sciences* 98,1793-1807, doi: 10.1007/s00531-008-0342-z.
- Aydoğan, M.S., Çoban, H., Bozcu, M., Akıncı, Ö., 2008. Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Baklan Granite from the Muratdağı Region (Banaz, Uşak), western Turkey: implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene-Miocene granites. *Journal of Asian Earth Sciences* 33, 155-176.
- Bailey, D.K., 1987. Mantle metasomatism - perspective and prospect. Geological Society, London, Special Publications 30, 1-13.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605-626.
- Barriere, M. and Cotten, J. 1979. Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibration in granites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 183-192.

Batchelor, R. A.; Bowden, P. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, v. 48. n. 1-4, p. 43-55, 1985.

Bea F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology*, 37 (3): 521-552.

Bea F. & Montero P. 1999. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW, Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 1133-1153.

Blundy, J. & Holland, T. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.

Bogaerts, M., Scaillet, B. & Auwera, J. V. (2006). Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): implications for the origin of metaluminous ferroan granitoids. *Journal of Petrology*, 47, 2405-2431.

Boissonnas, J. 1980. Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne Pan-Africaine en Ahaggar (Sahara central Algérie). Thesis, B.R.G.M. Mem. H.S. Vol. 16, 662 pp.

Bowden, P., Kinnaird, J.A., Abaa, S.I. et al. (1984) Geology and mineralization of the Nigerian anorogenic ring complexes. *Geol. Jb.* B56, 3-65.

Brito Neves, B.B., 1983. O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Livre Docência Thesis, University of São Paulo, São Paulo, Brazil, 177 p.

Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South América during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.* 53, 23–40.

Brito Neves B.B., Sá J.M., Nilson A.A., Botelho N.F. 1996. A tafrogênese estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subseqüentes. *Geonomos*, 3: 1- 21.

Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Fetter, A., 2002. Northwestern Africa-North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *J. Afr. Earth Sci.* 34, 275–278.

Caby, R., 1989. The Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic fit. In: Dallmeyer, R.D., (Ed.), *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. *Geol. Soc. Spec. Paper*, vol. 230, pp. 145–158.

Caby, R., Bertrand, J.M., Black, R., 1981. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. In: Kroner, A. (Ed.), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, pp. 407–434.

Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J.L., Chèvremont, P., 1993. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano Orogeny. *Tectonophysics* 218, 323–342.

Clemens, J. D. & Wall, V. J. (1981). Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist*, 19, 111-131.
Clemens, J. D., Holloway, J. R. & White, A. J. R. (1986). Origin of A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71, 317-324.

Clemens, J.D., Darbyshire, D.P.F., Flinders, J., 2009. Sources of post-orogenic calcalkaline magmas: the Arrochar and Garabal Hill–Glen Fyne complexes, Scotland. *Lithos* 112, 524-542.

Dall'Agnol, R., Scaillet, B. & Pichavant, M. (1999). An experimental study of a Lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 40(11), 1673-1698.

Dall'Agnol R. & Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93:215-233.

Debon, F., Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Edinb. Earth Sci.* 73, 135e149.

Deer W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. 1967. An introduction to the rock-forming minerals. 2 ed., Longman-Green & Co. Ltd, London.

Deer W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. 1996. An introduction to the rock-forming minerals. Prentice Hall, 712 p.

De Paolo, D.J., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. Spring-Verlag, New York.

Dickin, A.P. (2005) *Radiogenic Isotope Geology* - second edition. Cambridge University Press, 471 p.

Dunlop, D. J. & Özdemir, Ö. (1997). *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press, 573 p.

Eby, G.N. (1990) The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, v. 26, pp. 115-134.

Eby, G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, v. 20, pp. 641-644.

Evensen N.M., Hamilton P.J., and O' Nions, R.K. (1978) "Rare-earth abundances in chondritic meteorites" *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1199-1212.

Faure, G.; 1986. *Principles of Isotope Geology*, John Wiley & Sons, Inc. New York, 589 p.

Fossen, H. (2012). *Geologia Estrutural*; tradução Fábio R. D. de Andrade - São Paulo: Oficina de Textos, 584 p.

Förster, H.J., Tischendorf, G., Trumbull, R.B., 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos* 40, 261-293.

Foster, M.D. (1960a) Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 354-B, 11 - 49.

Foster, M.D. (1960b) Interpretation of the composition of lithium micas. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 354-E, 115 - 47.

Frost, B.R., Barnes, C., Collins, W., Arculus, R., Ellis D. and Frost, C. (2001) A chemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, v. 42, pp. 2033-2048.

Frost, C. D. & Frost, B. R. 2011. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of Petrology* 52, 39-53.

Gerdes, A., Wörner, G., Finger, F., 2000. Hybrids, magma mixing and enriched mantle melts in post-collisional Variscan granitoids: the Rastenberg Pluton, Austria. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Eds.), *Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Fold Belt: Geological Society, London, Special Publication*, pp. 415-443.

Goldrich, S. S. and Mudrey, M. G. (1972). Dilatancy model for discordant U–Pb zircon ages. In: Tugarinov, A. I. (Ed.), *Contributions to Recent Geochemistry and Analytical Chemistry*. Moscow Nauka Publication Office, pp. 415-18.

Guimarães, I. P. The Petrological Evolution and Tectonic Associations of the Bom Jardim Complex, Pernambuco State, NE Brazil. 1989. 423 f. Tese (Doutorado) - Royal School of Mines, Imperial College, University of London, London.

Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., 1997. Sm/Nd and whole rock geochemistry characterization of the Serra Branca granite: Evidence of Archean crust in the Pajeú-Paraíba fold belt. In: XVII Simposio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, CE, Brazil, vol. 15. pp.280–281.

Guimaraes, I.P., da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araujo, J.M.M, Melo, S.C., Melo, E.B. 2004. Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Res.*, 135: 23-53.

Hammarstrom, J. M. & Zen, E. (1986). Aluminum in hornblende: Na empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71,1297-1313.

Hanson G.N. 1989. An Approach to Trace Element Modeling Using a Simple Igneous System as an Example. In: B.R. LIPIN & G.A. McKAY (Editors), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., pp. 79-97. (Reviews in Mineralogy, 21).

Harmon, R.S., Halliday, A.N., Clayburn, J.A.P. and Stephens, W.E. (1984) Chemical and isotopic systematics of the Caledonian intrusions of Scotland and northern England: a guide to magma source region and magma-crust interaction In: Moorbath, F.R.S, Thompson, R.N. and Oxburgh, F.R.S. (Eds.), *The relative contributions of mantle, oceanic crust and continental crust to magma genesis*. Philosophical Trans. Royal Geol. Soc. London Spec. Pub. v. 310, pp. 709-742.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collisionzone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. Eds. *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub. No. 19, pp. 67-81.

Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F., 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 21, 175-204.

Holland, T. & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.

Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. & Sisson, V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72, 231-239.

Holmes, A. (1954). The oldest dated minerals of the Rhodesian Shield. *Nature* 173, 612-17. Hutton, D. H. W. Igneous emplacement in a shear-zone termination: The biotite granite at Strontian, Scotland. *Geological Society of America Bulletin*, September, 1988, v. 100, no. 9, p. 1392-1399.

Humphrey F. L. & Allard G. O. 1969. Geologia da área do domo de Itabaiana (SE) e sua relação com a geologia do geossinclinal de Propriá – Um elemento tectônico recém-conhecido no Escudo Brasileiro. Tradução de MUNNE, A. I., BARÃO, S. C. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES, 1969, 157 p. il.: mapa

Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.* 27, 293-305.

Jardim de Sá, E.F., 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: *Proceedings of the XI Geological Symposium of Northeast Brazil*. Extended Abstract: 297–316.

Johnson, M. C. & Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-inhornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837-841.

King, P.L., White, A.J.R., Chapell, B.W. and Allen, C.M. (1997) Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *J. Petrol.*, v. 38, pp. 371-391.

Klimm, K., Holtz, F., Johannes, W. & King, P. L. (2003). Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Precambrian Research*, 124, 327-341.

Klimm, K., Holtz, F. & King, P. L. (2008). Fractionation vs. magma mixing in the Wangrah Suite A-type granites, Lachlan Fold Belt, Australia: Experimental constraints. *Lithos*, 102, 415-434.

Kober, B. (1986). Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 482–90.

Kober, B. (1987). Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 63–71.

Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277-279.

Lameyre, J. & Bowden, P. (1982). Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14, 169-186.

Langmuir, C.H., Vocke Jr., R.D., Hanson, G.N., Hart, S.R., 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 37, 380–392.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne C., Kato A. and others. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Am. Mineral.*, 82:1019-1037.

Liew, T.C., Finger, F., Höck, V., 1989. The Moldanubian granitoid plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. *Chemical Geology* 76, 41-55.

Lipman, P.W. (1971) Iron-titanium oxide phenocrysts in compositionally zoned ash-flow sheets from southern Nevada. *Journal of Geology*, 79, 438-456.

Liégeois, J.P., Bertrand, J.M, Black, R., 1987. The subduction and collision-related Pan- African composite batholith of the Adrar des Iforas (Mali). A review. *Geol. J.* 22, 185-211. High-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoides: the use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1-28.

Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J. & Black, R. (1998). Contrasting origin of postcollisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoides: the use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1-28.

Lyra de Brito, Maria de Fátima, 2005. *Geologia e Evolução Petrológica do Batólito Serra do Catu, Província Borborema (Terreno Pernambuco-Alagoas)*. Tese de Doutorado.

Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H. & Guilford, C., 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman, Essex, 148pp.

Maniar P.D. and Piccoli, P.M., (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Of Amer. Bull.*, v.101, pp. 635-643.

McCarthy, T. C. & Patiño Douce, A. E. 1997. Experimental evidence for high-temperature felsic melts formed during basaltic intrusion of the deep crust. *Geology*, 25, 463-466.

McMurry, J., Long, L.E., Sial, A.N., 1987. Evolution of a heterogeneous, continentally derived granite: Dona Inês pluton, northeastern Brazil. *Journal of Geology* 95, 107-117.

Middlemost, E.A.K. 1997. *Magmas, Rocks and Planetary Development*. Longman, Harlow.

Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: *American Journal of Science*, v. 274, p. 321-355.

Nachit H, Razafimahefa N, Stussi JM, Carron JP (1985) Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes Rendus Acad Sci Paris* 301: 810–818.

Nabelek, P.I. & Glascock, M.D. 1995. Rare earth element-depleted leucogranites Black Hills, South Dakota: A consequence of disequilibrium melting of monazite-bearing schists. *Journal of Petrology*, 36, 1055-1071.

Nabelek, P.I. 1999. Trace element distribution among rock-forming minerals in Black Hills migmatites, South Dakota: a case for solid-state equilibrium. *Am. Mineral.* 84, 1256-1269.

Nascimento, R.S., 2005. Domínio Caninde, Faixa Sergipana, nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma sequência de rifte continental neoproterozóica. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, p. 140

Neves S. P. & Mariano G. 1997. Segmentação lateral e transversal da porção leste do Lineamento Pernambuco e implicações tectônicas. *In: SBG, Simp. Geol. NE.*, 17, *Res. Expand.*, p. 91-94.

Neves, S. P. 2008. Dinâmica do Manto e Deformação Continental - Uma Introdução à Geotectônica - 2ª edição, Ed. Universitária UFPE. 168 p.

Oliveira Jr., T. R. 1990. Geologia do extremo nordeste do Cráton São Francisco, Bahia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 126 p.

Oliveira, E. P., Windley, B. F., Araújo, m. N. C., 2010. The Neoproterozoic Sergipano Orogenic Belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*. Vol. 181. P. 64-68

Oliveira, E. P., Bueno, J. F., McNaughton, N. J., Silva Filho, A. F., Nascimento, R. S., Donatti-Filho., J. P. 2015. Age, composition and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 58 (2015) p. 257-280.

Patiño Douce, A. E., 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100, 15623-15639.

Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Geological Society, London, Special Publications* 168, 55–75.

Pearce, J., Harris, N.B.W., Tindle, A.D., 1982. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983.

Pearce, J., 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19 (4), 120–125.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastmonu area, northern Turkey. *Contrib. Min. Petrol.* 58, 63–81.

Piccoli, P., Candela, P. & Rivers, M. (2000). Interpreting magmatic processes from accessory phases: titanite-a small-scale recorder of large-scale processes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* 91, 257-267.

Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths – 2nd edition. Pergamon Press.

Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *Journal of Petrology* 36, 891- 931.

Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology* 21, 825-828.

Rosenberg C.L., 2004. Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps, *Tectonics* 23 (2004) TC3002, doi: 10.1029/2003TC001526.

Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust*. Elsevier, pp. 1-64.

Rushmer, T., 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 41-59.

Russell, R. D. and Ahrens, L. H. (1957). Additional regularities among discordant lead-uranium ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 11, 213–18.

Santos, R.A., Menezes Filho, N.R., Souza, J.D., 1988. Programa Levantamentos Básicos. In: carta geológica, carta metalogenética e previsual, 4 vols, 1: 100.000, Projeto Carira. DNPM/CPRM.

Scaillet, B., Pichavant, M. & Roux, J. (1995). Experimental crystallization of leucogranite magmas. *Journal of Petrology*, 36, 663-705.

Scaillet, B., Holtz, F. & Pichavant, M. (1998). Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas. I. Volcanic-plutonic comparison. *Journal of Geophysical Research*, 103, 27257-27266.

Schmidt, M.W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende-barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304-310.

Seixas, S.R.M. e Moraes, L.C., 2000. Geological Map of Canindé Área – escala 1:250.000 (Folha SC.24-X-C-VI Piranhas). CPRM. (inédito).

Sial, A.N., 1986. Granite-types in northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências* 16 (1), 54–72.

Silva Filho, M.A. 1976. A suite ofiolítica da geossinclinal de Propriá. Anais 29º Congresso Brasileiro de Geologia, V. 4: 51-58.

Silva Filho M. A., Bomfim L. F. C., Santos R. A., Leal R. A., Santana A. C., Braz Filho P. A. 1979. Geologia do Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento. Alagoas, Sergipe e Bahia. Brasília, MME/DNPM, 131 p. 1 mapa, col. Escala 1:500.000 (Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris).

Silva Filho, M. A., 1998. Arco vulcânico Canindé-Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: sequências orogênicas Mesoproterozóicas. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo horizonte, SBG. p. 16.

Silva Filho, A.; Guimarães, I. P.; Thompson, R. N. Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoeirinha-Salgueiro belt, NE Brazil: a transition from collisional to post-collisional magmatism. *Precambrian Research*, v. 62, p.323-342, 1993.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I. P., Brito, M. F. Lyra de., Pimentel, M. M. (1997). Geochemical Signatures of Main Neoproterozoic Late-Tectonic Granitoids from the Proterozoic Sergipano Fold Belt, Brazil: Significance for the Brasiliano Orogeny. *International Geology Review*, V.39, 639-659.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R., Dantas, E., Armstrong, R., Concentino, L., Lima, D. (2013). Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco-Alagoas Domain, Borborema Province, northeast Brazil. *International Geology Review*, 55 (10), 1280-1299. DOI:10.1080/00206814.2013.774156.

Sisson, T. W., Grove, T. L. (1993). Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(2), 143-166.

Speer, J. A. Micas in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, January 1984, v. 13, p. 299-356.

Spear, F. S. (1993): *Metamorphic phase-equilibria and Pressure – Temperature - Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.

Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1-33.

Sylvester, P.J. (1989) Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.*, v. 97, pp. 267-280.

Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W., Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113, 333-351.

Thomas, W. M. & Ernst, W. G. (1990). The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbar. In: Spencer, R. J. & Shou, I.-M. (eds) *Fluid-Mineral Interactions: A Tribute to H. P. Eugster. Geochemical Society Special Publication 2*, 59-63.

Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. *Scott. J. Geol.* 18, 50-107.

Tian, Y. & Shan, Y. The diversity of flow structures in felsic dykes. *Journal of the Geological Society*, July 2011, v. 168:1001-1011.

Tilton, G. R. (1960). Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *J. Geophys. Res.* 65, 2933-45.

Tindle, A.G. & Webb, P.C. 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, 2:595-610.

Tischendorf, G., Gottesmann, B., Forster, H.J., Trumbull, R.B. 1997. On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analysis and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61: 809-834.

Toteu, S.F., Bertrand, J.M., Penaye, J., Mecauière, J., Angoua, S., Barbey, P., 1990. Cameroon: a tectonic keystone in the Pan-African network. In: Lewry, J.L., Stauffer, P. (Eds.), *Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, Geological Association of Canada Special Paper, 37*, pp. 483-496.

Toteu, S.F., Penaye, J., Van Schmus, W.R., Michard, A., 1994. Preliminary U-BP and Sm-Nd geochronologic data on the North-Central of Cameroon: contribution of an Archean and Paleoproterozoic crust to the edification of an active domain of the Pan-African orogeny. *C.R. Acad. Sci. Paris* 319, 1519-1524.

Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Michard, A., 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Res.* 108, 45-73.

Trompette, R., 1997. Geology of Western Gondwana (200-500 Ma) Pan-African Aggregation of South America and Africa. Bakelma, Rotterdam/Brookfield, 350 p. Tulloch, A.J. (1986) Comment on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance." *Geology*, 14, 186-187.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Fetter, A.H., Kozuch, M., Dantas, E.L. & Babinski, M. 1998. The Borborema Province: a collage of

polycyclic crustal domains in NE Brazil. In: International Conf. Basement Tectonic, 14, Ouro Preto, Extended Abstracts, p. 80-83.

Vellmer, C., Wedepohl, K.H., 1994. Geochemical characterization and origin of granitoids from the South Bohemian Batholith in Lower Austria. Contributions to Mineralogy and Petrology 118, 13-32.

Vogel, T.A., 1982. Magma mixing in the acidic–basic complex of Ardnamurchan: implications on the evolution of shallow magma chambers. Contributions to Mineralogy and Petrology 79, 411–423.

Wark, D.A. & Miller, C.F. 1993. Accessory mineral behavior during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California, U.S.A. Chemical Geology, 110, 49-67.

Watson, E. B. & Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and Planetary Science Letters 64, 295-304.

Watson, E. B. & Harrison, T. M. 1984. Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 35, 19-30.

Watson, E.B. (1987) The role of accessory minerals in granitoid geochemistry. In: Hutton Conference of The Origin of Granites. Univ. Edinburgh, pp. 209-211.

Wetherill, G.W. (1956a). An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. Geochim. Cosmochim. Acta 9, 290–2.

Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W. (1987) A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol., v. 95, pp. 407-419.

Wolf, M.B., Wyllie, P.J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar – the effects of temperature and time. Contributions to Mineralogy and Petrology 115, 369-383.

Wones D R & Eugster H P. 1965. Stability of biotite: experiment, theory and application. Am. Mineral. 50:1228-72.

Wones, D. R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks* Am. Mineral. 74:744-749.

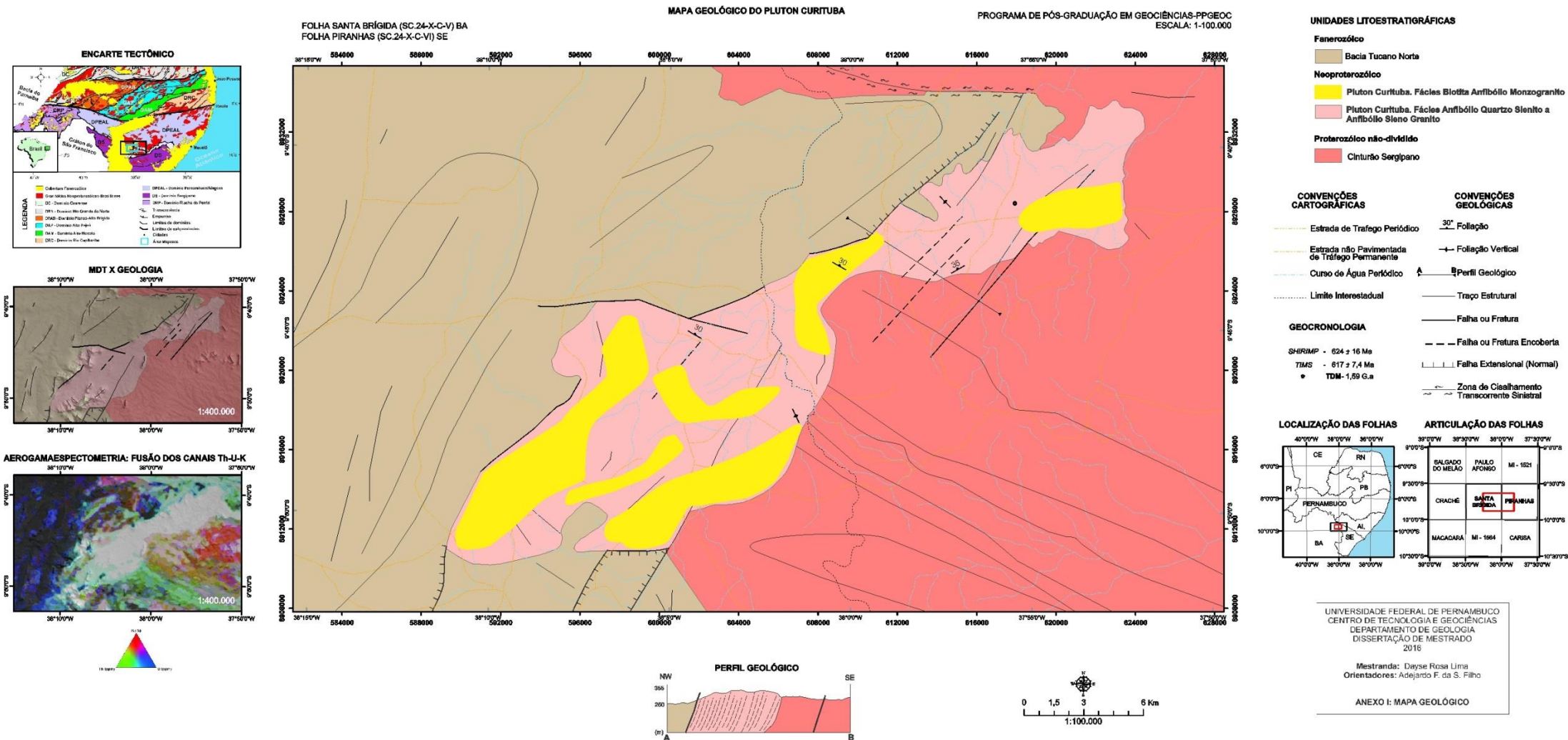
Wyllie, P.J., 1984. Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A310, 439-456.

Yang, J.-H., Wu, F.-Y., Wilde, S.A., Liu, X.M., 2007. Petrogenesis of Late Triassic granitoids and their enclaves with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Liaodong Peninsula, North China Craton. *Chemical Geology* 242 (1-2), 155-175.

Yavuz, F. and Öztas, T. (1997) BIOTERM-A program for evaluating and plotting microprobe analyses of biotite from barren and mineralized magmatic suites. *Computers & Geosciences* 23, 897–907.

ANEXO I

MAPA GEOLÓGICO DO PLUTON CURITUBA



ANEXO II

MAPA DE PONTOS DO PLUTON CURITUBA

