

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

BRUNO GUIMARÃES TITON

**MODELAGEM GEOQUÍMICA DE PEGMATITOS BÁSICOS NA REGIÃO DE
ITAIPU, FOZ DO IGUAÇU - PR.**

CURITIBA

2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

BRUNO GUIMARÃES TITON

**MODELAGEM GEOQUÍMICA DE PEGMATITOS BÁSICOS NA REGIÃO DE
ITAIPU, FOZ DO IGUAÇU - PR.**

Trabalho de Conclusão de Curso da disciplina TCC-II (GC-132) do Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito para a conclusão do Curso de Graduação em Geologia.
Orientadora: Prof. Dra. Eleonora Maria Gouvea Vasconcellos

CURITIBA

2016

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente ao Parque Tecnológico de Itaipu (PTI), pelas seções dos testemunhos de sondagem e confecção das lâminas petrográficas utilizadas nesse projeto.

Ao Projeto FAPESP n° 12/06082-6, intitulado “A Província Magmática Paraná - Etendeka no Brasil: relações temporais e petrológicas entre o magmatismo toleítico e alcalino e suas implicações geodinâmicas”, por ter permitido a realização desse trabalho. Agradeço à Universidade Federal do Paraná e ao Departamento de Geologia por possibilitar o desenvolvimento dessa pesquisa.

À *Università Degli Studi di Padova*, pela realização das análises em microsonda eletrônica.

Ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) e seus colaboradores, por permitirem o uso de equipamentos e por terem me auxiliado sempre que necessitei.

À minha orientadora Eleonora, por ter me guiado durante toda a graduação e por sua imensa contribuição para com esse trabalho e a minha formação em geral mas, sobretudo, agradeço pela sua paciência ao trabalhar com um indivíduo demasiado ansioso e inquieto.

Agradeço também à Doutora Juliana Costa por ter disponibilizado os dados químicos e lâminas petrográficas e pela imensa assistência que prestou sob a forma da sua tese.

Ao Msc. Jan Soares, por ter me oferecido ajuda e também sua extensa coleção de periódicos sobre o tema deste trabalho, fundamentais para o término do mesmo.

À Thammy Ellin Mottin, por ter me auxiliado na edição das imagens utilizadas nesse trabalho.

Ao meu pai, por sempre permitir que eu escolha o meu caminho livremente e percorra-o como eu achar melhor e pelo apoio incondicional na minha busca por conhecimento.

Finalmente, aos meus amigos da graduação e pós-graduação, pela paciência, apoio, auxílio e, principalmente, pela compreensão nos momentos difíceis durante essa jornada.

RESUMO

No extremo leste do estado do Paraná, no município de Foz do Iguaçu, existe a ocorrência de pegmatitos básicos hospedados em derrames basálticos do tipo *pahoehoe*, da Província Magmática do Paraná. Ambos os grupos de rochas são compostos por assembleia mineral semelhante contendo labradorita, augita, ilmenita, titano-magnetita, além de apatita como acessório, com ocorrência de celadonita e argilominerais preenchendo cavidades. Os pegmatitos possuem textura fanerítica equigranular média a grossa enquanto os basaltos são predominantemente microporfiríticos em matriz fanerítica equigranular fina. De acordo com dados geoquímicos, as rochas hospedeiras são classificadas como basaltos, já as segregações pegmatíticas são andesi-basaltos e traquibasaltos, segundo o diagrama TAS (Total Álcalis - Sílica - $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \times \text{SiO}_2$). Todas as rochas se agrupam no campo da série toleítica, com base no diagrama AFM ($[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] - \text{FeO}_{\text{tot}} - \text{MgO}$), sendo as mesmas classificadas como basaltos toleíticos de alto-Fe (*high-Fe*) em diagrama catiônico ($\text{Al} \times [\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Ti}] \times \text{Mg}$). Os diagramas de variação mostram enriquecimento em SiO_2 , TiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 e ainda, empobrecimento em Al_2O_3 , MgO e CaO dos basaltos até os pegmatitos. As razões La/Lu_N variam entre 5,4 a 6,5 nos basaltos e 6,3 a 7,9 nos pegmatitos, mostrando que as segregações pegmatíticas são mais fracionadas e, portanto, geoquimicamente mais evoluídas. Os plagioclásios que compõem os pegmatitos são mais sódicos que aqueles encontrados nos basaltos hospedeiros, por outro lado, os teores de CaO nos piroxênios identificados nos basaltos são maiores quando comparados àqueles dos pegmatitos, já o teor de FeO nos piroxênios das segregações é maior. Os resultados da modelagem geoquímica de elementos traço mostram que é possível que ocorra o fracionamento dos pegmatitos básicos a partir de basaltos com assembleia mineral composta por: 54 % de plagioclásio, 35 % de piroxênio, 10 % de óxidos de ferro e titânio e cerca de 1% de apatita, em passagem direta, com taxa de fusão residual de 50%, aplicando-se o modelo de cristalização fracionada.

Palavras-Chave: Província Magmática do Paraná, derrames basálticos, cristalização fracionada.

ABSTRACT

In the westernmost portion of the State of Paraná, in the city of Foz do Iguaçu, basic pegmatites occur within *pahoehoe* lava flows of the Paraná Igneous Province. Both rock groups are comprised of similar mineral content including labradorite, augite, ilmenite, titanomagnetite, apatite as accessory and occasional celadonite and clay minerals filling cavities. Pegmatite texture is medium to coarse grained whereas basalts are fine grained. The host rocks are classified as basalts while the pegmatitic segregations are basaltic andesite and basaltic trachy-andesite, according to TAS (Total Alkali - Silica - $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \times \text{SiO}_2$) diagram. Furthermore, based on AFM ($[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] - \text{FeO}_{\text{tot}} - \text{MgO}$) diagram, all rocks are characterized as pertaining to the Tholeiitic series, classified as High-Fe tholeiite basalts in the cation plot ($\text{Al} \times [\text{Fe}_t + \text{Ti}] \times \text{Mg}$). Variation diagrams indicate enrichment regarding SiO_2 , TiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 and also depletion of Al_2O_3 , MgO e CaO from basalts up to pegmatites. The La/LUN ratios range between 5,4 to 6,5 for basalts and 6,3 to 7,9 for pegmatites reflecting the greater degree of fractionation in the pegmatitic segregations and, therefore, their more evolved character. Plagioclase crystals in pegmatites have higher sodic contents when compared to those found in host basalts, however, CaO content in basaltic pyroxenes is higher than those from pegmatitic segregations, the opposite occurs in regards to FeO in pyroxenes. Trace element geochemical modeling results show that it is possible to generate basic pegmatites from basalts comprised of 54 % plagioclase, 35 % pyroxene, 10 % titanium and iron oxides and around 1% of apatite. The process occurs in direct passage with 50 % residual melt, applying the fractional crystallization model.

Keywords: Paraná Igneous Province, basaltic flows, fractional crystallization.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	III
RESUMO.....	IV
ABSTRACT.....	V
LISTA DE FIGURAS.....	VII
LISTA DE TABELAS.....	IX
APÊNDICES.....	X
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 LOCALIZAÇÃO.....	2
3 HIPÓTESE.....	3
4 OBJETIVOS.....	3
4.1 OBJETIVO GERAL.....	3
4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	3
5.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO.....	3
5.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	3
5.3 CONSTRUÇÃO DE BANCO DE DADOS ANALÍTICOS.....	4
5.4 INTERPRETAÇÃO DE DADOS LITOGEOQUÍMICOS.....	4
6 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	6
6.1 PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ.....	6
6.2 MORFOLOGIA DOS DERRAMES DA PROVÍNCIA.....	9
6.3 GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DA PROVÍNCIA.....	9
6.4 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	14
6.5 PEGMATITOS BÁSICOS.....	16
7 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	23
7.1 ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	23
7.1.1 BASALTOS.....	23
7.1.2 PEGMATITOS.....	26
7.2 GEOQUÍMICA.....	29
7.2.1 ÓXIDOS.....	29
7.2.3 ELEMENTOS TRAÇO E TERRAS RARAS (ETR).....	32
7.3 QUÍMICA MINERAL.....	37
7.3.1 PLAGIOCLÁSIOS.....	37
7.3.2 PIROXÊNIOS.....	39
7.3.3 ÓXIDOS.....	40

7.4 ASPECTOS PETROGENÉTICOS.....	41
7.4.1 CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA.....	44
8 CONCLUSÕES.....	48
8.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA:.....	49
8.2 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA.....	49
8.3 QUÍMICA MINERAL:.....	50
8.4 ASPECTOS PETROGENÉTICOS:.....	50

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa Geológico do estado do Paraná onde observam-se as rochas vulcânicas básicas e ácidas que cobrem grande parte do sul, oeste, centro e norte do estado, incluindo o município de Foz do Iguaçu, onde localiza-se a área de estudo (MINEROPAR, 2006).	2
Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo com a localização da cidade de Foz do Iguaçu no extremo oeste do estado do Paraná, a cerca de 650 km de Curitiba (Costa, 2015).	2
Figura 3 - Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná. (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos (principalmente paleozóicos); (3) rochas vulcânicas básicas a intermediárias da PMP; (4) rochas ácidas do Tipo Palmas da PMP; (5) rochas ácidas do tipo Chapecó da PMP; (6) enxames de diques da PMP; (7) sedimentos pós- vulcânicos (principalmente do Cretáceo Superior); (8) alinhamentos tectônicos e/ou magnéticos; (9) localização das sequências de derrames investigadas pelas autoras da figura (Marques & Ernesto, 2004).	7
Figura 4 - Mapa de Isópacas das lavas da Província Magmática do Paraná, com contornos a intervalos de 200 m. O retângulo vermelho, entre as linhas de 500 e 300 m, marca a localização de Foz do Iguaçu, onde se encontra a área de estudo (Zalán et al., 1990).	8
Figura 5 - Variação das tipologias geoquímicas mais abundantes segundo Licht & Lima (2014) em superfície. Municípios: AS - Assunción; BA - Buenos Aires; BB - Brasília; BH - Belo Horizonte; CB - Cuiabá; CG - Campo Grande; CT - Curitiba; FL - Florianópolis; GO - Goiânia; MT - Montevideo; PA - Porto Alegre; RJ - Rio de Janeiro; SP - São Paulo. Legenda: Tipo 1 Centro-Norte (upper); Tipo 4 (middle); Tipo 1 Sul (lower).	13
Figura 6 - Mapa Geológico da área de construção da usina e do lago de Itaipu. (Editado de Itaipu, 1974). Fonte: Costa, 2015.	14
Figura 7 - Seção da barragem de concreto da Itaipu com a distribuição das unidades E, D, C, B, e A mapeadas (Itaipu Binacional, 1994). Fonte: Costa, 2015.	15
Figura 8 - Usina Hidrelétrica de Itaipu com a localização das sondagens estudadas pela autora (pontos pretos) e dos afloramentos descritos (pontos vermelhos). A linha azul corresponde à seção 1 e a linha verde à seção 2, ambas confeccionadas a partir da descrição dos testemunhos. A linha preta marca a divisa aproximada entre o Brasil e o Paraguai. (Fonte: Itaipu Binacional. In: Costa, 2015).	16
Figura 9 - Modelo de inflamento (a) Início do fluxo de lava; (b) a injeção contínua de lava gera inflamento, soerguimento e quebras, além do avanço do derrame; (c) sem injeção de lava, o derrame começa a solidificar e líquidos residuais acomodam-se verticalmente (cilindros) e	

horizontalmente (lençóis); (d) derrame já solidificado, com padrão de fraturas irregular no topo e colunar e plana no centro. Fonte: Soares (2016).	18
Figura 10 - Ilustração esquemática representando a formação de pegmatitos. Adaptado de Puffer & Horter (1993), por Soares (2016).	21
Figura 11 - Esquema indicando as porções e feições de um derrame, assim como os processos envolvidos. No lado esquerdo há indicadores dos níveis do derrame e informações sobre as feições, que compreendem o padrão das vesículas, sendo: V= zona vesicular, onde “B” indica base e “T” indica topo. HV= lençol horizontal vesicular; MV= megavesículas; PV= cilindros de vesículas. Adaptado de Hartley & Thordarson (2009), por Soares (2016).	22
Figura 12 - Fotomicrografia em polarizadores cruzados, amostra L24-a. Diferentes fases de cristalização do plagioclásio no basalto: 1- microfeno-cristais; 2- cristais aciculares e ripiformes na matriz. Legenda: Aug= augita; Lab= labradorita.	24
Figura 13 - Fotomicrografia em polarizadores paralelos, amostra L24-a. Opacos com textura esquelética e crescimento interdigitado aos demais minerais da matriz. Notar cavidades diktitaxíticas preenchidas por celadonita. Legenda: Aug= augita; Lab= labradorita; Cel= celadonita; Opq= opacos.	25
Figura 14 - Fotomicrografia em polarizadores paralelos, amostra L24-k2. Vidro vulcânico oxidado. Notar cavidades diktitaxíticas preenchidas por argilomineral (seta vermelha) e cristais de augita alterados para opacos. Legenda: Aug= augita; Lab= labradorita; Vidro= vidro vulcânico.....	25
Figura 15 - Fotomicrografia em polarizadores paralelos, amostra L24-k1. Pegmatito fanerítico equigranular médio. Opacos com textura esquelética e microvesículas preenchidas por celadonita. Legenda: Aug= augita; Lab= labradorita; Cel= celadonita; Opq= opacos.	26
Figura 16 - Fotomicrografia em polarizadores cruzados, amostra L24-k1. Pegmatito básico onde observa-se agregado de cristais aciculares de plagioclásio, formando a matriz da rocha. Legenda: Lab= labradorita. Foto: Costa, 2015.	27
Figura 17 - Fotomicrografia em polarizadores paralelos, amostra L24-k1. Pegmatito básico com opacos subédricos interdigitados a cristais de labradorita. Legenda: Aug= augita; Lab= labradorita; Opq= opacos; Vidro= vidro vulcânico.	28
Figura 18 - Fotomicrografia do contato entre o pegmatito básico e o basalto hospedeiro. Amostra L24-a.	28
Figura 19 - Diagrama TAS (Total Álcalis - Sílica - [Na ₂ O + K ₂ O] X SiO ₂) de Le Maitre et al. (1989). A linha tracejada definida por Irvine & Baragar (1971) separa as séries subalcalinas da alcalina.	29
Figura 20 - Diagrama milicatônico R1 - R2 (R1= 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) x R2= 6Ca + 2Mg + Al) de De La Roche et al. (1980).	30
Figura 21 - Diagrama AFM [A= (Na ₂ O + K ₂ O); F= (FeO + Fe ₂ O ₃); M= (MgO)] de Irvine & Baragar (1971).	31
Figura 22 - Diagrama em porcentagem catiônica de Al x (Fetotal + Ti) x Mg de Jensen (1976).	32
Figura 23 - Diagramas de variação do tipo Fenner para óxidos maiores, utilizando o MgO como óxido fracionante, para pegmatitos básicos e basaltos hospedeiros.	33
Figura 24 - Diagramas de variação para elementos traço, utilizando Zr como índice fracionante, para pegmatitos básicos e basaltos encaixantes.	35
Figura 25 - Diagrama multielementar para elementos traço normalizados pelo manto primordial de Wood et al. (1979) para pegmatitos básicos e basaltos encaixantes.	36

Figura 26 - Diagrama multielementar para ETR normalizado pelo condrito de McDonough & Sun (1995) para pegmatitos básicos e basaltos hospedeiros.....	36
Figura 27 - a) Diagrama Or - Ab - An (Deer et al., 2000), para a classificação dos plagioclásios analisados; b) detalhe da imagem anterior, ressaltando o campo dos plagioclásios.	38
Figura 28 - Diagrama de variação utilizando a porcentagem de anortita versus o teor de SiO ₂ dos plagioclásios analisados.	39
Figura 30 - Diagrama de razão entre elementos traço para pegmatitos básicos e basaltos hospedeiros.	41
Figura 31 - Diagrama multielementar para elementos traço a partir da normalização dos pegmatitos pela amostra de basalto hospedeiro mais primitiva.	42
Figura 32 - Seção geológica representando os furos de sondagem descritos por Costa, 2015 com direção W - E. Notar a ocorrência de pegmatitos nas sondagens L24, L118 e L34.....	43
Figura 33 - Diagrama multielementar para ETR a partir da normalização dos pegmatitos pela amostra de basalto hospedeiro mais primitiva.....	44
Figura 34 - Razão calculado/observado (C/O) para elementos traço obtidas nos cálculos de balanço de massas, admitindo-se processo de cristalização fracionada com F = 0,50 para basaltos e pegmatitos básicos na região de Itaipu.	46
Figura 35 - Razão calculado/observado (C/O) para elementos traço obtidas nos cálculos de balanço de massas, admitindo-se processo de cristalização fracionada com F = 0,40 para basaltos e pegmatitos básicos na região de Itaipu.	47
Figura 36 - Razão calculado/observado (C/O) para elementos traço obtidas nos cálculos de balanço de massas, admitindo-se processo de cristalização fracionada com F = 0,60 para basaltos e pegmatitos básicos na região de Itaipu.	47

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Composição utilizada para definição de magmas-tipo para as rochas basálticas da PMP. Dados resultantes de análise por fluorescência de raios X. Fonte: Peate (1989).	11
Tabela 2 - Composição utilizada para definição de magmas-tipo para as rochas ácidas da PMP. Dados resultantes de análise por fluorescência de raios X. Fonte: Piccirillo et al. (1988).	11
Tabela 3 - Proposta de Licht & Lima (2014) para subdivisão da PMP com base na associação de gaps de Si-Zr-Ti-P, gerados a partir de critérios estatísticos.	12
Tabela 4 - Síntese das características físicas das unidades descritas na região de Itaipu. Fonte: Costa, 2015.	17
Tabela 5 - Relação do número de cristais analisados por amostra, individualizados de acordo com a forma de ocorrência: cristais e plagioclásios da matriz dos basaltos e cristais e plagioclásios dos pegmatitos.	37
Tabela 6 - Quadro resumo com as características petrográficas, litogeoquímicas e de química mineral dos basaltos e pegmatitos estudados.	48

APÊNDICES

Apêndice 1 - Fichas de descrição petrográfica	56
Apêndice 2 - Resultados analíticos de óxidos (%peso), elementos traço (µg/g) e terras raras (µg/g) para as rochas estudadas	63
Apêndice 3 - Composição química de piroxênios, plagioclásios e óxidos analisados por microsonda eletrônica	65
Apêndice 4 - Composição química das litologias utilizadas nos cálculos de balanço de massas...	80
Apêndice 5 - Coeficientes de partição e valores de normalização utilizados nos cálculos de balanço de massas	82

1 INTRODUÇÃO

Nas últimas três décadas a Província Magmática do Paraná (PMP) tem sido o tema central de inúmeros trabalhos (e.g. Piccirillo & Melfi, 1988; Almeida, 1986; Marques & Ernesto, 2004) com objetivos distintos como caracterização geoquímica, geocronológica ou isotópica. Trabalhos mais recentes têm visado esclarecer a arquitetura e classificação dos derrames e também o estudo das rochas vulcanoclásticas associadas aos derrames basálticos (e.g. Waichel *et al.* 2006; Arioli & Licht, 2006).

Os derrames basálticos da PMP definem o Terceiro Planalto Paranaense, na região oeste do estado do Paraná (Figura 1), sendo que no extremo oeste, na fronteira entre Brasil e Paraguai, foi construída a maior usina hidrelétrica do mundo, em termos de geração de energia, a Usina Hidrelétrica de Itaipu. Embora ainda existam afloramentos na região, foi durante o seu planejamento e construção, em meados de 1970, que centenas de furos de sondagem foram realizados, sendo a origem das amostras utilizadas para a realização dessa pesquisa, provenientes da descrição de parte desses furos por Costa, 2015.

Na Província Magmática do Paraná há pelo menos 38 ocorrências de pegmatitos básicos associados a derrames (Licht & Arioli, 2000; Arioli & Licht, 2006; Wildner *et al.*, 2006), concentradas no Terceiro Planalto Paranaense. O processo de segregação magmática é responsável pela formação de uma variedade de estruturas em rochas basálticas, as quais podem estar presentes tanto em derrames quanto em intrusões (Hartley & Thordarson, 2009). Feições típicas, relacionadas à segregação magmática, são: vesículas esféricas; cilindros de vesículas (*vesicle pipes*) que são estruturas aproximadamente verticais; e os diferenciados pegmatíticos ou lençóis horizontais de vesículas (*vesicle sheets*) (e.g. Hartley & Thordarson, 2009; Philpotts *et al.*, 1996; Merle *et al.*, 2005). Alguns autores estimam que, para que o processo de segregação magmática ocorra, é necessário um grau de cristalização do magma em torno de 35% (Philpotts *et al.*, 1996; Merle *et al.*, 2005). Com este grau de cristalinidade forma-se, no magma ou na lava, uma trama cristalina forte o suficiente para permitir a extração do líquido intersticial sem que haja a mobilização de fases cristalinas (Philpotts *et al.*, 1996; Hartley & Thordarson, 2009; Merle *et al.*, 2005).

Ao estudar os processos envolvidos na cristalização de estruturas pegmatíticas, a partir de magmas basálticos, é possível entender como tais estruturas se formam e compreender a evolução, do ponto de vista químico, de derrames *pahoehoe* inflados. Os pegmatitos que são o tema central deste trabalho são provenientes de furos de sondagem descritos na Usina de Itaipu.

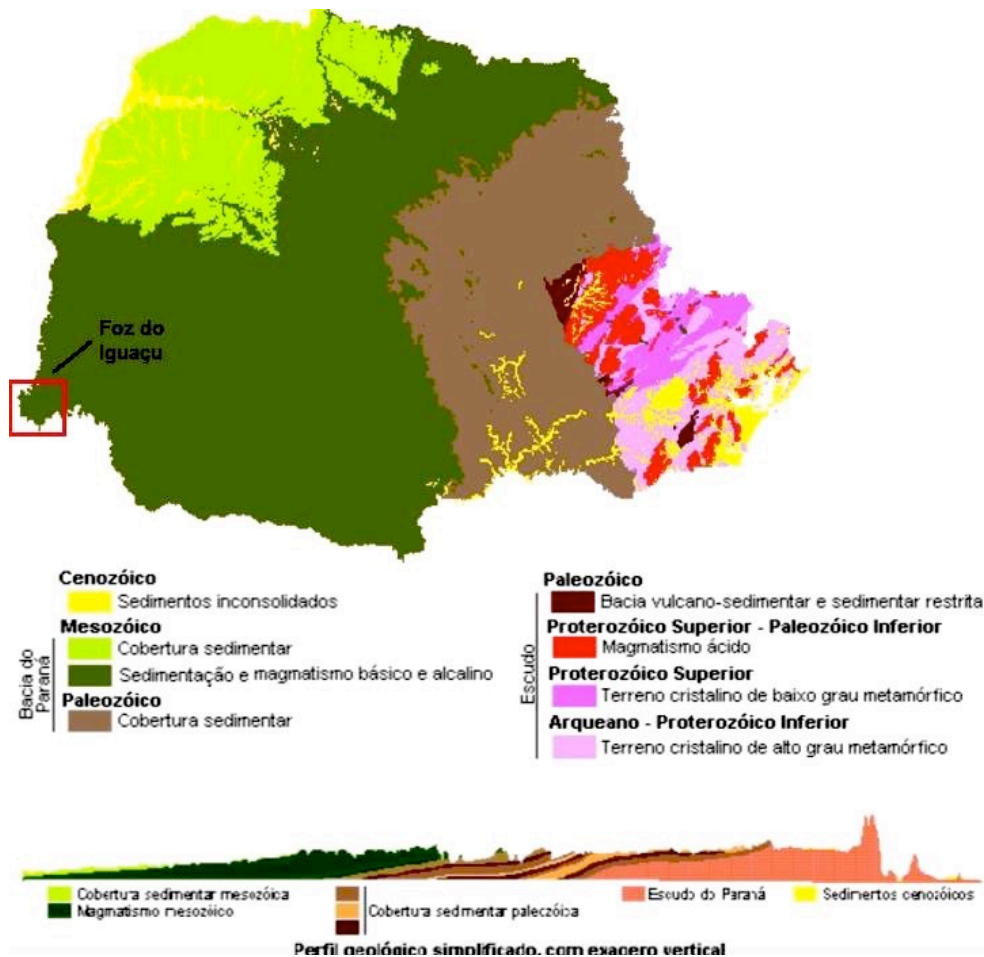


Figura 1 - Mapa Geológico do estado do Paraná onde observam-se as rochas vulcânicas básicas e ácidas que cobrem grande parte do sul, oeste, centro e norte do estado, incluindo o município de Foz do Iguaçu, onde localiza-se a área de estudo (MINEROPAR, 2006).

2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada na Usina Hidrelétrica de Itaipu, no município de Foz do Iguaçu, porção oeste do estado do Paraná, que se encontra a uma distância aproximada de 650 km da capital, Curitiba (Figura 2).

A Usina Hidrelétrica de Itaipu (Itaipu Binacional) foi construída na fronteira entre Brasil e Paraguai, sobre derrames basálticos da Província Magmática do Paraná.

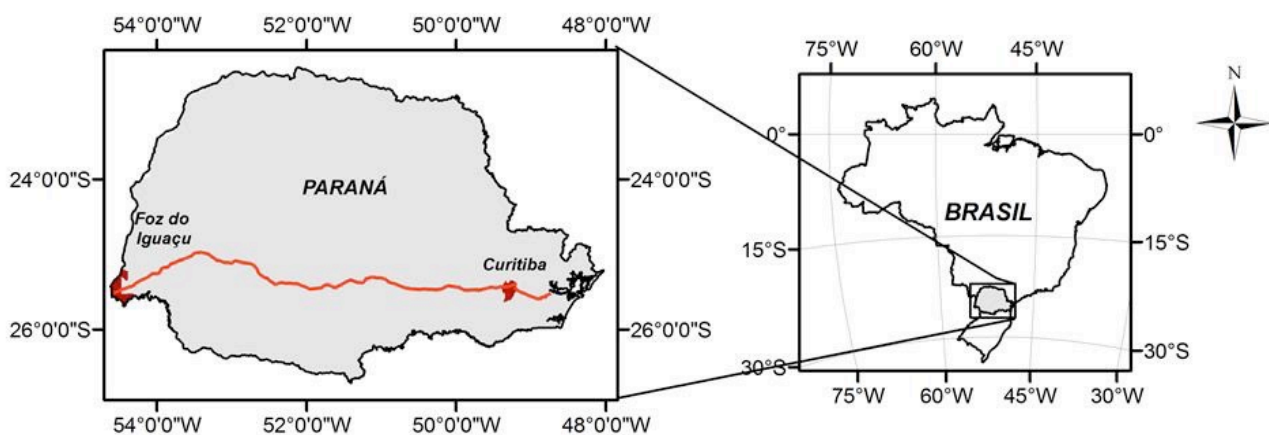


Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo com a localização da cidade de Foz do Iguaçu no extremo oeste do estado do Paraná, a cerca de 650 km de Curitiba (Costa, 2015).

3 HIPÓTESE

O magma básico gerador dos pegmatitos básicos na região de Itaipu é cogenético ao magma que gerou os basaltos hospedeiros dessas feições de segregação, sendo os pegmatitos mais evoluídos que os basaltos.

4 OBJETIVOS

4.1 OBJETIVO GERAL

Definição de modelos geoquímicos, com fracionamento a partir dos basaltos hospedeiros até os pegmatitos básicos e caracterização das condições físicas e químicas dos processos que os geraram.

4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Classificação petrográfica e geoquímica dos pegmatitos da região de Itaipu;
- Análise da correlação geoquímica entre os pegmatitos estudados e os basaltos hospedeiros.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Durante a realização desse trabalho foram consultados periódicos especializados, livros e outras fontes científicas, como databases de artigos científicos (e.g. *ScienceDirect*), com o objetivo de compilar dados e informações sobre o tema abordado. A revisão bibliográfica incluiu aspectos sobre pegmatitos básicos e suas ocorrências e também gênese e parâmetros de cristalização; análise de trabalhos anteriores sobre a Província Magmática do Paraná contemplando distribuição geográfica, faciologia litogeoquímica, geocronologia e arquitetura dos derrames que a compõem. A ênfase da discussão se deu sobre os basaltos da região de Foz do Iguaçu, área de estudo do projeto. Por fim, como apoio à pesquisa, foram consultados livros de Petrologia Ígnea e Geoquímica, visando à caracterização petrográfica e geoquímica e interpretação dos dados geoquímicos e, também, com o intuito de compreender processos de cristalização de magmas básicos e sistemática do estudo da modelagem geoquímica e seus princípios.

5.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Descrição de três lâminas petrográficas, sendo 2 delas do basalto hospedeiro e 1 do pegmatito básico. As amostras utilizadas nesse trabalho foram descritas e interpretadas em escala microscópica, em luz transmitida com a utilização de microscópio óptico petrográfico da marca Zeiss, no laboratório de microscopia do Departamento de

Geologia (LAPEM) e no LAMIR (Laboratório de Análise de Minerais e Rochas), para a captura de imagens, utilizando o software *AxioVision - Zeiss*. As lâminas analisadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Parque Tecnológico de Itaipu (PTI). Foram observados aspectos texturais e mineralógicos durante a descrição, como assembleia mineral, relação entre cristais, tamanhos e porcentagem modal das espécies minerais, visando compreender os processos de cristalização das rochas estudadas. As abreviaturas de nomes dos minerais nas fotomicrografias segue a proposta de Whitney & Evans (2010).

5.3 CONSTRUÇÃO DE BANCO DE DADOS ANALÍTICOS

Os dados químicos utilizados nesse trabalho são provenientes da tese de doutorado de Costa (2015) e foram obtidos no laboratório de ICP-MS do Instituto de Geociências da USP (IGC-USP) e no laboratório comercial AcmeLabs (Acme Analítica Laboratórios Ltda). As análises incluem óxidos, elementos traço e terras raras (ETR). Os óxidos foram analisados por fluorescência de raios X, uma técnica que consiste da excitação da amostra por uma fonte de radiação de raios X e posterior medida das intensidades das linhas características dos elementos procurados e da relação dessas intensidades com suas concentrações, por meio de curvas estabelecidas com padrões (Gomes, 1984). Os elementos traço e terras raras foram analisados em espectrômetro de massa com fonte de plasma de indução acoplado (ICP-MS), onde a amostra a ser analisada é solubilizada, transformada em aerossol e introduzida no equipamento, que então é varrido para o plasma com indução acoplada para ser ionizada (Gomes, 1984).

Por fim, as análises de química mineral foram obtidas por Costa (2015) em microsonda eletrônica da Universidade de Pádua, Itália. Essa técnica visa à identificação das linhas do espectro característico de raios X - e, conseqüentemente, a natureza dos elementos emissores - originadas a partir de uma amostra bombardeada por um feixe eletrônico e à comparação da intensidade da radiação com aquela emanada de uma substância de composição química conhecida, tomada como padrão (Gomes, 1984). Uma triagem foi realizada para avaliar os elementos e intervalos de maior importância para a pesquisa - levando em consideração as análises em pegmatitos e a proximidade com basaltos hospedeiros dessas feições - e um banco de dados digital foi construído para servir de apoio às interpretações geoquímicas posteriores.

5.4 INTERPRETAÇÃO DE DADOS LITOGEOQUÍMICOS

Com o auxílio das descrições e interpretações petrográficas, as análises químicas foram tratadas e utilizadas para a construção de gráficos e diagramas de variação e de

classificação, com o objetivo de interpretar e modelar o processo de cristalização que originou os pegmatitos básicos a partir de um magma de composição basáltica. Ao observar e entender como certos elementos químicos se comportam durante a cristalização, é possível compreender qual o tipo de processo que gerou essas rochas e a origem do líquido inicial.

Para a interpretação dos dados analíticos foram utilizados *softwares* como IgPet e GCDkit (*Geo Chemical Data Tool - Kit*), cujas licenças estão disponíveis. Os dados foram corrigidos em base anidra para cálculo da norma CIPW e para aqueles diagramas onde se fez necessária essa correção. Os diagramas de classificação utilizados são o TAS (Total Álcalis - Sílica - $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \times \text{SiO}_2$), de Le Maitre *et al.* (1989), $R_1 - R_2$ ($R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ x $R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$) de De La Roche *et al.* (1980), AFM ($[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \times [\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3] \times \text{MgO}$) de Irvine & Baragar (1971) e por fim o diagrama catiônico ($\text{Al} \times [\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Ti}] \times \text{Mg}$) de Jensen (1976).

Foram utilizados os diagramas de variação do tipo Fenner para óxidos, utilizando-se o MgO como óxido discriminante, com a finalidade de avaliar o comportamento geoquímico e o grau evolutivo dos pegmatitos e basaltos hospedeiros. Tendo essa mesma finalidade, os demais diagramas de variação de elementos traço foram gerados, utilizando o Zr como elemento discriminante. Foram aplicados também diagramas multielementares para elementos traço e terras raras, normalizados pelo manto primordial de Wood *et al.* (1979) e pelo condrito de McDonough & Sun (1995), respectivamente.

Para separação do $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, foram empregadas as razões de 0,2 e 0,3 para $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ definidas de acordo com o diagrama TAS (Total Álcalis - Sílica - $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \times \text{SiO}_2$) de Middlemost (1989). Para o cálculo das porcentagens de minerais normativos foi utilizada a norma CIPW em base anidra, e os resultados constam do apêndice 2.

A modelagem geoquímica a partir dos elementos traço, formadores das rochas estudadas foi feita utilizando-se planilhas Excel, contendo as equações de fracionamento de Cox *et al.* (1979), levando-se em consideração os basaltos hospedeiros como rochas primitivas e os pegmatitos básicos como rochas evoluídas. Os cálculos foram efetuados baseados em assembleia fracionante composta por: plagioclásio, piroxênio, óxidos de Fe e Ti e apatita.

Os coeficientes de partição utilizados nos cálculos, com base em Arth (1976) e Prowatke & Klemme (2006) para magmas pouco evoluídos, bem como os fatores de normalização empregados (de acordo com dados de Rollinson (1993) para o manto primordial) nas razões calculado/observado estão listados no apêndice 5.

6 CONTEXTO GEOLÓGICO

6.1 PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ

A Província Magmática do Paraná (PMP) é classificada como sendo uma *Large Igneous Province* (LIP). Esse termo é utilizado por Coffin & Eldholm, 1992 para designar grandes províncias ígneas compostas por grandes volumes de rochas extrusivas e intrusivas, predominantemente máficas. A formação de uma LIP constitui um grande evento global e sua gênese e evolução estão associadas à dinâmica do manto. Os grandes volumes de lava e corpos intrusivos geralmente são formados em um curto intervalo de tempo, podendo, ou não, estarem associados à quebra de grandes continentes ou à mudança na taxa e direção de movimentação de uma placa tectônica (Coffin & Eldholm, 1992).

As regiões sul e sudeste do Brasil têm registro de um volumoso evento magmático, que precedeu a abertura do Atlântico Sul, dando origem à Província Magmática do Paraná, que está entre as maiores províncias de basaltos continentais do mundo (Marques & Ernesto, 2004). Os derrames que compõem a PMP cobrem uma área de aproximadamente 1,2 milhão de quilômetros quadrados nos estados brasileiros do PR, SC, RS, SP, MT, MS, GO e MG (Figura 3), além de porções do Paraguai, Argentina e Uruguai (Piccirillo & Melfi, 1988).

As rochas dessa Província são representadas principalmente por derrames basálticos e, subordinadamente, por efusivas ácidas, caracterizando um vulcanismo do tipo bimodal, onde vulcânicas intermediárias são restritas. Além dos derrames, atividade ígnea intrusiva também é registrada, na forma de soleiras e diques de natureza toleítica e composição básica a ácida que formam os enxames de Florianópolis e Serra do Mar que ocorrem subparalelos à costa brasileira e o enxame de Ponta Grossa localizado no interior do território com uma direção aproximada N45W (Figura 3) (Marques & Ernesto, 2004). A média de espessura dos derrames chega a 650 metros, atingindo até 1.722 metros no poço 1-CB-001-SP em Cuiabá Paulista, SP (Figura 4) (Almeida, 1986).

A Província possui uma porção localizada no continente africano, em conjunto com a porção sul-americana, no território da Namíbia, que, em conjunto com o lado brasileiro, compõem a Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) sendo, dessa forma, a segunda maior província vulcânica continental do mundo em área de exposição, atrás apenas dos *Trapps* Siberianos, que cobrem uma superfície de aproximadamente 2,5 milhões de quilômetros quadrados (Fedorenko *et al.*, 1996 *apud* Costa, 2015).

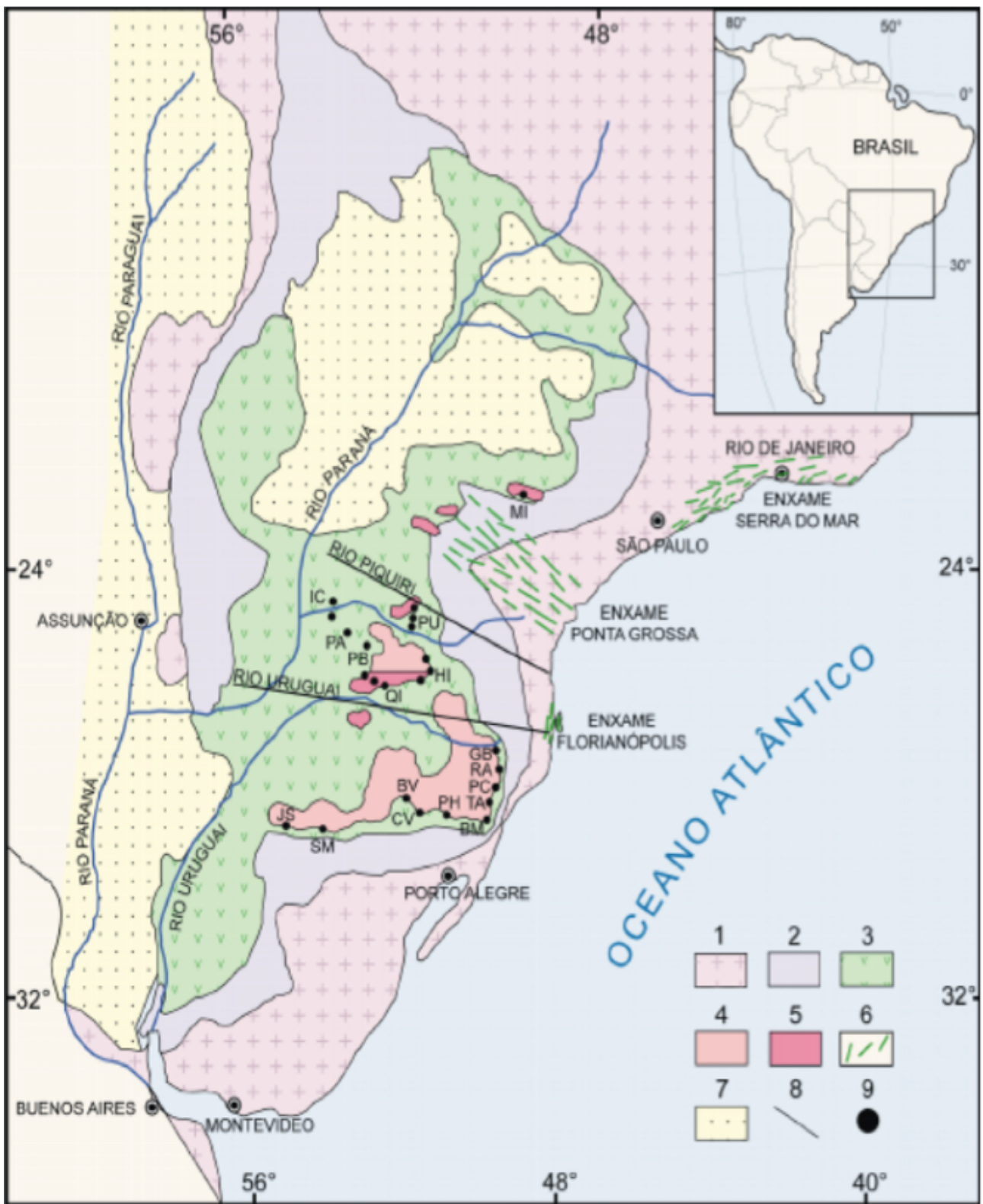


Figura 3 - Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná. (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos (principalmente paleozóicos); (3) rochas vulcânicas básicas a intermediárias da PMP; (4) rochas ácidas do Tipo Palmas da PMP; (5) rochas ácidas do tipo Chapecó da PMP; (6) enxames de diques da PMP; (7) sedimentos pós- vulcânicos (principalmente do Cretáceo Superior); (8) alinhamentos tectônicos e/ou magnéticos; (9) localização das sequências de derrames investigadas pelas autoras da figura (Marques & Ernesto, 2004).

Estudos realizados por Piccirillo & Melfi (1988) separam as rochas que compõem a Província em dois grandes grupos, em função do seu teor de TiO_2 . Essas características químicas refletem também uma compartimentalização geográfica. Na região sul da PMP

prevalecem basaltos com baixos teores de titânio ($\text{TiO}_2 < 2\%$) e elementos incompatíveis, associados em campo às rochas ácidas do tipo Palmas. Por outro lado são encontrados, na região norte, basaltos contendo teores relativamente altos de titânio ($\text{TiO}_2 > 2\%$) e elementos incompatíveis, juntamente com as vulcânicas ácidas do tipo Chapecó.

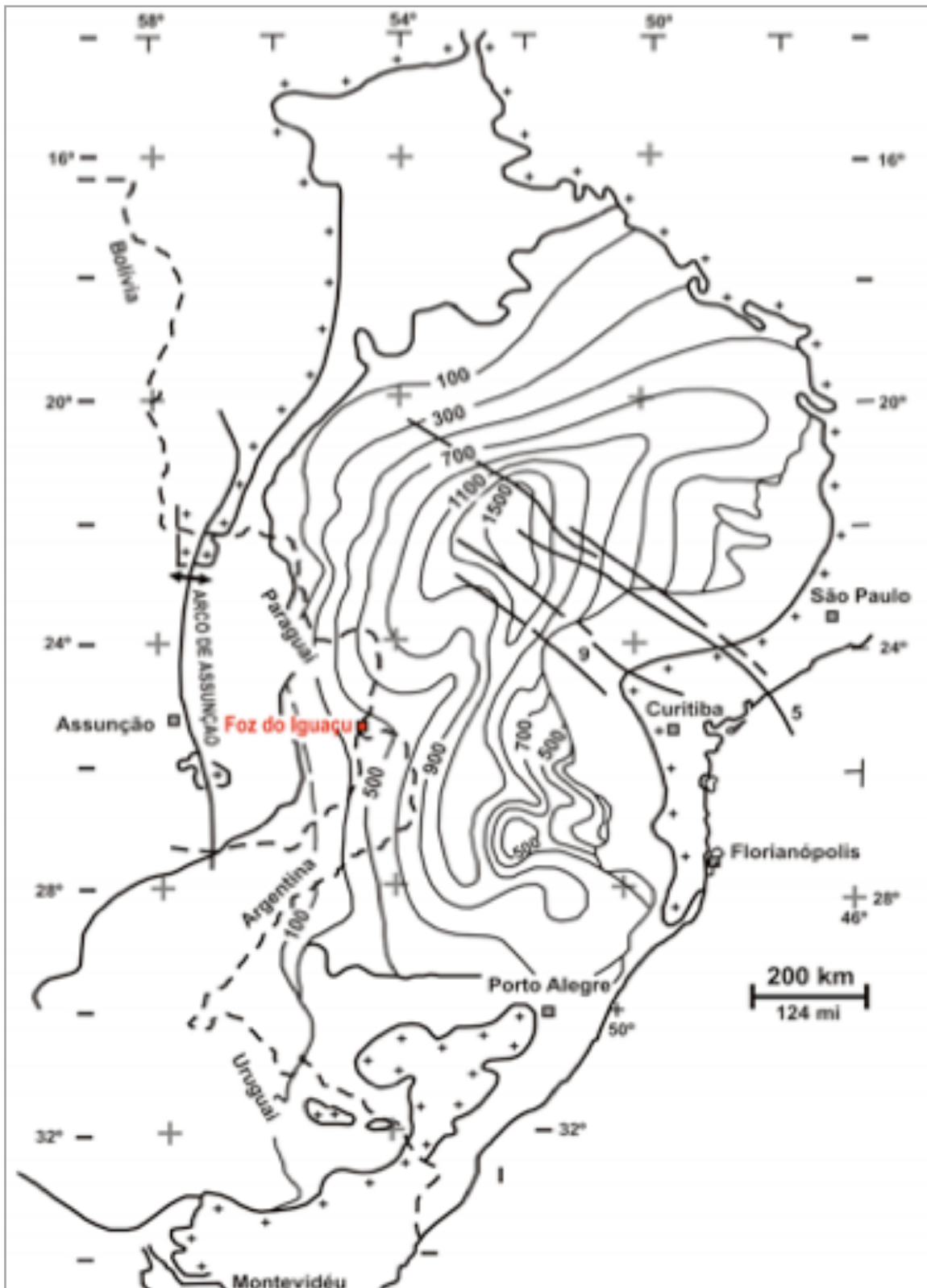


Figura 4 - Mapa de Isópacas das lavas da Província Magmática do Paraná, com contornos a intervalos de 200 m. O retângulo vermelho, entre as linhas de 500 e 300 m, marca a localização de Foz do Iguaçu, onde se encontra a área de estudo (Zalán *et al.*, 1990).

6.2 MORFOLOGIA DOS DERRAMES DA PROVÍNCIA

As características morfológicas e espaciais dos derrames que compõem a PMP têm sido tema de estudos em conjunto com abordagens de cunho litogeoquímico e geocronológico. O entendimento da morfologia dos derrames é fundamental para a interpretação da dinâmica dos fluxos de lava em uma província basáltica.

De maneira geral, o magmatismo basáltico da PMP é composto, sobretudo, por derrames do tipo *pahoehoe*, formados por injeções contínuas de lavas, resultando em um processo de inflamento dos derrames e culminando na forma de juntas (Soares *et al.*, 2015). Waichel *et al.* (2006) e Waichel *et al.* (2007) identificam nas regiões de Toledo, Rio Quitéria, Ponte Queimada, Matelândia e Cascavel, na porção oeste do Paraná, derrames do tipo *pahoehoe* e *a'a'*, com predominância dos tipos *pahoehoe* simples e compostos e, também peperitos gerados pela interação entre lavas e sedimentos inconsolidados.

Derrames na região de Guarapuava possuem autobrechas de topo e base, brechas peperíticas, derrames lobados e maçicos; onde são observados pegmatitos básicos (Arioli *et al.*, 2008). Dutra (2009) reconheceu, nas proximidades de Salto Segredo, um derrame do tipo *pahoehoe* inflado com 40 metros de espessura associado a brechas e peperitos. Em Salto do Lontra, Ferreira (2011) descreve um derrame *pahoehoe* inflado com 50 metros de espessura com ocorrência de pegmatitos básicos. As zonas pegmatíticas configuram setores de maior susceptibilidade magnética do que o basalto hospedeiro.

No Rio Grande do Sul, nas proximidades da Sinclinal de Torres, fluxos de lava de baixo TiO₂ estão dispostos diretamente sobre arenitos da Formação Botucatu. Nessa região Rossetti *et al.* (2014) separam os derrames em duas unidades morfológicas distintas. A primeira unidade, que recobre os arenitos, é composta por campos de lava *pahoehoe*, e a unidade superior formada por derrames *rubblly* simples, com núcleo maciço e topo brechado.

6.3 GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DA PROVÍNCIA

As rochas que compõem a PMP possuem uma forte assinatura bimodal, com uma ausência de termos intermediários (teor de SiO₂ entre 60-64 %) (Piccirillo & Melfi, 1988). Dessa forma, aproximadamente 90% das rochas são máficas classificadas como basaltos toleíticos e andesi-basaltos toleíticos, e os 10 % restantes são rochas de caráter ácido, classificadas como riolitos e riodacitos (Marques & Ernesto, 2004). As rochas ácidas estão principalmente localizadas em regiões próximas à margem continental e concentradas nas porções mais superficiais das sequências de derrames (Figura 3), ou seja,

correspondem às últimas fases da atividade vulcânica na Bacia do Paraná (Piccirillo & Melfi, 1988).

As rochas basálticas, de maneira geral, são formadas por fenocristais e/ou microfenocristais de augita, pigeonita, plagioclásio, e rara olivina intensamente alterada com ocorrências de titano-magnetita. A matriz dos basaltos é composta pelas mesmas fases minerais encontradas como fenocristais (Piccirillo & Melfi, 1988). As rochas ácidas são facilmente diferenciadas em campo devido à presença de fenocristais de plagioclásio, conferindo uma textura porfírica às rochas ácidas do tipo Chapecó, em contraste com a textura afírica das rochas do tipo Palmas. Ambas associações são compostas por plagioclásio, piroxênios e titano-magnetita (Marques & Ernesto, 2004).

A PMP foi tema de inúmeros estudos de cunho geoquímico (e.g. Piccirillo & Melfi, 1988; Bellieni *et al.*, 1984; Peate *et al.*, 1992; Licht & Lima, 2014), visando compreender o comportamento dos derrames que a compõem. Piccirillo & Melfi (1988) dividem a Província em dois compartimentos distintos, definidos pelo teor de TiO_2 . A suíte toleítica de baixo TiO_2 (<2%) com teores baixos de Sr, P, Ba, La, Zr, Ce e Y; por outro lado, a suíte toleítica de alto TiO_2 (>2%) com teores elevados em Rb, Th e U. Essa divisão geoquímica reflete também um posicionamento geográfico distinto, sendo possível dividir a província em 3 regiões (Figura 3):

- região sul: abaixo do lineamento Rio Uruguai, com rochas de baixo TiO_2 ;
- região norte: acima do lineamento Rio Piquiri, com rochas de alto TiO_2 ;
- região central: entre os dois lineamentos, onde são encontradas rochas de baixo e alto TiO_2 .

Posteriormente, utilizando-se de concentrações de elementos traço e sobretudo elementos incompatíveis como Sr, Zr e Y, Peate *et al.* (1992) e Peate (1997), subdividiram a PMP em seis unidades distintas ou “magmas tipo”. Os basaltos ATi (alto Ti) foram divididos em 3 tipos, denominados de Urubici (ATi-S: $\text{TiO}_2 > 3\%$; $\text{Sr} > 550$ ppm; $\text{Ti/Y} > 500$), Pitanga (ATi-N: $\text{TiO}_2 > 3\%$; $\text{Sr} > 350$ ppm; $\text{Ti/Y} > 350$) e Paranapanema (ITi-N: $2 < \text{TiO}_2 < 3\%$; $200 < \text{Sr} < 450$ ppm; $\text{Ti/Y} > 330$), enquanto os BTi (baixo Ti) foram denominados de Gramado (BTi-S: $\text{TiO}_2 < 2\%$; $140 < \text{Sr} < 400$ ppm; $\text{Ti/Y} < 300$), Esmeralda (BTi-S: $\text{TiO}_2 < 2\%$; $120 < \text{Sr} < 250$ ppm; $\text{Ti/Y} < 330$) e Ribeira (BTi-N: $\text{TiO}_2 < 2\%$; $200 < \text{Sr} < 375$ ppm; $\text{Ti/Y} > 300$) (Tabela 1). As rochas ácidas também são divididas em subgrupos com base em características texturais e químicas (Tabela 2). As vulcânicas ácidas do tipo Chapecó, que se encontram associadas em campo aos litotipos ATi, possuem conteúdos relativamente elevados de TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e de elementos traços incompatíveis (Sr, Ba, Zr, Hf, Ta e ETR), em relação às ácidas do tipo Palmas, que são associadas em

campo as rochas básicas BTi. Após novos estudos geoquímicos de detalhe (Piccirillo & Melfi, 1988; Peate *et al.*, 1992), as ácidas foram subdivididas em grupos distintos. Nas ácidas do tipo Palmas, caracterizadas por possuírem baixas concentrações de titânio ($TiO_2 < 1,2\%$), fósforo ($P_2O_5 < 0,35\%$) e elementos incompatíveis ($Sr < 250$, $Ba < 850$, $Zr < 400$, $La < 60$, $Nb < 35$), foram identificados três "magmas tipo", denominados de Santa Maria ($SiO_2 > 69\%$; $TiO_2 < 0,8\%$; $P_2O_5 < 0,25\%$), Caxias do Sul ($SiO_2 = 67 - 70\%$; $0,85 < TiO_2 < 1,05\%$) e Anita Garibaldi ($SiO_2 < 69\%$; $TiO_2 > 1,05\%$). Por outro lado, as rochas do tipo Chapecó foram divididas nos subgrupos Guarapuava ($TiO_2 > 1,4\%$; $P_2O_5 > 0,4\%$; $Rb < 120$ ppm; $Rb/Zr < 0,2$) e Ourinhos ($SiO_2 > 65\%$; $TiO_2 < 1,4\%$; $P_2O_5 < 0,4\%$; $Rb > 120$ ppm; $Rb/Zr > 0,2$) (Marques & Ernesto, 2004).

Tabela 1 - Composição utilizada para definição de magmas-tipo para as rochas basálticas da PMP. Dados resultantes de análise por fluorescência de raios X. Fonte: Peate (1989).

	Magmas-tipo HTi (alto TiO_2)			Magmas-tipo Lti (baixo TiO_2)		
	Uribici	Pitanga	Paranapanema	Gramado	Esmeralda	Ribeira
TiO_2 (%)	>3,3	>2,9	1,8-3,2	<1,8	1,3-2,2	1,5-2,1
P_2O_5 (%)	>0,45	>0,35	0,2-0,7	<0,35	<0,35	0,2-0,4
SiO_2 (%)	>50	47-52	49,0-51,5	>51	50,5-53,0	49,5-51,5
$Fe_2O_{3(t)}$ (%)	<14,2	>14	>13,5	<14,5	13-16	12-15
Sr (ppm)	>600	400-600	<430	<430	<250	>250
Ba (ppm)	>450	340-700	<410	<540	<350	250-500
Zr (ppm)	>270	200-440	<250	<250	<200	>170
Sr/Y	>10,5	>10	>10,5	<11	<7	>8
Ba/Y	>11,5	9,0-14,5	4,5-13	7,5-14,5	<8	>8,5
Zr/Y	>7	5,5-8,0	4,5-6,0	4,0-5,5	3,0-4,5	4,0-7,0
Ti/Y	>500	350-700	300-500	<300	<300	300-500
Ti/Zr	>60	>50	>65	<60	>60	>70

Tabela 2 - Composição utilizada para definição de magmas-tipo para as rochas ácidas da PMP. Dados resultantes de análise por fluorescência de raios X. Fonte: Piccirillo *et al.* (1988).

	Riolitos	
	Chapecó	Palmas
TiO_2 (%)	0,9-1,5	0,6-1,1
P_2O_5 (%)	>0,3	<0,35
SiO_2 (%)	63-68	65-72
$Fe_2O_{3(t)}$ (%)	--	--
Sr (ppm)	>250	<170
Ba (ppm)	>900	<800
Zr (ppm)	>500	<400

Licht & Lima (2014), utilizando-se de um banco de dados composto por mais de 5.600 análises químicas de rochas da PMP, coletadas em superfície e em furos de sondagem, propõem uma nova divisão para os derrames que compõem a Província. Os dados geoquímicos - compilados da literatura e adquiridos pelo Serviço Geológico do Paraná (MINEROPAR) - foram tratados com parâmetros estatísticos e revelam *gaps* de SiO_2 (62,02%), Ti (2,8499%), Zr (522,15 ppm) e P (0,4127 %), os quais resultam em grupos com altos teores (H) e baixos teores (L) que permitem subdividir a Província em 16

grupos distintos (Tabela 3). As rochas básicas ($\text{SiO}_2 < 62,02 \%$) formam 8 grupos e as ácidas ($\text{SiO}_2 > 62,02 \%$) outros 8 grupos.

Tabela 3 - Proposta de Licht & Lima (2014) para subdivisão da PMP com base na associação de gaps de Si-Zr-Ti-P, gerados a partir de critérios estatísticos.

Teor de SiO_2	Teor de Zr	Teor de TiO_2	Teor de P_2O_5	Tipo	Frequência
< 62,02 %	< 522,15 ppm	< 2,85 %	< 0,413%	Tipo 1 = LSi-LZr-LTi-LP	47,31%
			$\geq 0,413\%$	Tipo 2 = LSi-LZr-LTi-HP	4,09%
		$\geq 2,85 \%$	< 0,413%	Tipo 3 = LSi-LZr-HTi-LP	5,05%
			$\geq 0,413\%$	Tipo 4 = LSi-LZr-HTi-HP	24,80%
	$\geq 522,15 \text{ ppm}$	< 2,85 %	< 0,413%	Tipo 5 = LSi-HZr-LTi-LP	0,07%
			$\geq 0,413\%$	Tipo 6 = LSi-HZr-LTi-HP	0,16%
		$\geq 2,85 \%$	< 0,413%	Tipo 7 = LSi-HZr-HTi-LP	0,02%
			$\geq 0,413\%$	Tipo 8 = LSi-HZr-HTi-HP	0
> 62,02 %	< 522,15 ppm	< 2,85 %	< 0,413%	Tipo 9 = HSi-LZr-LTi-LP	13,17%
			$\geq 0,413\%$	Tipo 10 = HSi-LZr-LTi-HP	0,36%
		$\geq 2,85 \%$	< 0,413%	Tipo 11 = HSi-LZr-HTi-LP	0
			$\geq 0,413\%$	Tipo 12 = HSi-LZr-HTi-HP	0
	$\geq 522,15 \text{ ppm}$	< 2,85 %	< 0,413%	Tipo 13 = HSi-HZr-LTi-LP	2,32%
			$\geq 0,413\%$	Tipo 14 = HSi-HZr-LTi-HP	2,66%
		$\geq 2,85 \%$	< 0,413%	Tipo 15 = HSi-HZr-HTi-LP	0
			$\geq 0,413\%$	Tipo 16 = HSi-HZr-HTi-HP	0

Segundo essa nova divisão, as rochas mais abundantes na PMP são classificadas nos tipos 1(LSi, LZr, LTi, LP) e 4(LSi, LZr, HTi, HP), com seu empilhamento sendo representado conforme a figura 5. As rochas do Tipo 1 são subdivididas segundo critérios geográficos e posição estratigráfica em Tipo 1 Centro-Norte e Tipo 1 Sul.

A partir da década de 90, inúmeros trabalhos de cunho geocronológico foram realizados, sobretudo utilizando-se do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, com o objetivo de entender a evolução da Província e a idade absoluta dos derrames. Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996), baseados em datações de amostras de superfície e furos de sondagem indicam uma duração de cerca de 11 Ma para os eventos extrusivos, ocorrendo entre 140 e 129 Ma. Por outro lado, estudos realizados por Renne *et al.* (1992, 1996a, 1996b, 1997), concluem que o evento magmático que deu origem à Província, ocorreu em um intervalo de 3 Ma, tendo ocorrido principalmente entre 133 e 132 Ma, situando a Província no Cretáceo Inferior. Os autores sugerem que o magmatismo se iniciou na porção sul da Província, onde as idades são próximas de 133 Ma e migrou gradativamente para a região norte, onde as idades situam-se em torno de 132 Ma. Posteriormente, análises de isótopos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pelo mesmo método de datação utilizado nos trabalhos de Renne *et al.* (1996) de amostras anteriormente datadas por Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996), revelam idades de $134,7 \pm 1 \text{ Ma}$ e duração de cerca de 1,2 Ma para a atividade vulcânica que gerou a PMP (Thiede & Vasconcelos, 2010).

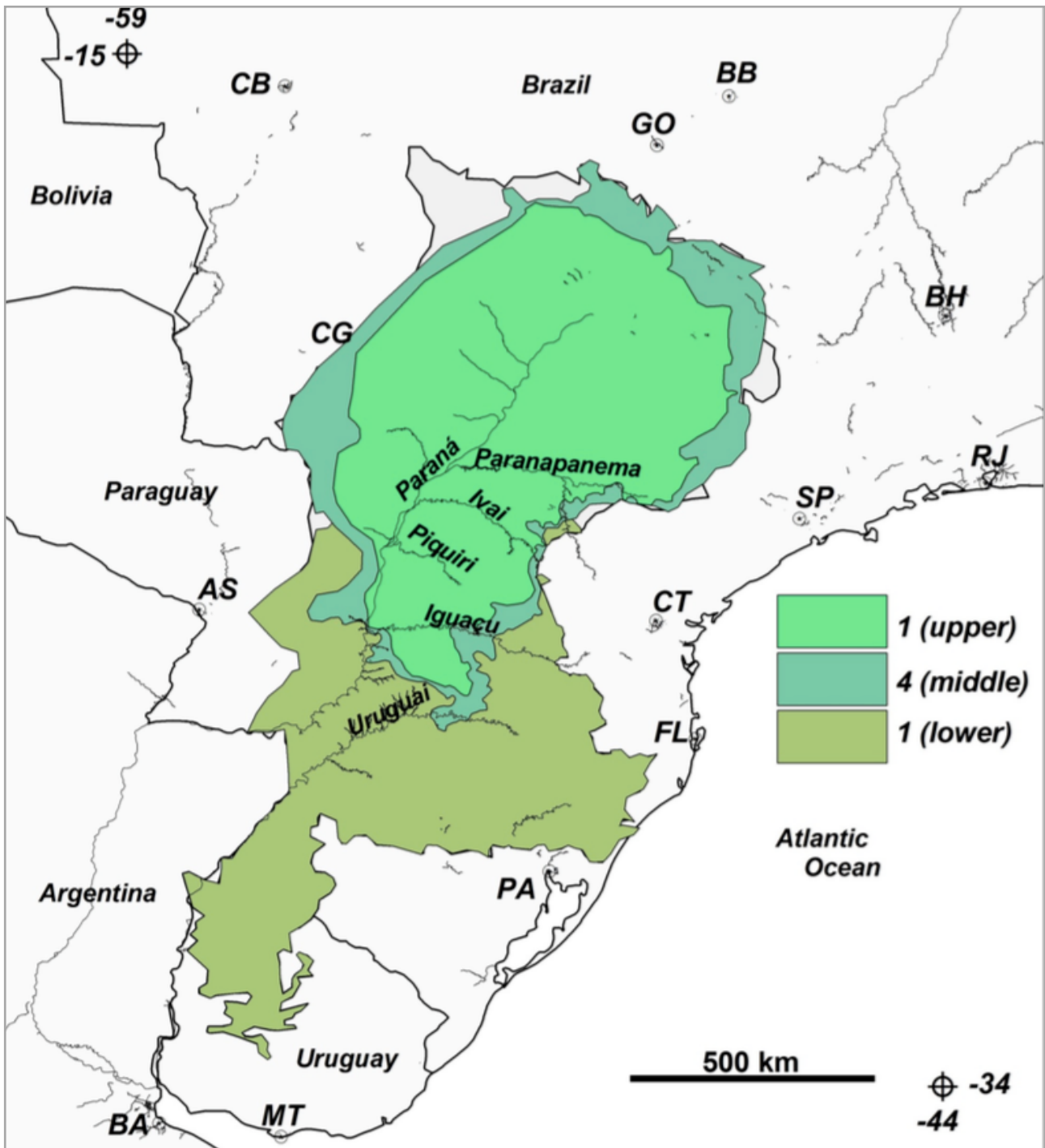


Figura 5 - Variação das tipologias geoquímicas mais abundantes segundo Licht & Lima (2014) em superfície. Municípios: AS - Assunción; BA - Buenos Aires; BB - Brasília; BH - Belo Horizonte; CB - Cuiabá; CG - Campo Grande; CT - Curitiba; FL - Florianópolis; GO - Goiânia; MT - Montevidéu; PA - Porto Alegre; RJ - Rio de Janeiro; SP - São Paulo. Legenda: Tipo 1 Centro-Norte (*upper*); Tipo 4 (*middle*); Tipo 1 Sul (*lower*).

Datações das fases intrusivas da Província, são limitadas. Turner *et al.* (1994), ainda utilizando $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$, dataram uma soleira no leste de Santa Catarina com idade de $127,7 \pm 4,6$ Ma. Datações de plagioclásios em uma soleira no norte da Província, revelam idades entre $129,9 \pm 0,1$ Ma e $131,9 \pm 0,4$ Ma (Ernesto *et al.*, 1999). Estudos realizados em diques do arco de Ponta Grossa, por Turner *et al.* (1994) e Renne *et al.* (1992), fornecem idades no intervalo entre 131 e 129 Ma, assim como idades em torno de 120 Ma em diques próximos da margem continental.

6.4 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

Na área de estudo, na região da Itaipu Binacional em Foz do Iguaçu, o mapa de isópacas da Província indica derrames basálticos totalizando entre 300 e 500 metros de espessura (Figura 4).

Durante a fase de investigação do substrato rochoso em que se assenta a Usina de Itaipu, construída na década de 70, inúmeros furos de sondagem foram realizados. O material coletado das sondagens permitiu o estudo e caracterização das fácies dos derrames da Província Magmática do Paraná na região de Itaipu. Foram individualizadas 3 fácies distintas na calha do Rio Paraná: brecha, basalto vesicular e basalto maciço (Figura 6). O termo mais predominante é o basalto maciço e na porção estudada foram identificados 3 derrames designados pelas letras A, B e C, onde o A é o mais antigo (Costa, 2015).

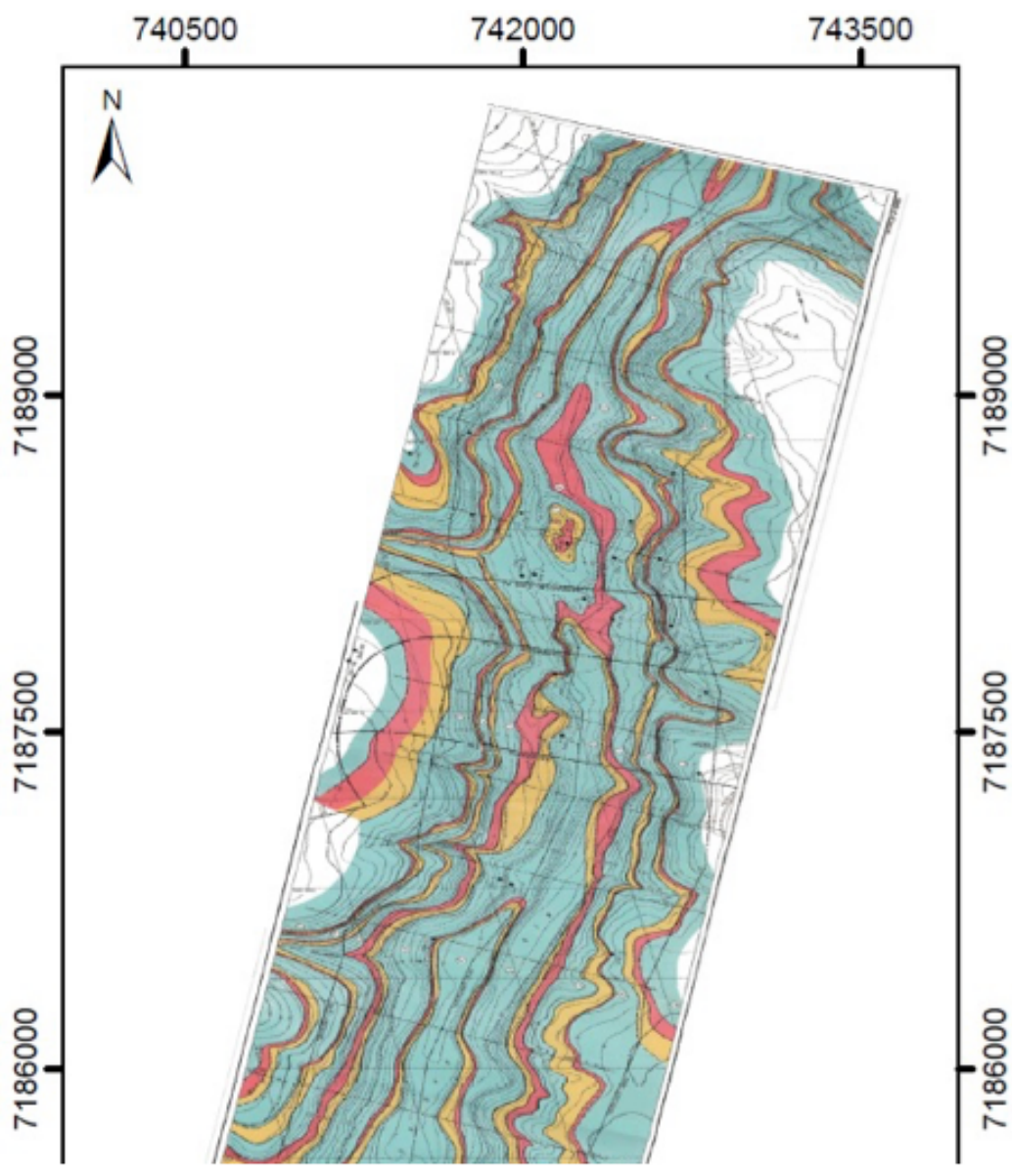


Figura 6 - Mapa Geológico da área de construção da usina e do lago de Itaipu. (Editado de Itaipu, 1974).
Fonte: Costa, 2015.

Em 1976 e 1978, relatórios internos da Itaipu Binacional descrevem feições geológicas, dividindo os derrames em 5 unidades, designadas derrames A, B, C, D e E. Trabalho apresentado no "Simpósio sobre a geotecnia da Bacia do Alto Paraná" em 1983 descreve os aspectos geológicos da região de Itaipu da seguinte maneira: "A área apresenta uma sucessão de 5 derrames, com mergulho de 2° NE e espessura variável de 20 a 65 metros".

A sucessão de derrames descritos nos relatórios internos de 1976 e 1978 englobam derrames basálticos maciço (D), maciço e brechado (C e B) e maciço/ vesicular e amigdaloidal (A e E). É possível observar as disposições das 3 fácies descritas, assim como os 5 derrames na seção da figura 7.

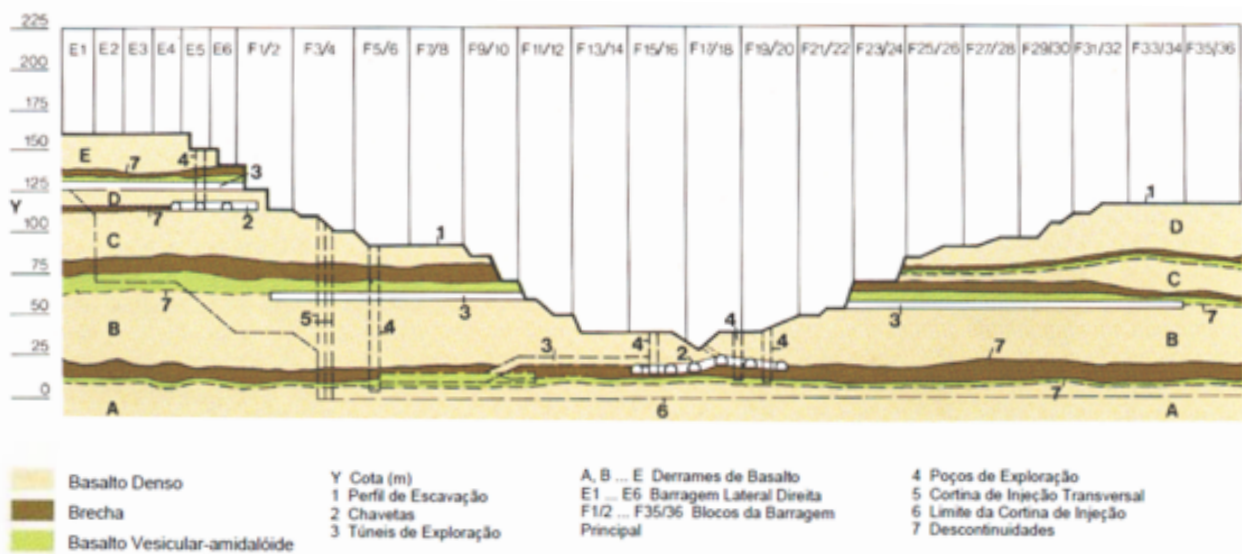


Figura 7 - Seção da barragem de concreto da Itaipu com a distribuição das unidades E, D, C, B, e A mapeadas (Itaipu Binacional, 1994). Fonte: Costa, 2015.

Costa (2015), com base em análises químicas e descrição faciológica de testemunhos de sondagens dos derrames basálticos na região de Itaipu, separou os mesmos em 10 unidades morfológicas distintas, de acordo com as seções da figura 8 e a tabela 4. Características químicas e, sobretudo texturais, são observadas para essa divisão e refletem diferentes processos durante o extravasamento que gerou essas unidades. Um resumo das 10 unidades, assim como a interpretação dos respectivos tipos morfológicos é apresentado na tabela 4.

De maneira geral, a sequência de lavas da PMP na região de Itaipu é composta por dois tipos de magmas de alto TiO_2 que ocorrem estratigraficamente intercalados e sob a forma de fluxos com morfologias variadas (*pahoehoe*, *rubbly pahoehoe* e *a'a*). O principal condicionante físico para as diferentes morfologias encontradas na região de Itaipu são as diferentes taxas de efusão que geraram os derrames basálticos (Costa, 2015).

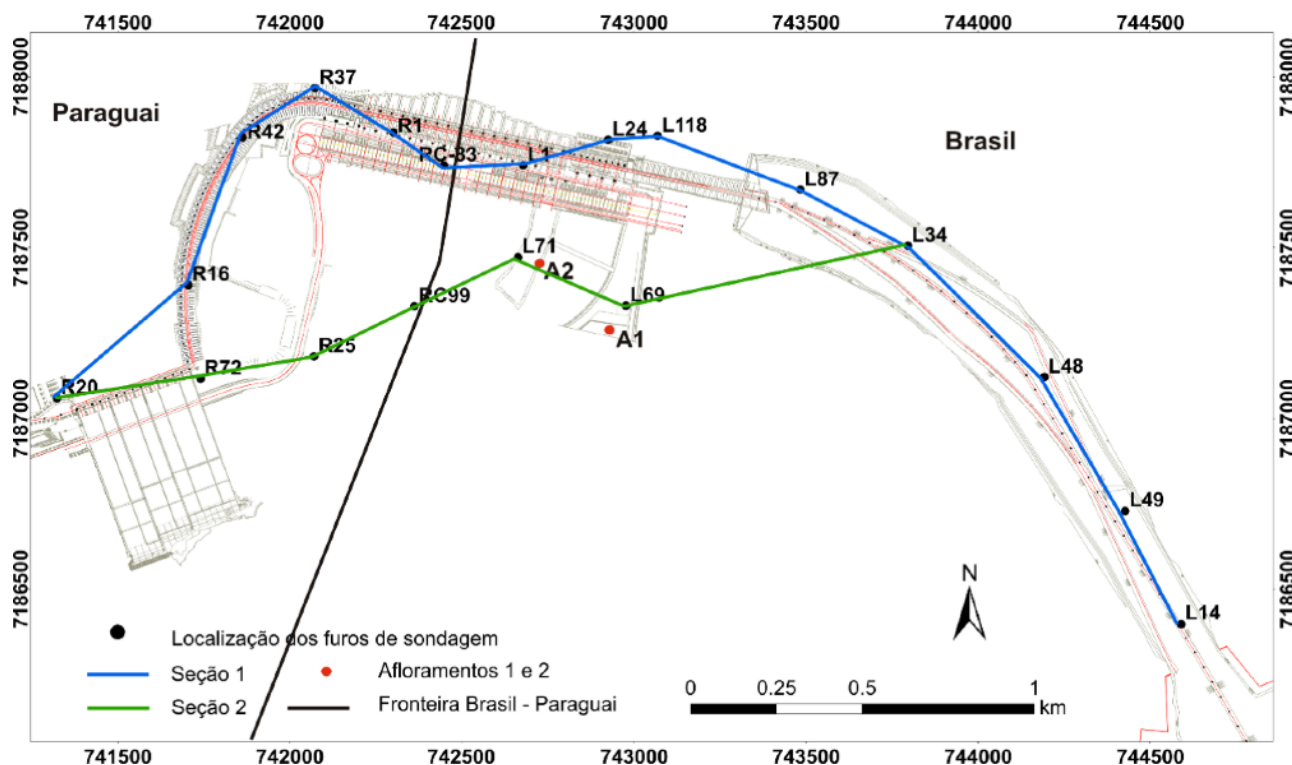


Figura 8 - Usina Hidrelétrica de Itaipu com a localização das sondagens estudadas pela autora (pontos pretos) e dos afloramentos descritos (pontos vermelhos). A linha azul corresponde à seção 1 e a linha verde à seção 2, ambas confeccionadas a partir da descrição dos testemunhos. A linha preta marca a divisa aproximada entre o Brasil e o Paraguai. (Fonte: Itaipu Binacional. In: Costa, 2015).

6.5 PEGMATITOS BÁSICOS

O termo pegmatito é uma definição consagrada na literatura sendo utilizado para descrever rochas de granulação muito grossa, relacionadas a processos de cristalização tardios de magmas ácidos. É usado em dois sentidos distintos, ora para designar o aspecto textural, ora para dar nome a um corpo de rocha.

Jahns (1955) definiu os pegmatitos como sendo:

“(...) rochas holocristalinas que apresentam, pelo menos em parte, uma granulação muito grossa, tendo como maiores constituintes minerais aqueles encontrados tipicamente em rochas ígneas, mas com a característica de apresentarem extremas variações texturais, especialmente no que se refere ao tamanho dos cristais”.

Mais recentemente esse termo tem sido utilizado para designar corpos rochosos de composições gerais iguais às dos granitos, com formas tabulares ou lenticulares e dimensões variadas. As características principais dessas feições são a dimensão anormalmente grande dos minerais que os constituem e a variedade de espécies de minerais raros presentes. A sua gênese está ligada à cristalização de fluidos tardi a pós-magmáticos, sendo formados nas regiões apicais de intrusões graníticas (Biondi, 2003).

Por outro lado, feições pegmatíticas são descritas na literatura também associadas a derrames basálticos e, de forma mais restrita, a corpos plutônicos de composição bási-

Tabela 4 - Síntese das características físicas das unidades descritas na região de Itaipu. Fonte: Costa, 2015.

Unidade	Espessura (m)	Características do fluxo					Peperito na base	Brecha de topo preenchida por sedimento	Morfologia da lava
		Brecha de topo	Brecha na base	Crosta superior	Núcleo	Crosta basal			
10	40	não	não	vesículas arredondadas esféricas e alongadas	pegmatito; maciço	vesículas arredondadas esféricas	não	não	Pahoehoe
9	< 1 - 9	sim	localmente	blocos de basalto muito vesicular	vesículas irregulares; maciço	blocos de basalto muito vesicular; vesículas irregulares;	localmente	localmente	Transição entre Rubbly e a'a;
		não (R42); sim (R37)	não	vesículas arredondadas (R42); blocos de basalto muito vesicular (R37);	maciço (R42); vesículas irregulares (R37)	maciço	sim, localmente	Sim (R37)	Pahoehoe (R42); Rubbly pahoehoe (R37)
8	13 - 19	não	não	amígdalas/vesículas arredondadas esféricas; lençóis de amígdalas/vesículas; drusas; cavidades diktitaxíticas;	cavidades diktitaxíticas; cilindros de vesículas/amígdalas	vesículas esféricas	não	não	Pahoehoe
entre 7 - 8	~2 m	brecha matriz suportada, composta por blocos de basalto vesicular da unidade 7 dispersos em matriz sedimentar fina (arenito muito fino com matriz silteosa).							
7	23 - 33	não	não	vesículas arredondadas esféricas, alongadas e irregulares	megavesículas; cavidades diktitaxíticas	maciço	não	não	Pahoehoe
6	10 - 18	sim	sim	blocos de basalto muito vesicular; vesículas irregulares	maciço; vesículas irregulares subordinadas	blocos de basalto muito vesicular; vesículas irregulares	não	sim, localmente	a'a'
5	49	não	não	vesículas arredondadas esféricas e alongadas	pegmatito; cavidades diktitaxíticas	vesículas esféricas	sim, localmente	não	Pahoehoe
4	4 - 7	sim	não	blocos de basalto muito vesicular; vesículas irregulares	maciço	maciço	sim, localmente	sim	Rubbly pahoehoe
3	4 - 7	sim	não	blocos de basalto muito vesicular; vesículas irregulares	maciço	maciço	não	sim	Rubbly pahoehoe
2	33	não	não	vesículas arredondadas esféricas e alongadas	rico em cavidades diktitaxíticas; cilindros de vesículas/amígdalas	vesículas esféricas	sim	não	Pahoehoe
1	ao menos 12	sim (pouco expressiva)	base não observada	blocos de basalto muito vesicular; poucos blocos; vesículas irregulares	rico em cavidades diktitaxíticas; cilindros de vesículas/amígdalas	—	base não observada	sim	Transição pahoehoe para rubbly pahoehoe

ca (e.g. Walker, 1953; Puffer & Horter, 1993; Hartley & Thordarson, 2009). Os pegmatitos básicos ocorrem com certa frequência em derrames de lava do tipo pahoehoe, tipo de derrame onde ocorrem processos de inflamento, responsáveis pelo aumento da espessura e avanço horizontal do derrame, conforme definido por Self *et al.* (1998). O topo e a base do derrame se transformam em crostas rígidas pelo resfriamento rápido e a porção intermediária se mantém líquida - com bolhas formadas por voláteis ascendendo em direção ao topo - pela manutenção da temperatura elevada devido ao contínuo processo de injeção de lava (Figura 9). Com o fim das injeções de lava, o inflamento do derrame se encerra, e a temperatura no interior do sistema diminui e, por consequência, ocorrem processos que levam à concentração de líquidos diferenciados, geneticamente associados à rocha hospedeira, que resultam em corpos verticais (cilindros), que se tornam horizontais ao encontrar uma barreira rígida superior (lençóis), e são classificados como pegmatitos básicos (Figura 9).

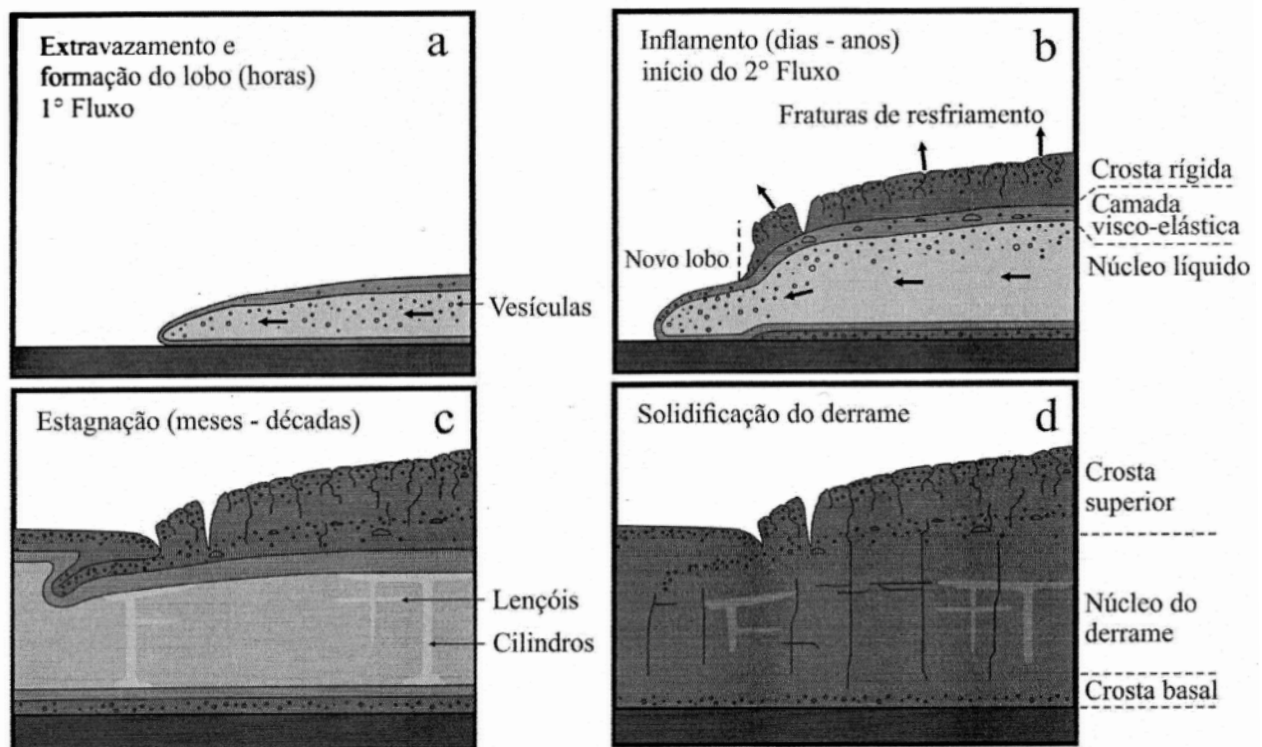


Figura 9 - Modelo de inflamento (a) Início do fluxo de lava; (b) a injeção contínua de lava gera inflamento, soerguimento e quebras, além do avanço do derrame; (c) sem injeção de lava, o derrame começa a solidificar e líquidos residuais acomodam-se verticalmente (cilindros) e horizontalmente (lençóis); (d) derrame já solidificado, com padrão de fraturas irregular no topo e colunar e plana no centro. Fonte: Soares (2016).

Assim, as características principais dessas estruturas são a granulação grossa em relação à rocha hospedeira, contato geralmente abrupto com a mesma e assembleia mineral semelhante a dos basaltos. Embora compostos pelos mesmos minerais, os

pegmatitos são geoquimicamente mais evoluídos e ocorrem em derrames espessos ou, menos comum, em intrusões (Walker, 1953).

A definição para esses corpos pegmatíticos foi sendo modificada na literatura conforme novos estudos foram realizados. Os termos procuram refletir processos de formação e ainda, aspectos texturais e composicionais. Soares (2016) faz um levantamento dos termos que já foram utilizados no passado para designar pegmatitos básicos. Dentre os termos abordados por Soares (2016) estão: *pegmatitoides (termo já obsoleto usado por Lacroix, 1929; Dunham, 1933; Santin, 1969), diferenciados pegmatíticos por Walker (1953), pegmatitos máficos por Greenough & Dostal (1992) e Kontak et al. (2002), segregações pegmatíticas por Puffer & Horter (1993), gabro-doleritos pegmatíticos por Jefferson et al. (1994), segregações magmáticas pegmatíticas por Phillipots et al. (1996), gabros por Vasconcellos et al. (2001) e gabros pegmatoides/pegmatitos básicos por Arioli (2008), sendo os dois últimos citados, trabalhos pioneiros nacionais.*

Pegmatitos básicos são descritos em pelo menos 38 ocorrências na PMP (e.g. Licht & Arioli, 2000; Arioli & Licht, 2006; Wildner et al., 2006). São descritas 16 ocorrências de pegmatitos básicos no oeste do Paraná, por Licht (2001), e ainda, outras 14 ocorrências descritas por Arioli & Licht (2006). Na região de Guarapuava, nos derrames da Província Magmática do Paraná, são descritas 8 novas ocorrências de tais feições (Arioli et al., 2008).

Vasconcellos et al. (2001), em um trabalho pioneiro desse cunho no Brasil, descrevem 16 ocorrências de pegmatitos básicos na região sudoeste do estado do Paraná, que foram caracterizados como níveis decimétricos de granulação mais grossa, encaixados em meio a basaltos do Grupo São Bento. Os autores descrevem que as rochas são compostas principalmente por labradorita e augita, com textura ofítica e *spinifex* e estrutura cumulática e classificam as rochas como gabros, com cavidades preenchidas com celadonita e malaquita. Essas rochas são geoquimicamente mais evoluídas que os basaltos encaixantes, com teores de TiO_2 maiores que 2%.

Arioli et al. (2008), com base em critérios litológicos, estruturais e litogeoquímicos, dividiu os derrames na região de Guarapuava em sete unidades faciológicas. Nos derrames tabulares de basalto maciço existem ocorrências de pegmatitos básicos, denominados pelos autores de gabros pegmatoides, próximos do núcleo do derrame, formando camadas e lentes horizontais, com espessuras variadas.

Pegmatitos básicos foram também descritos por Soares (2016) nos municípios de Capanema e Barracão, no sudoeste do Paraná. São ocorrências centimétricas a métricas

na forma de lentes, com composição mineralógica semelhante à dos basaltos hospedeiros dessas feições, porém com cristais cerca de cinco a vinte vezes maiores. As fases minerais encontradas são labradorita, augita, celadonita e opacos, determinados como ilmenita e magnetita. Na análise geoquímica, o empobrecimento em CaO, MgO e Al₂O₃ nos pegmatitos básicos, indica fracionamento de plagioclásio e piroxênio a partir da rocha hospedeira. Os pegmatitos representam fases mais evoluídas quando comparados aos basaltos hospedeiros, sendo que as ocorrências em Capanema têm comportamento mais variado, com populações bem definidas. Dessa forma, sugere-se que as segregações de Capanema, e por consequência os pegmatitos, são mais evoluídos (Soares, 2016).

Estudos relacionados à gênese dos pegmatitos básicos foram realizados por diversos autores (e.g. Puffer & Horter, 1993; Phillpots *et al.* 1996; Hartley & Thordarson, 2009). Ainda não há consenso em relação ao processo formador dessas feições de segregação magmática. No entanto, algumas hipóteses são levantadas, levando-se em consideração algumas características observadas, como a granulação maior em relação à rocha hospedeira e a presença dessas estruturas no interior dos derrames.

Ao estudar os basaltos do *Columbia River Basalt Group*, Puffer & Horter (1993) sugerem um modelo de formação para os pegmatitos. Segundo os autores essas estruturas são formadas devido à migração de líquidos residuais através de bolhas que ascendem de níveis inferiores do derrame e, ao atingirem a porção central do derrame, com maior temperatura, têm os núcleos cristalinos do líquido fundido, resultando em uma baixa taxa de viscosidade e nucleação. Isso permitiria uma maior difusão de íons durante a fase de cristalização dos minerais, resultando em cristais de crescimento rápido e esqueletais. As bolhas formam uma estrutura horizontal quando atingem a base da crosta superior do derrame, caso ela seja impermeável, e episódios de fraturamento posteriores permitiriam uma rápida descompressão e resfriamento, resultando em vidro e cristais menores em meio aos cristais maiores (Figura 10).

Phillpots *et al.* (1996), trabalhando com rochas vulcânicas da Bacia de *Hartford*, nos Estados Unidos, teorizam que as segregações pegmatíticas seriam o resultado da formação de uma trama cristalina interconectada, com cerca de 35% do magma cristalizado, que é submetida a processos de compactação por gravidade. Dessa forma, o líquido intersticial migraria de maneira ascendente e se dilataria. Essa migração ocorre em meio poroso devido à cristalização parcial do magma, assim, o líquido deve estar livre de núcleos de cristais para que a ascensão de fato ocorra e também para que haja a cristalização de minerais grandes quando se concentram no interior do derrame. Os

autores fazem uma ressalva no que diz respeito à composição química do magma para a formação da rede cristalina e também para a espessura do derrame: para que ocorra compactação por gravidade o derrame deve ter cerca de 70 metros ou mais de espessura.

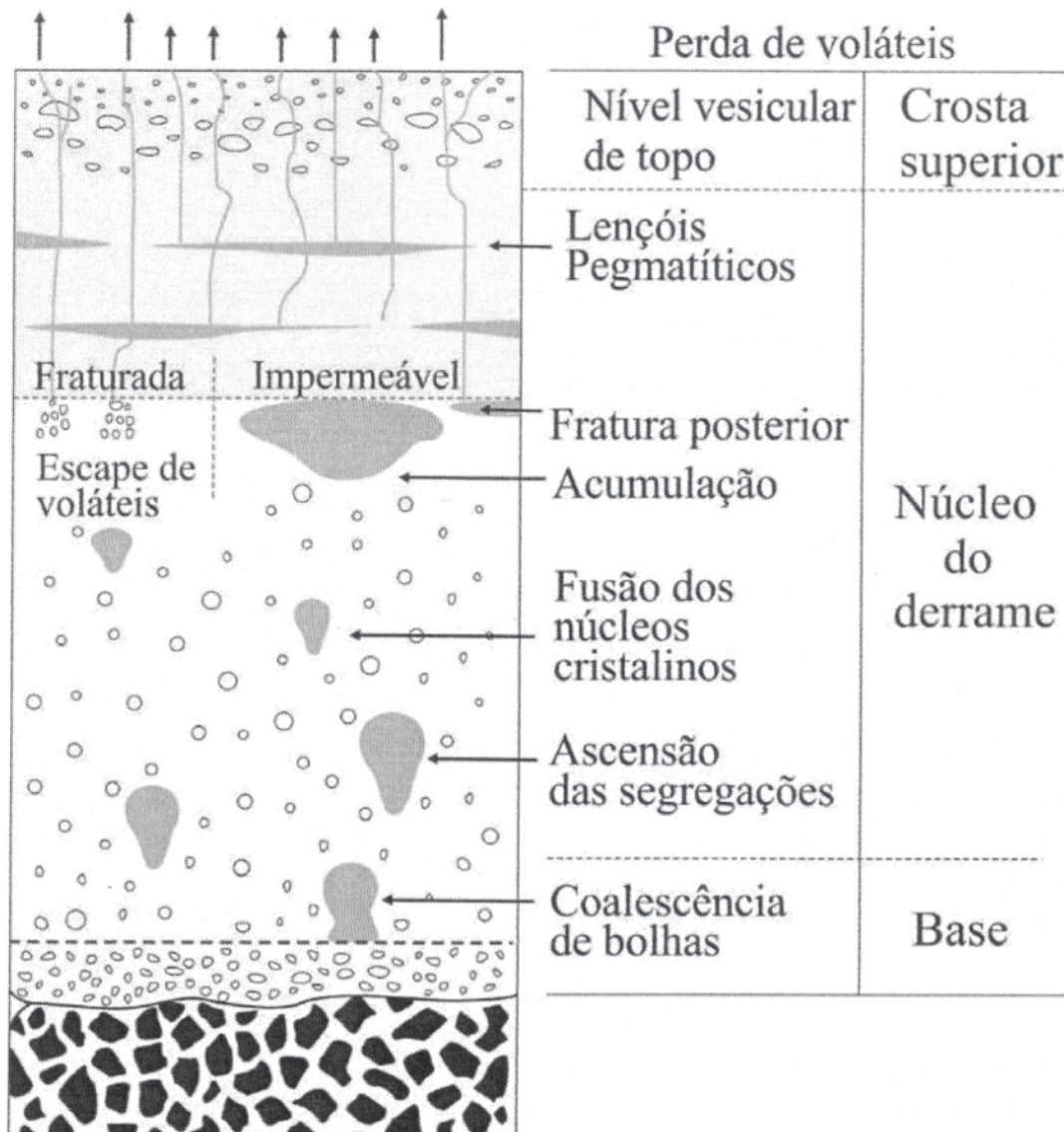


Figura 10 - Ilustração esquemática representando a formação de pegmatitos. Adaptado de Puffer & Horter (1993), por Soares (2016).

A partir de observações de campo e dados químicos dos basaltos de *Columbia River*, nos Estados Unidos, Hartley & Thordarson (2009) propõem um modelo de geração dos pegmatitos. Tais estruturas seriam formadas por um processo de cristalização fracionada de uma porção de material fundido que pertence à base do derrame, extração de um resíduo de voláteis intercrystalino e posterior ascensão desse líquido segregado. Os cilindros de vesículas sobem verticalmente através do derrame até atingirem a porção intermediária do mesmo, onde encontram uma interface com a porção superior identificada por um aumento do número de vesículas e maior solidez. Ao encontrarem

essa barreira, a ascensão se encerra e formam-se níveis pegmatíticos horizontais (Figura 11).

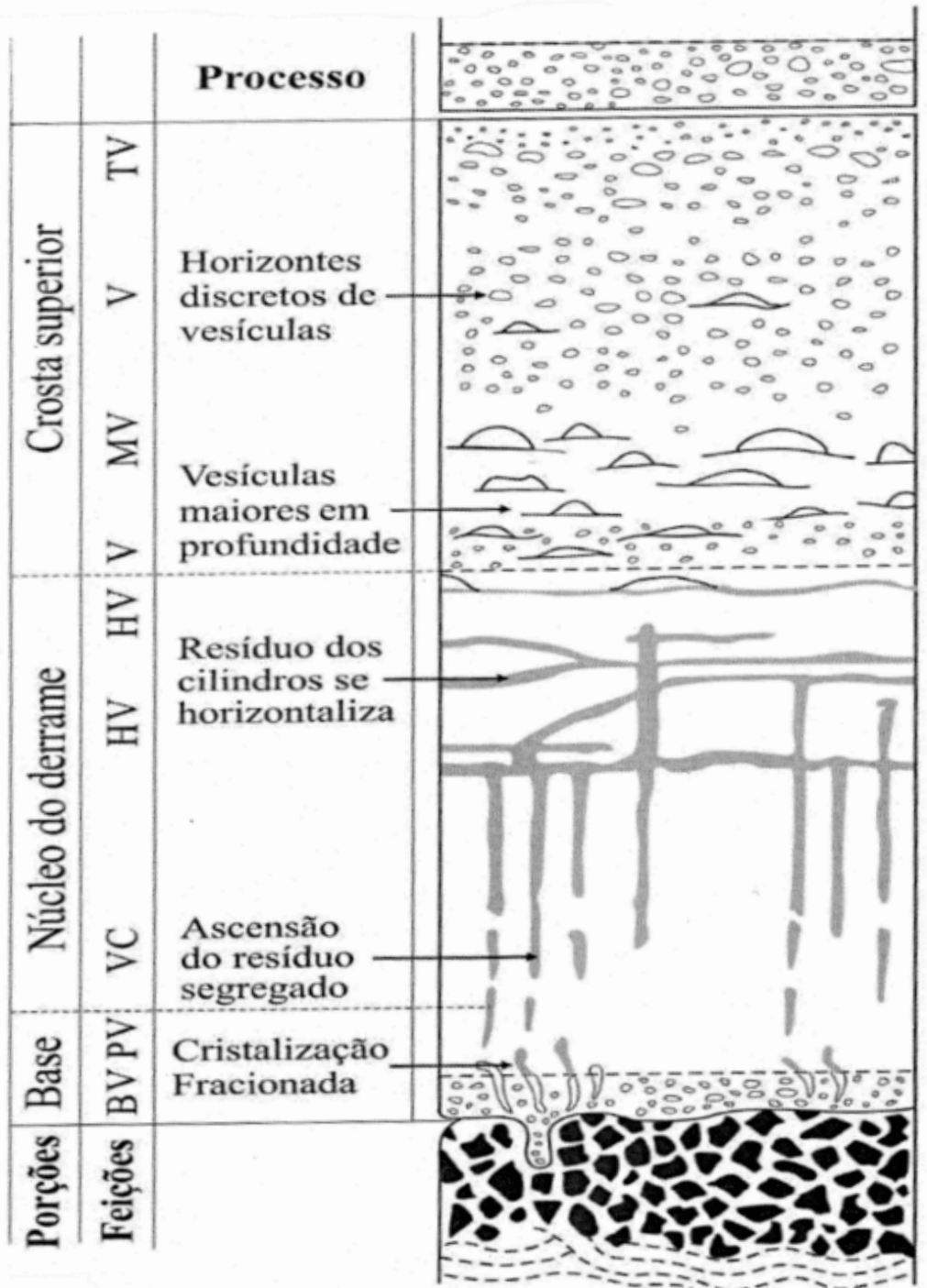


Figura 11 - Esquema indicando as porções e feições de um derrame, assim como os processos envolvidos. No lado esquerdo há indicadores dos níveis do derrame e informações sobre as feições, que compreendem o padrão das vesículas, sendo: V= zona vesicular, onde “B” indica base e “T” indica topo. HV= lençol horizontal vesicular; MV= megavesículas; PV= cilindros de vesículas. Adaptado de Hartley & Thordarson (2009), por Soares (2016).

Os autores também discutem uma relação entre a evolução dos pegmatitos e a sua posição estratigráfica no interior dos derrames. Para Hartley & Thordarson (2009) os primeiros líquidos segregados irão ascender mais rapidamente, pois o derrame se

encontra em um estado mais plástico devido à alta temperatura, oferecendo menos resistência à subida desse líquido. Os materiais segregados posteriormente enfrentarão maior resistência, pois o derrame estará mais resfriado. Sendo assim, os líquidos mais evoluídos se encontram nas porções estratigráficas mais inferiores.

Pegmatitos básicos são observados e descritos em apenas 2 das unidades estudadas na região de Itaipu, denominadas unidades 5 e 10 (Tabela 4). A unidade 5 corresponde ao derrame B da classificação de Itaipu, possui espessura máxima de 49 metros e é composta por basalto maciço afanítico com topo vesicular/amigdaloidal. Os níveis pegmatíticos encontram-se na porção superior do núcleo do derrame e têm contato interdigitado com o basalto hospedeiro e textura fanerítica equigranular de granulação média. A unidade 10 corresponde ao derrame E de acordo com a classificação utilizada pela Itaipu. Possui espessura máxima de até 40 metros e é composta por basalto afanítico com núcleo maciço e topo pouco vesicular/amigdaloidal. Pegmatitos de 5 a 50 cm são descritos, com características texturais semelhantes àqueles encontrados na unidade 10 (Costa, 2015).

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Foram analisadas ao microscópio petrográfico três seções delgadas, sendo duas delas de basaltos, identificados como L24-k2 e L24 A das unidades 5 e 10 descritas por Costa, 2015, respectivamente. A lâmina de pegmatito (L24-k1) foi descrita na unidade 5.

7.1.1 BASALTOS

Os basaltos são predominantemente microporfiríticos em matriz fanerítica equigranular fina, holocristalinos, localmente intergranulares a subofíticos ou intersertais, devido à presença restrita de vidro vulcânico na matriz, com estrutura essencialmente maciça. São compostos por 50% de labradorita, 30 a 35% de augita e 5 a 10% de minerais opacos, definidos como magnetita e titano-magnetita. Subordinadamente ocorrem hidróxidos de ferro que conferem aspecto avermelhado à matriz, argilominerais preenchendo cavidades diktitaxíticas ou provenientes de processos de alteração do vidro vulcânico (até 5 %) e traços de apatita subédrica.

Os cristais de labradorita ocorrem como microfenocristais de hábito anédrico a subédrico, prismáticos a quadrados com granulação fina (até 1,2 mm). Na matriz são ripiformes com granulação muito fina (0,2 - 0,5 mm) e hábito subédrico. Zonamento é comum e evidenciado pela extinção concêntrica dos cristais, principalmente dos

microfenocristais. Os cristais estão incipientemente alterados para sericita e fraturados, possuem, às vezes, feição de cauda de andorinha comum (Figura 12). A augita também é encontrada na matriz e, de forma mais restrita, como microfenocristais, com hábito anédrico granular (Figura 12). Possui pleocroísmo fraco em tons de rosa claro e granulação fina a muito fina com granulometria variando entre 0,2 a 0,8 mm. Limites retilíneos a ondulados, rara extinção em leque e localmente alterados para opacos (Figuras 13 e 14).

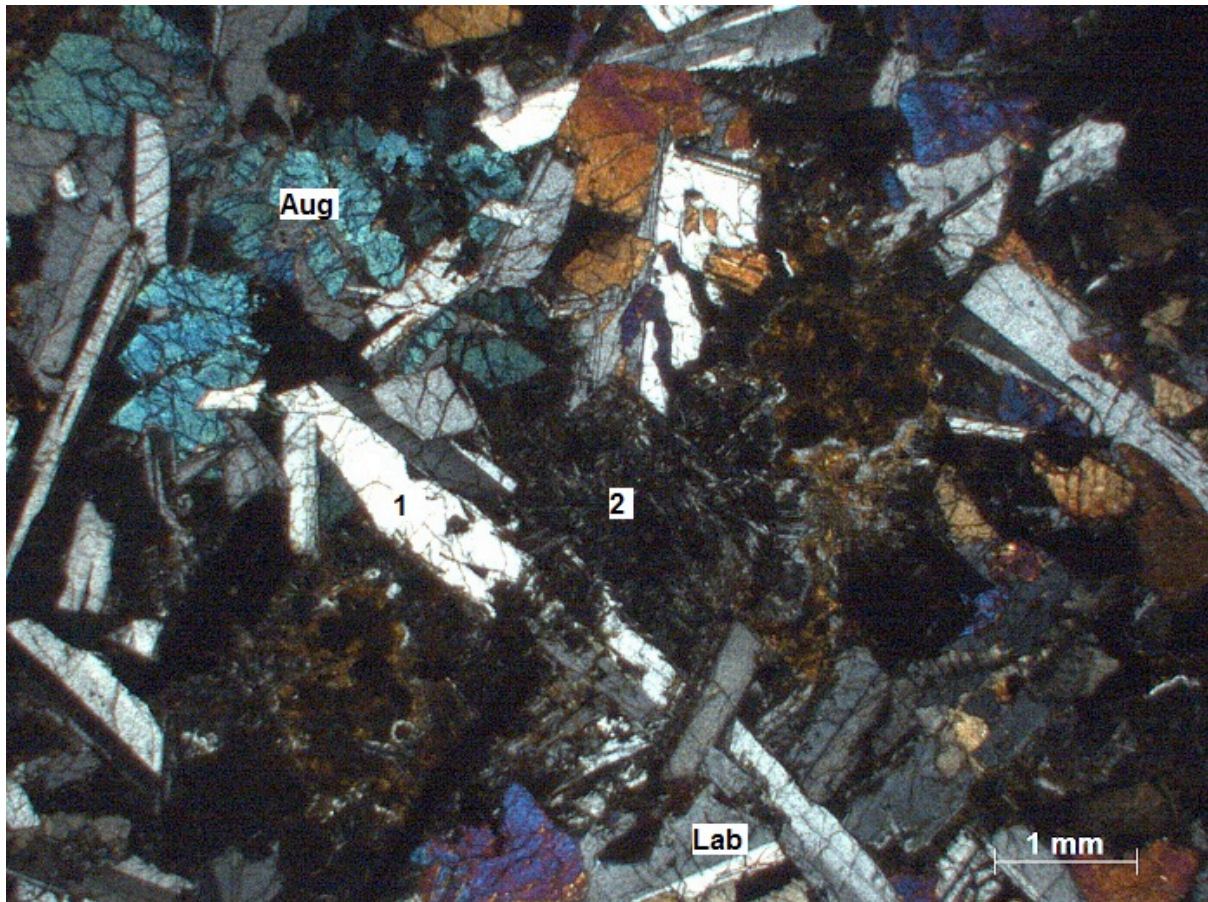


Figura 12 - Fotomicrografia em polarizadores cruzados, amostra L24-a. Diferentes fases de cristalização do plagioclásio no basalto: 1- microfenocristais; 2- cristais aciculares e ripiformes na matriz. Legenda: Aug= augita; Lab= laboradorita.

Os minerais opacos ocorrem principalmente como microfenocristais com granulação fina a muito fina e tamanhos variando entre 0,4 até 2 mm. Hábito anédrico e limites irregulares e serrilhados, com formato alongado ou tabulares; textura esqueletal e poiquilítica comum, com inclusões de plagioclásio e clinopiroxênio (Figura 13). Por vezes possuem limites interdigitados com cristais de laboradorita e crescimento intersticial local. Os cristais de opacos na matriz estão associados a hidróxidos de ferro e produtos de alteração da augita.

O vidro vulcânico, por sua vez, ocorre somente na matriz, está oxidado com coloração avermelhada a alaranjada (Figura 14). Granulação fina e tamanhos entre 0,1 a 0,4 mm; localmente associado a opacos secundários.

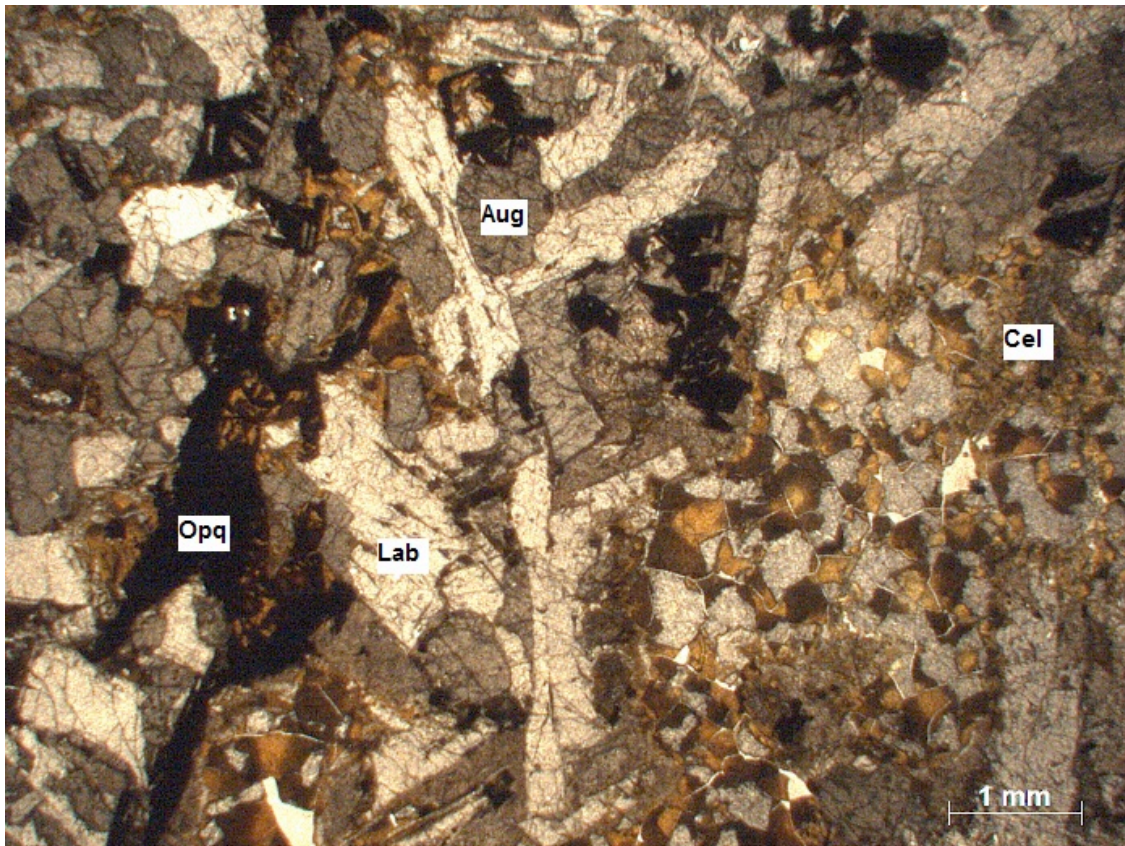


Figura 13 - Fotomicrografia em polarizadores paralelos, amostra L24-a. Opacos com textura esquelética e crescimento interdigerido aos demais minerais da matriz. Notar cavidades diktitaxíticas preenchidas por celadonita. Legenda: Aug= augita; Lab= labradorita; Cel= celadonita; Opq= opacos.

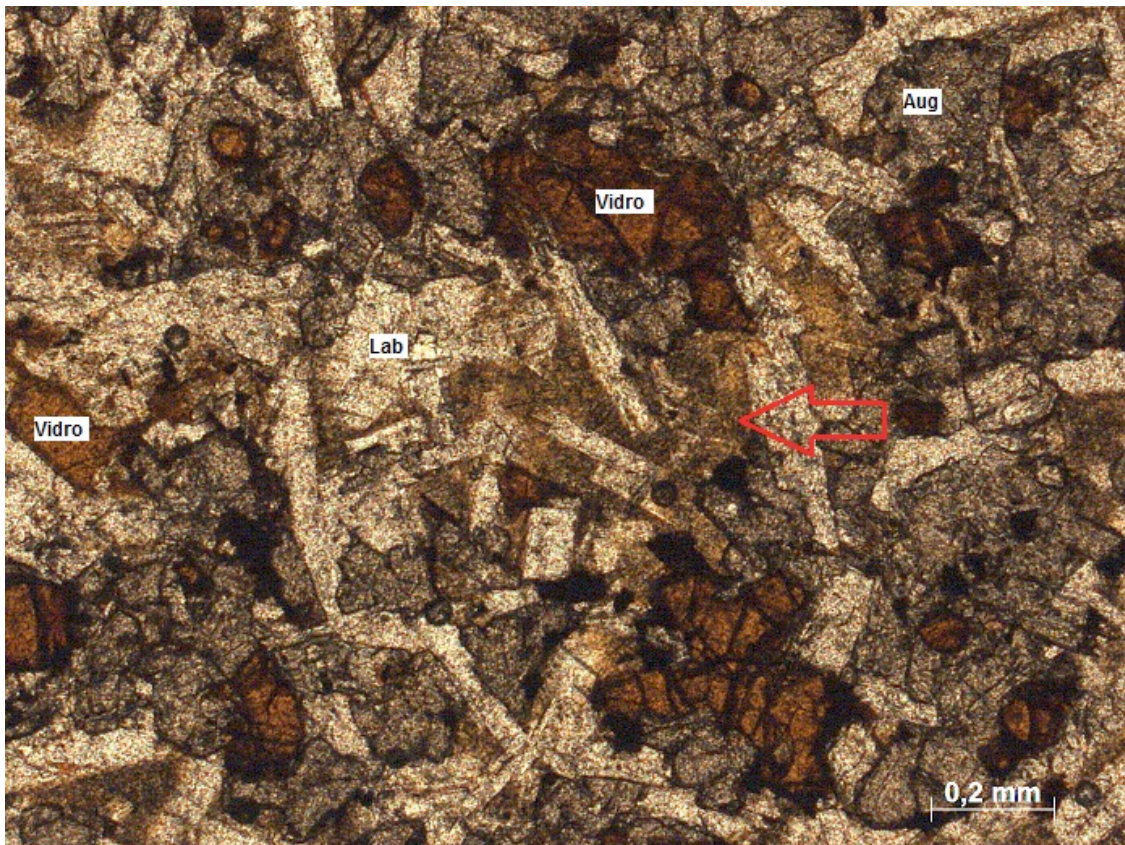


Figura 14 - Fotomicrografia em polarizadores paralelos, amostra L24-k2. Vidro vulcânico oxidado. Notar cavidades diktitaxíticas preenchidas por argilomineral (seta vermelha) e cristais de augita alterados para opacos. Legenda: Aug= augita; Lab= labradorita; Vidro= vidro vulcânico.

Cavidades diktitaxíticas correspondem a cerca de 2% da rocha, com formatos e limites muitos irregulares (Figura 14) e preenchidas por argilominerais e celadonita. Tamanhos variam entre 0,2 a 0,4 mm, com aspecto turvo. O vidro vulcânico representa até 5% da rocha, com cor castanho avermelhado a amarelado, ocorrendo nos interstícios entre minerais da matriz.

Os cristais de apatita são raros, de aspecto subédrico com formato granular e tamanhos inferiores a 0,1 mm.

7.1.2 PEGMATITOS

Os pegmatitos são faneríticos equigranulares médios a grossos, holocristalinos com estrutura variolítica e textura principalmente subofítica a intergranular. Possuem granulação fina a grossa com cristais atingindo até 5 mm em fenocristais e tamanhos entre 0,4 a 1 mm na matriz (Figura 15). Ao microscópio, a rocha é composta por 30 % de labradorita, 40 % de augita e até 10 % de minerais opacos. Subordinadamente ocorrem traços de apatita, até 15 % de cavidades diktitaxíticas e microvesículas (até 2 mm) e 5% de vidro vulcânico.

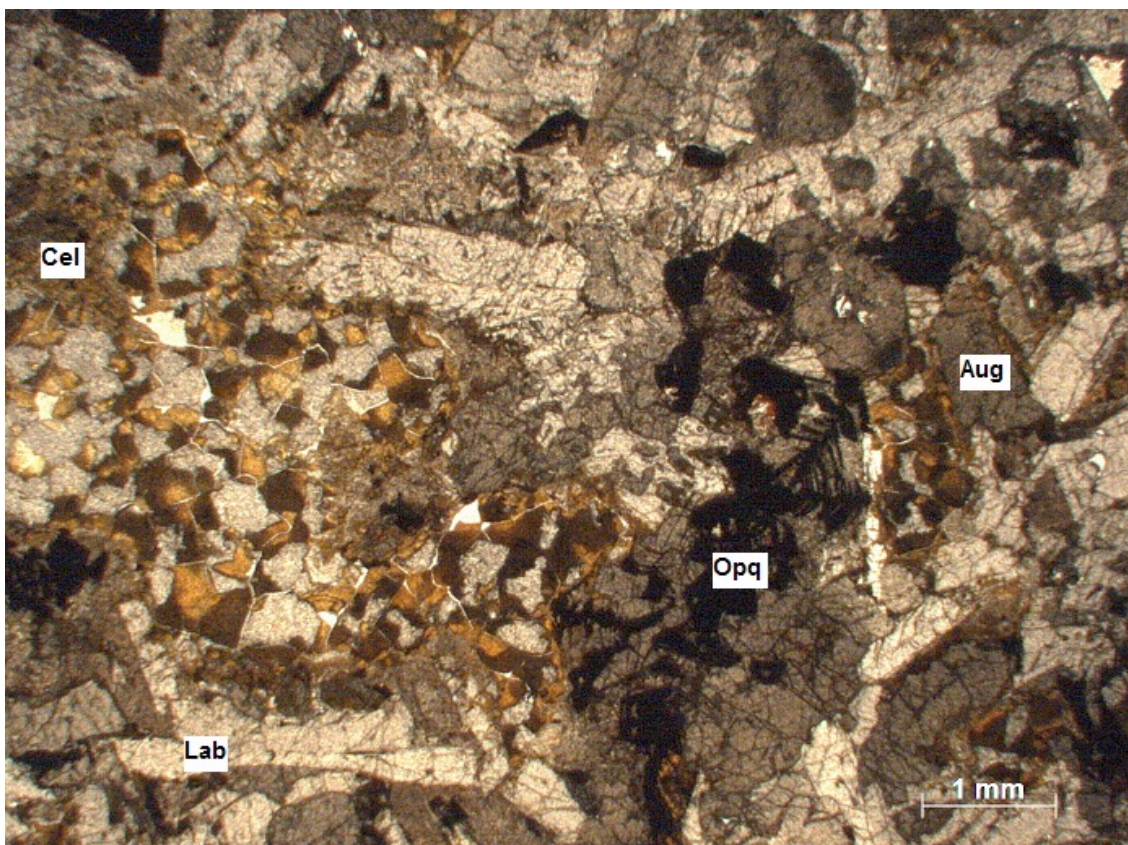


Figura 15 - Fotomicrografia em polarizadores paralelos, amostra L24-k1. Pegmatito fanerítico equigranular médio. Opacos com textura esquelética e microvesículas preenchidas por celadonita. Legenda: Aug= augita; Lab= labradorita; Cel= celadonita; Opq= opacos.

A labradorita ocorre como fenocristais subédricos a euédricos prismáticos, variando de 3 a 5 mm (Figura 15), com limites retilíneos a ondulados e sem zonamento

composicional. São cristais predominantemente límpidos. Ocasionalmente, em meio aos cristais e principalmente associados à microvesículas, ocorrem agregados formados exclusivamente por cristais de plagioclásio muito finos, aciculares e com textura axiolítica (Figura 16).

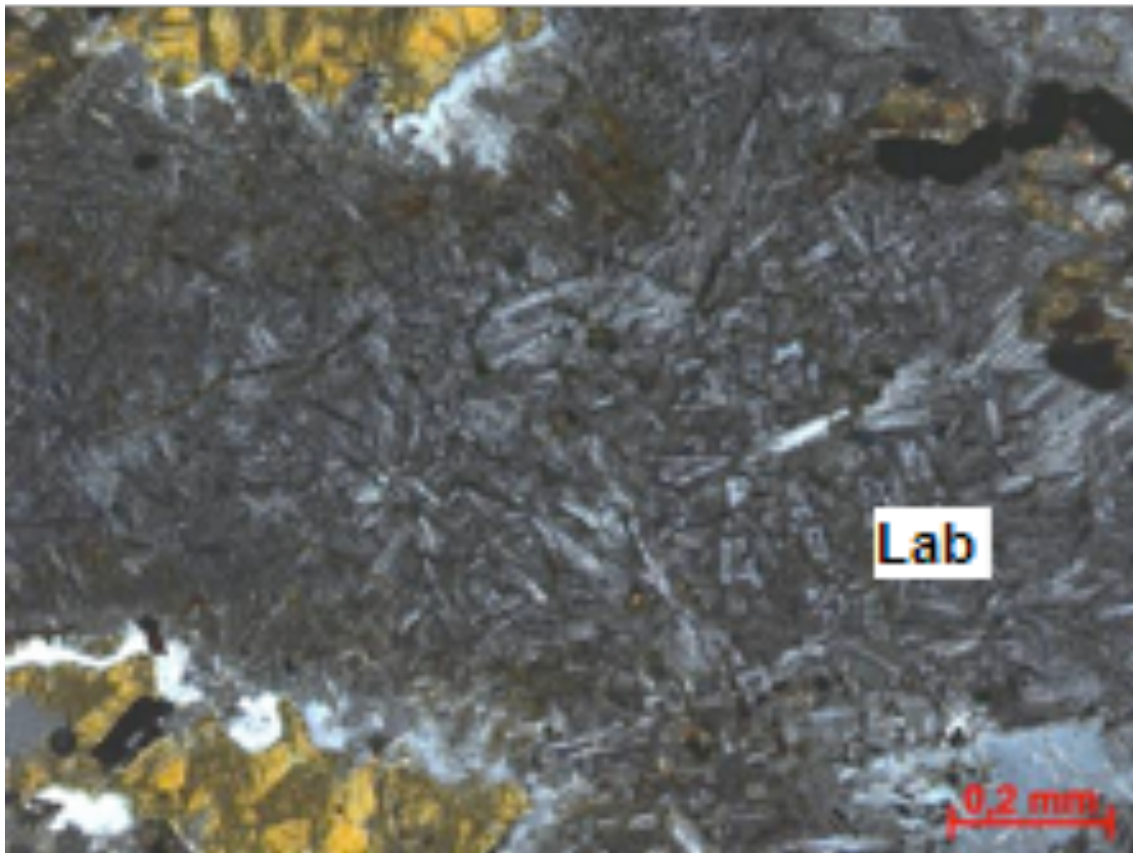


Figura 16 - Fotomicrografia em polarizadores cruzados, amostra L24-k1. Pegmatito básico onde observa-se agregado de cristais aciculares de plagioclásio, formando a matriz da rocha. Legenda: Lab= labradorita. Foto: Costa, 2015.

A augita ocorre como fenocristais e na matriz, com tamanhos variando entre 0,8 a 4 mm. São cristais anédricos granulares a subédricos prismáticos de cor castanho claro, com inclusões de opacos e, por vezes, associados a opacos esqueletais (Figuras 15 e 17). Os minerais opacos são anédricos a euédricos aciculares e quadrados (Figura 17); de granulação fina a grossa e granulometria entre 0,4 e 5 mm. Ocorrem como inclusões em cristais de augita e labradorita, ou produto de alteração e também ocorrem na matriz, com textura esqueletal ou poiquilítica em fenocristais.

As cavidades diktitaxíticas e microvesículas são preenchidas por argilominerais e material castanho esverdeado, possivelmente celadonita (Figura 15). Seus limites são muito irregulares ou, retilíneos quando as cavidades são intersticiais aos cristais.

Os limites entre o basalto hospedeiro e as segregações pegmatíticas são abruptos e ondulados (Figura 18), porém sem interromper a trama mineral do basalto. Essa transição é evidenciada essencialmente pela mudança brusca na granulação da rocha.

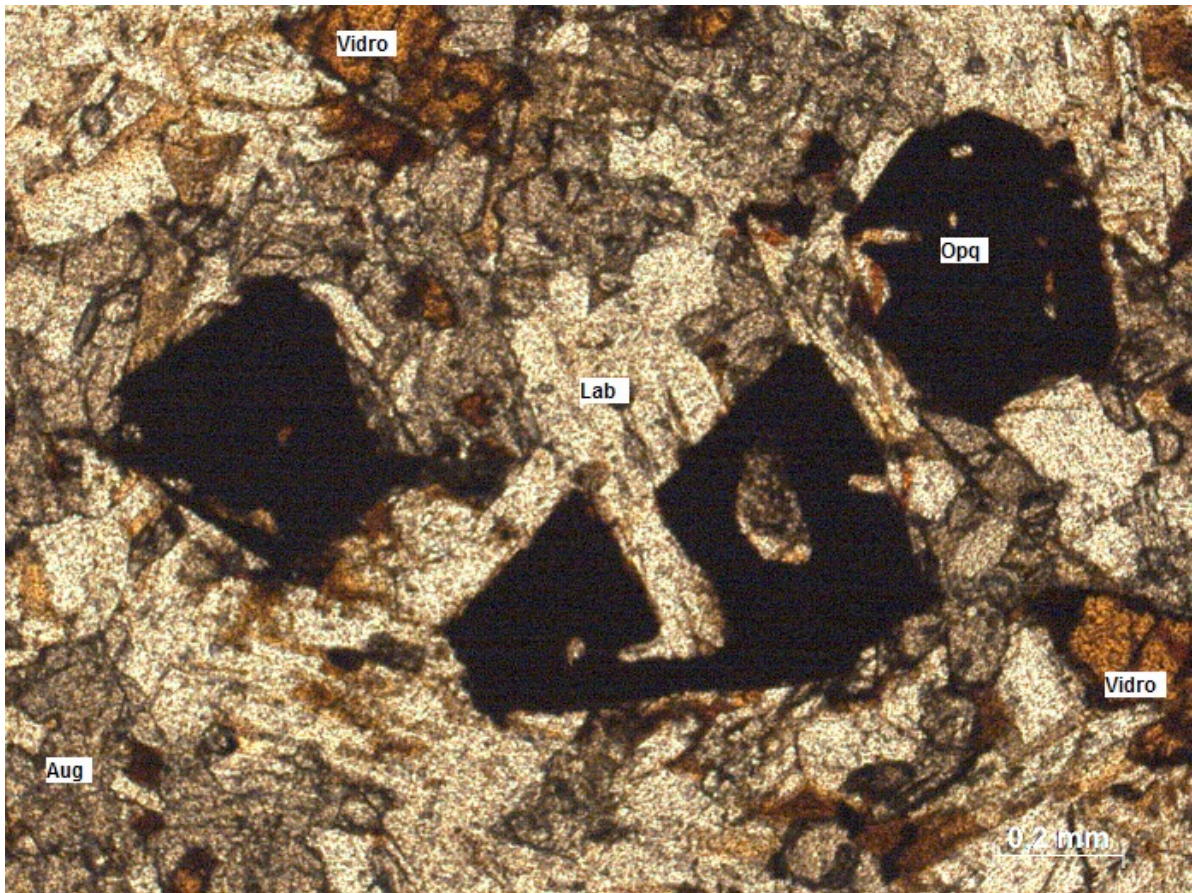


Figura 17 - Fotomicrografia em polarizadores paralelos, amostra L24-k1. Pegmatito básico com opacos subédricos interdigitados a cristais de labradorita. Legenda: Aug= augita; Lab= labradorita; Opq= opacos; Vidro= vidro vulcânico.

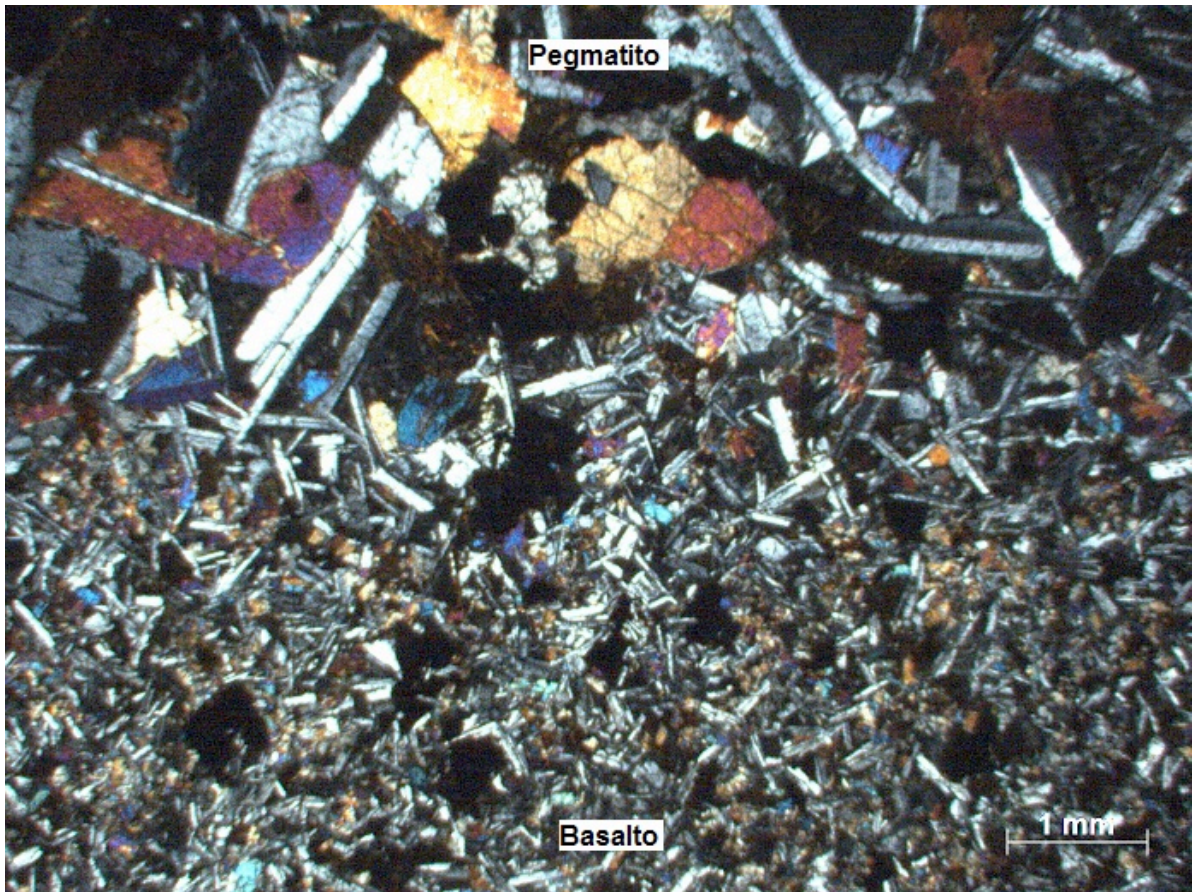


Figura 18 - Fotomicrografia do contato entre o pegmatito básico e o basalto hospedeiro. Amostra L24-a.

7.2 GEOQUÍMICA

Foram analisadas 8 amostras para a determinação de óxidos, elementos traço e terras raras, sendo 4 de pegmatitos e outras 4 de basaltos hospedeiros. As amostras estão distribuídas entre as unidades 5 e 10, descritas por Costa, 2015. A tabela do apêndice 2 contém os dados dos óxidos em porcentagem peso, assim como os valores de LOI (*Loss on Ignition*) e também dados de elementos traço e terras raras em $\mu\text{g/g}$.

7.2.1 ÓXIDOS

Todas as amostras são supersaturadas em SiO_2 , com quartzo normativo variando entre 1,6 % (L24-k1) e 9,5 % (L24-a2), ambas amostras de pegmatitos. Os demais minerais normativos são: plagioclásio (38,1 a 43,2 %), ortoclásio (6 a 11,8 %), diopsídio (11,2 a 22,3 %), hiperstênio (15,4 a 18,3 %), ilmenita (4,4 a 5,9 %), magnetita (4,4 a 5,1 %) e apatita (0,6 a 1,6 %). O número de magnésio ($\text{Mg}\#$) varia entre 0,18 e 0,29 e o teor de TiO_2 entre 2,27 a 2,98%. Existe uma relação direta entre o grau evolutivo das rochas e teores acima, onde os basaltos têm valores de TiO_2 geralmente menores que os pegmatitos e o contrário ocorre com o $\text{Mg}\#$. Isso evidencia o caráter mais evoluído dos pegmatitos em relação aos basaltos hospedeiros.

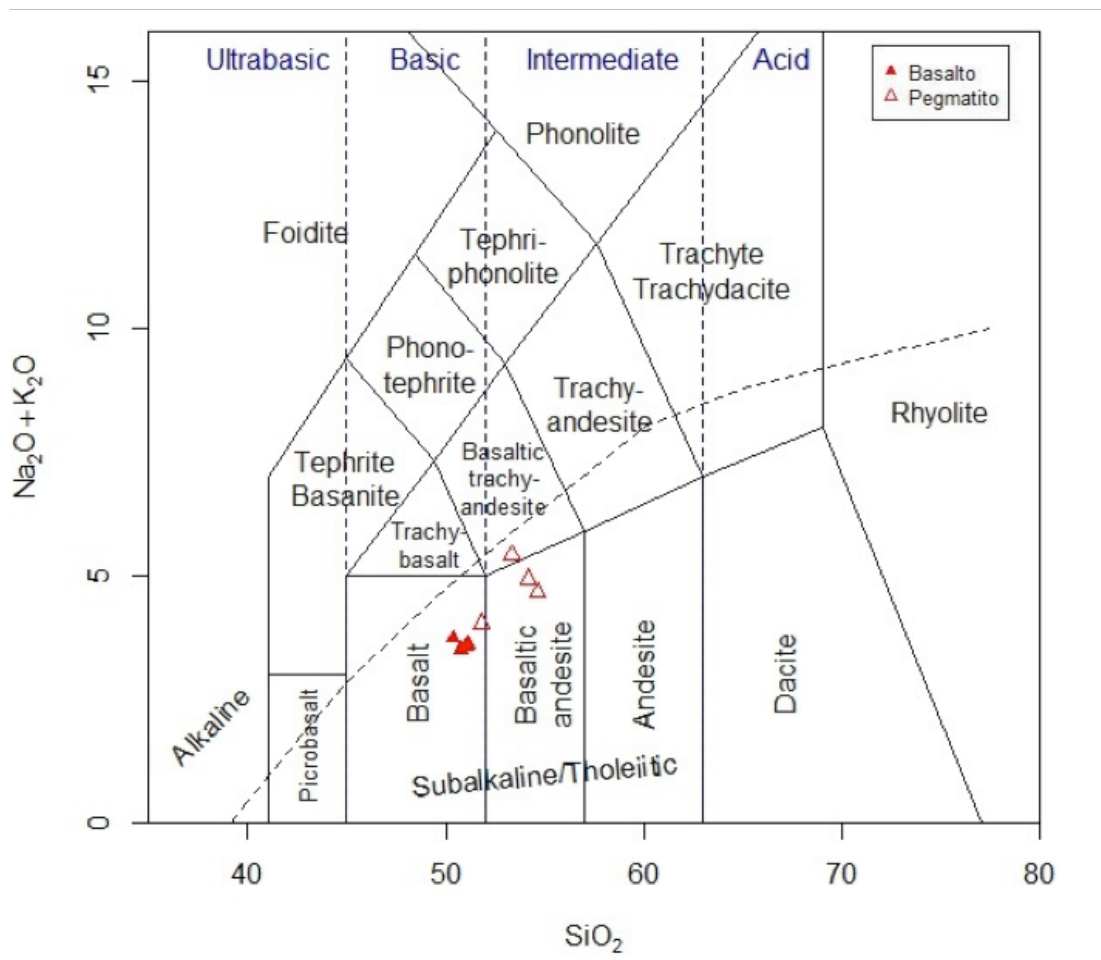


Figura 19 - Diagrama TAS (Total Alkalis - Sílica - $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \times \text{SiO}_2$) de Le Maitre *et al.* (1989). A linha tracejada definida por Irvine & Baragar (1971) separa as séries subalcalinas da alcalina.

No diagrama TAS (Total Álcalis - Sílica - $[Na_2O + K_2O] \times SiO_2$), de Le Maitre *et al.* (1989), todas as rochas são projetadas no campo da série subalcalina/teolítica, com uma dispersão entre os campos do basalto, andesi-basalto e uma amostra no traqui-andesito basáltico (Figura 19). Todas as amostras das rochas hospedeiras são classificadas como basaltos, enquanto que os pegmatitos classificam-se como basalto, andesi-basalto e traquibasalto, o que mostra um enriquecimento de sílica e álcalis em relação aos basaltos hospedeiros. Os teores em K_2O , também evidenciados pela ocorrência de ortoclásio normativo, refletem a presença de celadonita nas microvesículas e cavidades diktitaxíticas das rochas, onde o potássio compõe sua estrutura química.

O diagrama $R_1 - R_2$ ($R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ x $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$) de De La Roche *et al.* (1980) mostra que as rochas hospedeiras são classificadas como basaltos e andesi-basaltos, já os pegmatitos estão disseminados entre os campos do andesi-basalto, lati-andesito e latito (Figura 20). Isso ocorre devido ao fato de que os basaltos são rochas mais primitivas quando comparadas com os pegmatitos, portanto as mesmas têm teores de MgO e CaO mais elevados em relação aos pegmatitos, estes, por sua vez, possuem conteúdo mais elevado em Na_2O e K_2O .

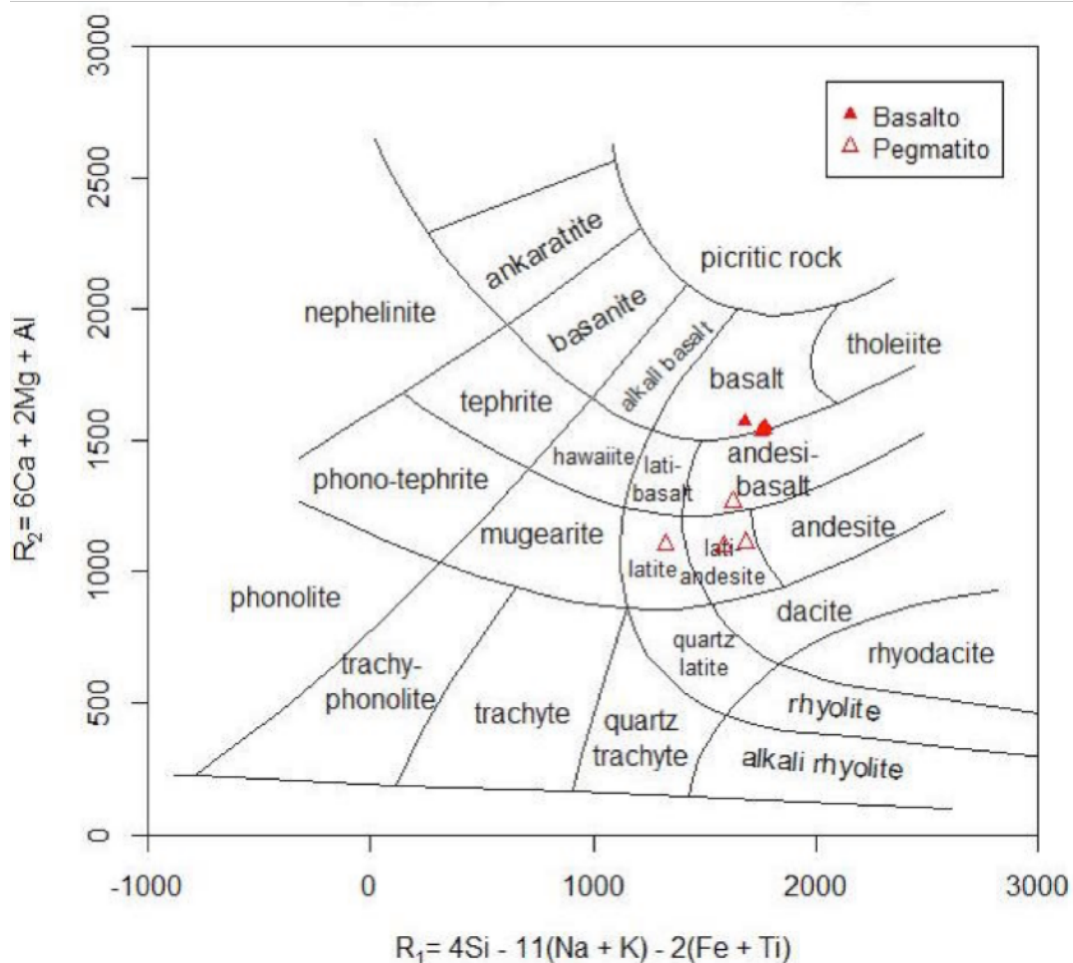


Figura 20 - Diagrama milicatônico $R_1 - R_2$ ($R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ x $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$) de De La Roche *et al.* (1980).

Quando projetadas no diagrama AFM ($[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \times [\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3] \times \text{MgO}$) de Irvine & Baragar (1971), todas as amostras se agrupam no campo da série toleítica (Figura 21), onde os basaltos têm maior porcentagem de MgO, enquanto os pegmatitos situam-se mais próximos ao vértice que representa o teor de álcalis. Essa situação atesta, novamente, o maior grau evolutivo dos pegmatitos quando comparados aos basaltos.

Quando projetadas no diagrama catiônico ($\text{Al} \times [\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Ti}] \times \text{Mg}$) de Jensen (1976), todas as amostras concentram-se no campo dos basaltos toleíticos de alto-Fe (high-Fe), definindo o caráter continental dessas rochas (Figura 22). Os pegmatitos são mais enriquecidos em Fe + Ti, enquanto os basaltos têm maiores teores em Mg, o que permite inferir que os últimos são menos evoluídos.

A interpretação dos dados geoquímicos em diagramas de variação do tipo Fenner, com o MgO como óxido fracionante (Figura 23), resulta em enriquecimento de SiO_2 , TiO_2 , K_2O ; enriquecimento suave em relação a FeO , Na_2O e P_2O_5 , a partir dos basaltos até os pegmatitos. Por outro lado, há o empobrecimento em Al_2O_3 , MgO e CaO nos pegmatitos quando comparados aos basaltos encaixantes.

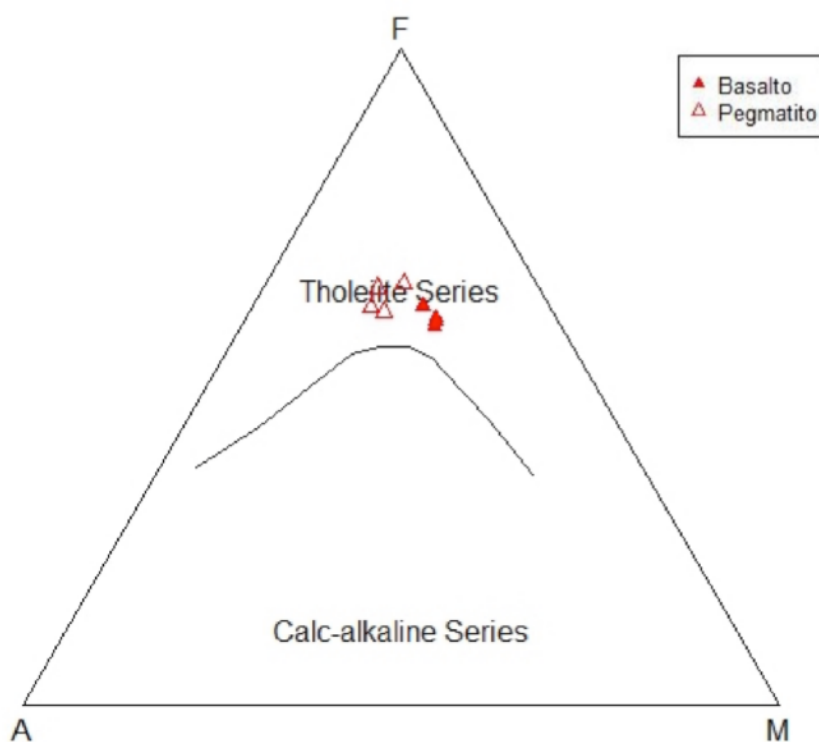


Figura 21 - Diagrama AFM [$A = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; $F = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$; $M = (\text{MgO})$] de Irvine & Baragar (1971).

O empobrecimento de Al_2O_3 , MgO e CaO está relacionado ao fracionamento de augita e labradorita a partir dos basaltos em relação aos pegmatitos. A leve queda em FeO está associada à cristalização de minerais opacos (ilmenita e titano-magnetita), em conjunto com o TiO_2 , que também é incorporado na augita. Os teores de Na_2O refletem a presença de plagioclásio mais sódico nos pegmatitos, enquanto que P_2O_5 evidencia a

ocorrência de apatita nas amostras de pegmatito. Os pegmatitos também são mais ricos em sílica quando comparados aos basaltos, sendo que o aumento em K_2O reflete a presença de argilominerais e celadonita nas microvesículas e cavidades diktitaxíticas (Figura 15).

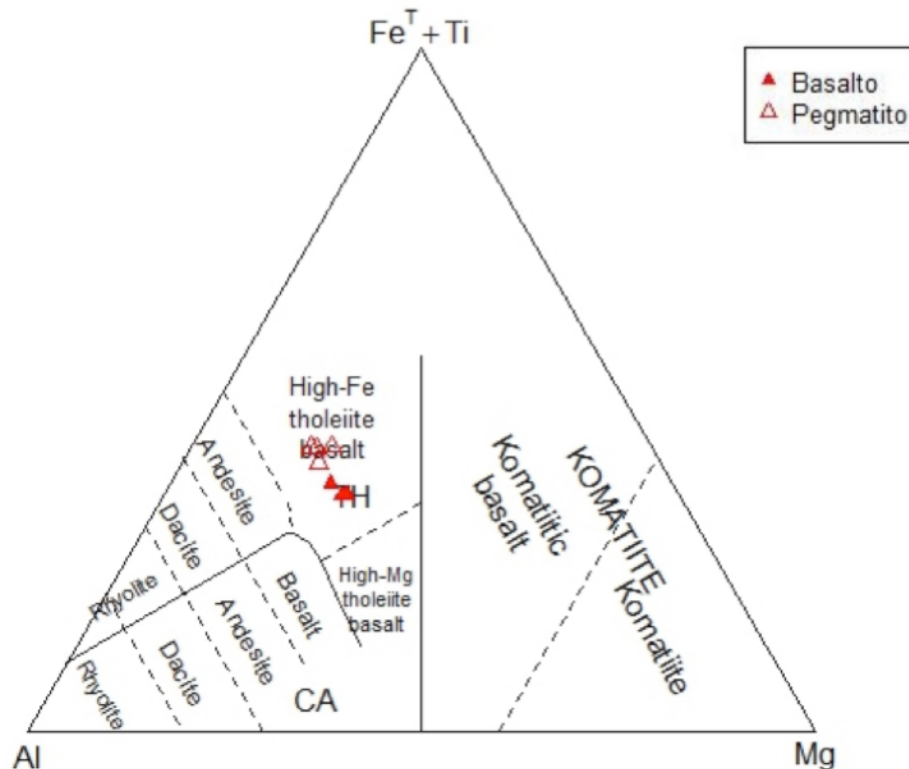


Figura 22 - Diagrama em porcentagem catiônica de Al x (Fetotal + Ti) x Mg de Jensen (1976).

É interessante notar que os pegmatitos têm teores maiores de SiO_2 e, de maneira geral, são mais ricos em TiO_2 quando comparados aos basaltos. O empobrecimento em alumina, associado ao consumo de CaO nos basaltos reflete membros mais cálcicos nos plagioclásios dos basaltos e os teores mais altos de Na_2O nos pegmatitos evidencia membros mais sódicos, o que sugere um caráter mais evoluído para essas rochas.

7.2.3 ELEMENTOS TRAÇO E TERRAS RARAS (ETR)

O zircônio é um importante elemento petrogenético para rochas básicas devido ao seu caráter incompatível com magmas dessa composição, portanto, durante o processo de cristalização fracionada, ele tende a se concentrar no líquido e assim, torna-se um bom elemento para observar o comportamento dos demais. Desse modo, o Zr foi utilizado como elemento fracionante para os diagramas de elementos traço (Figura 24). Esse elemento varia entre 148 a 156 $\mu g/g$ nos basaltos e 164 a 303 $\mu g/g$ nos pegmatitos.

É possível observar que o Ni, um elemento compatível durante a cristalização de magmas básicos, concentra-se nos basaltos, sendo incorporado ainda nas primeiras fases de cristalização. Por outro lado, elementos incompatíveis de grande raio iônico e

cargas pequenas (LILE - *large ion lithophile elements*), como o Rb, Ba e La tendem a concentrar-se nas fases líquidas por não contribuírem na formação das primeiras fases a serem cristalizadas (Rollinson, 1993). Assim, esses elementos são encontrados em maior quantidade nos pegmatitos, cristalizados a partir de líquidos tardios. Dessa forma, quando comparados aos basaltos hospedeiros, os pegmatitos são enriquecidos em Th, Rb, Nb, Ba, La e Ce.

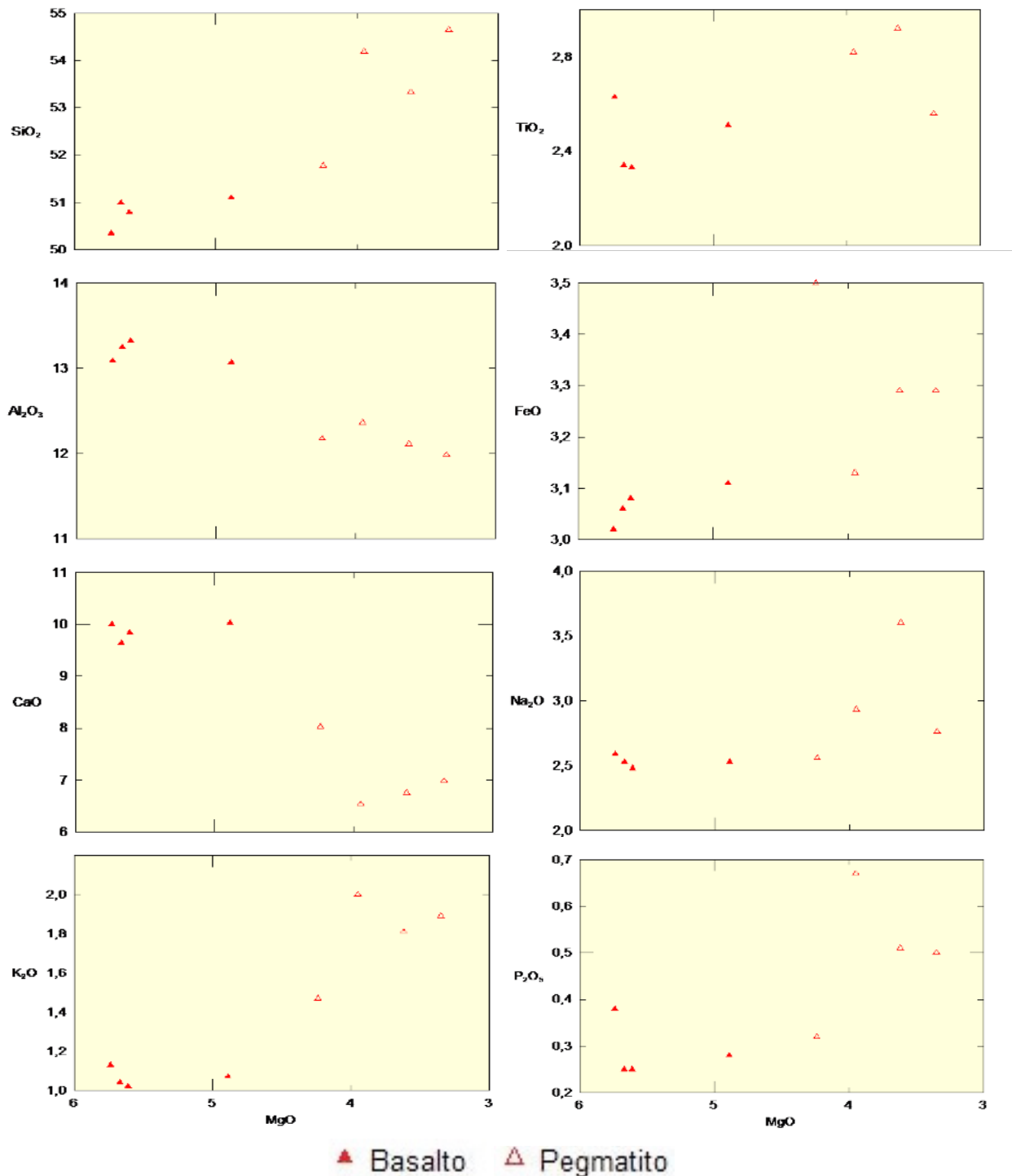


Figura 23 - Diagramas de variação do tipo Fenner para óxidos maiores, utilizando o MgO como óxido fracionante, para pegmatitos básicos e basaltos hospedeiros.

O diagrama multielementar para elementos traço foi normalizado utilizando valores do manto primordial de Wood *et al.* (1979). Nota-se que, de maneira geral, os pegmatitos são enriquecidos em todos os elementos traço em relação aos basaltos (Figura 25). A anomalia negativa em Sr para ambos os grupos de amostras, sugere que houve fracionamento de plagioclásio na fonte dessas rochas. O teor similar de fósforo nas amostras reflete a presença de apatita nas rochas. A baixa concentração em U indica que a fonte dessas rochas foi essencialmente mantélica, sem contaminação crustal. Observa-se enriquecimento dos elementos do tipo (LILE - *large ion lithophile elements*), como Ba, Rb, Th e K em relação aos HFSE (*high field strenght elements*), como Nb, Zr, Ti e Y. Os valores referentes aos pegmatitos diferenciam-se gradativamente dos basaltos, indicando graus diferentes de fracionamento das segregações, ao serem formadas.

O padrão das assinaturas dos elementos terras raras evidencia um forte paralelismo entre todas as rochas estudadas (Figura 26), sugerindo uma mesma fonte para as mesmas. Existe um intenso enriquecimento em terras raras leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP). De maneira geral, os pegmatitos são mais fracionados em ETRL e possuem assinaturas mais próximas aos basaltos hospedeiros em relação aos ETRP. Todas as amostras são enriquecidas em elementos terras raras quando comparadas ao condrito de McDonough & Sun (1995). A assinatura dos basaltos são as que mais se aproximam do condrito, mostrando seu caráter mais primitivo quando comparados às segregações pegmatíticas. As razões La/Lu_N variam entre 5,4 a 6,5 nos basaltos e 6,3 a 7,9 nos pegmatitos, mostrando que os mesmos são mais fracionados. Os valores somados de ETR nos pegmatitos são maiores que os encontrados nos basaltos.

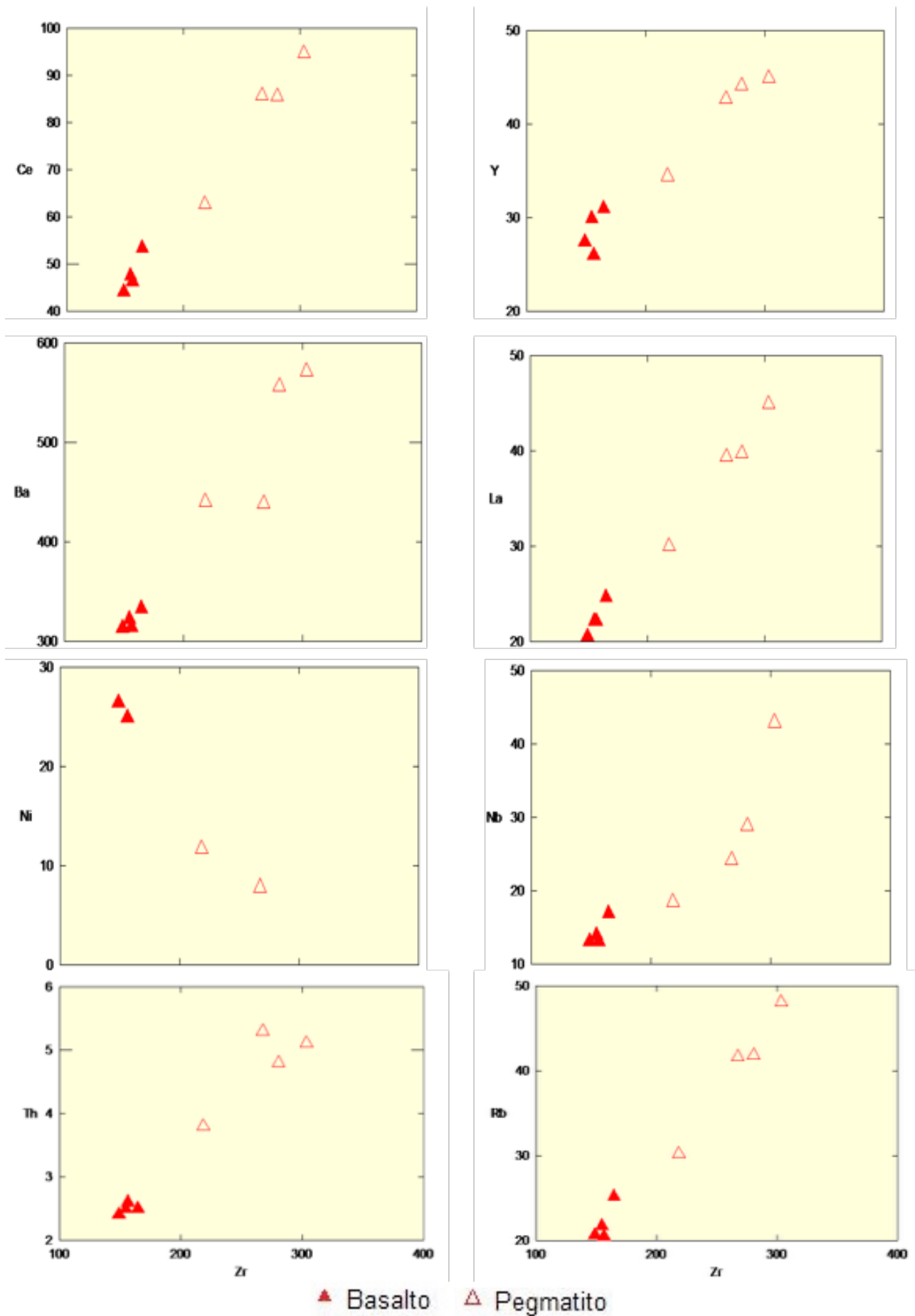


Figura 24 - Diagramas de variação para elementos traço, utilizando Zr como índice fracionante, para pegmatitos básicos e basaltos encaixantes.

Segundo Rollinson (1993), a apatita tem alto coeficiente de partição para ETRP, assim, sugere-se que esses elementos estejam concentrados nesses cristais. Os altos valores de ETRP para ambos os grupos de rochas estudadas sugere que não houve fracionamento de granada na fonte, conseqüentemente, não consumindo grande parte dos terras raras pesados, pois os mesmos se concentram na granada durante a sua cristalização.

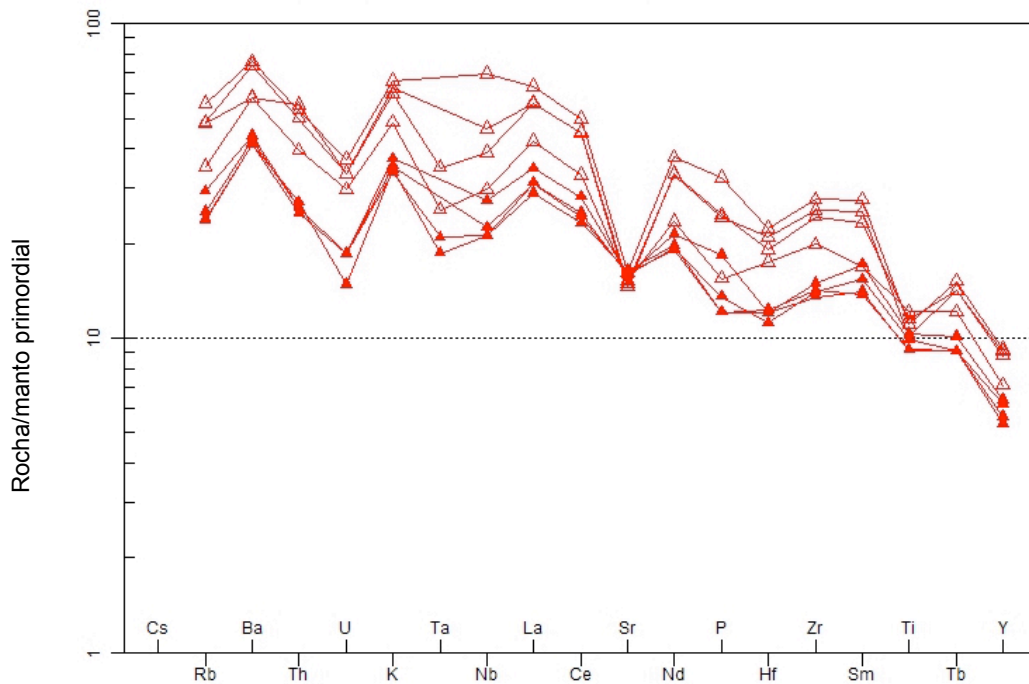


Figura 25 - Diagrama multielementar para elementos traço normalizados pelo manto primordial de Wood et al. (1979) para pegmatitos básicos e basaltos encaixantes.

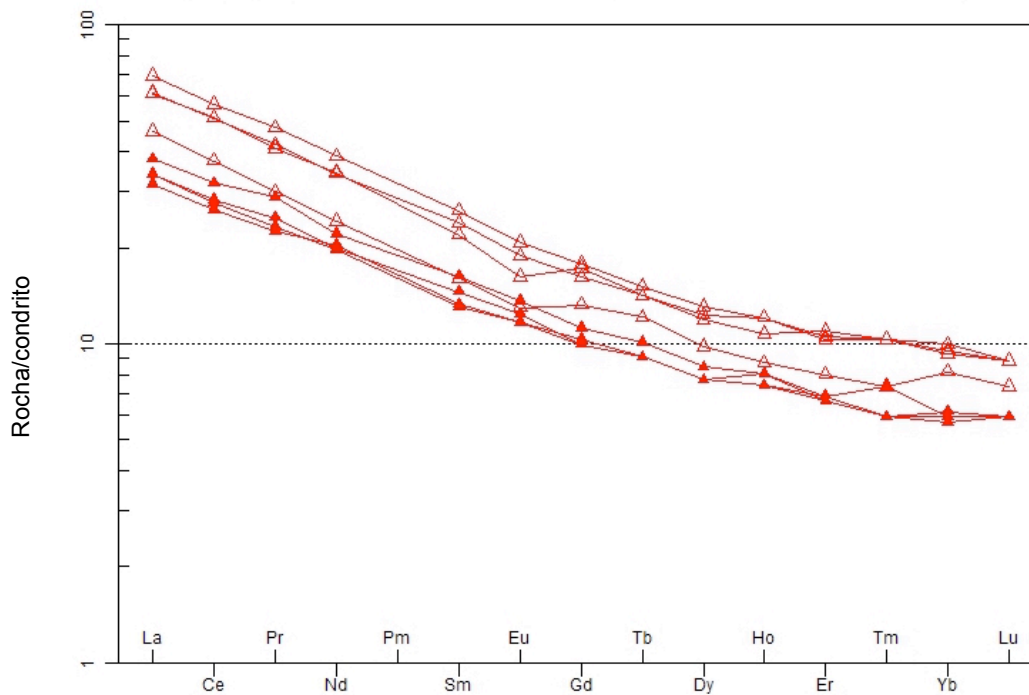


Figura 26 - Diagrama multielementar para ETR normalizado pelo condrito de McDonough & Sun (1995) para pegmatitos básicos e basaltos hospedeiros.

7.3 QUÍMICA MINERAL

As análises por microsonda eletrônica foram feitas em cristais de plagioclásio, piroxênio e opacos, provenientes de 4 amostras, das 8 utilizadas nesse trabalho (Tabela 5). Duas amostras analisadas são de pegmatitos e as demais, basaltos hospedeiros, descritas nas unidades 5 e 10 definidas por Costa, 2015.

7.3.1 PLAGIOCLÁSIOS

Foram analisados cristais de plagioclásio da matriz dos basaltos e dos pegmatitos, totalizando 10 cristais e 51 pontos de análise. O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 32 oxigênios e para a classificação foi utilizado o diagrama Or - Ab - An (Deer *et al.*, 2000), onde o vértice Or (ortoclásio) corresponde a 100 % do componente potássico, An (Anortita) corresponde a 100% do componente cálcico e Ab (Albita) corresponde a 100% do componente sódico. Os dados analíticos para cada ponto analisado estão representados no apêndice 3.

Tabela 5 - Relação do número de cristais analisados por amostra, individualizados de acordo com a forma de ocorrência: cristais e plagioclásios da matriz dos basaltos e cristais e plagioclásios dos pegmatitos.

Derrame	Amostra	Matriz	Pegmatito	Plagioclásio (matriz)	Plagioclásio (pegmatito)
10	L24 - a	12 (24pts)	5 (32 pts)	An ₈₅ - Ab ₁₅ a An ₅₄ - Ab ₄₆	An ₇₂ - Ab ₂₈ a An ₅₇ - Ab ₄₃
5	L24 - k1	-	10 (27 pts)	-	An ₇₁ - Ab ₂₉ a An ₆₉ - Ab ₃₁
5	L24 - k2	9 (47 pts)	-	An ₇₈ - Ab ₂₂ a An ₆₄ - Ab ₃₆	-

Os plagioclásios que compõem o basalto têm uma variação nos teores de anortita entre An₅₄ a An₈₅, sendo classificados como labradorita a bytonita, respectivamente. Esse valor muito baixo (An₅₄) refere-se à análise da borda de um dos cristais, o que indica a incorporação de sódio à estrutura conforme ocorre a cristalização do mineral. Já nos pegmatitos os valores de anortita variam entre An₅₇ a An₇₂, um intervalo menor, com mais sódio sendo incorporado na estrutura desses minerais. As espécies minerais mais comuns nessas rochas são a labradorita e a bytonita (Figura 27). Nota-se que, de maneira geral, os plagioclásios que ocorrem nos pegmatitos são mais sódicos que aqueles dos basaltos.

Em todas as amostras analisadas é possível observar o aumento linear do teor de sílica conforme ocorre a diminuição nos teores de anortita (Figura 28). Ao mesmo passo que ocorre a troca de cálcio por sódio na estrutura dos plagioclásios, também vai diminuindo o teor de alumínio tetraédrico (Al^{IV}) nos cristais, promovendo aumento de sílica. Essa relação evidencia que os cristais com maior teor de anortita e Al^{IV} dos

basaltos se cristalizaram em maiores temperaturas que aqueles encontrados nos pegmatitos e nas bordas dos microfenocristais do basalto.

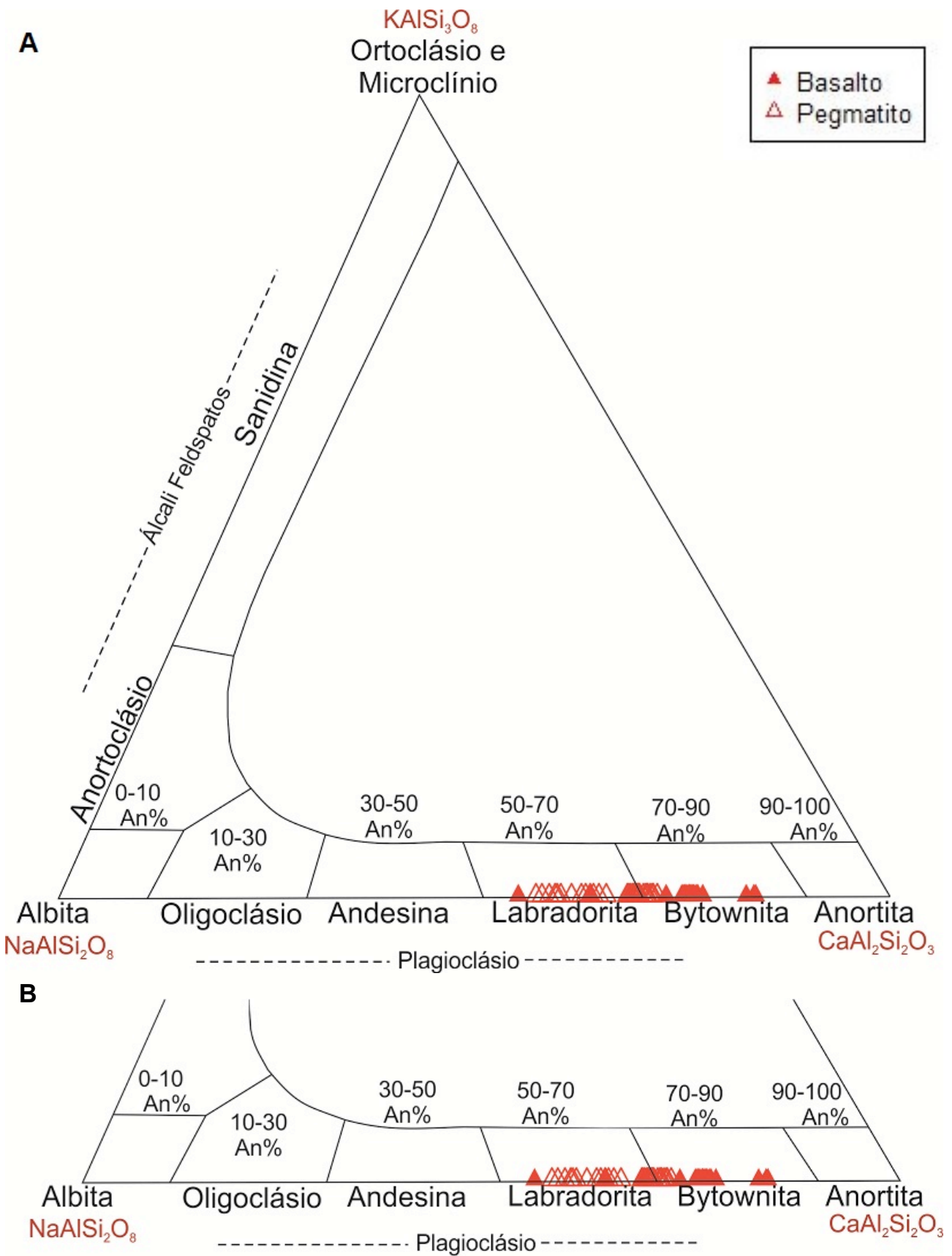


Figura 27 - a) Diagrama Or - Ab - An (Deer *et al.*, 2000), para a classificação dos plagioclásios analisados; b) detalhe da imagem anterior, ressaltando o campo dos plagioclásios.

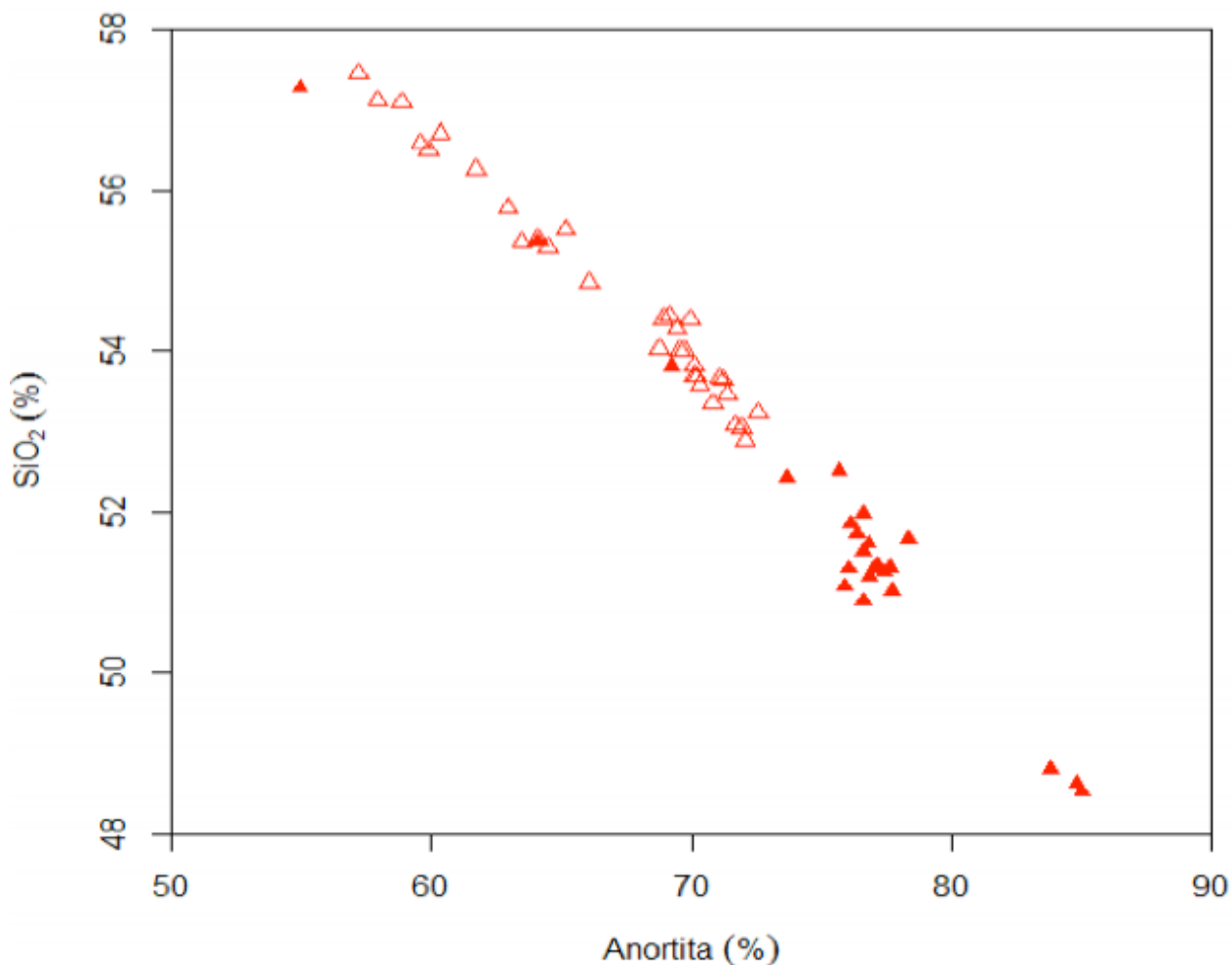


Figura 28 - Diagrama de variação utilizando a porcentagem de anortita *versus* o teor de SiO₂ dos plagioclásios analisados.

7.3.2 PIROXÊNIOS

Foram analisados cristais de piroxênio da matriz dos basaltos e dos pegmatitos, totalizando 9 cristais e 30 pontos de análise. O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 6 oxigênios e para a classificação foi utilizado o diagrama Wo - En - Fs (Morimoto, 1988), onde o vértice Wo (wollastonita) corresponde a 100 % do componente cálcico, En (enstatita) corresponde a 100% do componente magnésiano e Fs (ferrossilita) corresponde a 100% do componente ferroso. Os dados analíticos para cada ponto analisado estão representados no apêndice 3.

A grande maioria dos cristais de piroxênio das amostras analisadas são classificados como augita, com exceção de raros cristais de pigeonita, presentes na matriz do basalto L24 - a (Figura 29). O teor de wollastonita (Wo) nos basaltos varia entre 36,4 a 44 % nos cristais de augita e 10,0 a 10,3% na pigeonita. Já nos pegmatitos esses teores são mais baixos, variando entre 34,6 a 42,2 %, com cristais exclusivamente de augita.

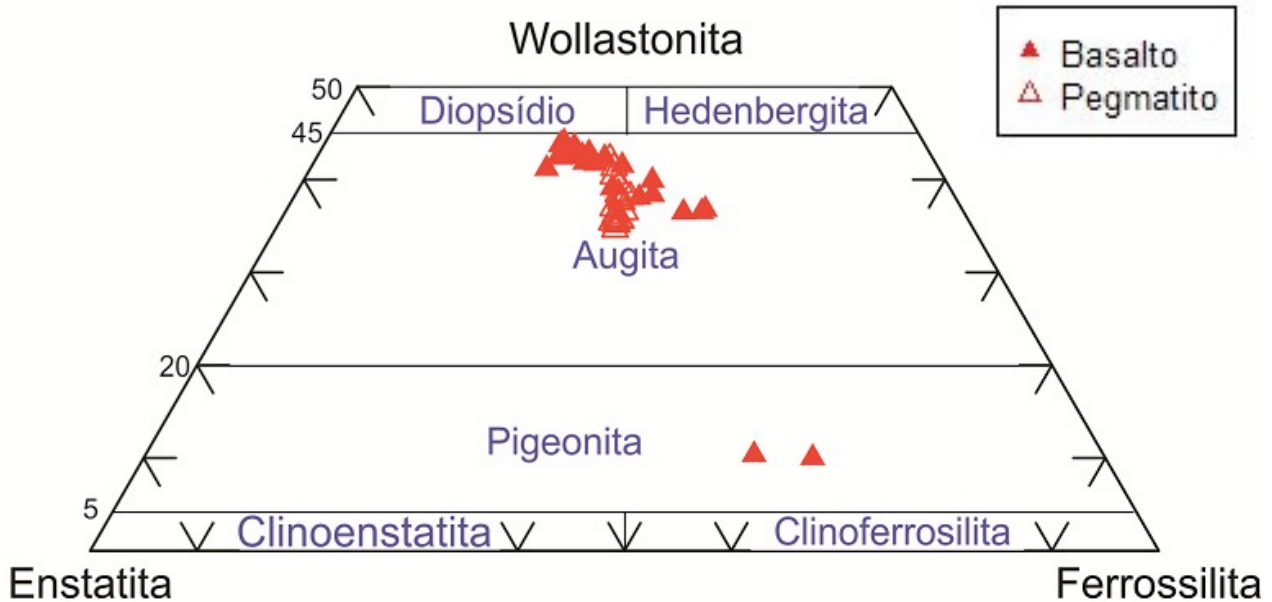


Figura 29 - Diagrama ternário (Wollastonita - Enstatita - Ferrossilita) de Morimoto (1988) para classificação dos piroxênios analisados.

A composição dos cristais de augita é muito semelhante entre os basaltos (48,7 a 51,2 %) e os pegmatitos (49,3 a 51,2 %), em relação ao teor em sílica. Os teores em MgO também são semelhantes, variando entre 11,1 a 16,9% nos basaltos e 13,5 a 15,0% nos pegmatitos, porém há menor dispersão nos valores do último grupo. Os teores de CaO também são próximos para ambos os grupos de rochas (16,8 a 19,7% nos basaltos e 15,5 a 18,9% nos pegmatitos), porém há um leve empobrecimento de cálcio no que diz respeito aos pegmatitos. Os cristais de pigeonita na matriz do basalto tem CaO em torno de 5%.

De maneira geral, os piroxênios encontrados nos basaltos, assim como os plagioclásios, são mais ricos em CaO e os pegmatitos mais enriquecidos em FeO (12,3 a 14,4 %), já os teores de MgO são semelhantes para ambos grupos de rochas. Essas variações composicionais nos piroxênios não é tão evidente quanto as mudanças no teor de anortita observados nos plagioclásios.

7.3.3 ÓXIDOS

Os minerais opacos compõem uma fase máfica comum a todas as amostras analisadas, presentes tanto nos basaltos, constituindo a matriz, quanto nos pegmatitos, ocorrendo também como microfenocristais com texturas esqueletal e poiquilítica comuns. A fórmula estrutural foi calculada na base de 6 e 32 oxigênios, dependendo da espécie mineral. Em 20 pontos analisados obtidos em 8 cristais distribuídos entre basaltos e pegmatitos (fechamento > 98%), os resultados apontam para uma composição compatível com a ilmenita (Apêndice 3). Esses minerais opacos tem teores em TiO₂ variando entre

47,6 a 53,4 % e FeO de 43,1 a 48,2%. Os teores de Cr₂O₃ atingem até 0,073 % e o conteúdo de MgO é baixo, entre 0,9 a 1,7 %. Os cristais de ilmenita que ocorrem nos pegmatitos são mais ricos em TiO₂ quando comparados àqueles dos basaltos.

Por outro lado, com fechamento entre 89 a 95%, análises de 13 pontos disseminados entre os 8 cristais definem a ocorrência de titano-magnetita. Esse fechamento insatisfatório revela que processos de hidratação atuaram nesses cristais. Por terem sido alterados, o Fe²⁺ (ferroso) presente na estrutura desses cristais foi oxidado e transformado em Fe³⁺ (férico). O conteúdo em Fe₂O₃ é superior ao de TiO₂ nesses cristais, onde TiO₂ varia de 0,37 a 29,4 % e Fe₂O₃ varia entre 57,6 a 92,0 %, com Cr₂O₃ em até 0,087%.

7.4 ASPECTOS PETROGENÉTICOS

Segundo Rollinson (1993), ao comparar um elemento incompatível com outro elemento muito incompatível, a razão entre eles permanece constante em processos de cristalização fracionada. Na figura 30, a razão entre Zr (incompatível) e Y (muito incompatível), é demonstrada no diagrama Zr *versus* Zr/Y, onde verifica-se que a razão é constante para ambos os grupos de rochas, havendo enriquecimento em Zr nos pegmatitos quando comparados aos basaltos hospedeiros. Essas evidências caracterizam que os pegmatitos são fracionados a partir dos basaltos, por processo de cristalização fracionada.

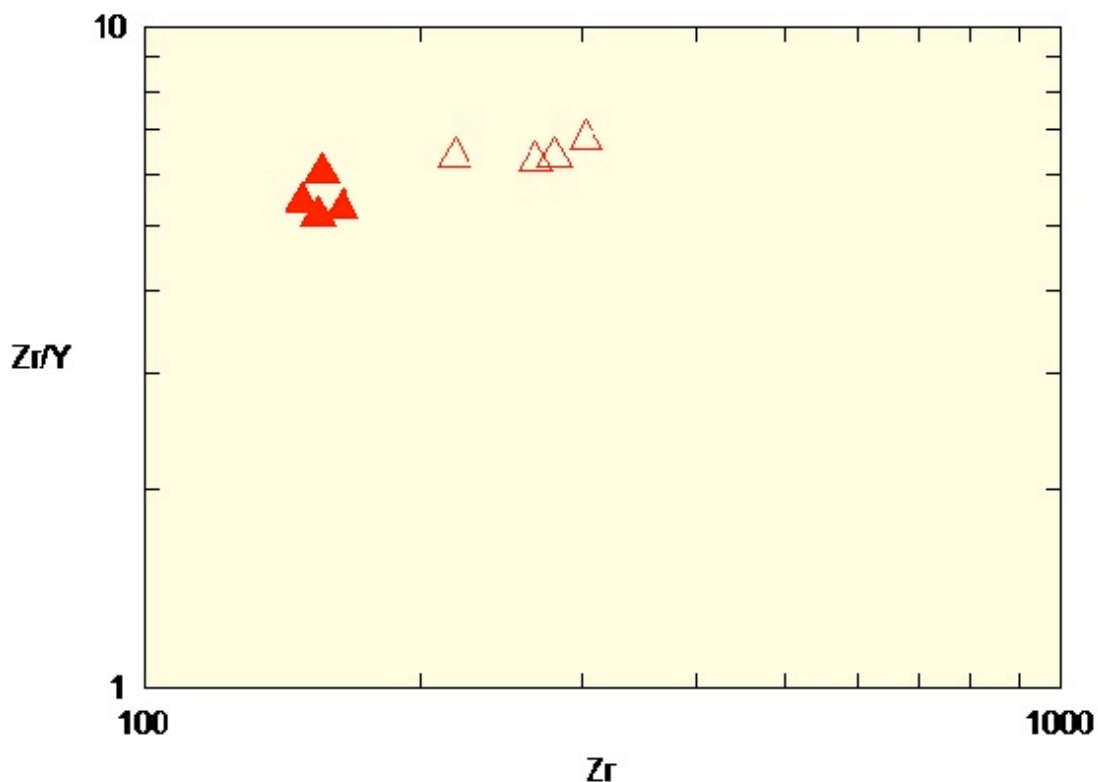


Figura 30 - Diagrama de razão entre elementos traço para pegmatitos básicos e basaltos hospedeiros.

No diagrama multielementar para elementos traço, normalizando as amostras de pegmatito pelo basalto hospedeiro mais primitivo (L24-k2), com o valor de Mg# mais alto (Figura 31), nota-se que os pegmatitos são enriquecidos em todos os elementos traço, com exceção de Sr e Ti, onde os valores são muito próximos dos valores para o basalto. Esse enriquecimento corrobora o caráter mais evoluído das segregações pegmatíticas e os teores semelhantes em Sr e Ti são atribuídos à ocorrência de ilmenita e titanomagnetita em ambos os grupos de rochas. O fracionamento de plagioclásio mais cálcico nos basaltos, consome o Sr, podendo haver substituição por Sr no lugar do Ca.

Notam-se também, diferentes graus de segregação entre os pegmatitos, onde a amostra L118-b2 representa a fase menos fracionada, ou seja, mais próxima da composição do basalto hospedeiro, enquanto a amostra L24-k1 possui a assinatura química mais distante dos basaltos, portanto a rocha mais evoluída desse grupo.

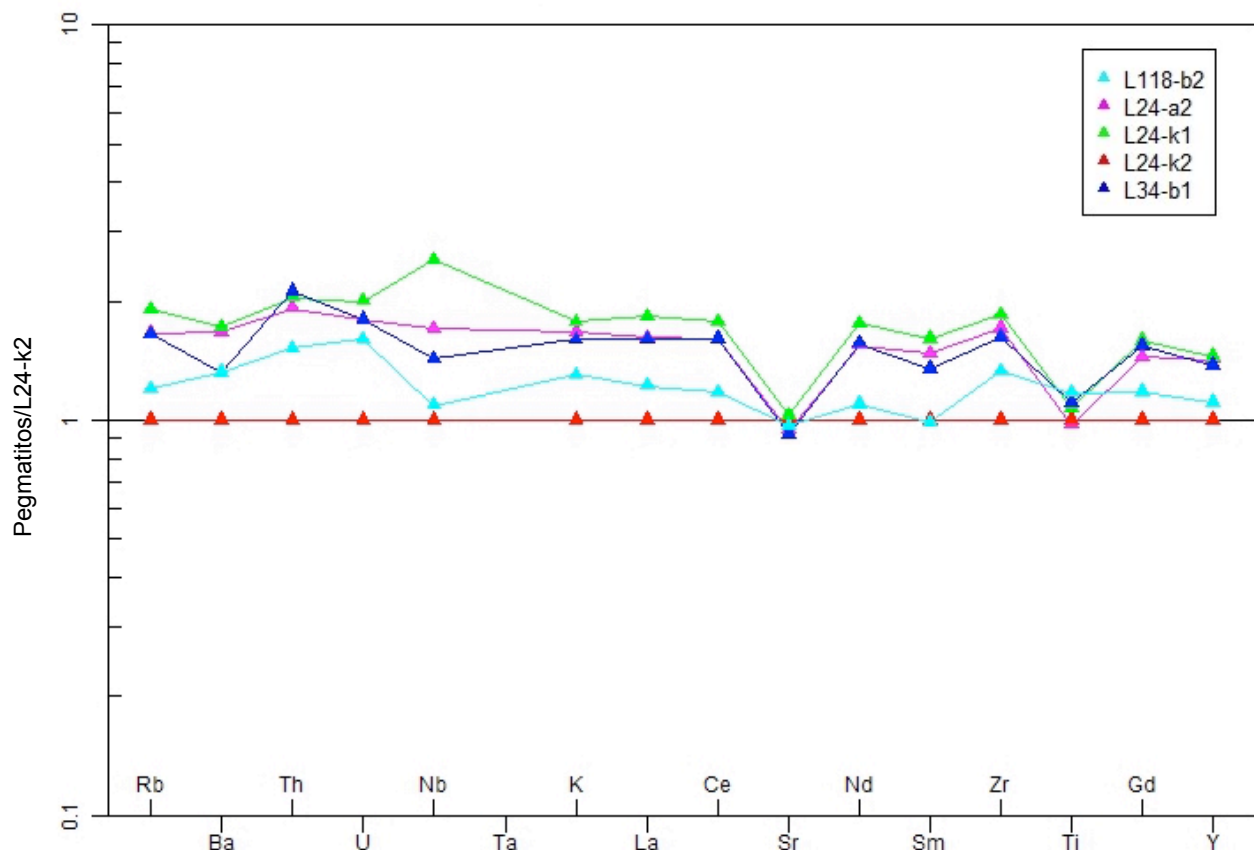


Figura 31 - Diagrama multielementar para elementos traço a partir da normalização dos pegmatitos pela amostra de basalto hospedeiro mais primitiva.

Quando se observa a disposição espacial das segregações pegmatíticas no interior dos derrames basálticos descritos por Costa (2015), é possível identificar que a amostra mais próxima da composição do basalto hospedeiro, portanto a mais primitiva (L118-b2), encontra-se no interior da unidade 10, disposta lateralmente com as amostras L34-b1 e L24-a2 em uma posição topográfica superior à amostra L24-k1, que ocorre na unidade 5

(Figura 32). Com base no diagrama multielementar para elementos traço, esta é a amostra mais evoluída. Assim, as segregações que ocorrem na unidade estratigraficamente superior são menos evoluídas que o pegmatito encontrado na unidade inferior.

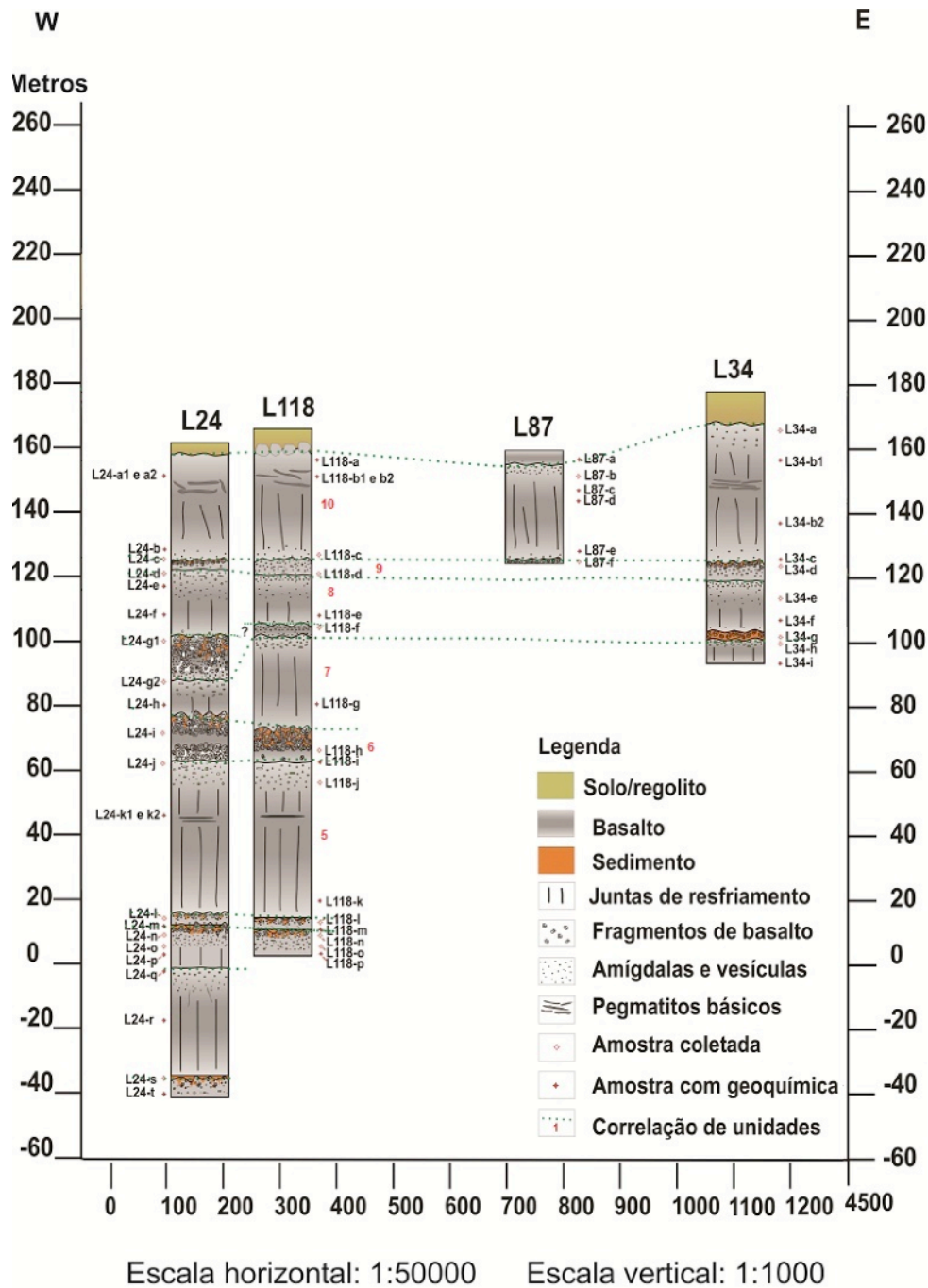


Figura 32 - Seção geológica representando os furos de sondagem descritos por Costa, 2015 com direção W - E. Notar a ocorrência de pegmatitos nas sondagens L24, L118 e L34.

Embora essas segregações pertençam a derrames basálticos distintos, impossibilitando a correlação topográfica entre todas as amostras, vale recapitular o modelo de formação de pegmatitos sugerido por Hartley & Thordarson (2009), onde os primeiros líquidos segregados dos derrames irão se colocar em posições estratigráficas superiores, pois enfrentam menos resistência ao ascenderem devido ao estado plástico

do magma no interior desses corpos. Por outro lado, os materiais segregados posteriormente, quando o derrame está mais resfriado, serão submetidos à maior resistência e se instalam em porções estratigráficas mais inferiores. Sendo assim, os líquidos mais evoluídos se encontram nas porções estratigráficas mais inferiores.

O diagrama multielementar para ETR normalizado pelo basalto hospedeiro mais primitivo (Figura 33) mostra que as segregações pegmatíticas têm teores maiores em todos os elementos terras raras e um forte paralelismo entre as rochas, novamente corroborando a suposição de que os pegmatitos são fracionados a partir dos basaltos hospedeiros e provenientes da cristalização fracionada de líquidos mais evoluídos. Novamente, a amostra L118-b2 representa a fase pegmatítica mais primitiva quando comparada ao basalto hospedeiro enquanto a L24-k1, a mais evoluída.

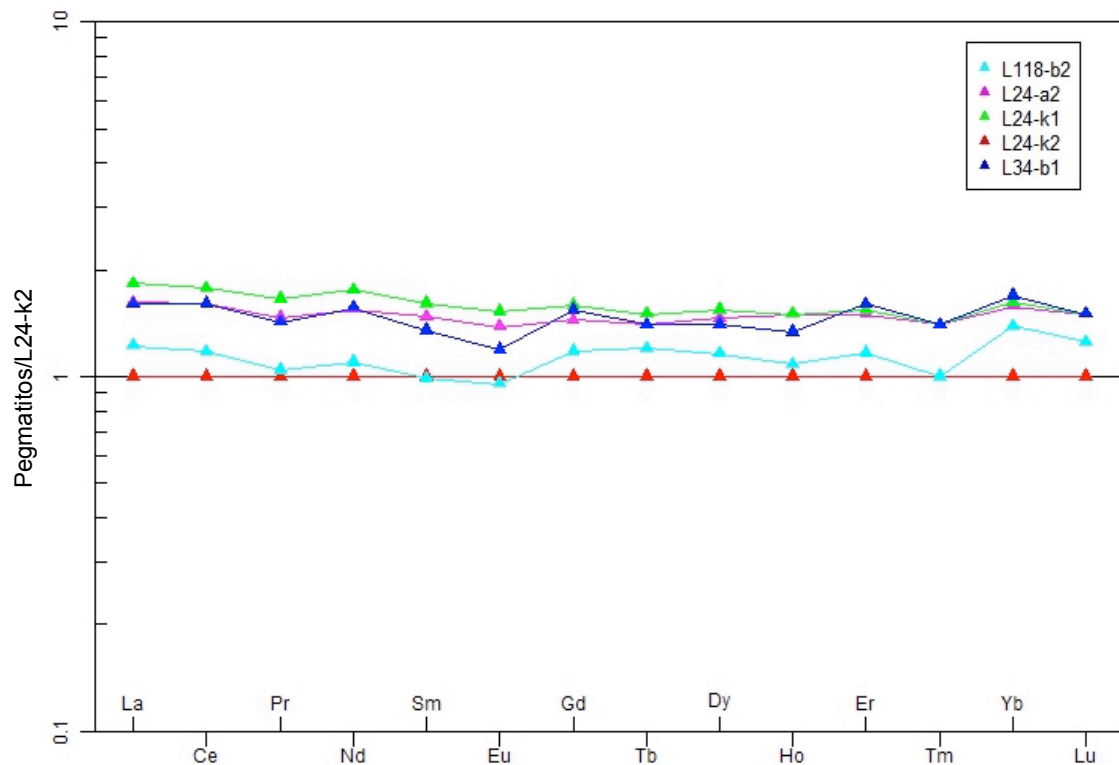


Figura 33 - Diagrama multielementar para ETR a partir da normalização dos pegmatitos pela amostra de basalto hospedeiro mais primitiva.

7.4.1 CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA

Observando-se os diagramas de variação para óxidos e elementos traço, é possível notar um *trend* linear entre os grupos de rochas estudadas. Assim, visualiza-se a possibilidade de um fracionamento partindo-se de rochas mais primitivas, com número de magnésio (Mg#) mais elevado, no caso os basaltos hospedeiros. Esse processo de fracionamento resultaria em rochas mais evoluídas com Mg# inferiores, como os pegmatitos básicos. A partir do diagrama de razão entre elementos incompatíveis (Figura 30), sugere-se que o processo atuante seja o de cristalização fracionada, com

fracionamento principalmente de plagioclásios, piroxênios, óxidos e, subordinadamente, apatita.

Os dados químicos foram utilizados para a modelagem dos elementos traço, efetuando-se cálculos de razões entre os teores calculados (C) e os teores observados (O) (C/O), com o auxílio de tabelas em Excel e empregando a equação de Rayleigh (Cox *et al.*, 1979):

$$C_1 = C_0 * F^{(D - 1)}$$

Onde:

C₁ = concentração do elemento no líquido residual (pegmatito);

C₀ = concentração do elemento no líquido inicial (basalto);

F = fração líquida residual;

D = coeficiente de distribuição total, sendo: $D = \sum_{i=1}^n w_i K_{Di}$

onde w= porcentagem modal dos minerais fracionados e K_D= coeficiente de partição.

Os cálculos comparativos, empregando-se os elementos traço, mostram que é possível derivar os pegmatitos investigados a partir dos basaltos hospedeiros dessas segregações. A formação do pegmatito básico L24-a2 a partir do basalto L34-b2 se dá pelo fracionamento de 54 % de plagioclásio, 35 % de piroxênio, 10 % de óxido (ilmenita ou titano-magnetita) e cerca de 1% de apatita, com F = 0,50. As composições utilizadas foram as das amostras L34-b2 e L24-a2, disponíveis no apêndice 4, em base hidratada. Para F = 0,50 as razões C/O dos elementos traço são as seguintes, estando todos os valores muito próximos de 1,00:

	Ba	Rb	Th	K	Nb	La	Ce	Sr	Nd	Sm	Zr	Hf	Ti	Tb	Y	Tm	Yb	Gd
C/O	1,03	0,94	1,07	1,02	0,88	0,95	0,89	1,06	0,97	0,84	1,06	0,94	0,97	1,04	0,91	1,07	0,96	1,00

A partir desses resultados, é possível admitir que a formação de pegmatitos básicos é compatível com o modelo de cristalização fracionada a partir dos basaltos hospedeiros (Figura 34). Nesse modelo, tem-se a cristalização do líquido inicial dando origem ao basalto hospedeiro e, com 50 % de sólido, o líquido residual evoluído é segregado dando origem ao pegmatito básico. Essa passagem é direta, não havendo a formação de rochas com características químicas intermediárias aos membros finais.

Os valores obtidos são aceitáveis para confirmar o modelo com essa taxa de líquido residual. As discrepâncias sutis em relação aos valores de La, Ce e Sm (Figura 34) provavelmente estão relacionadas à precipitação de apatita nos basaltos. Os coeficientes de partição para elementos terras raras leves nesse mineral são consideráveis, sendo

assim, o fracionamento de apatita influencia muito nos valores desses elementos. Em petrografia, a ocorrência de apatita nos basaltos é muito rara, portanto é possível que a apatita ocorra em porcentagem modal inferior a 1 % nessas rochas. Dessa forma os ETR leves não seriam consumidos durante a cristalização fracionada da assembleia mineral encontrada no basalto, permanecendo nos líquidos mais evoluídos.

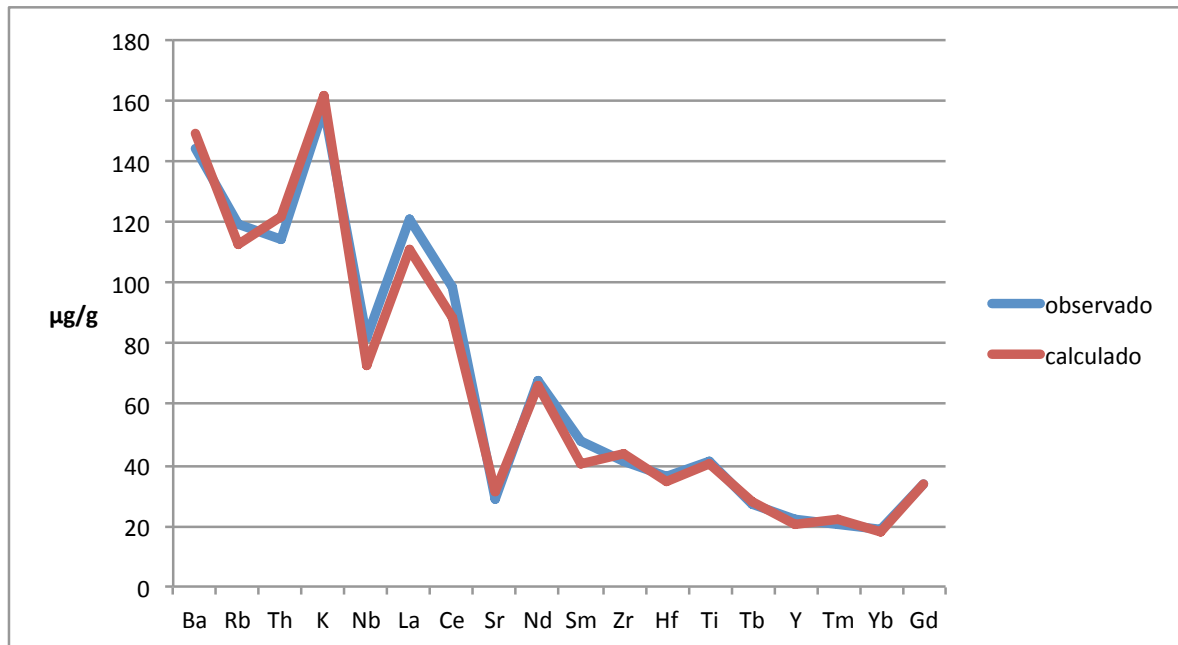


Figura 34 - Razão calculado/observado (C/O) para elementos traço obtidas nos cálculos de balanço de massas, admitindo-se processo de cristalização fracionada com $F = 0,50$ para basaltos e pegmatitos básicos na região de Itaipu.

Tentativamente, foram aplicadas diferentes taxas de fusão para observar como o modelo proposto se comporta. As composições dos líquidos iniciais e finais permanecem, assim como a assembleia fracionante do basalto. Para $F = 0,40$, o líquido residual, que representa o pegmatito, seria muito evoluído e, nesse modelo, resultaria na cristalização de pegmatitos com composição diferente daquela observada. As razões C/O dos elementos traço, nesse caso, são:

Esses valores não são aceitáveis para esse modelo. Com essa taxa de líquido

	Ba	Rb	Th	K	Nb	La	Ce	Sr	Nd	Sm	Zr	Hf	Ti	Tb	Y	Tm	Yb	Gd
C/O	1,25	1,17	1,33	1,25	1,09	1,08	1,05	1,05	1,14	0,97	1,30	1,10	0,99	1,22	1,04	1,30	1,11	1,17

residual, a rocha gerada seria muito enriquecida em elementos do tipo LILE como Ba, Rb e K, por exemplo (Figura 35). Neste cenário faz-se necessária uma menor diferenciação do líquido inicial, para permitir o equilíbrio desses elementos, para que ocorra a cristalização das segregações pegmatíticas com os valores observados.

Por outro lado, ao admitir-se $F = 0,60$, com a mesma assembleia fracionante, as razões C/O passam a ser:

	Ba	Rb	Th	K	Nb	La	Ce	Sr	Nd	Sm	Zr	Hf	Ti	Tb	Y	Tm	Yb	Gd
C/O	0,88	0,79	0,89	0,87	0,74	0,81	0,78	1,06	0,84	0,75	0,89	0,83	0,96	0,92	0,81	0,90	0,85	0,88

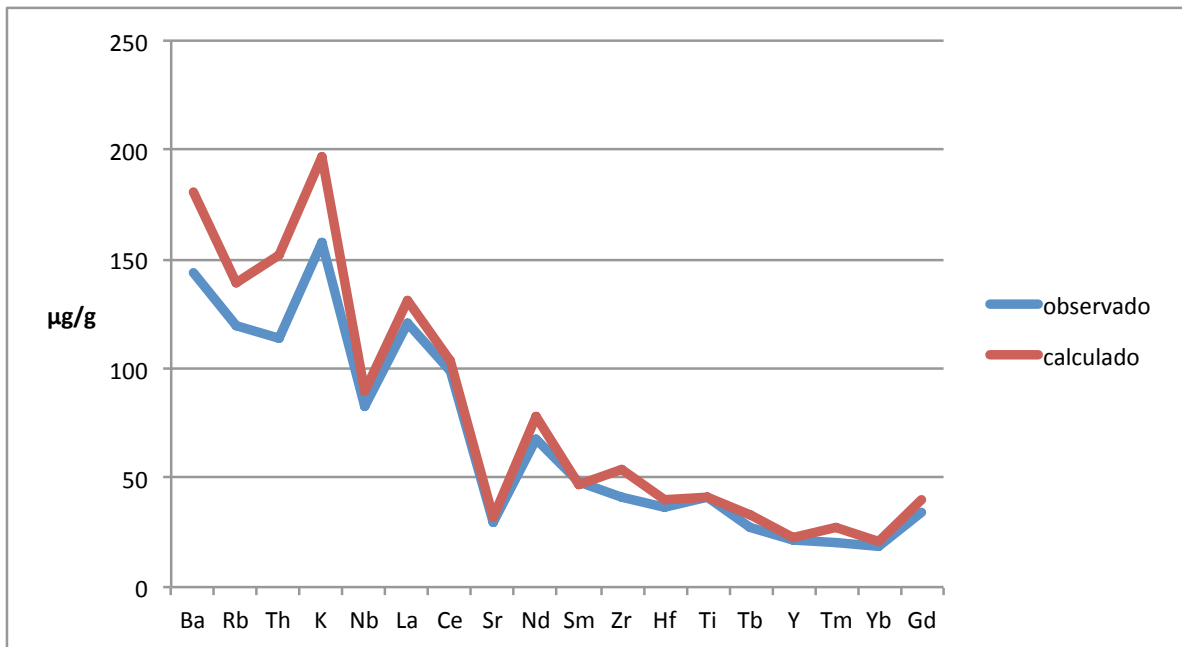


Figura 35 - Razão calculado/observado (C/O) para elementos traço obtidas nos cálculos de balanço de massas, admitindo-se processo de cristalização fracionada com $F = 0,40$ para basaltos e pegmatitos básicos na região de Itaipu.

Quando observa-se o gráfico referente a essa taxa de líquido residual (Figura 36), é possível notar que a rocha resultante da cristalização desse líquido seria mais primitiva quando comparada com os valores observados. Sendo assim, o líquido seria, proporcionalmente, empobrecido em elementos do tipo LILE, pois o grau de cristalização do basalto hospedeiro não teria atingido valores necessários para gerar o líquido residual e, conseqüentemente, não dariam origem aos pegmatitos básicos com a assinatura geoquímica observada.

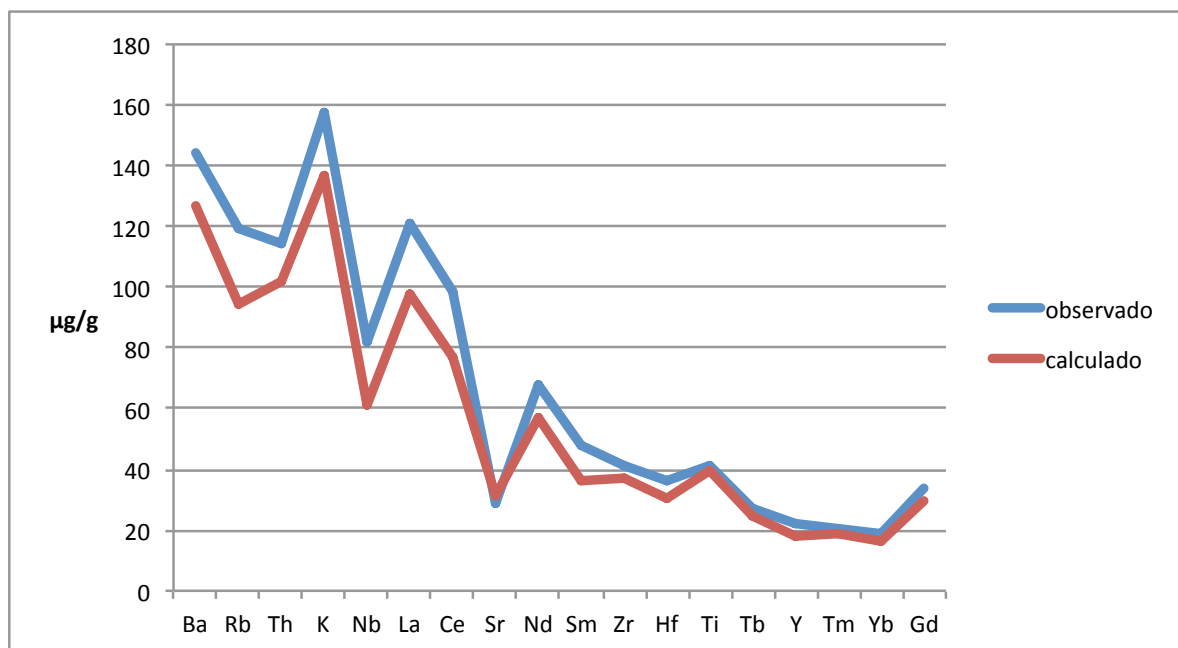


Figura 36 - Razão calculado/observado (C/O) para elementos traço obtidas nos cálculos de balanço de massas, admitindo-se processo de cristalização fracionada com $F = 0,60$ para basaltos e pegmatitos básicos na região de Itaipu.

8 CONCLUSÕES

No extremo leste do estado do Paraná, no município de Foz do Iguaçu, existe a ocorrência de pegmatitos básicos hospedados em derrames basálticos do tipo *pahoehoe*, da Província Magmática do Paraná. Os estudos realizados nas segregações pegmatíticas e basaltos hospedeiros no que diz respeito à origem, geoquímica, análise petrográfica e aspectos petrogenéticos, permitem as seguintes conclusões (Tabela 6):

Tabela 6 - Quadro resumo com as características petrográficas, litogeoquímicas e de química mineral dos basaltos e pegmatitos estudados.

	Basaltos	Pegmatitos
Textura	Microporfírica em matriz fanerítica equigranular fina	Fanerítica equigranular médio a grosso
Assembleia Mineral	Labradorita, augita, ilmenita, titano-magnetita, apatita	Labradorita, augita, ilmenita, titano-magnetita, apatita, celadonita
Granulação/granulometria	Fina: 0,2 a 1,2 mm	Grossa: 1 a 5 mm
Teor de sílica	Menor conteúdo em sílica: 49,8 a 52,4 %	Maior conteúdo em sílica: 50,1 a 52,9 %
Número de magnésio (mg*)	0,25 a 0,29	0,18 a 0,21
Teor de titânio	2,27 a 2,73	2,48 a 2,98
Classificação TAS	Basaltos	Andesi-basaltos a traquibasaltos
Classificação R ₁ - R ₂	Basaltos, andesi-basaltos	Andesi-basalto, lati-andesito, latito
(Peate <i>et al.</i> , 1992 e Peate, 1997)	Magma-tipo: Paranapanema	Magma-tipo: Paranapanema
Licht & Lima (2014)	Tipo 1	Tipos 2 (L24-a2 e L24-k1), 3 (L118-b2) e 4 (L34-b1)
Diagramas de variação	Enriquecidos em: Al ₂ O ₃ , MgO, CaO e Ni	Enriquecidos em: SiO ₂ , TiO ₂ , FeO, Na ₂ O, K ₂ O, P ₂ O ₅ , Th, Rb, Nb, Ba, La e Ce
Razão La/Lu _N	5,4 a 6,5	6,3 a 7,9
Plagioclásios	Mais cálcicos: Unidade 10: An ₈₅ - Ab ₁₅ a An ₅₄ - Ab ₄₆ Unidade 5: An ₇₈ - Ab ₂₂ a An ₆₄ - Ab ₃₆	Mais sódicos: Unidade 10: An ₇₂ - Ab ₂₈ a An ₅₇ - Ab ₄₃ Unidade 5: An ₇₁ - Ab ₂₉ a An ₆₉ - Ab ₃₁
Piroxênios	Enriquecidos em CaO, empobrecidos em FeO	Enriquecidos em FeO, empobrecidos em CaO
Ilmenita	Maior teor de TiO ₂	Menor teor de TiO ₂

8.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA:

- Os basaltos hospedeiros são predominantemente microporfíricos em matriz fanerítica equigranular fina, enquanto os pegmatitos neles encaixados são faneríticos equigranulares médios a grossos;
- A assembleia mineral dos basaltos e pegmatitos é muito semelhante, sendo ambos constituídos por labradorita, augita, minerais opacos (ilmenita e titano-magnetita) e traços de apatita, ocorrendo celadonita e argilominerais nas microvesículas e cavidades dikitaxíticas dos pegmatitos;
- A característica mais marcante que distingue os basaltos hospedeiros dos pegmatitos é a granulação, onde os primeiros são finos e os últimos, grossos;
- Existem texturas de resfriamento rápido nos pegmatitos, como feição de cauda de andorinha em plagioclásios e cristais muito finos e aciculares preenchendo a matriz, também são observados opacos com hábito esquelético e ocorrência de vidro vulcânico. Essas características sustentam o modelo de formação dos pegmatitos por cristalização rápida de líquidos segregados;
- A ocorrência de titano-magnetita, cavidades preenchidas por celadonita e argilominerais sugerem que essas rochas tenham sido submetidas a processos intempéricos ou de percolação de fluidos que resultaram na hidratação da assembleia mineral e precipitação de minerais nos espaços disponíveis.

8.2 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

- Todas as rochas estudadas são supersaturadas em sílica, com ocorrência de quartzo normativo. Os pegmatitos são mais ricos em sílica que os basaltos hospedeiros;
- Os basaltos possuem Mg# mais elevado quando comparados aos pegmatitos, por outro lado, o contrário ocorre com os teores de TiO_2 , evidenciando o caráter mais evoluído dessas segregações;
- No diagrama TAS (Total Álcalis - Sílica - $[Na_2O + K_2O] \times SiO_2$), de Le Maitre *et al.* (1989), as rochas hospedeiras são classificadas como basaltos enquanto os pegmatitos são classificados como andesi-basalto e traquibasalto;
- No diagrama $R_1 - R_2$ ($R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ x $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$) de De La Roche *et al.* (1980), as rochas hospedeiras são classificadas como basaltos e andesi-basaltos, já os pegmatitos estão disseminados entre os campos do andesi-basalto, lati-andesito e latito;
- De acordo com o diagrama AFM ($[Na_2O + K_2O] \times [FeO + Fe_2O_3] \times MgO$) de Irvine & Baragar (1971), todas as rochas se agrupam no campo da série toleítica, sendo as

mesmas classificadas como basaltos toleíticos de alto-Fe (*high-Fe*) no diagrama catiônico ($Al \times [Fe_{total} + Ti] \times Mg$) de Jensen (1976), definindo o caráter continental dessas rochas;

- Todas as rochas estudadas são classificadas como magma-tipo Paranapanema (Peate *et al.*, 1992; Peate, 1997);
- De acordo com a divisão de Licht & Lima (2014), todos os basaltos são classificados como sendo do Tipo 1, já os pegmatitos pertencem aos grupos 2 (L24-a2 e L24-k1), 3 (L118-b2) e 4 (L34-b1);
- Os diagramas de variação do tipo Fenner mostram enriquecimento em SiO_2 , TiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 e empobrecimento em Al_2O_3 , MgO e CaO dos basaltos até os pegmatitos;
- As segregações pegmatíticas são enriquecidas em elementos do grupo LILE (*large ion lithophile elements*) em relação aos basaltos;
- O padrão de assinaturas dos elementos terras raras (ETR) de todas as rochas estudadas mostra um forte paralelismo entre elas, indicando uma mesma fonte;
- As razões La/Lu_N variam entre 5,4 a 6,5 nos basaltos e 6,3 a 7,9 nos pegmatitos, mostrando que as segregações pegmatíticas são mais fracionadas, e portanto, mais evoluídas;

8.3 QUÍMICA MINERAL:

- Os plagioclásios que compõem os pegmatitos são mais sódicos que aqueles encontrados nos basaltos hospedeiros;
- Os teores de CaO nos piroxênios identificados nos basaltos são maiores quando comparados àqueles dos pegmatitos, por outro lado, o teor de FeO nos piroxênios das segregações é maior;
- Os cristais de ilmenita encontrados nos pegmatitos possuem teores maiores de TiO_2 em relação ao mesmo mineral presente nos basaltos.

8.4 ASPECTOS PETROGENÉTICOS:

- Os pegmatitos básicos são rochas geoquimicamente mais evoluídas que os basaltos hospedeiros;
- A razão entre elementos incompatíveis (Zr/Y), sugere que os pegmatitos foram fracionados a partir dos basaltos;
- Os dados geoquímicos das rochas estudadas sugerem um modelo de cristalização fracionada dos pegmatitos básicos a partir dos basaltos hospedeiros, em passagem direta;

- De acordo com os resultados da modelagem geoquímica para elementos traço, é possível que ocorra o fracionamento dos pegmatitos básicos a partir de basaltos com assembleia mineral composta por: 54 % de plagioclásio, 35 % de piroxênio, 10 % de óxido (ilmenita e titano-magnetita) e cerca de 1% de apatita, com $F = 0,50$.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 16(4), pg. 325-349.
- Arioli, E. E. & Licht, O. A. B. 2006. *Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral: Relatório Final das Folhas Cartográficas de Dionísio Cerqueira e Francisco Beltrão*. Curitiba, MINEROPAR, Relatório técnico.
- Arioli, E. E. 2008. *Arquitetura faciológica da sequência vulcânica e o significado exploratório das anomalias geoquímicas de Elementos do Grupo da Platina (EGP) e metais associados no Sistema Magmático Serra Geral, Estado do Paraná, Brasil*. Tese (Doutorado). Departamento de Geologia, Setor de Ciência da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 194 pg.
- Arioli, E. E.; Licht, O. A. B.; Vasconcellos, E. M. G.; Bonnet, K. L.; Santos, E. M. 2008. Faciologia vulcânica da Formação Serra Geral na região de Guarapuava, Paraná. In: *Anais do IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Foz do Iguaçu.
- Arth, J. G. 1976. Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *Res. U.S. Geol. Surv.* vol. 4, pg. 41-47.
- Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Marques, I. S.; Melfi, A. J.; Piccirilo, E. M.; Nardy, A. J.; Roisenberg, A. J. R. 1984a. High-Ti and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahr. Miner. Abh.*, vol. 150, pg. 272 - 306.
- Biondi, J. C. 2003. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. São Paulo: Oficina de Textos. 528 pg. ISBN 8586238317 (broch.).
- Coffin, M. F & Eldholm, O. 1992. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 68, pg. 17-30.
- Costa, J. 2015. *Estratigrafia da sequência de lavas da Província Magmática do Paraná na Região da Usina de Itaipu (PR)*. Tese (Doutorado). Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 175 pg.
- Cox, K. G.; Bell, J. D; Pankhurst, R. J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London: Chapman & Hall. 450pg. ISBN 041253410X (broch.).
- Deer, A. A. W.; Howie, R. A.; Zussman, J. 2000. *Minerais constituintes das rochas - uma introdução*. Lisboa: Logmans, Green and Co. Ltd. 727p.
- De La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P.; Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁R₂ - diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, vol. 29, pg. 183-210.
- Dunham, K. C. 1933. Crystal cavities in lavas from the Hawaiian Islands. *American Mineralogist*, vol. 18 (9), pg. 369-385.
- Dutra, C. R. 2009. *Caracterização morfológica e petrográfica do derrame Salto Segredo - Província Magmática do Paraná - PR*. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Paraná. 171 pg.
- Ernesto, M.; Raposo, M. I.; Marques, L. S.; Renne, P. R.; Diogo, L. A.; de Min, A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, vol. 28, pg. 321-340.
- Ferreira, C. H. N. 2011. *Geologia do derrame Salto do Lontra e gênese dos pegmatitos básicos associados, Província Magmática do Paraná, sudoeste do estado do Paraná*. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Paraná, 102 pg.
- Greenough, J. D. & Dostal, J. 1992. Cooling history and differentiation of a thick North Mountain basalt flow. *Bulletin of Volcanology*, vol. 55, pg. 63-73;
- Gomes, C. de B. 1984. *Técnicas analíticas instrumentais aplicadas a geologia*. São Paulo: E. Blucher: Pro-Minerio. 218pg.
- Hartley, M. E. & Thordarson, T. 2009. Melt segregations in a Columbia River Basalt lava flow: A possible mechanism for the formation of highly evolved mafic magmas. *Lithos*, vol. 112, pg. 434-446.
- Irvine, T. N. & Baragar, W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 8, pg. 523-548.
- Jahns, R. H. 1955. The study of pegmatites. *Economic Geology*, 50th Ann., Part II, pg. 1025 -1130.

- Jefferson, C. W.; Hulbert, L. J.; Rainbird, R. H.; Hall, G. E. M.; Grégoire, D. C.; Grinenko, L. I. 1994. *Mineral Resource Assessment of the Neoproterozoic Franklin Igneous Events of Arctic Canada: Comparison with the Permo-Triassic Noril'sk-Talnakh Ni-Cu-Pge Deposits of Russia*. Geological Survey of Canada, Open File 2789, 48 pg.
- Jensen, L. S. 1976. *A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks*. Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper, vol. 66, 22pg.
- Kontak, D. J.; De Wolfe De Young, M. Y.; Dostal, J. 2002. Late-Stage Crystallization History of the Jurassic North Mountain Basalt, Nova Scotia, Canada. I. Textural and Chemical Evidence for Pervasive Development of Silicate-Liquid Immiscibility. *The Canadian Mineralogist*, vol. 40 (5), pg. 1287-1311;
- Lacroix, A. 1929. Les pegmatitoides des roches volcaniques a facies basaltiques: a propos de celles du Wei-Tchang. *Bulletin of the Geological Society of China*, vol. 8, pg. 45-49;
- Le Maitre, R. W.; Bateman, P.; Dubek, A.; Keller, J.; Lameyre, J.; Le Bas, M. J.; Sabine, P. A.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Streckeisen, A.; Woolley, A. R., Zanettin, B. A. 1989. *Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 193pg.
- Licht, O. A. B. & Arioli, E. E. 2000. *Projeto de Prospecção Mineral no Terceiro Planalto*. Curitiba: Mineropar, Relatório Técnico;
- Licht, O. A. B. 2001. *A geoquímica multielementar na gestão ambiental. Identificação e caracterização de províncias geoquímicas naturais, alterações antrópicas da paisagem, áreas favoráveis à prospecção mineral e regiões de risco à saúde no Estado do Paraná, Brazil*. Tese (Doutorado). Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 2v.
- Licht, O. A. B. & Lima, E. F. 2014. Estratigrafia das rochas básicas e intermediárias da porção central da Província Ígnea do Parana - geoquímica, morfologia dos derrames e texturas. In: *Anais do 47º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador.
- Marques, S. L. & Ernesto, M. 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca. São Paulo;
- McDonough, W. F. & Sun S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, vol. 120, pg 223-253.
- Merle, R.; Caroff, M.; Girardeau, J.; Cotten, J.; Guivela, C. 2005. Segregation vesicles, cylinders, and sheets in vapor-differentiated pillow lavas: Examples from Tore-Madeira Rise and Chile Triple Junction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. vol. 141, pg. 109- 122
- Middlemost, E. A. K. 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*. vol. 77, pg. 19-26.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, vol. 73, pg. 1123-1133.
- Peate, D. W.; Hawkesworth, C. J.; Mantovani, M. S. M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution, *Bulletin of Volcanology*, vol. 55, pg. 119-139.
- Peate, D. W. 1989. *Stratigraphy and petrogenesis of the Parana Continental Flood Basalts, Southern Brazil*. Tese (Doutorado). Open University. 359 pg.
- Peate, D. W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (Eds.), Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. *Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.* vol. 100, pg. 217-246.
- Phillpots, A. R.; Carrol, M.; Hill, J. M. 1996. Crystal-Mush Compaction and the Origin of Pegmatitic Segregation Sheets in a Thick Flood-Basalt Flow in the Mesozoic Hartford Basin, Connecticut. *Journal of Petrology*. vol. 37 (4), pg. 811-836.
- Piccirillo, E. M. & Melfi, A. J. 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic e geophysical aspects*. Instituto Astronômico e Geofísico/USP, São Paulo. 600pg.
- Piccirillo, E. M.; Comin-Chiaramonti, P.; Melfi, A.; Stolfa, D.; Bellieni, G.; Marques, L. S.; Giaretta, A.; Nardy, A. J.; Pinese, J. P. P.; Raposo, M. I. B.; Roisemberg, A. 1988. Petrochemistry of continental flood basalts - rhyolite suites and related intruses from the Paraná Basin (Brazil). In: Piccirillo, E. M. & Melfi, A. J. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic e geophysical aspects*. Universidade de São Paulo. pg 107-156.
- Prowatke, S. & Klemme, S. 2006. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 70, pg. 4513-4527.

- Puffer, J. H. & Horter, D. L. 1993. Origin of pegmatitic segregation veins within flood basalts. *Geological Society of America Bulletin*. vol. 105 (6), pg. 738-748.
- Renne, P. R.; Ernesto, M.; Pacca, I. G.; Coe, R. S.; Glen, J. M.; Prevot, M.; Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, vol. 258, pg. 975-979.
- Renne, P. R.; Glen, J. M.; Milner, S. C.; Duncan, R. A. 1996a. Age of Etendeka-flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology*, vol. 24(7), pg. 659-662.
- Renne, P. R.; Deckart, K.; Ernesto, M.; Féraud, G.; Piccirillo, E. M. 1996b. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* vol. 144, pg. 199-211.
- Renne, P.; Ernesto, M.; Milner, S. C. 1997. Geochronology of the Paraná-Angola-Etendeka magmatic Province. *Eos, Transaction, AGU*. vol. 78 (46), pg. 742.
- Rollinson, H. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Prentice Hall. England. 352 pg.
- Rossetti, M. L.; Lima, E. F.; Waichel, B. L.; Scherer, C. M.; Barreto, C. J. 2014. Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Paraná-Etendeka Volcanic Province. *Journal of American Earth Sciences*, vol. 56, pg. 409-421.
- Santin, S. F. 1969. Pegmatitoides in the horizontal basalts of the Lanzarote e Fuerteventura Islands, Series I. *Bulletin Volcanologique*. vol. 33, pg. 989-1007.
- Self, S.; Keszthelyi, L.; Thordarson, T. 1998. The Importance of Pahoehoe. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, vol. 26, pg. 81-110.
- Soares, J. S. 2016. *Relações temporais, petrológicas e geoquímicas entre pegmatitos básicos e basaltos encaixantes da Província Magmática do Paraná no Sudoeste do Paraná*. Dissertação (Mestrado) Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 115 pgs.
- Stewart, K.; Turner, S.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Kirstein, L.; Mantovani, M. 1996. 3-D, ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt. *Earth and Planetary Science Letters* vol. 143, pg. 95-109.
- Thiede, D. S. & Vasconcelos, P. M. 2010. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geological Society of America*, vol. 38(8), pg. 747-750.
- Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth Planetary Science Letters*, vol. 121, pg. 333-348.
- Vasconcellos, E. M. G.; Licht, O. A. B.; Braga, L. S.; Bittencourt, A. V. L. 2001. Gabros da Bacia do Paraná: aspectos petrográficos e geoquímicos. In: *VIII Congresso Brasileiro de Geoquímica; I Simpósio de Geoquímica do MERCOSUL*, Curitiba. Anais. Sociedade Brasileira de Geoquímica.
- Waichel, B. L.; Lima, E. F.; Sommer, C. A. 2006. Tipos de derrame e reconhecimento de estruturas nos basaltos da Formação Serra Geral - Terminologia e aspectos de campo. *Pesquisa em Geociências*, vol. 33(2), pg. 123-133.
- Waichel, B. L.; Lima, E. F.; Sommer, C. A.; Lubachesky, R. 2007. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 159, pg. 343-354.
- Walker, F. 1953. The pegmatitic differentiates of basic sheets. *American Journal of Science*. vol. 251(1), pg. 41-60;
- Whitney, D. L.; Evans, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. vol. 95, pg. 185-187.
- Wildner, W.; Brito, R. S.; Boni Licht, O. A.; Arioli, E. E. (Coordenadores). 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do estado do Paraná - Escala 1:200.000*, Brasília, CPRM, 95 pg. + mapas.
- Wood, D. A.; Tarney, J.; Varet, J.; Saunders, A. D.; Bougault, H.; Joron, J. L.; Treuil, M.; Cann, J. R. 1979. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg. 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planetary Science Letters*. vol. 42(1), pg. 77-97.
- Zalán, P. V.; Wolff, S.; Conceição, J. C.; Marques, A.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Appi V. T. 1990. Bacia do Paraná. In: *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRAS, p.g 135-164.

APÊNDICES

Apêndice 1 - Fichas de descrição petrográfica

Amostra: L24-k1

Data: outubro/2016

mineral	%	
Labradorita	30	Cristais subédricos a euédricos com formatos tabulares e prismáticos. Compõem a matriz da rocha, com granulação média a grossa e granulometria variando entre 1 a 5 mm. Limites retilíneos a ondulados, com fraturamento comum; cristais límpidos com geminação do tipo <i>Carlsbad</i> e polissintética. Inclusões de augita, ausência de zoneamento composicional; Textura ofítica a subofítica. Existem, em meio aos cristais de plagioclásio e clinopiroxênio, “bolsões” compostos por cristais finos, ocos e aciculares de plagioclásio com textura axiolítica.
Augita	40	Cristais anédricos de formato granular, intensamente fraturados, granulação média a grossa com granulometria variando entre 0,8 a 4 mm. Cor castanho claro com pleocroísmo em tons de rosa e verde claro; inclusões de opacos. Geminação simples; cor de interferência azul a rosa de segunda ordem.
Vidro	5	Porções da rocha composta por vidro vulcânico de cor castanho avermelhado a alaranjado. Esses setores possuem até 4 mm e estão associados às cavidades encontradas na rocha.
Opacos (ilmenita)	10	Cristais anédricos a euédricos com formato acicular e quadrado; granulação fina a grossa com granulometria variando entre 0,4 a 5 mm. São inclusões, produtos de alteração e presentes na matriz. Textura esquelética e localmente poiquilíticos.
Apatita	Tr	Cristais subédricos com granulação muito fina (<1 mm). Ocorrem na matriz.
Cavidades diktitaxíticas	15	Ocorrem preenchidas por material castanho esverdeado, provavelmente celadonita. As cavidades sempre estão associadas aos “bolsões” de plagioclásio acicular.

Textura: Fanerítica equigranular subofítica médio a grosso.

Estrutura: Maciça/ Vesicular

Série magmática: Toleítica

mineral	Acessório	Fenocristal	Matriz	
Labradorita			X	
Augita			X	
Ilmenita	X		X	
Apatita	X			

Conclusões

Nos primeiros estágios do processo de cristalização, foram gerados os cristais presentes na fase acessório, representados por opacos primários (ilmenita) e apatita. Logo após, a rocha foi se cristalizando, resultando em uma textura equigranular composta por plagioclásio, clinopiroxênio e opacos. A presença de regiões na rocha compostas por plagioclásio opacos e aciculares sugere que houve um rápido resfriamento nos estágios magmáticos finais.

Processos pós magmáticos foram responsáveis pela alteração dos minerais da rocha. As cavidades diktitaxíticas também atestam para o rápido resfriamento e posteriormente foram preenchidas por celadonita e argilominerais.

Nome da rocha: Pegmatito.

Amostra: L24-a

Data: outubro/2016

mineral	%	
Labradorita	50	Cristais anédricos a subédricos de hábito tabular e ripiforme. Presentes na fase microfenocristal e também na matriz da rocha. A granulação é fina a muito fina com granulometria variando entre 0,2 até 1,5 mm. Ocorrência de geminação simples do tipo <i>Carlsbad</i> e polissintética comum, textura intergranular com os cristais de piroxênio, porém localmente adquire aspecto subofítico. Zoneamento composicional frequente, evidenciado pelo padrão concêntrico de extinção dos cristais. Alteração incipiente para sericita ao longo dos planos de geminação. Presença de cavidades diktitaxíticas entre os cristais de plagioclásio. Ocorrência de feição de cauda de andorinha observada, inclusões de piroxênio são comuns nos microfenocristais. Fraturamento moderado.
Augita	30	Cristais essencialmente anédricos com hábito granular e, localmente, tabular, leve pleocroísmo em tons de rosa claro e cores de interferência variando entre azul e rosa de segunda ordem. Presentes na matriz e de maneira mais restrita, como microfenocristais. Granulação muito fina com intervalo de granulometria entre 0,2 e 0,6 mm. Limites retilíneos a ondulados; fraturamento intenso e ocorrência de geminação simples nos microfenocristais. Localmente alterados para opacos; extinção em leque é raro. Os cristais de augita que estão na matriz, ocorrem, em sua maioria, preenchendo interstícios entre os cristais de plagioclásio.
Opacos (ilmenita)	10	Cristais intensamente anédricos com formatos tabulares ou alongados; pertencem a fase microfenocristal e localmente como subproduto da alteração do piroxênio. Possuem limites angulosos e serrilhados, com textura esquelética e poiquilítica, com inclusões de plagioclásio e clinopiroxênio, porém restrita. Granulometria varia entre 0,4 até 2 mm. Limites interdigitados com cristais de plagioclásio, e crescimento intersticial local. Associado a material ferruginoso que se desprende de cristais alterados.
Vidro	8	Cor avermelhada e alaranjada, parcialmente alterado e de aspecto turvo. Granulação muito fina, com granulometria de até 0,4 mm. Presentes apenas na matriz da rocha. Localmente está associado a minerais opacos secundários.
Cavidades diktitaxíticas	2	Espaços entre cristais preenchidos por argilominerais, com aspecto turvo e cor castanho claro. Limites muito irregulares a retilíneos, quando em meio a cristais de plagioclásio da matriz. Tamanhos entre 0,2 a 0,4 mm.
Apatita	<1	Cristais com formato granular, presentes na matriz, ocorrência muito rara. Granulometria <0,2 mm.

Textura: Fanerítica inequigranular microporfirítica; holocristalina intergranular a subofítica.

Estrutura: Maciça

Série magmática: Toleítica

mineral	Acessório	Fenocristal	Matriz	
Labradorita		X	X	
Augita		X	X	
Ilmenita	X	X	X	
Apatita	X			

Conclusões:

No primeiros estágios do processo de cristalização, foram gerados os cristais presentes na fase acessório, representados por opacos primários (ilmenita) e também apatita. Logo após, cristais de labradorita tabular e augita granular cristalizaram-se como microfenocristais e posteriormente a matriz foi se cristalizando, composta essencialmente pela mesma assembleia mineral da fase fenocristal. O zoneamento composicional sugere que a cristalização da labradorita não ocorreu em equilíbrio com o líquido e a textura em cauda de andorinha no plagioclásio, associado a ocorrência de vidro na rocha, sugerem processos de resfriamento rápido.

Processos pós-magmáticos foram responsáveis pela alteração dos minerais para sericita no caso do plagioclásio e opacos secundários no caso dos piroxênios. As cavidades diktitaxíticas também atestam o rápido resfriamento e posteriormente foram preenchidas por argilominerais.

Nome da rocha: Basalto

Amostra: L24-k2

Data: outubro/2016

mineral	%	
Labradorita	50	Cristais anédricos a subédricos de formato tabular quando microfenocristais (granulometria até 1,2 mm) e ripiformes quando encontrados na matriz (granulometria varia entre 0,3 e 0,5 mm). Ocorrência de geminação do tipo <i>Carlsbad</i> e polissintética; fraturamento comum com alteração dos cristais para sericita ao longo das fraturas. Presença de zoneamento composicional e feição de cauda de andorinha; inclusão de cristais de augita. Possuem contatos ondulados a serrilhados, com possível borda de corrosão; engolfamento de plagioclásio por opacos. Textura intergranular e localmente intersertal.
Augita	35	Cristais anédricos de formato granular e localmente alongados, ocorrem apenas na matriz, com granulometria de até 0,3 mm. Tem cor castanho claro, sem pleocroismo; cores de interferência variando entre azul a rosa de segunda ordem. Possuem limites curvilíneos, com geminação simples e localmente alterados para opacos.
Opacos (ilmenita)	5	Cristais muito anédricos com limites irregulares; encontrados na matriz e como microfenocristais (tamanhos entre 0,8 e 1,5 mm). Possuem contatos interdigitados entre os cristais, textura poiquilítica observada. Opacos também são oriundos da alteração da augita; material ferruginoso desprende-se de opacos e percola por limites entre grãos e fraturas.
Vidro	10	Ocorre nos interstícios dos cristais, com cor castanho claro; intensamente argilizado, conferindo aspecto turvo às porções onde estão. Textura intersertal, localmente perlítica
Apatita	Tr	Presentes na matriz, muito rara, com hábito subédrico. Cristais com tamanho <0,1 mm.

Textura: Fanerítica equigranular fina, holocristalina intergranular. localmente intersertal.

Estrutura: Maciça

Série magmática: Toleítica

mineral	Acessório	Fenocristal	Matriz	
Labradorita		X	X	
Augita			X	
Ilmenita		X	X	
Apatita	X			

Conclusões

No primeiros estágios do processo de cristalização, foram gerados os cristais presentes na fase acessório, representados por opacos primários (ilmenita) e também apatita. Logo após, cristais de labradorita cristalizaram-se como microfenocristais em continuidade com a ilmenita e posteriormente a matriz foi se cristalizando, composta por plagioclásio, clinopiroxênio e opacos. O zoneamento composicional sugere que a cristalização da labradorita não ocorreu em equilíbrio com o líquido e a textura em cauda de andorinha no plagioclásio, associado a presença de vidro na rocha, sugerem processos de resfriamento rápido.

Processos pós-magmáticos foram responsáveis pela alteração dos minerais para serítica, no caso do plagioclásio, e opacos, no caso dos piroxênios. As cavidades diktitaxíticas também atestam o rápido resfriamento e posteriormente foram preenchidas por argilominerais.

Nome da rocha: Basalto

Apêndice 2 - Resultados analíticos de óxidos (%peso), elementos traço ($\mu\text{g/g}$) e terras raras ($\mu\text{g/g}$) para as rochas estudadas

Amostra	L24-a1	L24-a2	L24-k1	L24-k2	L34-b1	L34-b2	L118-b1	L118-b2		
Tipo	Basalto	Pegmatito	Pegmatito	Basalto	Pegmatito	Basalto	Basalto	Pegmatito		
Óxidos (% peso)	SiO ₂	49,83	52,93	49,03	52,37	51,74	49,76	49,42	50,06	
	TiO ₂	2,45	2,48	2,56	2,73	2,83	2,28	2,27	2,98	
	Al ₂ O ₃	12,74	11,60	12,75	11,94	11,75	12,93	12,96	11,77	
	Fe ₂ O ₃	15,14	15,94	14,72	15,11	15,96	14,94	14,97	16,94	
	MnO	0,23	0,20	0,18	0,16	0,21	0,20	0,21	0,22	
	MgO	4,77	3,24	5,59	3,82	3,51	5,53	5,46	4,10	
	CaO	9,78	6,76	9,74	6,31	6,55	9,41	9,58	7,76	
	Na ₂ O	2,47	2,67	2,52	2,83	3,49	2,47	2,41	2,47	
	K ₂ O	1,04	1,83	1,10	1,93	1,76	1,01	0,99	1,42	
	P ₂ O ₅	0,27	0,48	0,37	0,65	0,49	0,24	0,24	0,31	
	LOI	0,60	0,80	0,64	0,87	1,40	0,90	1,10	1,60	
	Total	99,32	98,92	99,20	98,72	99,69	99,69	99,62	99,63	
	Minerais normativos (%)	qz	3,59	9,48	1,61	8,11	4,41	2,71	2,58	5,93
pl		42,55	38,07	42,67	39,46	42,00	43,13	43,18	39,06	
or		6,32	11,17	6,68	11,82	10,70	6,15	6,03	8,69	
di		22,28	14,05	21,78	11,17	15,66	20,25	20,69	17,06	
hy		15,35	16,45	17,01	17,99	15,74	18,31	18,06	17,60	
il		4,77	4,86	4,99	5,36	5,55	4,44	4,43	5,85	
mt		4,51	4,77	4,38	4,54	4,77	4,44	4,47	5,07	
ap		0,65	1,16	0,88	1,55	1,18	0,58	0,58	0,74	
mg*		0,26	0,18	0,22	0,29	0,19	0,29	0,28	0,21	
Elementos traço (µg/g)		Ba	322,30	555,90	332,80	571,30	438,00	314,00	313,00	440,00
	Rb	21,70	41,80	25,20	48,00	41,60	20,40	20,60	30,20	
	Sr	365,50	343,00	363,50	373,10	334,20	367,30	378,20	350,70	
	Zr	154,70	280,50	164,50	303,40	267,30	156,20	148,70	218,20	
	Nb	13,90	28,80	16,90	42,90	24,10	13,10	13,10	18,40	
	Ni	n.d	n.d	n.d	n.d	7,80	24,90	26,40	11,70	
	Co	n.d	n.d	n.d	n.d	35,80	43,20	45,80	38,60	
	Zn	101,00	101,00	109,00	126,00	94,00	63,00	68,00	93,00	
	Cr	n.d	n.d	n.d	n.d	30,00	150,00	130,00	20,00	
	Y	29,90	44,10	31,00	44,90	42,70	26,00	27,40	34,40	
	Ta	n.d	n.d	n.d	n.d	1,50	0,80	0,90	1,10	
	Hf	3,90	7,30	4,20	7,80	6,70	4,30	4,20	6,10	
	Ga	n.d	n.d	n.d	n.d	21,30	17,70	19,10	18,90	
	Th	2,50	4,80	2,50	5,10	5,30	2,60	2,40	3,80	
	U	0,50	0,90	0,50	1,00	0,90	0,40	0,50	0,80	
	V	n.d	n.d	n.d	n.d	498,00	485,00	493,00	556,00	
	Mo	n.d	n.d	n.d	n.d	0,40	0,30	0,40	0,70	
	Cu	n.d	n.d	n.d	n.d	340,90	206,00	323,70	312,10	
	Pb	3,60	6,50	3,70	6,20	2,30	0,70	0,80	0,80	
	ETR (µg/g)	La	22,10	39,70	24,60	44,90	39,40	22,10	20,50	30,00
		Ce	47,40	85,50	53,30	94,60	85,70	46,20	44,10	62,70
		Pr	6,30	10,70	7,30	12,10	10,40	5,90	5,70	7,60
		Nd	24,80	42,70	27,60	48,50	43,10	24,60	25,50	30,30
		Sm	5,90	9,70	6,60	10,60	8,90	5,30	5,40	6,50
		Eu	1,90	2,90	2,10	3,20	2,50	1,80	1,80	2,00
		Gd	5,40	8,80	6,10	9,70	9,40	5,40	5,60	7,20
		Tb	0,90	1,40	1,00	1,50	1,40	0,90	0,90	1,20
		Dy	5,20	8,30	5,70	8,80	8,00	5,20	5,20	6,60
Ho		1,20	1,80	1,20	1,80	1,60	1,10	1,10	1,30	
Er		2,90	4,50	3,00	4,60	4,80	3,00	2,90	3,50	
Tm		0,40	0,70	0,50	0,70	0,70	0,40	0,40	0,50	
Yb		2,60	4,10	2,60	4,20	4,40	2,50	2,70	3,60	
Lu		0,40	0,60	0,40	0,60	0,60	0,40	0,40	0,50	
SumETR		127,40	221,40	142,00	245,80	220,90	124,80	122,20	163,50	
La _n /Lu _n		5,80	6,90	7,90	6,50	6,90	5,80	5,40	6,30	
C		Peate	Paran	Paran	Paran	Paran	Paran	Paran	Paran	
		L & L	Tipo 1 S	Tipo 2	Tipo 2	Tipo 1 S	Tipo 4	Tipo 1 S	Tipo 1 S	Tipo 3

Abreviações e siglas das Tabelas do apêndice 2

C Classificação
Peate Peate (1989)
Paran Paranapanema
L & L Licht & Lima (2014)
T1 S Tipo 1 Sul
n.d não determinado

Apêndice 3 - Composição química de piroxênios, plagioclásios e óxidos analisados por microsonda eletrônica

Tabela 1: Composições de cristais de clinopiroxênio com fórmulas estruturais calculadas na base de 6 oxigênios (cont.)

Amostra	L24-a2		L24-k1							
	14A zona 10-1-cpx-3_10	14C zona 3-cpx-1_1	14C zona 3-cpx-1_2	14C zona 3-cpx-1_3	14C zona 3-cpx-1_4	14C zona 3-cpx-1_5	14C zona 6-cpx-2_1	14C zona 6-cpx-2_2	14C zona 6-cpx-2_3	14C zona 6-cpx-2_4
Tipo de cristal	pegmatito	pegmatito	pegmatito	pegmatito	pegmatito	pegmatito	pegmatito	pegmatito	pegmatito	pegmatito
SiO ₂	50,027	50,046	49,857	49,932	50,404	50,202	51,207	49,815	49,621	49,742
TiO ₂	1,116	1,432	1,268	1,141	1,021	1,021	0,836	1,434	1,362	1,385
Al ₂ O ₃	2,392	2,284	2,153	1,961	1,756	1,589	1,478	2,484	2,390	2,324
FeO	13,816	13,774	14,033	13,933	14,456	14,497	14,445	12,799	12,366	12,843
MnO	0,345	0,373	0,338	0,344	0,362	0,393	0,385	0,348	0,284	0,348
MgO	14,594	14,012	14,340	14,232	14,409	14,003	15,089	13,673	13,583	13,776
CaO	16,089	16,744	17,162	17,245	16,614	17,580	16,036	18,625	18,954	18,027
Na ₂ O	0,206	0,235	0,254	0,225	0,222	0,204	0,154	0,224	0,222	0,223
Cr ₂ O ₃	0,070	0,019	0,044	0,000	0,000	0,000	0,007	0,002	0,019	0,052
Total	98,65	98,92	99,45	99,01	99,25	99,49	99,64	99,40	98,80	98,72
Si	1,911	1,910	1,899	1,909	1,922	1,917	1,938	1,895	1,898	1,903
Al	0,108	0,103	0,097	0,088	0,079	0,072	0,066	0,111	0,108	0,105
Ti	0,032	0,041	0,036	0,033	0,029	0,029	0,024	0,041	0,039	0,040
Fe	0,441	0,440	0,447	0,446	0,461	0,463	0,457	0,407	0,395	0,411
Mn	0,011	0,012	0,011	0,011	0,012	0,013	0,012	0,011	0,009	0,011
Mg	0,831	0,797	0,814	0,811	0,819	0,797	0,851	0,775	0,774	0,786
Ca	0,658	0,680	0,700	0,707	0,679	0,719	0,650	0,759	0,777	0,739
Na	0,015	0,017	0,019	0,017	0,016	0,015	0,011	0,016	0,016	0,017
Cr	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002
Total	4,010	4,006	4,025	4,022	4,017	4,025	4,011	4,017	4,017	4,012
Classificação Mineral	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita
Wo	32,79	31,46	31,49	31,34	31,68	30,38	33,11	30,31	30,24	30,83
En	31,04	30,93	30,81	30,68	31,78	31,46	31,69	28,38	27,53	28,76
Fs	36,15	37,60	37,68	37,97	36,53	38,15	35,18	41,29	42,21	40,37
#mg	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99

Tabela 1: Composições de cristais de clinopiroxênio com fórmulas estruturais calculadas na base de 6 oxigênios (cont.)

Amostra	L24-k1			L24-k2						
Identificação	14C zona 6-cpx-2_6	14C zona 6-cpx-2_8	14D zona 9-cpx-1_1	14D zona 9-cpx-1_2	14D zona 9-cpx-1_3	14D zona 9-cpx-1_4	14D zona 9-cpx-1_5	14D zona 10-cpx-2_1	14D zona 10-cpx-2_2	14D zona 10-cpx-2_3
Tipo de cristal	pegmatito	pegmatito	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO2	49,439	49,374	50,853	50,717	50,923	50,426	51,201	49,903	50,201	50,175
TiO2	1,405	1,562	0,966	0,947	0,926	0,948	0,879	1,026	0,985	1,119
Al2O3	2,519	2,517	2,061	2,041	2,079	2,010	1,827	1,495	1,522	1,817
FeO	13,436	13,539	9,996	9,857	9,859	11,311	10,156	15,284	14,761	13,119
MnO	0,324	0,366	0,277	0,238	0,228	0,251	0,281	0,363	0,320	0,340
MgO	13,821	14,055	15,047	15,209	15,052	14,326	15,420	12,871	13,504	14,152
CaO	17,768	17,249	19,728	19,479	19,426	19,168	18,834	17,532	17,378	17,504
Na2O	0,212	0,234	0,222	0,241	0,179	0,231	0,200	0,205	0,189	0,236
Cr2O3	0,037	0,063	0,189	0,185	0,194	0,137	0,166	0,028	0,030	0,002
Total	98,96	98,96	99,340	98,910	98,870	98,810	98,960	98,710	98,890	98,460
Si	1,891	1,888	1,914	1,915	1,922	1,918	1,929	1,928	1,929	1,923
Al	0,114	0,113	0,091	0,091	0,092	0,090	0,081	0,068	0,069	0,082
Ti	0,040	0,045	0,027	0,027	0,026	0,027	0,025	0,030	0,028	0,032
Fe	0,430	0,433	0,315	0,311	0,311	0,360	0,320	0,494	0,474	0,420
Mn	0,010	0,012	0,009	0,008	0,007	0,008	0,009	0,012	0,010	0,011
Mg	0,788	0,801	0,844	0,856	0,847	0,812	0,866	0,741	0,773	0,808
Ca	0,728	0,707	0,796	0,788	0,785	0,781	0,760	0,726	0,715	0,719
Na	0,016	0,017	0,016	0,018	0,013	0,017	0,015	0,015	0,014	0,018
Cr	0,001	0,002	0,006	0,006	0,006	0,004	0,005	0,001	0,001	0,000
Total	4,019	4,018	4,018	4,019	4,010	4,017	4,010	4,015	4,015	4,013
Classificação Mineral	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita
Wo	30,69	31,34	33,60	34,14	33,94	31,97	34,72	28,17	29,58	31,60
En	29,84	30,19	22,32	22,12	22,23	25,24	22,86	33,45	32,34	29,29
Fs	39,46	38,46	44,06	43,72	43,81	42,78	42,40	38,37	38,07	39,09
#mg	0,99	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	0,98

Tabela 1: Composições de cristais de clinopiroxênio com fórmulas estruturais calculadas na base de 6 oxigênios (cont.)

Amostra	L24-k2						
	14D zona 10-cpx-2_4	14D zona 10-cpx-2_5	14D zona 10-cpx-2_6	14D zona 10-cpx-2_7	14D zona 10-cpx-2_8	14D zona 10-cpx-2_9	14D zona 10-cpx-2_10
Tipo de cristal	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO2	50,250	49,768	50,093	49,600	49,857	49,620	49,770
TiO2	1,085	1,029	1,029	1,134	0,907	0,892	0,908
Al2O3	2,116	2,074	2,066	2,117	1,403	1,127	1,216
FeO	11,836	13,282	12,092	14,959	17,204	18,159	17,864
MnO	0,280	0,238	0,273	0,355	0,436	0,462	0,452
MgO	14,276	13,477	13,756	12,568	12,108	11,141	11,235
CaO	18,702	19,002	19,013	18,280	16,831	17,033	16,736
Na2O	0,279	0,247	0,268	0,210	0,258	0,219	0,256
Cr2O3	0,071	0,129	0,143	0,147	0,097	0,000	0,000
Total	98,900	99,240	98,730	99,370	99,100	98,650	98,440
Si	1,912	1,903	1,914	1,906	1,933	1,943	1,948
Al	0,095	0,093	0,093	0,096	0,064	0,052	0,056
Ti	0,031	0,030	0,030	0,033	0,026	0,026	0,027
Fe	0,377	0,425	0,386	0,481	0,558	0,595	0,585
Mn	0,009	0,008	0,009	0,012	0,014	0,015	0,015
Mg	0,810	0,768	0,783	0,720	0,700	0,650	0,655
Ca	0,763	0,779	0,778	0,753	0,699	0,715	0,702
Na	0,021	0,018	0,020	0,016	0,019	0,017	0,019
Cr	0,002	0,004	0,004	0,004	0,003	0,000	0,000
Total	4,019	4,028	4,018	4,019	4,017	4,013	4,007
Classificação Mineral	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita
Wo	31,85	29,45	30,66	27,43	26,24	24,04	24,51
En	26,41	29,02	26,95	32,65	37,28	39,19	38,97
Fs	41,73	41,52	42,38	39,90	36,47	36,76	36,51
#mg	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,98	0,98

Apêndice 4 - Composição química das litologias utilizadas nos cálculos de balanço de massas

Apêndice 4 - Composição química das litologias utilizadas nos cálculos de balanço de massas.

	L34-b2 (Basalto)	L24 a2 (Pegmatito)
SiO ₂	49.76	52.93
TiO ₂	2.28	2.48
Al ₂ O ₃	12.93	11.60
Fe ₂ O ₃ _t	14.94	15.94
MnO	0.20	0.20
MgO	5.53	3.24
CaO	9.41	6.76
Na ₂ O	2.47	2.67
K ₂ O	1.01	1.83
P ₂ O ₅	0.24	0.48
LOI	0.90	0.80
Total	99.69	98.92
mg*	0.29	0.18
Ba	314.00	555.90
Rb	20.40	41.80
Sr	367.30	343.00
Zr	156.20	280.50
Nb	13.10	28.80
Ni	24.90	n.d
Co	43.20	n.d
Zn	63.00	101.00
Cr	150.00	n.d
Y	26.00	44.10
Hf	4.30	7.30
Ga	17.70	n.d
Th	2.60	4.80
U	0.40	0.90
V	485.00	n.d
Cu	206.00	n.d
Pb	0.70	6.50
La	22.10	39.70
Ce	46.20	85.50
Pr	5.90	10.70
Nd	24.60	42.70
Sm	5.30	9.70
Eu	1.80	2.90
Gd	5.40	8.80
Tb	0.90	1.40
Dy	5.20	8.30
Ho	1.10	1.80
Er	3.00	4.50
Tm	0.40	0.70
Yb	2.50	4.10
Lu	0.40	0.60

n.d = não determinado

Apêndice 5 - Coeficientes de partição e valores de normalização utilizados nos cálculos de balanço de massas

	(1)	(1)	(1)	(2)
	Cpx	Pl	Mag	Ap
Ba	0,026	0,23		0,06
Rb	0,031	0,071		0,0006
Th	0,03	0,01		0,33
K	0,038	0,17		
Nb	0,005	0,01	0,4	0,0012
La	0,056	0,14	1,5	2,8
Ce	0,15	0,12	1,3	3,25
Sr	0,06	1,83		1,1
Nd	0,31	0,081	1	
Sm	0,5	0,067	1,1	4,99
Zr	0,1	0,048	0,1	0,027
Hf	0,263	0,051	2	0,01
Ti	0,4	0,04	7,5	
Tb	0,57		1	
Y	0,9	0,03	0,2	2,83
Tm			1	
Yb	0,62	0,067	0,9	
Gd	0,61	0,063		4,65

Coeficientes de partição empregados nos cálculos de balanço de massas, segundo dados de Arth (1976) (1) e Prowatke & Klemme (2006) (2).

Ba	3,85
Rb	0,35
Th	0,042
K	120
Nb	0,35
La	0,329
Ce	0,865
Sr	11,8
Nd	0,63
Sm	0,203
Zr	6,84
Hf	0,2
Ti	620
Tb	0,052
Y	2
Tm	0,034
Yb	0,22
Gd	0,259

Valores de normalização utilizados nos cálculos de balanço de massas, segundo Rollinson (1993).