

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"Júlio de Mesquita Filho"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas Câmpus de
Rio Claro

NUNO MANUEL MARTINHO VIEIRA

Petrologia e Aspectos Geoquímicos das Rochas
Vulcânicas Ácidas tipo Palmas e Chapecó da
Província Magmática do Paraná

Dissertação de mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas do
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista "Júlio de Mesquita Filho", como parte
dos requisitos para obtenção do título de Mestre
em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy

Rio Claro - SP
2017

552.1 Vieira, Nuno Manuel Martinho
V658p Petrologia e aspectos geoquímicos das rochas ácidas tipo
 Palmas e Chapecó da Província Magmática do Paraná /
 Nuno Manuel Martinho Vieira. - Rio Claro, 2017
 250 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

 Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual
 Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
 Orientador: Antonio José Ranalli Nardy

 1. Rochas ígneas. 2. Vulcanismo ácido. 3. Geoquímica.
 I. Título.

NUNO MANUEL MARTINHO VIEIRA

Petrologia e Aspetos Geoquímicos das Rochas
Vulcânicas Ácidas tipo Palmas e Chapecó da Província
Magmática do Paraná

Dissertação de mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas do
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos
requisitos para obtenção do título de Mestre em
Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy

IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. João Manuel Lima da Silva Mata

FC/Universidade de Lisboa/Lisboa - Portugal

Prof. Dr. Fábio Braz Machado

ICET/UNIFESP/Diadema (SP)

Resultado: Aprovado

Rio Claro, 28 de abril de 2017

Aos meus pais,

Resumo

As rochas ácidas da Província Magmática do Paraná (PMP) cobrem cerca de 2,5% do volume total do vulcanismo intracontinental ocorrido durante o Cretáceo Inferior, o que levou à abertura do Atlântico Sul. As análises petrográficas e o estudo da química mineral dos principais constituintes minerais, plagioclásio, piroxênio (orto e clino) e Ti-magnetita, das rochas ácidas do tipo Palmas (ATP) e ácidas tipo Chapecó (ATC), permitiram obter dados inéditos e correlacionar, com maior rigor, os vários magmas-tipo que essas rochas geraram. Foi possível discriminar a mineralogia distinta do grupo Palmas, ao que diz respeito aos cristais de piroxênio, assim como as heterogeneidades geoquímicas deste mesmo grupo e de Chapecó. Ortopiroxênio é exclusivo das rochas ATP e especificamente do magma-tipo Caxias do Sul. Os clinopiroxênios, pigeonita e augita são comuns em todos os subtipos das ácidas, porém, esta última está ausente da associação mineralógicas das rochas do magma-tipo Santa Maria (ATP). Com o estudo detalhado da relação mineralógica entre os cristais permitiu inferir sobre a sequência de cristalização dos piroxênios e, por conseguinte das rochas tipo Palmas. As feições texturais, dados de química mineral e (raros) de geotermobarometria obtidos nas rochas ATP e ATC sugerem que os minerais presentes nestas rochas não estão em equilíbrio com o líquido que gerou a rocha hospedeira. As feições petrográficas encontradas nos cristais de piroxênio e plagioclásio, tais como, bordas corroídas, texturas corona e de embaimento pela matriz, em “peneira” (*sieve texture*) entre outras, indicam o desequilíbrio destes minerais com o líquido que gerou a matriz. Os valores de coeficiente de distribuição (K_d) desses minerais também mostram o desequilíbrio com a rocha total e sugerem um provável equilíbrio com líquidos de composição menos evoluída, tais como rochas básicas (i.e. basaltos) e/ou rochas intermediárias (i.e. andesitos). Com todos estes dados considera-se que grande maioria dos feno e microfenocristais, principalmente de piroxênio, e subordinadamente, plagioclásio, sejam antecristais, e assim teriam sido gerados no mesmo sistema magmático mas em líquidos com graus de diferenciação e/ou evolução diferentes.

Palavras-chave: Província Magmática do Paraná. Vulcanismo ácido. Petrologia. Geoquímica.

Abstract

The acid rocks of the Paraná Magmatic Province (PMP) cover about 2.5% of the total volume of intracontinental volcanism that occurred during the Lower Cretaceous, which led to the opening of the South Atlantic. Petrographic analyzes and the study of mineral chemistry of the main Palmas acid type (ATP) and Chapecó acid type rocks (ATC), made it possible to obtain unpublished data and correlate, with greater rigor, the various types of magmas these rocks generated. It was possible to discriminate the mineralogy distinct from the Palmas group, as regards the pyroxene crystals, as well as the geochemical heterogeneities of this group and Chapecó group. Orthopyroxene crystals are unique to ATP rocks and specifically to the Caxias do Sul magma-type. Clinopyroxenes crystals, pigeonite and augite, are very common in all acidic subtypes, but the latter is absent from the mineralogical association of the Santa Maria magma-type rocks (from ATP). With the detailed study of the mineralogical relationship between these crystals allowed us to infer about the crystallization sequence of the pyroxenes and, consequently, of the Palmas group. The textural features, mineral chemistry data and (rare) geothermobarometry data obtained in the ATP and ATC rocks suggest that the minerals present in these rocks are not in equilibrium with the liquid that generated the host rock. The petrographic features found in pyroxene and plagioclase crystals, such as corroded edges, corona and matrix impregnation, "sieve texture", among others, indicate the disequilibrium of these minerals with the liquid that generated the matrix. The distribution coefficient (K_d 's) values of these minerals also show unbalance with total rock and suggest a probable equilibrium with less evolved composition liquids, such as basic rocks (e.g., basalts) and / or intermediate rocks (e.g., andesites). With all these data it is considered that a great majority of the phenocrysts and microphenocrysts, mainly of pyroxene, and subordinately, plagioclase, are both anticrystals, and thus they would have been

generated in the same magmatic system but in liquids with different degrees of differentiation and / or evolution.

Key-words: Paraná Magmatic Province (PMP). Acid volcanism. Petrology. Geochemistry.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
1.1 Apresentação	10
1.3 Objetivo	13
2. MATERIAS, MÉTODOS E RESULTADOS OBTIDOS	14
2.1 Seleção das Amostras	14
2.2 Análises Petrográficas	15
2.3 Análises Químicas de Rocha Total	17
2.4 Análises Químicas dos Minerais	18
2.5 Análise Modal	18
3. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DAS ROCHAS ÁCIDAS TIPO PALMAS (ATP) E ÁCIDAS TIPO CHAPECÓ (ATC)	21
3.1 Contexto geológico geral: Bacia do Paraná	21
3.2 Província Magmática do Paraná (PMP)	23
3.3 Vulcanismo ácido da PMP: Aspectos Gerais	28
3.4 Aspectos Vulcanológicos da PMPE	33
3.5 Gênese e Evolução Magmática da PMPE	37
4 CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA DAS ROCHAS ÁCIDAS TIPO PALMAS (ATP) E ÁCIDAS TIPO CHAPECÓ (ATC)	40
4.1 Classificação Química por Elementos Maiores	40
4.2 Classificação e nomenclatura das rochas ácidas do tipo Palmas – ATP	46
4.3 Classificação e nomenclatura das rochas ácidas do tipo Chapecó - ATC	51
5 PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DAS ROCHAS ÁCIDAS TIPO PALMAS (ATP) E ÁCIDAS TIPO CHAPECÓ (ATC)	55
5.1 Petrografia: Aspectos Gerais das rochas ácidas ATP e ATC	55
5.1.1 Texturas	58
5.1.2 Granulometria	60
5.1.3 Moda	60

5.1.4 Outras feições importantes	63
5.2 Química Mineral: Aspectos Gerais das rochas ácidas ATP e ATC	64
5.2.1 Plagioclásio	65
5.2.2 Piroxênio	71
5.2.3 Óxidos Fe-Ti	73
5.3 Rochas Ácidas do tipo Palmas – ATP	74
5.3.1 Petrografia e Química Mineral: Aspectos Gerais	74
5.3.1.1 Texturas	74
5.3.1.2 Granulação	75
5.3.1.3 Moda	76
5.3.2 Petrografia e Química Mineral: Estudo detalhado	77
5.3.2.1 Plagioclásio	77
5.3.2.2 Piroxênio	82
5.3.2.3 Óxidos de Fe-Ti	92
5.3.2.4 Discussão dos resultados	94
5.4 Rochas Ácidas do tipo Chapecó – ATC	101
5.4.1 Petrografia e Química Mineral: Aspectos Gerais	101
5.4.1.1 Texturas	101
5.4.1.2 Granulação	102
5.4.1.3 Moda	103
5.4.2 Petrografia e Química Mineral: Estudo detalhado	104
5.4.2.1 Plagioclásio	104
5.4.2.2 Piroxênio	109
5.4.2.3 Óxidos de Fe-Ti	116
5.4.2.4 Discussão dos resultados	118
6. GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ÁCIDAS TIPO PALMAS (ATP) E ÁCIDAS TIPO CHAPECÓ (ATC)	121
6.1 Geoquímica: Aspectos Gerais das rochas ácidas ATP e ATC	121
6.1.1 Elementos Maiores, Menores e Traço	121

6.1.2 Elementos Terras Raras (ETR)	127
6.1.3 Elementos Incompatíveis	129
6.2 Rochas Ácidas do tipo Palmas – ATP	131
6.2.1 Elementos Maiores, Menores e Traço	131
6.2.2 Elementos Terras Raras (ETR)	134
6.2.3 Elementos Incompatíveis	136
6.3 Rochas Ácidas do tipo Chapecó – ATC	138
6.3.1 Elementos Maiores, Menores e Traço	138
6.3.2 Elementos Terras Raras (ETR)	142
6.3.3 Elementos Incompatíveis	143
6.4 Discussão dos resultados	144
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	145
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	158
ANEXOS	168
ANEXO 1 – Tabelas das Análises Modais – ATP e ATC	169
ANEXO 2 – Análise Modal – Metodologia Descrita	182
ANEXO 3 – Análises Químicas de Rocha Total	195

Capítulo 1 – Introdução

1.1 - Apresentação

O intenso vulcanismo bimodal que caracteriza a Formação Serra Geral, que constitui a Província Magmática do Paraná (PMP), compreende uma área de cerca de 1.200.000 km², abrange grande parte do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai. Só em território brasileiro atinge 750.000 km² (Melfi *et al.*, 1988) e estende-se sobre os estados do sul e centro-oeste do, abrangendo grandes áreas nos Estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, São Paulo, Santa Catarina, Rio Grande do Sul e parte dos Estados de Minas Gerais e Goiás, atingindo quase 2.000 km de extensão (Petri & Fúlfaro, 1983; Santos *et al.*, 1984; Ernst, 2014).

Esta atividade magmática durou apenas 3 Ma (Renne *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1994), no Cretáceo Inferior, constitui uma das mais importantes manifestações de vulcanismo fissural de caráter continental (CFB – *Continental Flood Basalts*) conhecida no nosso planeta, e está fortemente relacionada com a abertura do Atlântico Sul.

Neste trabalho, o intuito do estudo está voltado para as rochas ácidas da Formação Serra Geral, que representam, segundo Nardy *et al.* (2008) apenas, 2,5% do volume total de lavas PMP ($\approx 14.500 \text{ km}^3$).

No entanto alguns autores recolheram um grande número de amostras e realizaram estudos petrológicos, geoquímicos e geofísicos com o objetivo de melhor conhecer as condições e mecanismos de formação e evolução dos magmas mais evoluídos que deram origem a estas rochas, as características químicas do material fonte e os processos geodinâmicos envolvidos na geração desta LIP (*Large Igneous Province*). Destacam-se os trabalhos de Bellieni *et al.* (1984a, 1986b), Piccirillo *et al.* (1987), Peate *et al.* (1992), Garland *et al.* (1995), Nardy *et al.* (2002, 2008, 2011), entre outros.

Estes trabalhos evidenciaram o fato de que o vulcanismo ácido da PMP deu origem a diferentes tipos litológicos, o que levou os autores a definir e a dividir o volume de lavas em dois tipos principais, o primeiro aspecto a ser considerado foi

que macroscopicamente as duas litologias são distintas, e também segundo os seus teores em TiO_2 e elementos incompatíveis, em ATP (Ácidas Tipo Palmas) e ATC (Ácidas Tipo Chapecó) (Bellieni *et al.*, 1986; Garland *et al.*, 1995; Nardy *et al.*, 2008). As rochas ATP são afíricas e apresentam textura sal-e-pimenta e ocorrem, com maior frequência, na porção meridional da PMP e as ATC são mais abundantes na porção centro-norte e geralmente apresentam texturas porfiríticas.

De maneira geral, as grandes províncias magmáticas continentais despertam grande interesse em pesquisadores de todo o mundo, uma vez que estão associadas a processos geodinâmicos de grande escala, como rupturas continentais. Muitos modelos são propostos para explicar a gênese das rochas oriundas de derrames e de intrusões que as compõem, sem grande consenso sobre a sequência dos processos tectônicos envolvidos ou mesmo sobre as regiões mantélicas afetadas, com destaque para as hipóteses que defendem o envolvimento de regiões do manto sublitosférico (Peate *et al.*, 1999; Piccirillo & Melfi, 1988; Marques, 2001; Marques & Ernesto, 2004), e para aquelas que defendem a influência de heterogeneidades no manto litosférico (Anderson, 2005).

Porém, diversos são os trabalhos que tentam compreender a gênese e evolução do magmatismo da PMP e do seu remanescente erodido a Província Magmática do Etendeka (PME) (Peate, 1992; Ewart *et al.*, 2004a,b), que uma área de, aproximadamente, 80.000 km² ao logo da costa norte da Namíbia, com espessuras máximas de 1.000 m e volumes estimados de aproximadamente 78.000 km³ (Harris *et al.*, 1989; Peate *et al.*, 1992; Milner *et al.*, 1995a), conforme ilustrado na Fig. I.1.

São raros os trabalhos que tenham focado seus estudos nas estruturas vulcânicas e morfologia dos corpos da Província Magmática do Paraná- Etendeka (PMPE) com o objetivo de maior compreensão sobre o caráter eruptivo dos distintos subtipos químicos ressaltando-se as publicações de Milner *et al.* (1992), Nardy (1995), Ewart *et al.* (1998b), Jerram *et al.* (1999), Marsh *et al.* (2001), Waichel *et al.* (2007, 2008), Janasi *et al.* (2007b), Nardy *et al.* (2008), Luchetti *et al.* (2010) e Lima *et al.* (2013).

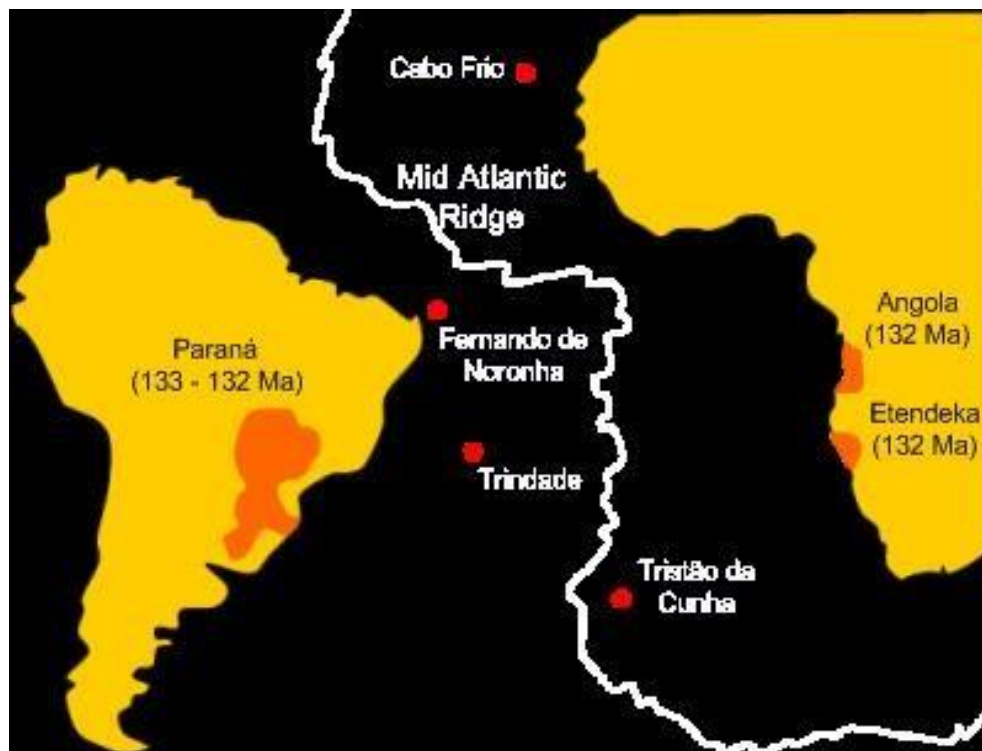


Fig. I.1 – Mapa ilustrando a localização das Províncias Magmáticas do Paraná (PMP) e Etendeka (PME), nos continentes da América do Sul e África, respectivamente.

Em contraposição à PMP, as rochas de composição ácida do Etendeka representam mais de 50% do volume total exposto, estendendo-se por mais de 8.800 km², com volumes de corpos individuais variando entre 400 a 2.600 km² e espessuras entre 40 e 300 m (Milner *et al.*, 1992). A partir de raras evidências de texturas piroclásticas, os autores (Bellieni *et al.*, 1986; Milner *et al.*, 1992; Luchetti *et al.*, 2014) atribuem a estas rochas vulcânicas ácidas uma origem explosiva, assumindo tratar-se de ignimbritos de alto grau de soldamento (*i.e.* reoignimbritos ou *lava-like*).

1.2 – Objetivo

Muitas foram pesquisas sobre a Província Magmática do Paraná, mas o entendimento referente às rochas de natureza ácida ainda é incipiente, e vários aspectos relativos à sua origem, evolução, extrusão e quimioestratigrafia, ainda continuam em aberto. Este trabalho, com base na análise de um grande número de amostras e dados de campo, tem como objetivo efetuar uma caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica detalhada dos termos ácidos, de maneira a abranger, de forma geral, todos os tipos de rochas ATP e ATC, sem deixar de considerar, de uma forma preliminar as inter-relações entre eles e os basaltos e as rochas intermediárias (andesitos) associadas.

Com todo o acervo e dados laboratoriais disponíveis, foi possível detalhar feições texturais, discriminar relações mineralógicas, obter dados de química mineral em fenocristais e matriz das amostras e análises de rocha total, de modo, a poder apresentar contribuições para temas como gênese, evolução do magmatismo ácido presente na província, e a origem dos seus fenocristais.

Capítulo 2 – Materiais, métodos e resultados obtidos

Para o desenvolvimento do presente trabalho foi utilizado o acervo de amostras de rochas coletadas de vários projetos orientados pelo Professor Doutor Antonio José Ranalli Nardy, em diversos trabalhos de campo, realizados ao longo da atual e última década, assim como algumas lâminas delgadas, análises de química de rocha total e química mineral.

O acervo de coleção das amostras está guardado e disponível na Litoteca do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências da UNESP de Rio Claro.

2.1 - Seleção das Amostras

Os critérios de seleção das amostras representativas das rochas vulcânicas ATP e ATC da Província Magmática do Paraná basearam-se essencialmente no grau de preservação das rochas e nas análises químicas de elementos maiores, sua distribuição geográfica e de suas feições petrográficas observadas nas análises de seções delgadas dessas rochas.

Em geral, procurou-se selecionar amostras que apresentam os menores vestígios de alteração, possuindo valores de perda ao fogo (PF) da ordem ou inferiores a 2%. Faz parte da análise química de uma rocha a percentagem de PF, que dada a mineralogia anidra dessas rochas espera-se estarem alteradas para minerais secundários hidratados (como micas e anfibólios) quanto maior for o valor deste.

No geral, as composições químicas das rochas foram recalculadas em base anidra a 100%, sendo escolhidas as amostras com concentrações em SiO₂ superiores a 63%. Além disso, foram selecionadas amostras de todos os subgrupos de rochas ácidas da Província Magmática do Paraná, baseadas nas concentrações de TiO₂ – P₂O₅ (Nardy *et al.*, 2008) e, quando possível, para cada subgrupo rochas com a maior variação na concentração em SiO₂.

2.2 - Análises Petrográficas

No total 42 lâminas delgadas foram confeccionadas para análise em microscópico petrográfico de luz transmitida da marca *Zeiss*, modelo *Axioscope 4.1*, pertencentes ao Laboratório de Fotomicroscopia (Fotolab) do DPM do Instituto de Geociências da UNESP de Rio Claro. A análise de seções delgadas permitiu (i) definir as assembleias mineralógicas características para cada grupo e subgrupo de rochas ATP e ATC; (ii) caracterizar os aspectos texturais das principais fases minerais e suas relações entre eles e matriz vítrea, visando entender a evolução petrológica dos magmas; (iii) selecionar as amostras a serem utilizadas nos estudos de química mineral e química de rocha.

Para registro fotográfico das feições texturais e minerais observados em lâminas delgadas utilizou-se uma câmara fotográfica Canon EOS 5D Mark II e um computador equipado com software EOS *Utility* com *Live View Shoot*.

A caracterização textural e mineralógica das amostras de rochas vulcânicas ácidas do tipo Palmas e Chapecó foram realizadas de dois diferentes modos: no microscópio petrográfico e no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), utilizando um equipamento JEOL-JSM-6010LA, com sistema EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*) acoplado. No microscópio petrográfico foram descritas mais de 40 rochas ácidas representativas de todos os subtipos das ATP e ATC. Destas cerca de 20 foram analisadas pelo sistema MEV-EDS.

As análises ao microscópio petrográfico de seções delgadas de 30 µm de espessura identificaram as feições texturais principais e grande parte dos minerais (plagioclásio, piroxênios e óxidos). Contudo, os cristais translúcidos de granulação fina (< 0,1 mm) e os minerais opacos foram observados em seções polidas de rocha no MEV e identificados através do sistema EDS acoplado.

No MEV, também instalado no Laboratório de Microscopia Eletrônica do DPM da UNESP – Rio Claro, foi possível obter relações texturais dos principais minerais constituintes das rochas através de imagens de elétrons retroespalhados (*Backscattered Electrons* – BSE) e realizar análises químicas qualitativas pelo sistema EDS. Quando observadas as imagens, que são formadas por mosaicos

de minerais, estes podem ser mais ou menos claros com mais ou menos brilho. Os minerais que apresentam número atômico elevado e intermediário, como a magnetita e ilmenita, por exemplo, apresentam alta proporção de elétrons retroespalhados o que resulta em imagens mais claras e com maior brilho (Fig. II.1). Minerais como plagioclásio, augita, pigeonita, ortopiroxênio, apatita, ilmenita e magnetita foram identificados dessa forma. As imagens do MEV são muito úteis na identificação e nas relações texturais dos cristais de piroxênio, principalmente. Estas imagens também permitiram visualizar com maior nitidez a composição e sua variação (zoneamento) de fenocristais e microfenocristais de plagioclásio e piroxênio, que posteriormente foram analisados por microsonda eletrônica, assim como observar com maior nitidez as feições e características dos pequenos micrólitos (<0,02 mm) e as feições texturais e composicionais da matriz.

O processo de metalização e a respectiva preparação das amostras foi realizada pelo técnico do mesmo Laboratório.

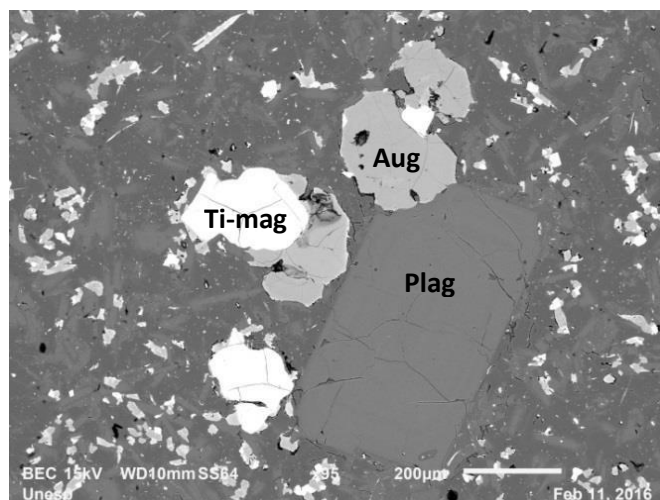


Fig. II.1 – Imagem de MEV, com diferentes tipos de minerais, usando o critério de contraste. Os minerais mais claros apresentam alta proporção de elétrons retroespalhados por apresentarem números atômicos mais elevados, tal como é o caso da Ti-magnetita (Ti-mag). Plag= plagioclásio; Aug= augita.

2.3 - Análises Químicas de Rocha Total

Todo o processo de preparação de amostras foi realizado no Departamento de Petrografia e Metalogenia (DPM) – UNEPS, Rio Claro e contou com as seguintes etapas: (i) limpeza e retirada de eventuais porções alteradas de amostras representativas; (ii) fragmentação com martelo geológico de aço Estwing e uma base de tungstênio até à fração granulo; (iii) quarteamento e moagem numa bigorna de ferro e em moinho de anéis de tungstênio, até a obtenção de um pó com granulação inferior a 200 mesh.

Posteriormente cada amostra foi quarteada – o que consistiu em homogeneizar os grãos, espalhando-os bem sobre uma folha de papel e depois separando-os em quatro partes de massa aproximadamente igual. Separou-se metade do material (porção do pó que estava em posição diametralmente oposta sobre o papel) em saquinho plástico, como reserva para o acervo do orientador, e a outra metade foi destinada aos procedimentos analíticos para as análises químicas.

As análises químicas foram realizadas nos Laboratórios de Fluorescência de Raio-X do DPM-IGCE da Unesp e no Laboratório de Química e ICP do Departamento de Mineralogia e Geotectônica, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Neste laboratório foram analisados elementos maiores em pastilhas fundidas e elementos traço em pastilhas de pó prensado de cerca de 31 amostras representativas de rochas ATP e 12 de ATC, segundo metodologia descrita em Mori *et al.* (1999).

Os elementos traço (Ta, Th, U, Hf, Ba, Rb, Cs, Sc e Co) e os elementos terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb e Lu) possuem abundância abaixo de 0,1% em peso e suas concentrações são convencionalmente expressas em termos de partes por milhão (ppm), ou, mais recentemente, por micrograma por grama (ug/g) de rocha. A concentração destes elementos foi determinada mediante ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), segundo procedimentos analíticos em Navarro *et al.* (2008).

2.4 - Análises Químicas dos Minerais

As análises químicas quantitativas dos principais minerais foram efetuadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do DPM - UNESP de Rio Claro, utilizando um equipamento JEOL JXA-8230, provida de cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS) com *Rowland Circle* de 140 mm. Cada espectrômetro é dotado de dois cristais analisadores permutáveis tipo Johann: espectrômetro 1 com cristais STE/TAP, espectrômetro 2 com, TAP/PET e espectrômetro 3-5 com cristais tipo PET/Lif. O sistema é acoplado a um espectrômetro de dispersão de energia (EDS) *Noran Voyager* (v.4,3).

Os dados analíticos obtidos por microsonda eletrônica foram utilizados para caracterizar quimicamente as fases minerais presentes (plagioclásio, piroxênio e óxidos), dando especial atenção às feições texturais (e.g. minerais zonados, feições de dissolução, bordas de reação, texturas especiais, etc.) que pudessem revelar os processos evolutivos do magma. As análises dos minerais foram conduzidas sob as condições de 15kV, aceleração de 20,4nÅ e diâmetro do feixe de 1 µm.

2.5 - Análise Modal

A análise modal realizada utilizou mapeamento químico pela microsonda eletrônica. O mapeamento químico de vários elementos maiores fornece uma leitura de toda a seção da lâmina delgada. A qualidade e resolução (nº de pixels na vertical X nº de pixels na horizontal), tamanho de cada pixel, tempo de contagem por pixel, e vezes de varrimento da área podem ser ajustados conforme melhor convier. Os critérios são o tamanho dos cristais a ser destacados no mapa (o tamanho dos pixels deve ser menor), área total a ser mapeada e variação esperada para o elemento químico em questão (baixas concentrações demandam tempo de contagem maior). Foram levados em consideração todos estes aspectos, porém, de forma a não ultrapassar cerca de 10 horas de duração para cada lâmina. Cada mapa é feito para um determinado elemento químico, de modo,

a identificar as espécies minerais contidas na amostra (Fig. II. 2). Os resultados da análise modal realizado pela metodologia apresentada são então mais precisos do que aqueles obtidos anteriormente e estão listados nas tabelas das Fig. II.3 e Fig. II.4, para fenocristais e cristais da matriz, respectivamente. A metodologia está descrita no Anexo 2 para futuras utilizações.

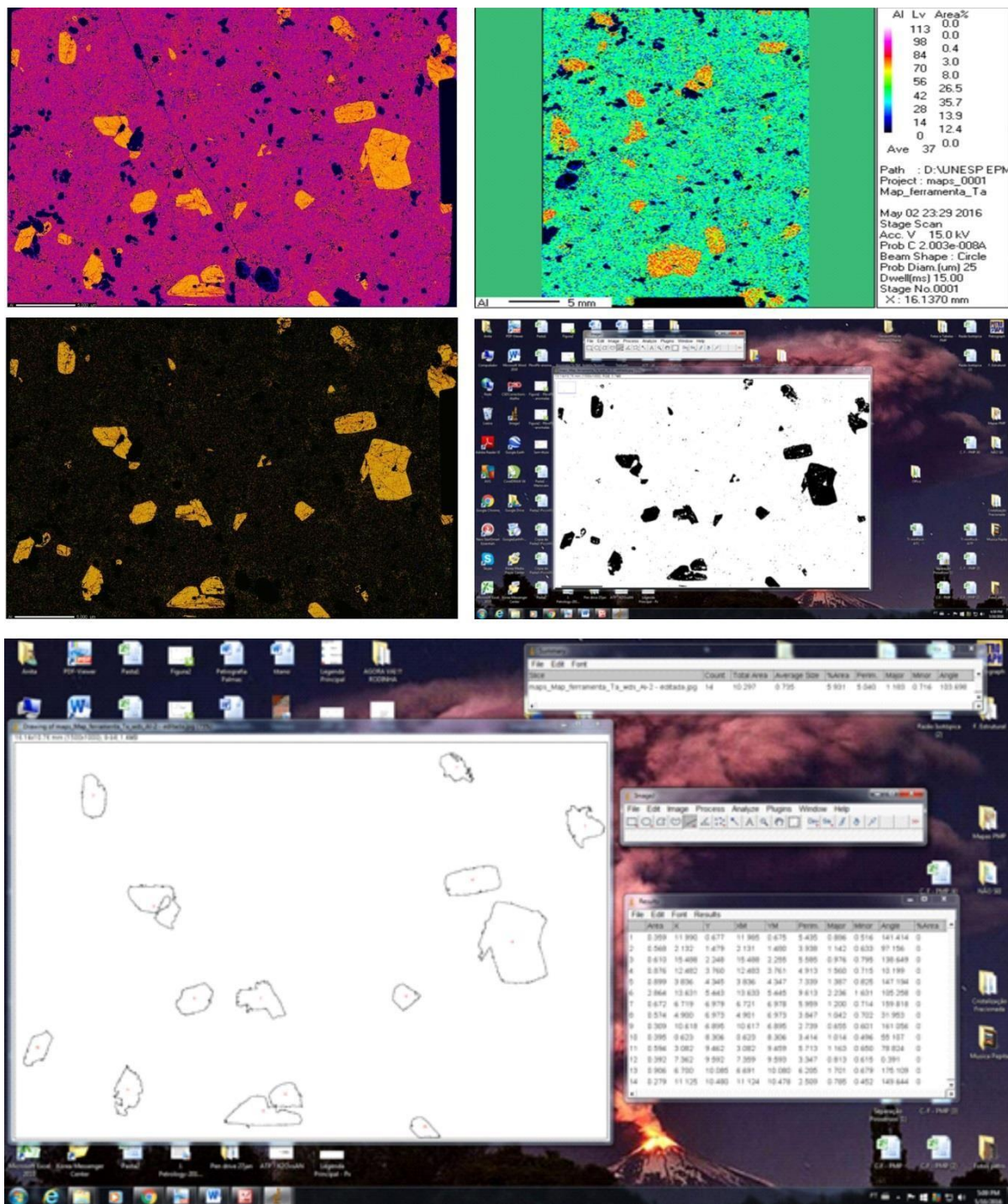


Fig. II. 2 – Análise modal por mapeamento químico das amostras de rochas estudadas. A) Mapa químico do elemento Al para identificação e reconhecimento de cristais de plagioclásio; B) Imagem editada, com coloração mais escura de modo a realçar os fenocristais de plagioclásio da amostra a ser analisada; C) Imagem fornecida por Microssonda com legenda com a proporção atômica de Al e as medidas reais e úteis da lamina analisada; D) Imagem com resultado final apresentado pelo software utilizado, o ImageJ; E) Mapa com o contorno nos cristais contados em uma interação. Mais explicações no Anexo 2.

Capítulo 3 – Enquadramento geológico das rochas Ácidas Tipo Palmas (ATP) e Ácidas Tipo Chapecó (ATC)

3.1 – Contexto geológico geral: Bacia do Paraná

A Formação Serra Geral é uma unidade de natureza vulcânica que recobre cerca de 75% da Bacia do Paraná (Fig. III.1), que é preenchida por espessos pacotes de rochas sedimentares e vulcânicas e com idades variando do Siluriano ao Cretáceo, atingindo espessuras máximas da ordem de 6.000 m, teve sua configuração fortemente condicionada a seis ciclos sedimentares (Milani *et al.*, 2007). Os três primeiros são ciclos transgressivo-regressivos da Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), da Supersequência Paraná (Devoniano) e da Supersequência Gondwana I (Carbonífero-Permiano). No Triássico depositam-se sedimentos fluviais-lacustres da Supersequência Gondwana II. Em seguida, são encontrados os arenitos eólicos da Formação Botucatu e as lavas de Formação Serra Geral que caracterizam a Supersequência Gondwana III, de idade jurássica-eocretácica. Sobrepostos a toda a sequência vulcano-sedimentar, ocorrem os sedimentos continentais da Supersequência Bauru no Cretáceo Superior (Milani *et al.*, 2007; Pereira *et al.*, 2015).

A Formação Serra Geral é formada por uma sequência de derrames de composição predominantemente básica, recobrando a Formação Botucatu. Durante esta atividade vulcânica ainda reinavam condições desérticas evidenciadas pela presença de lentes de arenito da Formação Botucatu intercaladas entre os primeiros derrames (Almeida, 1964). A presença de soleiras e diques de diabásio nos sedimentos adjacentes é uma feição bastante comum, sendo estes últimos muito frequentes na região do Arco de Ponta Grossa, podendo atingir localmente até várias dezenas por quilômetro.



Fig. III.1 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, que engloba as rochas vulcânicas básicas e ácidas da Província Magmática do Paraná inseridas na Formação Serra Geral. Retirado e modificado de Machado (2009).

O embasamento da Província Magmática do Paraná (PMP) é constituído por terrenos altamente estruturados, em geral, faixas metassedimentares do Proterozóico Superior da Bacia do Paraná. As bordas oeste e noroeste são delimitadas pelo Cinturão do Paraguai-Araguaia, composto de metassedimentos dobrados, assentes sobre o embasamento Arqueano, de alto grau metamórfico e formado no final do Pré-Cambriano. A Bacia do Paraná apresenta direção geral N-S, defletindo para ENE-WSW na região extremo norte (Cordani *et al.*, 1984). Por sua vez, Cordani *et al.* (1984) e Zalán *et al.* (1990) propõem para o embasamento da Bacia do Paraná a presença de um núcleo cratônico brasileiro no centro bordejado por faixas móveis brasileiras. Mantovani *et al.* (1989) e Milani *et al.* (1997), sustentam que o embasamento da bacia engloba uma série de blocos cratônicos de idade arqueana e proterozóica inferior rodeados por faixas móveis mesozóicas e neoproterozóicas.

3.2 – Província Magmática do Paraná (PMP)

As lavas da Província Magmática do Paraná (PMP) cobrindo uma área de aproximadamente 1.200.000 km² ocorrem em grande parte dos estados do centro-sul do Brasil (MT, MS, GO, MG, SP, SC, PR e RS) e em países vizinhos (Uruguai, leste do Paraguai e norte da Argentina) (Piccirillo & Melfi, 1988). Apenas no território brasileiro abrange cerca de 750.000 km², totalizando um volume de material extrusivo de cerca de 780.000 km³ (Fig.III.2). O pacote dos derrames lávicos chega a 1500-1700 m de espessura na porção central da Bacia, com média em torno dos 800 m (Frank *et al.*, 2009). A vasta dimensão da PMP coloca como a segunda maior província vulcânica continental do mundo em área de exposição, somente sendo ultrapassada pelos *Siberian Trapps*, na Rússia (Fedorenko *et al.*, 1996; Ernst, 2014).

A primeira coluna estratigráfica da PMP foi definida por White (1908) na Serra do Rio do Rastro, no sul do estado de Santa Catarina. O perfil é extenso e complexo, se iniciando com folhelhos da Formação Rio do Sul (Grupo Itararé) na

base, e no topo da sequência afloram derrames basálticos, denominado pelo autor, de Formação Serra Geral (Grupo São Bento).

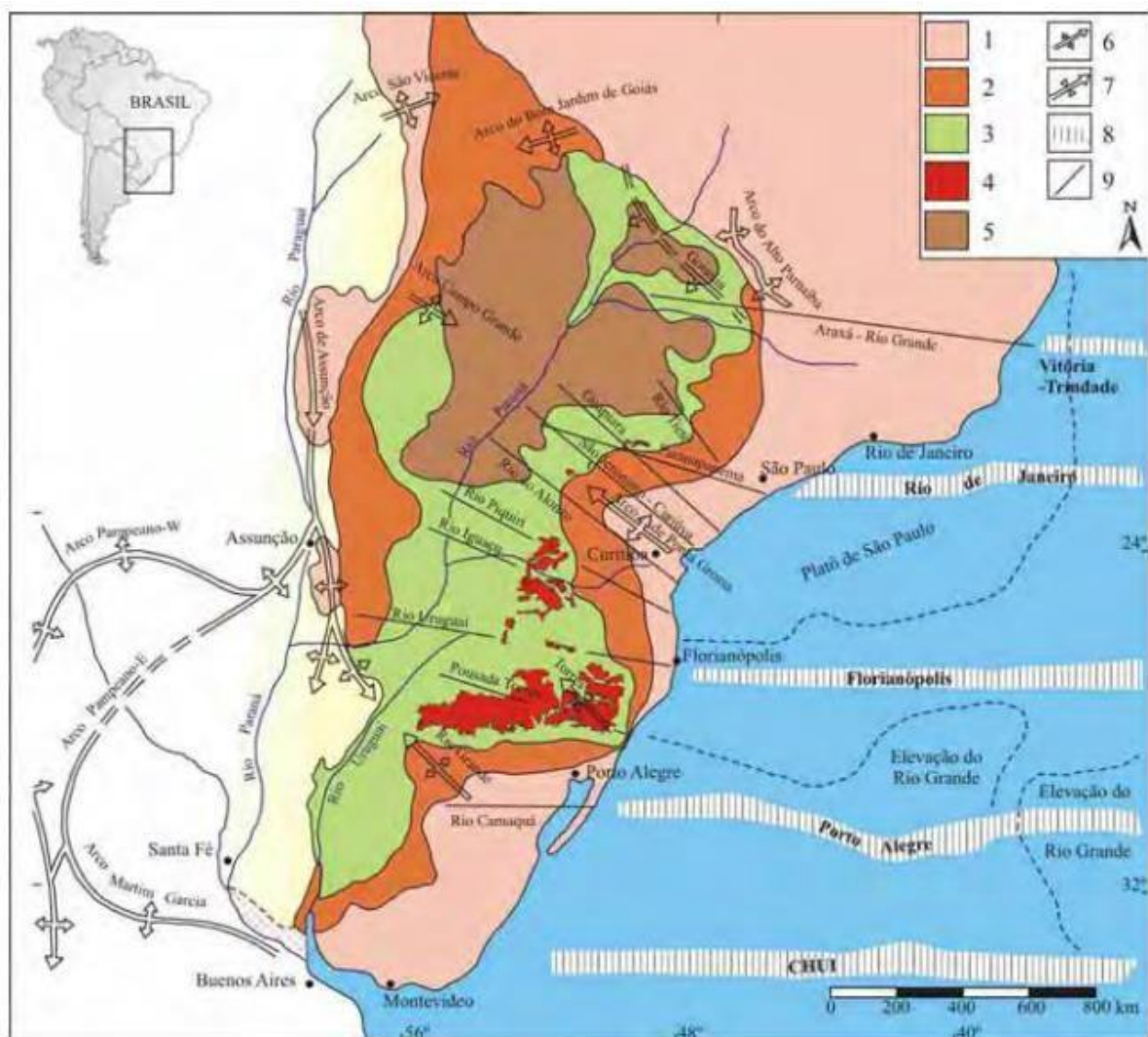


Fig. III.2 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná mostrando a distribuição das rochas básicas (Formação Serra Geral) e ácidas. Legenda: 1 - Terrenos adjacentes à Bacia; 2 - Unidades sedimentares pré-vulcânicas; 3 - Derrames da Formação Serra Geral; 4 - Rochas Ácidas da Formação Serra Geral; 5 - Unidades sedimentares pós-vulcânicas; 6 - Estrutura anticlinal; 7 - Estrutura sinclinal; 8 - Lineamentos Oceânicos; 9 - Lineamentos tectônicos e/ou magnéticos. Retirado de Machado (2009).

As rochas vulcânicas da PMP apresentam composição bimodal, com um hiato de sílica maior que 10%, sendo que mais de 97% de todo o magmatismo é representado por rochas de caráter básico (90%) e intermediário (7,5%), e as

rochas de caráter ácido representam menos de 2,5% do volume total (Bellieni *et al.*, 1986b; Nardy *et al.*, 2002, 2008).

Segundo Nardy (1995), os derrames basálticos podem apresentar espessuras individuais de 10 a 90 m constituindo sequências que superam 1.000 m de espessura, enquanto as rochas vulcânicas ácidas apresentam sequências de até 400 m com espessuras individuais de 20 a 80m, no máximo.

Nas rochas extrusivas e intrusivas associadas da Província Magmática do Paraná foram realizados muitos estudos geocronológicos empregando os métodos K-Ar e Rb-Sr (Creer *et al.*, 1965; Amaral *et al.*, 1966; McDougall & Rüegg, 1966; Vandomos *et al.*, 1966; Melfi, 1967; Minioli *et al.*, 1971; Sartori *et al.*, 195; Cordani *et al.*, 1980; Mantovani *et al.*, 1985b; Piccirillo *et al.*, 1987) que fornecem idades situadas no intervalo entre 100 e 147 Ma, com a maioria das determinações situada no intervalo entre 125 e 135 Ma. Os trabalhos atuais, utilizando datação por Ar-Ar, indicam idades que variam entre 133,6 e 131,5 Ma na porção norte e 134,6 e 134,1 Ma na porção sul (Renne *et al.*, 1992, 1996a,b; Turner *et al.*, 1994; Ernesto *et al.*, 1999, 2002; Mincato *et al.*, 2003; Thiede & Vasconcellos, 2010; Pinto *et al.*, 2010; Janasi *et al.*, 2011).

Estudos paleomagnéticos desenvolvidos em perfis amplamente distribuídos pela Província Magmática do Paraná (Ernesto, 1985; Ernesto & Pacca, 1988; Ernesto *et al.*, 1988) indicam que o vulcanismo não ocorreu simultaneamente. Estes autores sugerem que a atividade vulcânica migrou de sul para norte, de modo que parte das rochas ácidas que ocorrem na porção centro-norte da bacia e os diques da região do Arco de Ponta Grossa corresponderiam às últimas manifestações desta atividade. Trabalhos recentes (Luchetti *et al.*, 2014) também demonstraram, com a ocorrência de peperitos no seio das sequências ácidas, que o vulcanismo não se deu de forma contínua, apresentando várias pausas, principalmente na fase inicial e final do vulcanismo.

Esta distribuição geográfica permitiu dividir a Formação Serra Geral em três grandes regiões denominadas de sul, central e norte (Bellieni *et al.*, 1984c; Bellieni *et al.*, 1986a, b). Porém, estudos detalhados, por vários autores (Bellieni *et al.*, 1983, 1984; Mantovani *et al.*, 1985; Piccirillo *et al.*, 1988; Marques *et al.*, 1989;

Peate *et al.*, 1992 e Marques & Ernesto, 2004) nos derrames basálticos permitiram verificar a existência de diferentes magmas-tipo, que podem ser agrupados em dois grandes grupos que diferem quanto: aos teores de titânio ($\text{TiO}_2 > 2\%$, alto-Ti e $\text{TiO}_2 \leq 2\%$, baixo-Ti), fósforo (P_2O_5) e elementos incompatíveis (Sr, Zr, Hf, Ba, Ta e Y).

Segundo os autores referidos, a região sul, situada abaixo do alinhamento do Rio Uruguai (Fig. III.2), caracteriza-se por apresentar basaltos e andesibasaltos toleíticos geralmente do tipo BTi ($\text{TiO}_2 < 2,1\%$), nas porções basais das sequências de derrames. As porções superiores são geralmente constituídas por vulcânicas do tipo ATP, às vezes intercaladas por derrames básicos e/ou intermediários. Estes últimos (andesitos) ocorrem preferencialmente nas partes mais centrais das sequências nas zonas de transição entre as unidades básica e ácida. Cabe ressaltar que nesta região ocorrem em pequena escala basaltos e andesibasaltos dos tipos ITi e ATi ($\text{TiO}_2 \geq 2\%$), correspondendo a 7% da atividade básica.

Situada acima do alinhamento do Rio Piquiri, a região norte (Fig. III.2) é caracterizada pela presença de um grande volume (superior a 99%) de rochas básicas, principalmente dos tipos ITi e ATi. Ocorrem também em pequena proporção basaltos e andesibasaltos BTi. Na porção sudeste da área ocorrem pequenos derrames de composição ácida do tipo Chapecó, cujas espessuras variam de 20 a 150 m. Os andesitos estão praticamente ausentes.

Compreendida entre os alinhamentos dos rios Uruguai e Piquiri (Fig. III.2), na região central da PMP, ocorrem tanto vulcânicas básicas ITi e ATi como do tipo BTi. Os termos intermediários são raros e os ácidos do tipo Palmas (cerca de 10%) e do tipo Chapecó (cerca de 4%) ocorrem em áreas restritas concentradas na parte leste da província. Esta área comporta-se como uma zona de transição geoquímica entre as regiões norte e sul.

Com base na proposta de Peate *et al.* (1992), os basaltos da PMP ficam divididos em seis suítes: Urubici com $\text{TiO}_2 > 3\%$, $\text{Sr} > 550 \mu\text{g/g}$ e $\text{Ti/Y} > 500$; Pitanga com $\text{TiO}_2 > 3\%$, $\text{Sr} > 350 \mu\text{g/g}$ e $\text{Ti/Y} > 350$; Paranapanema com $2\% < \text{TiO}_2 < 3\%$, $200 < \text{Sr} < 450 \mu\text{g/g}$ e $\text{Ti/Y} > 330$; Ribeira com $\text{TiO}_2 \leq 2\%$, $200 < \text{Sr} <$

375 $\mu\text{g/g}$ e $\text{Ti/Y} > 310$; Gramado com $\text{TiO}_2 \leq 2\%$, $140 < \text{Sr} < 400 \mu\text{g/g}$ e $\text{Ti/Y} < 310$ e Esmeralda com $\text{TiO}_2 \leq 2\%$, $120 < \text{Sr} < 250 \mu\text{g/g}$ e $\text{Ti/Y} < 310$. A tabela da Fig. III.3 mostra um resumo dessa discriminação e classificação.

Tipo	Ti	Sr ($\mu\text{g/g}$)	Ti/Y	Zr/Y	Nome
ATi	$> 3,3\%$	> 550	> 500	$> 6,5$	Urubici
	$> 2,9\%$	> 350	> 350	$> 5,5$	Pitanga
	$[1,7\% - 3,2\%]$	$[200 - 450]$	> 330	$[4 - 7]$	Paranapanema
BTi	$[0,75\% - 1,9\%]$	$[140 - 400]$	< 300	$[3,5 - 6,5]$	Gramado
	$[1,1\% - 2,3\%]$	$[120 - 250]$	< 330	$[2 - 5]$	Esmeralda
	$[1,5\% - 2,3\%]$	$[200 - 375]$	> 300	$[3,5 - 7]$	Ribeira

Fig. III.3 – Tabela com os magmas-tipo de composição básica da Província Magmática do Paraná e suas características geoquímicas, de acordo com Peate *et al.*, 1992. Retirado de Andrade (2012).

Na porção setentrional da PMP ocorrem os tipos Pitanga e Paranapanema, e de modo subordinado basaltos do tipo Ribeira (Fig. III.4). Grande maioria dos basaltos da região norte apresentam razões isotópicas iniciais de Sr relativamente baixas ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \leq 0,7060$), que indicam que essas rochas não sofreram processos de contaminação crustal significativos.

Na porção meridional ocorrem basaltos Gramado e Esmeralda (Fig. III.4), sendo que os primeiros possuem razões isotópicas iniciais de Sr superiores a 0,7060, que mostram a ocorrência de processos de contaminação crustal significativos. Acredita-se que esses tenham acontecido sob condições de baixa pressão, o que alterou consideravelmente suas assinaturas geoquímicas iniciais (Marques & Ernesto, 2004). Os basaltos Esmeralda apresentam $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \leq 0,7060$ indicativos de pouca ou nenhuma contaminação pela crosta continental.

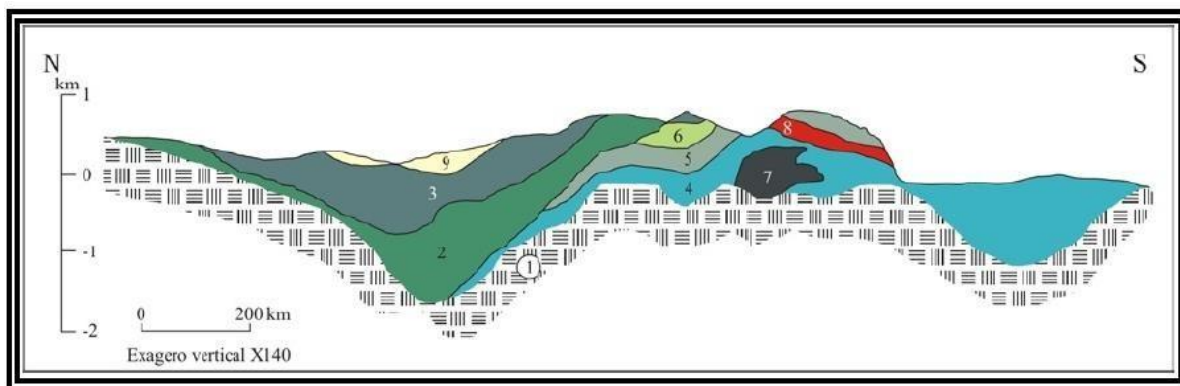


Fig. III.4 – Perfil aproximadamente N-S, da Formação Serra Geral, segundo Peate (1997). Legenda: 1) Rochas pré-vulcânicas; 2) Pitanga; 3) Paranapanema; 4) Gramado; 5) Esmeralda; 6) Ribeira; 7) Urubici; 8) ATP; 9) Rochas sedimentares (Grupo Bauru). Extraído de Machado (2005).

3.3 – Vulcanismo ácido da Província Magmática do Paraná: Aspectos Gerais

A nomenclatura dessas rochas ácidas, Palmas e Chapecó, estabelecida por Bellieni *et al.* (1984 e 1986), baseados em aspectos petrográficos e geoquímicos, bem como as estabelecidas em estudos geoquímicos mais detalhados conduzidos por Garland *et al.* (1995), Peate (1997) e Nardy *et al.* (2008), foram empregados neste trabalho. Assim as rochas do tipo Palmas são caracterizadas por dois grupos principais: baixo-Ti-P ($\text{TiO}_2 \leq 0,87\%$), representado pelas rochas dos subtipos Santa Maria ($\text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,21\%$) e Clevelândia ($0,21\% < \text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,23\%$) e o grupo alto-Ti-P ($\text{TiO}_2 > 0,90\%$), representado pelos subtipos Anita Garibaldi ($1,06\% < \text{TiO}_2 < 1,25\%$ e $0,32\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,36\%$), Caxias do Sul ($0,91\% < \text{TiO}_2 < 1,03\%$ e $0,25\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,28\%$) e Jacuí ($1,05\% < \text{TiO}_2 < 1,16\%$ e $0,28\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,31\%$) (Fig. III.5). Do mesmo modo, as rochas do tipo Chapecó são caracterizadas por dois grupos principais: baixo-Ti ($\text{TiO}_2 \leq 1,29\%$), representado pelas rochas do tipo Ourinhos e alto-Ti ($\text{TiO}_2 \geq 1,47\%$) pelo tipo Guarapuava (Garland *et al.*, 1995). Um terceiro grupo com concentrações em Ti intermediárias entre os dois tipos anteriores e, em áreas de ocorrência diferente dos outros dois tipos, foi separado e denominado Tamarana (Nardy *et al.*, 2008) (Fig. III. 5).

Na Fig. III.6 estão representadas as distribuições geográficas dos vários subgrupos de rochas ATP e ATC.

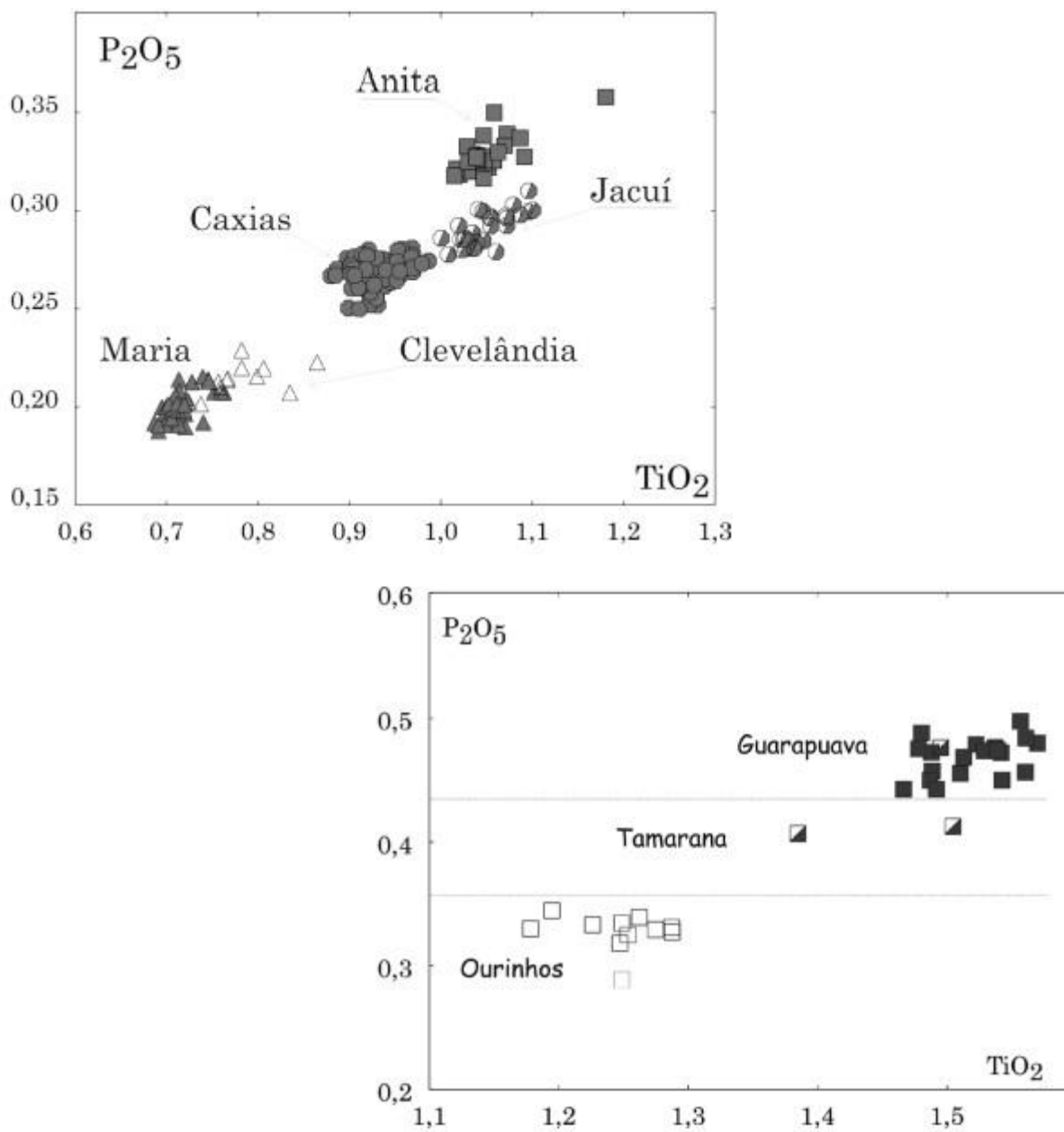


Fig. III.5 – Diagrama TiO_2 vs P_2O_5 para: A) rochas ATP, discriminando os magmas-tipo em grupo alto e baixo-Ti-P; B) rochas ATC. Retirado de Nardy *et al.* (2008).

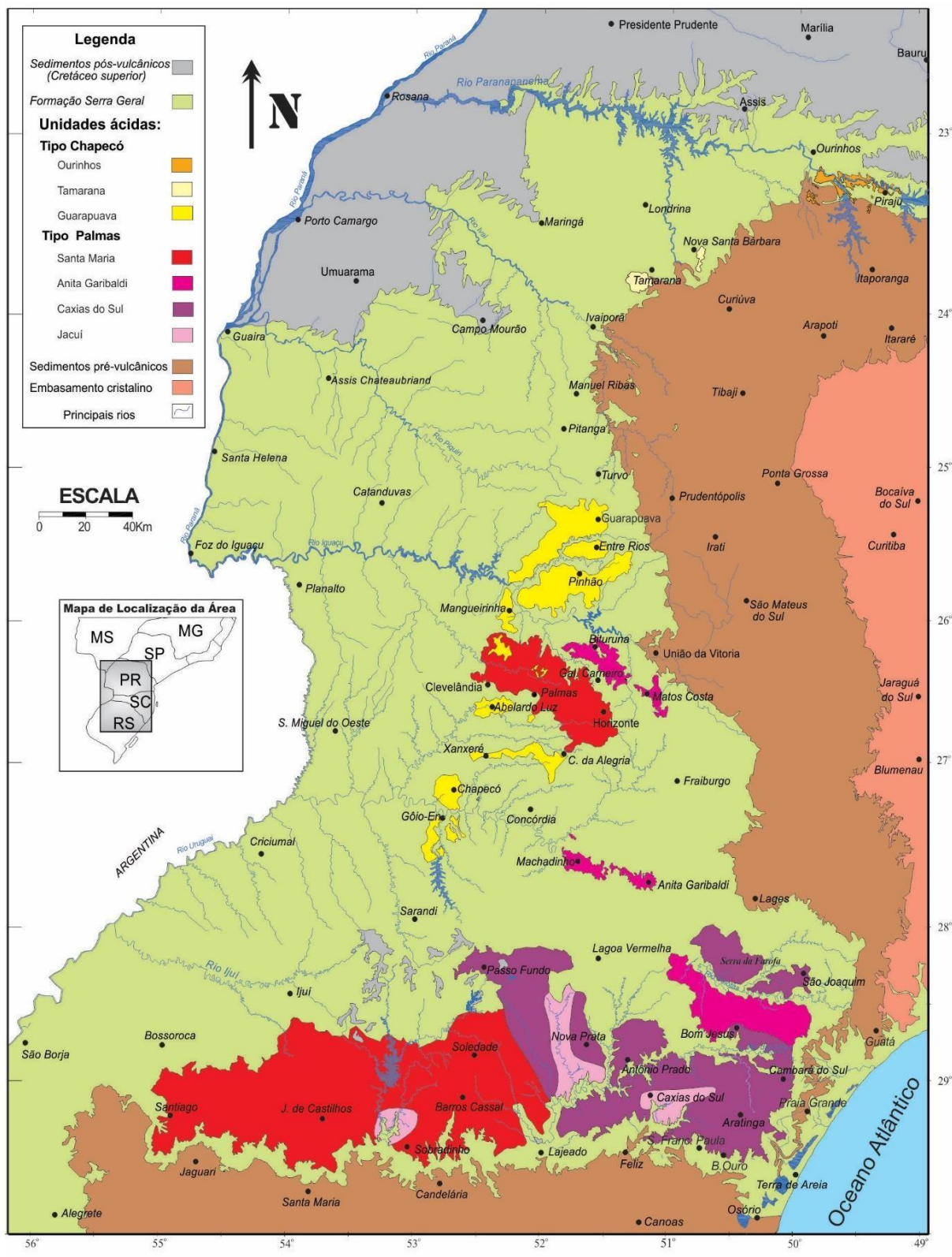


Fig. III.6 - Mapa litogeoquímico da Província Magmática do Paraná (PMP) mostrando a distribuição das rochas ácidas do tipo Palmas e Chapecó. Retirado de Nardy *et al.* (2008).

De acordo com Bellieni *et al.* (1986) e Garland *et al.* (1995), para as rochas ATP de baixo-Ti Santa Maria e Clevelândia, a variação nas razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,714 – 0,728), identificadas nestas rochas, refletem a heterogeneidade de contaminantes crustais (evidenciada pelas altas razões Rb/Ba), enquanto que os padrões similares de distribuição de elementos traços, com fortes anomalias negativas em Ba, Nb, Sr e Ti e positiva de K entre os distintos magmas ácidos (Nardy *et al.*, 2008), corresponderiam a um mesmo magma parental evoluído primeiramente num sistema fechado.

Para as rochas ATP alto-Ti, Caxias do Sul, Jacuí e Anita Garibaldi teriam evoluído de um mesmo magma silícico e primitivo, sendo que as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\approx 0,714$) do magma Anita Garibaldi permaneceram constantes. Além do mais, processos de cristalização fracionada teriam atuado durante a evolução do subtipo Anita Garibaldi para torná-lo mais enriquecido em TiO_2 , provavelmente devido à extração da magnetita. Para o subtipo Santa Maria, os autores (Garland *et al.*, 1995) sugerem que o mesmo magma parental do tipo Caxias do Sul teria sofrido uma intensa contaminação crustal, caracterizada pelas altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130}$ (0,720 – 0,726).

No mapa da Fig. III.7 mostra a localização dos perfis de onde foram coletadas as amostras de rochas ácidas para este trabalho. Para as amostras do grupo ATP foram selecionadas amostras dos perfis PM e SJ de Anita Garibaldi, LS, TA e RA de Caxias do Sul, SO de Jacuí, SM e JS de Santa Maria e MA de Clevelândia. Para as amostras de ATC foram selecionadas as amostras dos perfis MA e CA de Guarapuava, JC de Tamarana e NO de Ourinhos.

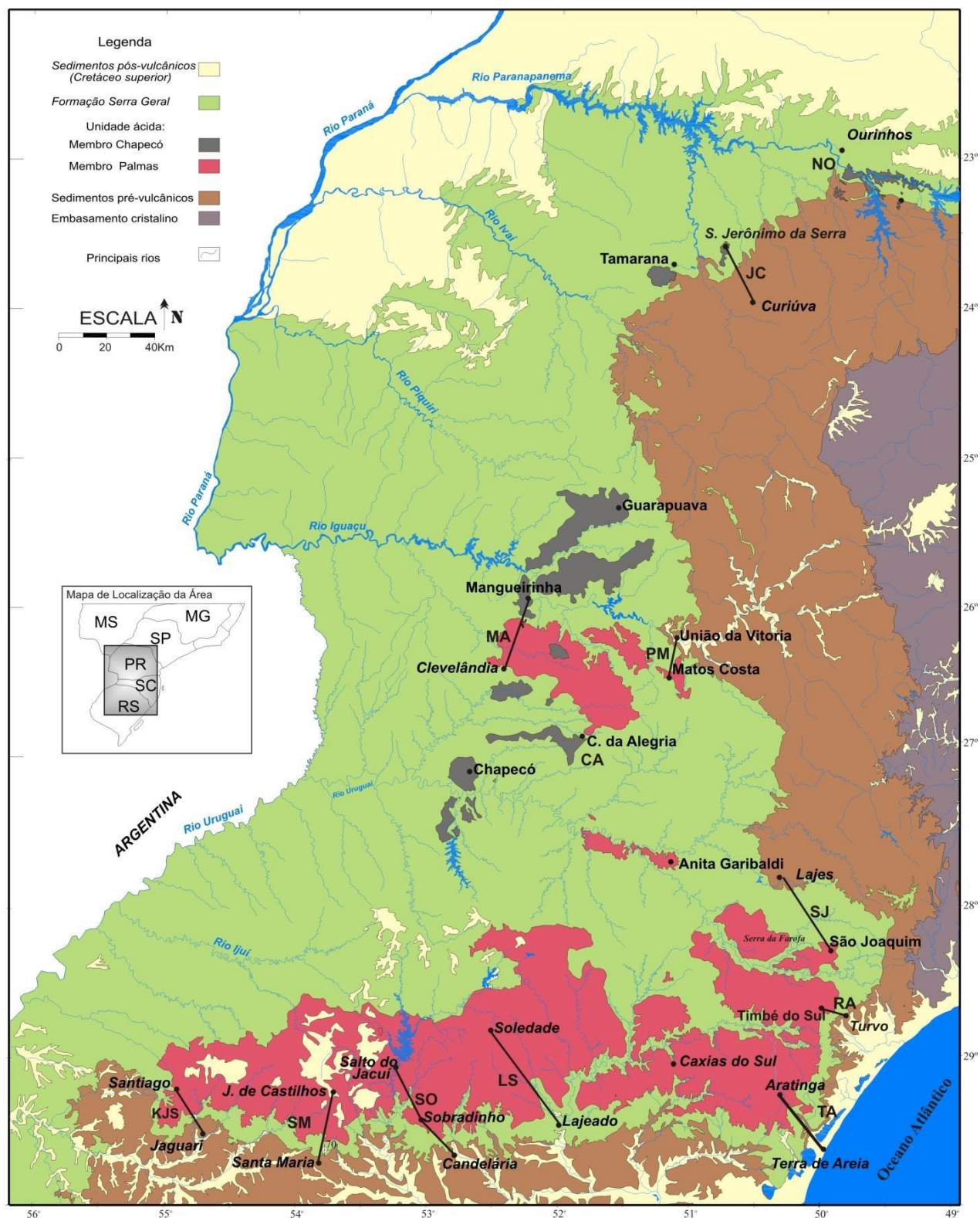


Fig. III.7 - Mapa litogeoquímico da Província Magmática do Paraná (PMP) mostrando a distribuição das rochas ácidas do tipo Palmas e Chapecó e os perfis estudados neste trabalho. Modificado de Nardy *et al.* (2008).

Como se pode observar nas Fig. III.6 e Fig. III.7 os derrames ácidos pertencentes ao subtipo Caxias do Sul cobrem grande extensão lateral E-W dos platôs do sul-sudeste da província. Por esse motivo, e para simplificar os dados torna-se importante a divisão deste grupo em duas grandes porções: a porção leste ($<52^{\circ}\text{W}$), com o perfil TA e RA (onde estão inseridas as amostras referentes ao perfil Portas do Sol – PEV e MA), e os perfis LS, que ocorrem na porção mais a oeste da Província Magmática do Paraná ($\geq 52^{\circ}\text{W}$).

3.4 - Aspectos Vulcanológicos da PMPE

Como já mencionado anteriormente, Milner *et al.* (1992), a partir de raras evidências piroclásticas (*fiammes* e texturas eutaxíticas) preservadas nas margens de fluxos, atribuíram caráter explosivo às rochas ácidas da PMPE. Mas a interpretação de que as rochas vulcânicas ácidas têm uma origem piroclástica não partiu de Milner *et al.* (1992). Bellieni *et al.* (1986) já sugeriam que estes derrames seriam provenientes de fluxos ignimbríticos e que a ausência de evidências piroclásticas, tais como púmices, *shards* ou *fiammes*, se devia aos processos de intenso soldamento e de um fluxo secundário (reomorfismo) que têm a capacidade de mascarar, ou mesmo apagar, qualquer fragmento vítreo presente. No entanto, outros autores (Bellieni *et al.*, 1986; Milner *et al.*, 1992, 1995a; Marsh *et al.*, 2001; Ewart *et al.*, 2002, 2004b; Garland *et al.*, 1995; Janasi *et al.*, 2007b) preferem outra alternativa para o intenso grau de soldamento e formação destes prováveis fluxos *lava-like*, tais como, as temperaturas elevadas, superiores a 1000°C , que estavam sujeitas estas lavas.

Nardy (1995) adiciona também a alta viscosidade (10^6 - 10^7 P) como um fator discriminante para comprovar a origem efusiva reoignimbrítica destas rochas. Segundo o autor, a efusão de lavas provenientes de magmas com estas características físico-químicas (alta $T^{\circ}\text{C}$, alta viscosidade e baixo teor de H_2O) tenderiam a formar domos vulcânicos, enquanto erupções de caráter explosivo iriam gerar depósitos ignimbríticos com abundante material piroclástico. No

entanto, o autor refere que as feições apresentadas pelas rochas vulcânicas tipo ATP e ATC (distribuições superficiais, estruturas gerais de fluxo, o contínuo acamamento ígneo horizontal, persistente por dezenas de quilômetros, entre outros), não satisfazem nenhuma destas duas alternativas, sejam domos ou ignimbritos.

Para Garland *et al.* (1995), as características dos depósitos Chapecó, que divergem em diversos aspectos com os do tipo Palmas, geram muitas dúvidas se o mesmo teria sido gerado por fluxos piroclásticos. Segundo esses autores, a ausência de *pitchstones*, a presença de cristais intatos, de bandamento e dobras de fluxo e de um limitado número de diques ácidos entre os numerosos diques basálticos da região de Ponta Grossa (alinhado ao longo do mesmo *trend* NW-SE) implicam que estas rochas teriam sido geradas por fluxos de lava lançados, possivelmente, por condutos fissurais, contrastando, segundo os mesmos autores, como o conduto central inferido para o tipo Palmas (Fig. III.8).

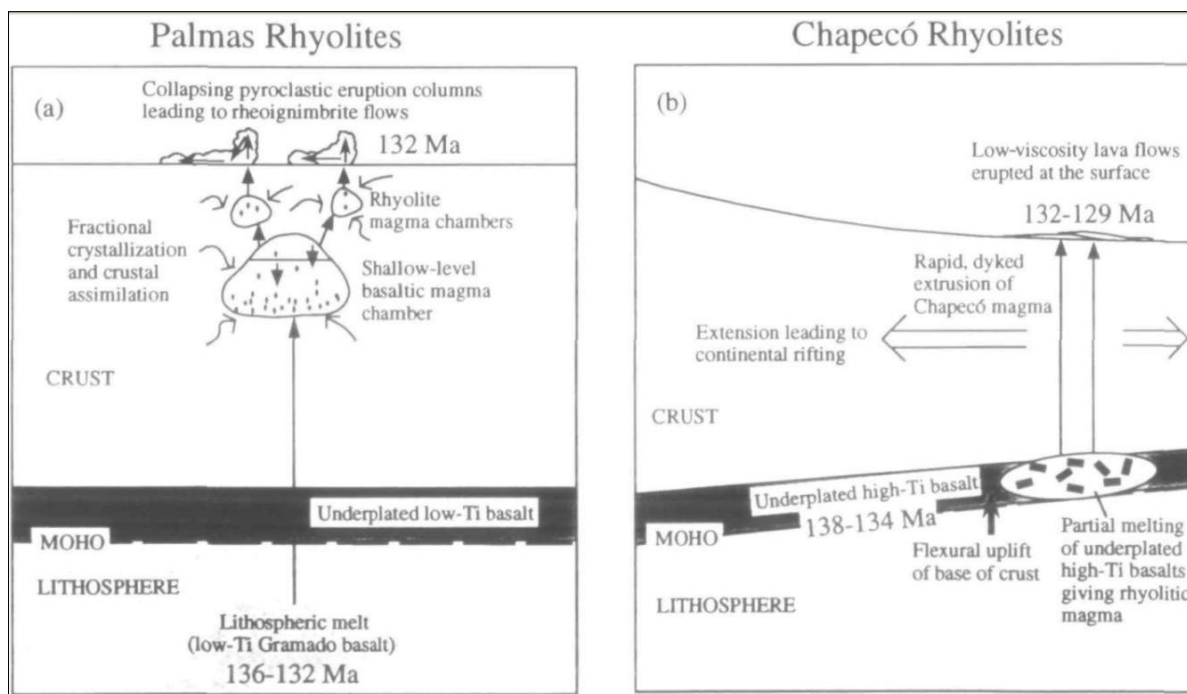


Fig. III.8 – Modelo petrogenético para a geração das rochas ácidas da PMP. a) ATP: erupção explosiva, gerando fluxos reoignimbriticos; b) ATC: Magma anidro, quente, de baixa viscosidade flui como lava por dezenas de kms mediante uma erupção explosiva; Retirado de Garland *et al.* (1995).

Vários autores (Ernesto *et al.*, 1986; Thiede & Vasconcellos, 2011) baseados em dados de paleomagnetismo e geocronológicos de Ar-Ar, indicaram que o magmatismo da PMP ocorreu de forma rápida e contínua, durante um intervalo de tempo que não excedeu os 3 Ma. No entanto, trabalhos de campo recentes revelaram a presença de inúmeras lentes sedimentares e peperitos em distintos níveis estratigráficos dentro das sequências vulcânicas ácidas.

Os depósitos sedimentares e peperitos encontrados nas rochas ácidas ATP e ATC numa extensa área por toda a Província Magmática do Paraná (PMP) são ilustrados na Fig. III.9.

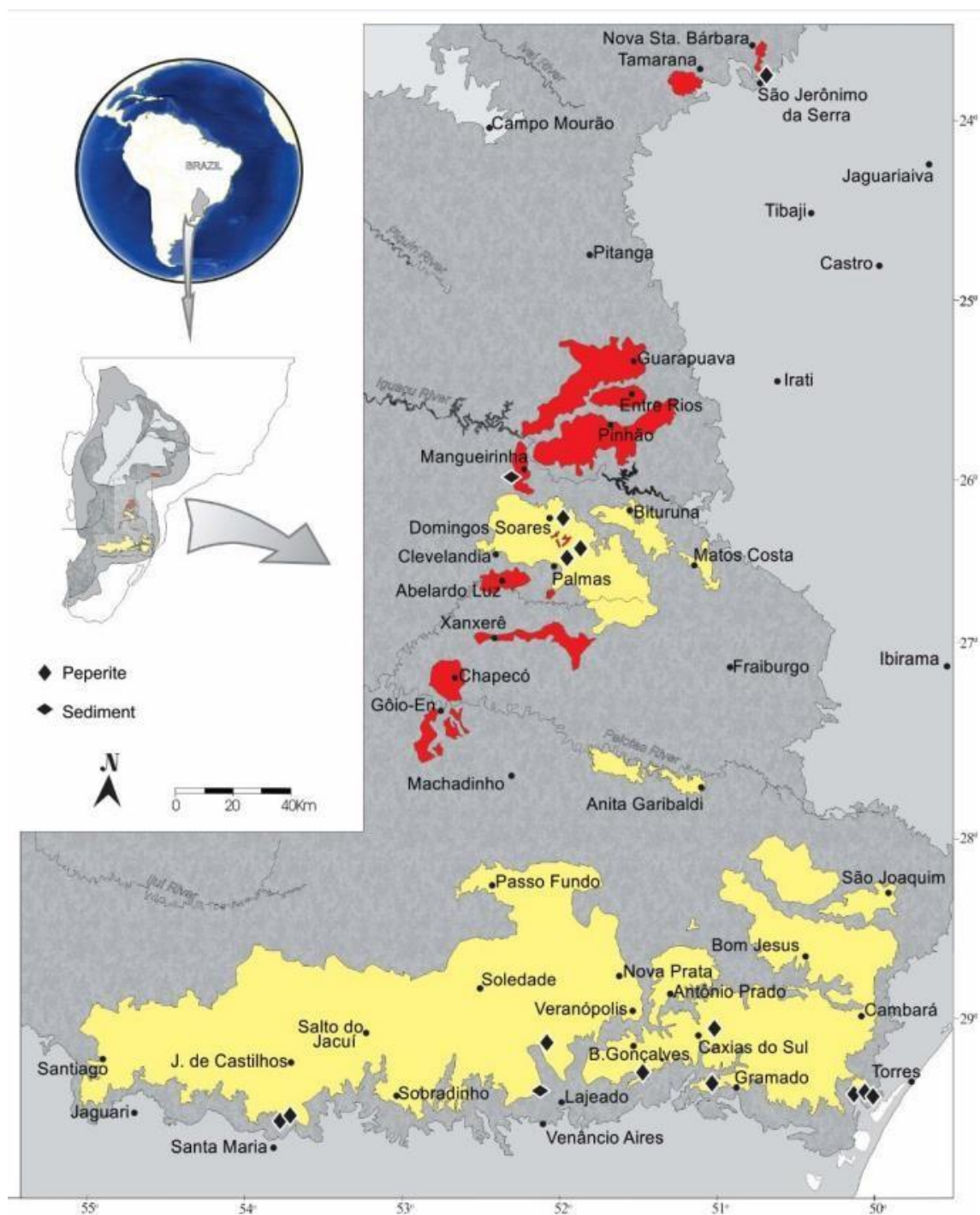


Fig. III.9 – Mapa com as ocorrências de peperitos e outros depósitos sedimentares dentro dos Membros Palmas (amarelo) e Chapecó (vermelho), assinalados com losangos dentro do contexto geral da PMP. Retirado de Luchetti *et al.* (2014).

Luchetti *et al.* (2014) encontrou peperitos e depósitos sedimentares intercalados nas sequências vulcânicas ácidas, em grande parte da PMP (Fig. III.9). Segundo os autores, as ocorrências de peperitos intercalados com rochas do tipo ATC foram registradas em São Jerônimo da Serra (Estado do Paraná), na região a norte da Província e na região de Mangueirinha e Palmas (Estado do Paraná), no centro da Bacia, onde rochas ATC e ATP se intercalam entre si e entre basaltos alto e baixo-Ti. Na região a sul da PMP, também foram encontradas outros exemplos de depósitos sedimentares e peperitos intercalados entre as rochas básicas alto-Ti e ácidas do tipo ATP, mais especificamente na região de Santa Maria (Estado do Rio Grande do Sul) e perto da cidade de Venâncio Aires, entre outras evidências encontradas pelos mesmos autores. Tais feições sedimentares no seio das ácidas tipo ATP e ATC permitiram concluir aos autores que o vulcanismo na PMP não foi contínuo, apresentando pausas significativas, essencialmente, na fase inicial e final do magmatismo, e que de qualquer forma, o evento foi rápido e não excedeu os 3 Ma.

3.5 - Gênese e Evolução Magmática da Província Magmática do Paraná-Etendeka (PMPE)

Há muitas dúvidas na literatura sobre a origem dos magmas que constituem a PMPE, sobre quais teriam sido seus magmas parentais que processos teriam influenciado na geração de grandes volumes de lava na província. As diferenças químicas e isotópicas observadas entre as rochas da PMPE, assim como suas características petrográficas, indicam contrastantes processos evolutivos para cada tipo de magma (Bellieni *et al.*, 1986; Garland *et al.*, 1995; Nardy *et al.*, 2008). E são diversos os trabalhos que discutem a contribuição de material astenosférico e/ou do manto litosférico subcontinental (e.g. Hawkesworth *et al.*, 1998; Peate *et al.*, 1990; Peate, 1997) ou a influência da crosta continental inferior, associados ou não a processo de ACF, para geração destes magmas (Mantovani *et al.*, 1985; Bellieni *et al.*, 1986; Harris & Milner, 1997; Ewart *et al.*, 2004a,b).

Hawkesworth *et al.* (1998) consideram que as razões isotópicas assim como concentrações de elementos traços observadas nos basaltos da PMPE são assinaturas de manto litosférico continental, sendo raras as evidências de contribuições da astenosfera. Cox (1980) sugeriu um modelo de geração de grandes volumes de magmas máficos toleíticos. Neste modelo, o autor propõe a presença de *underplates* (i.e. complexo de soleiras) na interface crosta-manto, que a partir de processos de fracionamento e adelgaçamento da litosfera, associados a quebras continentais, o magma basáltico, oriundo de magma parentais constituintes dos *underplates*, conseguiria alcançar a superfície. Esta teoria é aceita por diversos pesquisadores como provável origem para os magmas alto-Ti da PMPE (e.g. Bellieni *et al.*, 1986; Garland *et al.*, 1995). Para Bellieni *et al.* (1986) a relativa ausência de rochas com teores de SiO₂ entre 54 e 56%, somada ao confinamento das ácidas às margens continentais sugerem um modelo envolvendo material básico da crosta inferior de composições significativamente diferentes.

Durante muitos anos a geração dos magmas ácidos foi sendo relacionada, quase exclusivamente a processos de cristalização fracionada. Mantovani *et al.* (1985) e Peate (1997) descartam a hipótese de uma gênese vinculada apenas a processos de cristalização fracionada e sugerem a existência de distintos magmas parentais associados a outros processos de diferenciação do magma e/ou contaminação crustal. Os mesmos autores corroboram ainda que se a cristalização fracionada for a principal responsável pela diversidade litológica então os sistemas de cristalização fracionada serão fechados. Já outros autores (Cordani *et al.*, 1980; Hawkesworth *et al.*, 1988; Harris *et al.*, 1990), com a utilização de dados isotópicos, tais como ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e o δO¹⁸, sugerem que as rochas ácidas da PMPE possam ter sido geradas por processos de anatexia crustal, como resultado do intenso afinamento litosférico e quebra continental que esteve sujeita a Bacia do Paraná e conseqüentemente a PMP (Cordani *et al.*, 1980; Bellieni *et al.*, 1986; Harris *et al.*, 1989). Os autores acrescentam ainda que a contribuição regional dos distintos tipos de magmas denota a complexidade e heterogeneidade da crosta inferior, atribuindo ao domínio alto-Ti uma origem a

partir da fusão da crosta inferior arqueana (Fig. 1.2). Garland *et al.* (1995) concorda que estes magmas foram gerados por distintos magmas parentais, no entanto, discorda na formação destes magmas a partir de fusões do embasamento. Os autores indicam que seria inviável já que as mesmas apresentam razões isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [(0,5108 – 0,5114) para o embasamento Arqueano e (0,5115 – 0,5120) para o embasamento Proterozóico, e são significativamente baixas em comparação às rochas ácidas da PMPE [(0,51215 – 0,51216), (0,51203 - ,51216)], para as ATC e ATP, respetivamente. Os autores não descartam a hipótese de que o embasamento possa ter sido um potencial contaminante.

Bellieni *et al.* (1984, 1986), Piccirillo *et al.* (1986), Garland *et al.* (1995), entre outros, acreditam que os próprios basaltos da PMPE teriam servido de fonte para a geração de magmas ácidos (Fig. 1.2). Garland *et al.* (1995) consideraram que assinaturas geoquímicas, razões isotópicas e relações de campo em basaltos Pitanga e riolitos Chapecó permitem interpretar uma possível relação parental entre estes dois subtipos. Segundo os autores citados, as rochas vulcânicas ácidas de alto-Ti teriam sido geradas a partir da fusão parcial ($\approx 30\%$) de *underplates* tipo Pitanga, na base da crosta continental. Segundo Ewart *et al.* (2004b), os magmas ATP baixo-Ti, comparados aos ATP alto-Ti, apresentam características essencialmente crustais e teriam sido gerados a partir de intensos processos de ACF de magmas basálticos tipo Urubici.

Capítulo 4 - Classificação e Nomenclatura das rochas Ácidas Tipo Palmas (ATP) e Ácidas Tipo Chapecó (ATC)

Apesar das rochas ácidas dos tipos Palmas e Chapecó serem distintas do ponto de vista macroscópico, é importante estudá-las pelas suas composições químicas de elementos maiores, de forma a observar com mais detalhes, possíveis assinaturas petrogenéticas que não estariam refletidas em suas mineralogias modais.

4.1 - Classificação Química por Elementos Maiores

Para classificação das rochas ácidas do tipo Palmas e Chapecó utilizou-se o diagrama TAS (*Total Alkalies vs Silica* – Fig. IV.1), que se baseia no conteúdo total de álcalis (Na_2O e K_2O) e de sílica (SiO_2), segundo LeBas *et al.* (1986). Foram selecionadas 39 amostras de ATP e 12 de ATC baseado nos critérios definidos no Capítulo 2. A partir do diagrama proposto por LeBas, as rochas do tipo ATP foram denominadas, majoritariamente de dacitos, e as rochas do tipo ATC de traquidacitos.

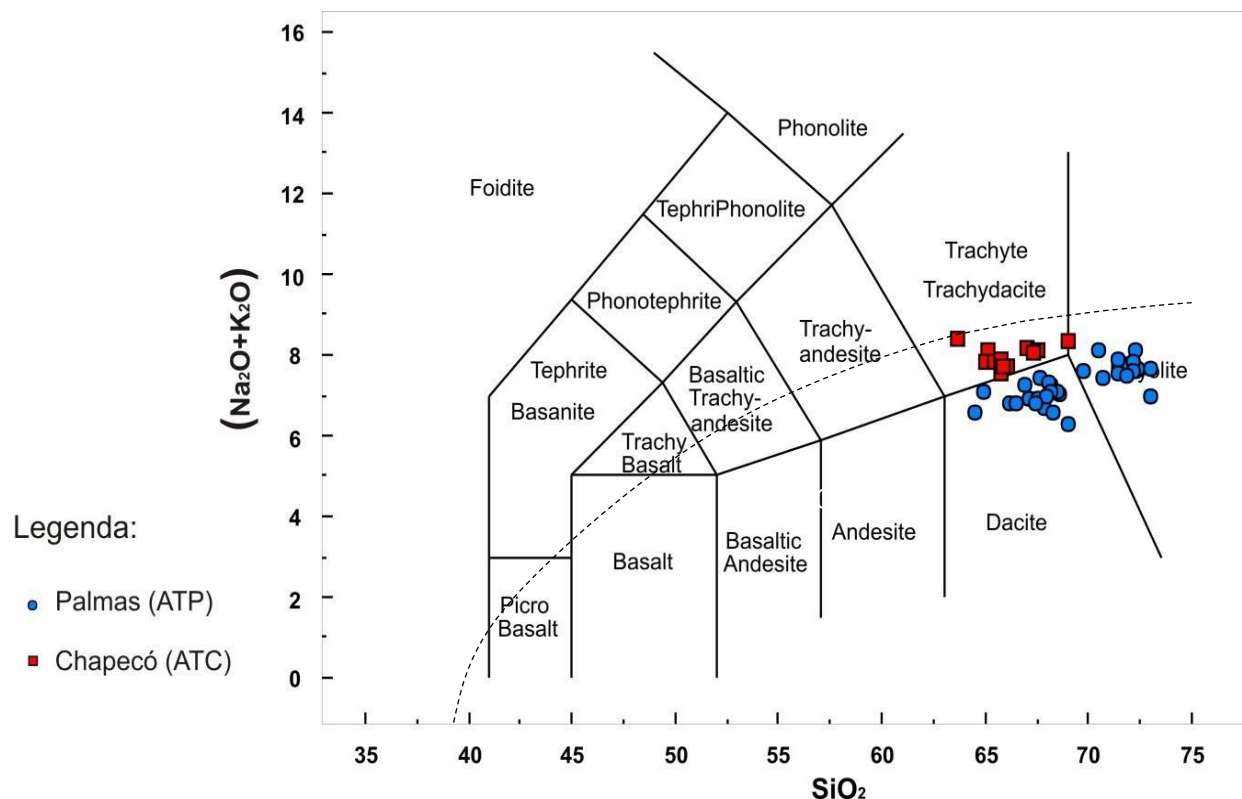


Fig. IV.1 – Diagrama Sílica-Alcalis Total (TAS) em base anidra. Campos composicionais segundo Le Base *et al.* (1986). A linha a tracejado separa as rochas alcalinas das sub-alcalinas (Rickwood, 1989). Todas as amostras possuem quartzo normativo > 10%.

Observa-se, de modo geral, que as rochas ácidas Chapecó apresentam um maior conteúdo em álcalis, quando comparadas, às rochas do tipo Palmas, para o mesmo conteúdo em sílica. Como é possível observar, pelo mesmo diagrama TAS de LeBas (1986), as rochas do tipo ATC situam-se predominantemente no campo do traquidacitos, de natureza levemente alcalina. Não obstante, a grande maioria das amostras, tanto ATP como ATC, são de caráter subalcalino, ou seja, abaixo da linha de Rickwood *et al.* (1989).

No diagrama AFM (Fig. IV.2), de Irvine e Baragar (1971), as rochas ATP e ATC, ambas da série toleítica, estão acima da linha que separa a série toleítica da cálcio-alcalina, mostrando uma diminuição significativa de ferro e enriquecimento em álcalis. É interessante destacar a linha de tendência em direção à série cálcio-alcalina das rochas do tipo Palmas, encontrando-se sobre o limite da mesma.

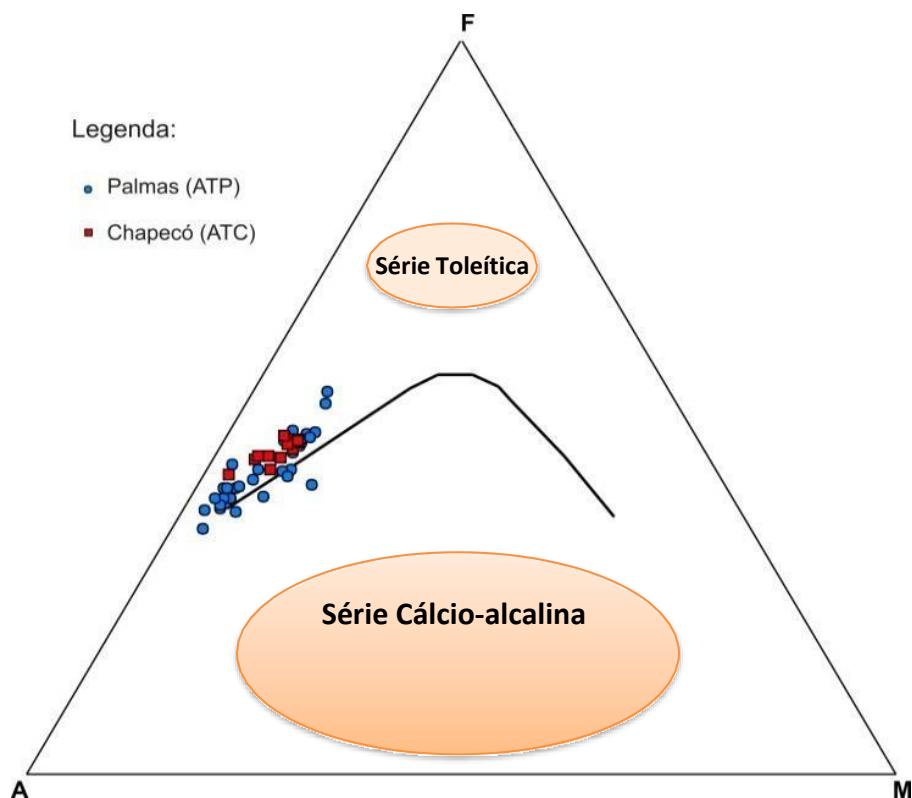


Fig. IV.2 – Diagrama AFM com a subdivisão dos campos toleíticos e cálcio-alcálinos proposto por Irvine e Baragar (1971). Ambos os grupos de rochas ácidas da PMP apresentam caráter toleítico.

Uma alternativa ao diagrama de classificação binário TAS, é o diagrama R1XR2, proposto por De La Roche *et al.* (1980), que utiliza todos os elementos químicos maiores para a classificação e nomenclatura das rochas (Fig. IV.3).

Pela classificação do diagrama R1XR2, as rochas do tipo Palmas com 65 a 73% de SiO₂, situam-se nos campos dos riodacitos (predominantemente) e nos riolitos. Cerca de quatro amostras situam-se no campo dos dacitos, denotando o caráter complexo e diversificado das rochas do tipo ATP. As rochas do tipo Chapecó apresentam-se mais dispersas no diagrama, mas situam-se nos mesmos campos composicionais das rochas ATP, mas com valores de R1 mais baixos, estas se localizam próximo às linhas de separação do campo dos quartzo- latito, denotando o caráter transicional que caracteriza estas rochas.

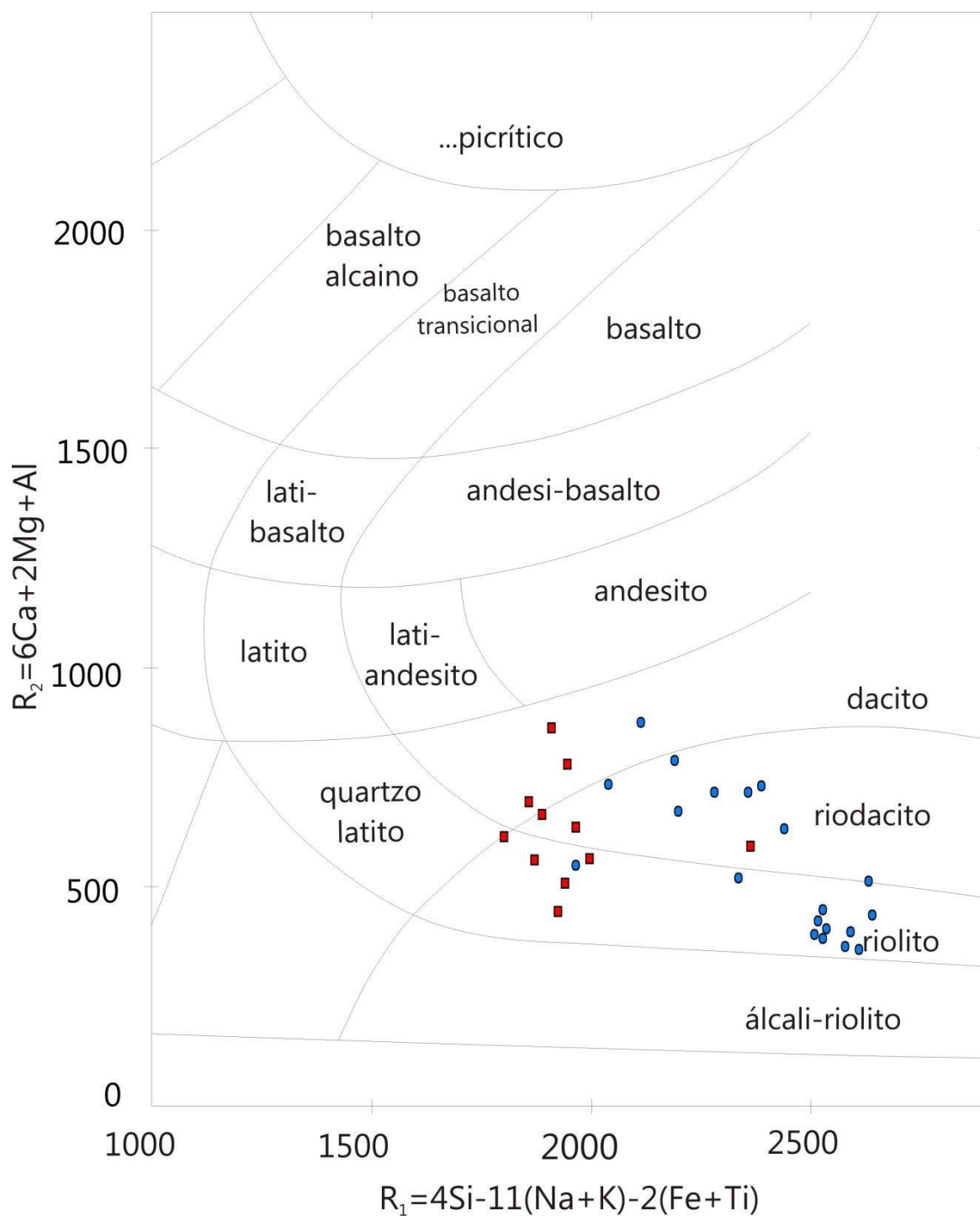


Fig. IV.3 – Diagrama R_1 vs R_2 , por De La Roche et al. (1980) das amostras estudadas (ATP e ATC).
Legenda idêntica à Fig. IV.2.

Quanto ao índice de saturação em alumina, o diagrama A/NK vs A/CNK (Fig. IV.4) proposto por Shand (1943), evidencia o carácter peraluminoso das rochas vulcânicas ácidas do tipo Palmas e Chapecó, com razões de A/CNK entre 1 e 1.4. Entre as amostras com razões mais elevadas de A/CNK estão amostras desvitrificadas do tipo Palmas, entre elas a amostra KSM-1041, extremamente desvitrificada. No que se refere às rochas ATC estas apresentam maiores razões de A/NK relativamente às amostras ATP e uma delas encontra-se no limite com o campo metaluminoso.

Nota-se ainda que as amostras de Palmas com razões elevadas de A/NK são caracterizadas pelas rochas vítreas, que apresentam grau de desvitrificação muito baixo ou mesmo ausente, entre elas a KLS-1105.

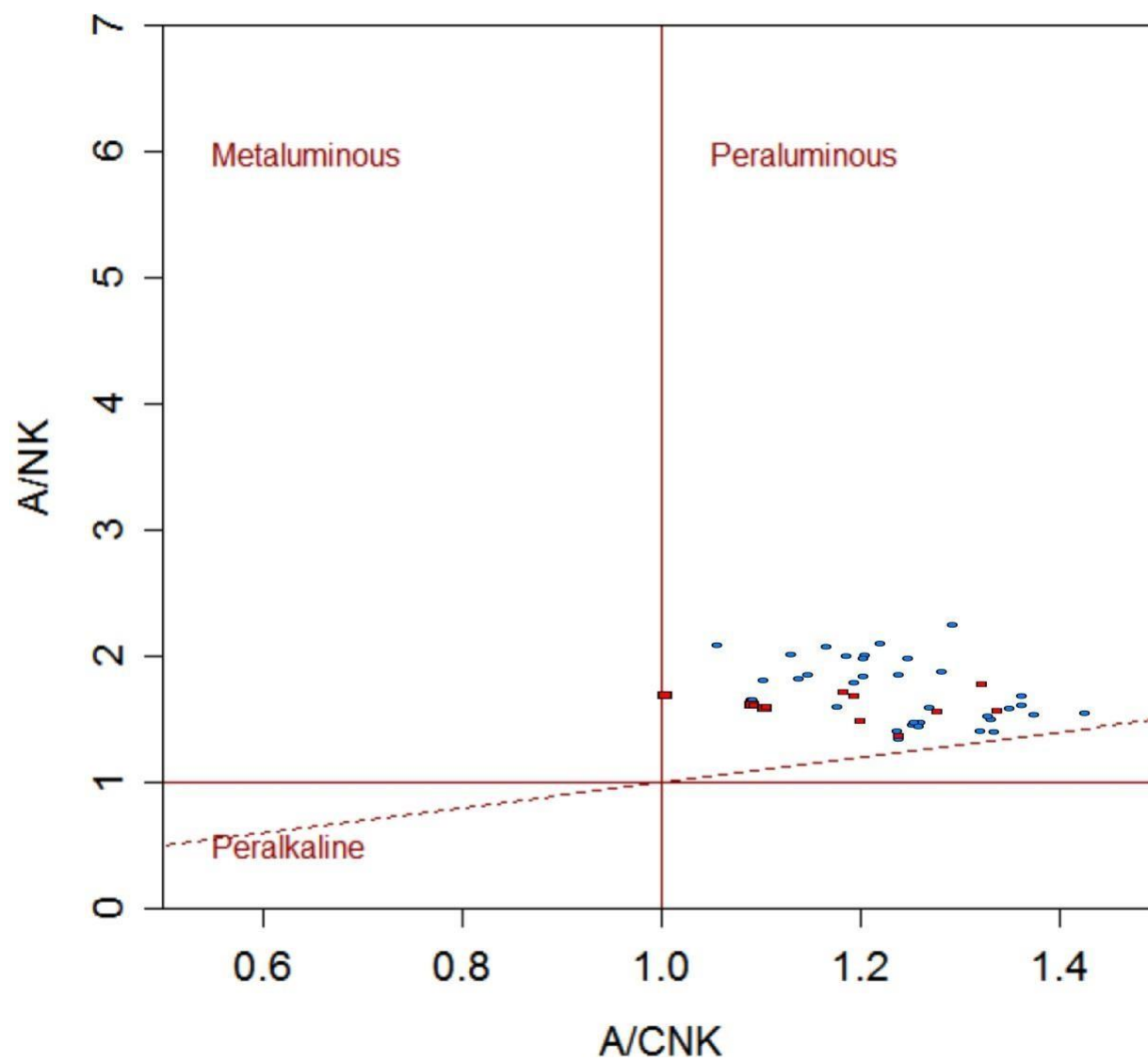


Fig. IV.4 – Diagrama A/NK vs A/CNK de Shand (1943), para discriminação de rochas metaluminosas, peraluminosas e peralcalinas. Legenda idêntica à Fig. IV.2.

4.2 – Classificação e nomenclatura das rochas Ácidas Tipo Palmas - ATP

As rochas do tipo Palmas foram subdivididas em diferentes subgrupos, por vários autores, com foi mencionado no Capítulo III. Para este Capítulo foram selecionadas 39 amostras ATP da região sul, centro e norte da PMP e nas linhas seguintes utilizaremos a nomenclatura e divisão feita por Nardy *et al.* (2008), que divide as rochas ATP com base no conteúdo em TiO_2 e P_2O_5 (Fig. IV.5).

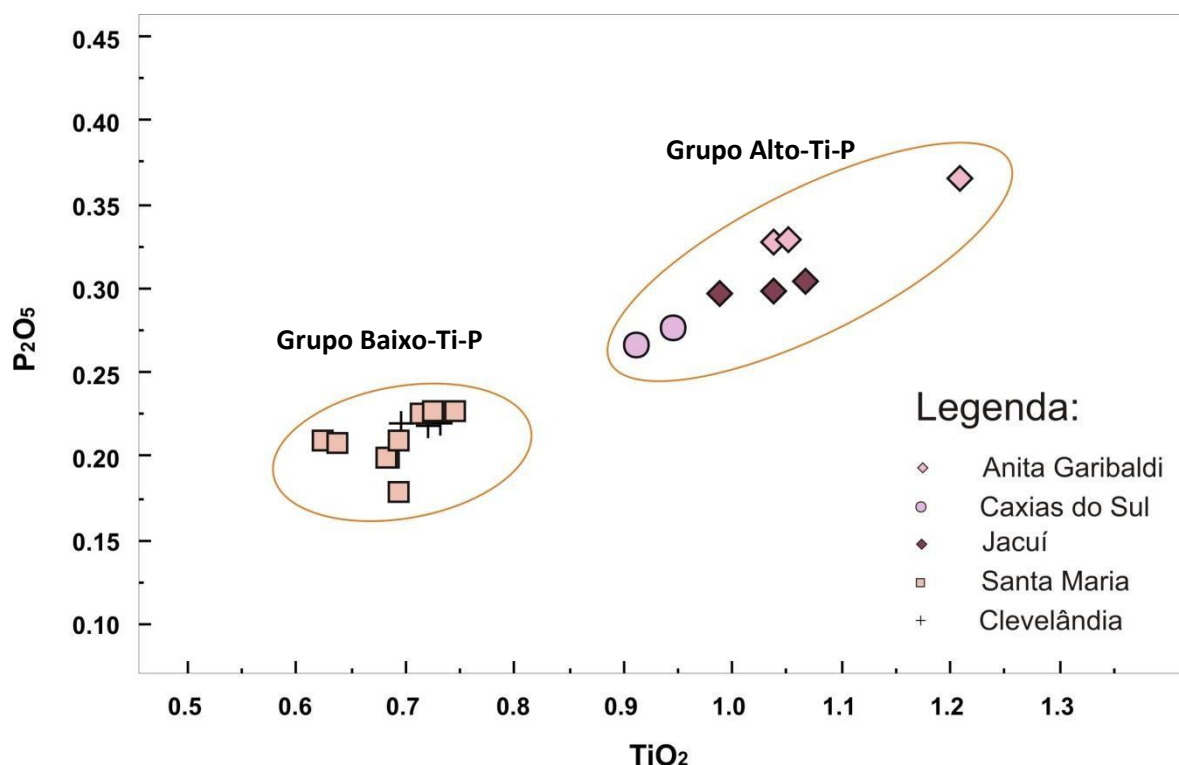


Fig. IV. 5 – Diagrama binário proposto por Nardy *et al.* (2008), onde as nossas amostras de rochas de Santa Maria e Clevelândia, estão inseridas no grupo baixo-Ti-P, e as rochas pertencentes aos subgrupos Anita Garibaldi, Caxias do Sul e Jacuí no grupo alto-Ti-P.

No diagrama TAS de LeBas (1986) (Fig. IV.6), as rochas do grupo alto-Ti-P estão no campo dos dacitos, e as que compõem aquelas do grupo baixo-Ti-P de riolitos. Apenas uma amostra pertencente ao último grupo se situa no campo dos

dacitos, a amostra KSO-1375, um pitchstone dos derrames inferiores de Santa Maria.

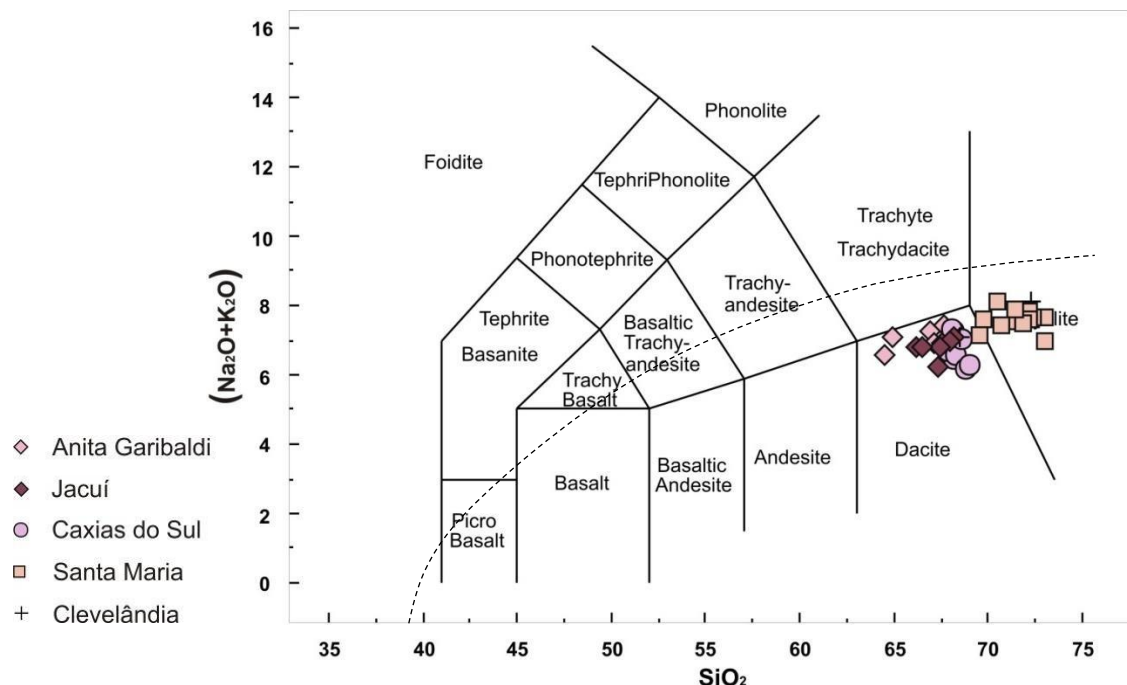


Fig. IV.6 – Diagrama (TAS) em base anidra segundo Le Base *et al.* (1986) para as rochas ATP. A linha a tracejado separa as rochas alcalinas das sub-alcalinas (Rickwood, 1989). Todas as amostras possuem quartzo normativo > 10%.

Como mencionado anteriormente, no diagrama AFM, as rochas do tipo Palmas apresentam uma leve tendência para a série cálcio-alcalina, encontrando-se por cima da linha que divide esta série com a toleítica. Porém, nem todos os grupos denotam essa tendência, que só é observável quando utilizado o diagrama triangular proposto por Irvine e Baragar (1971). No entanto, é possível afirmar que as rochas do subtipo Caxias do Sul são as que apresentam maior tendência para a série cálcio-alcalina, pelo fato, que em ambos os diagramas este subtipo se encontra por baixo da linha de separação das rochas sub-alcalinas (Fig. IV.7).

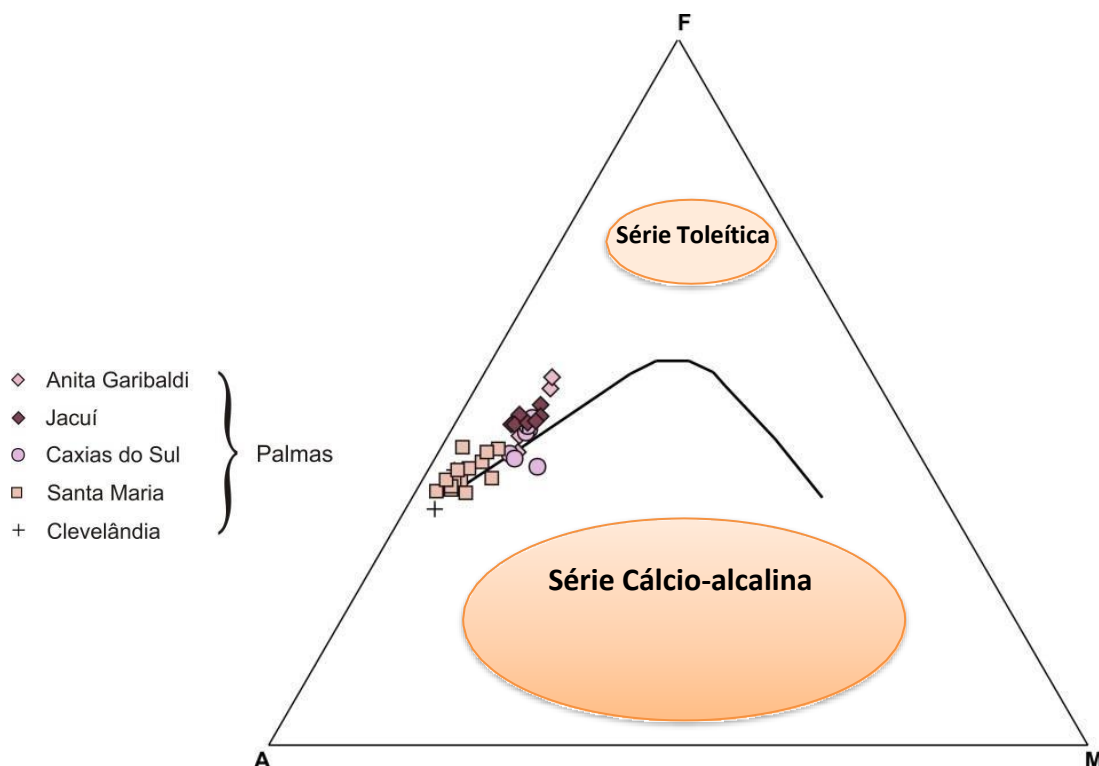


Fig. IV.7 – Diagramas AFM de Irvine e Baragar (1971). Ambos subgrupos alto e baixo-Ti-P permanecem por cima da linha que separa o campo toleíticos do cálcio-alcálico. Porém, algumas amostras de Santa Maria e Caxias do Sul encontram-se abaixo dessa mesma linha.

Como se observa pela Fig. IV.8, pela classificação R1XR2, as rochas do tipo Palmas ocupam quatro campos composicionais: dacitos (rochas com teores de 64,5 a 66% de SiO_2), riodacitos ($66\% < \text{SiO}_2 < 69,5\%$) e riolitos (com $\text{SiO}_2 > 70\%$).

Comparativamente ao diagrama TAS da Fig. IV.6, a classificação R1XR2 apresenta maior heterogeneidade já que este leva em consideração a composição química total da rocha e discrimina os dois grandes grupos de rochas ATP em dacitos/riodacitos para o grupo alto-Ti-P e riolitos para o grupo baixo-Ti-P.

No grupo alto-Ti-P, as rochas do subtipo Caxias do Sul com 68 a 69,5% de SiO_2 , correspondem a riodacitos, enquanto que as rochas dos subtipos Jacuí e Anita Garibaldi se projetam em dois campos, os dos riodacitos e dacitos (Fig. IV.8).

No grupo baixo-Ti-P, as amostras encontram-se mais dispersas pelo diagrama ocupando vários campos composicionais, desde o dos dacitos aos riolitos, porém, as amostras dos subtipos Santa Maria e Clevelândia se projetam no campo de composição riolítica (70 a 73% SiO_2) (Fig. IV.8). Destaca-se que as rochas que se projetam neste último campo apresentam menor teor em alumina (11,85 a 12,63% Al_2O_3) em comparação com as outras rochas que, de modo geral, não se apresentam desvitrificadas.

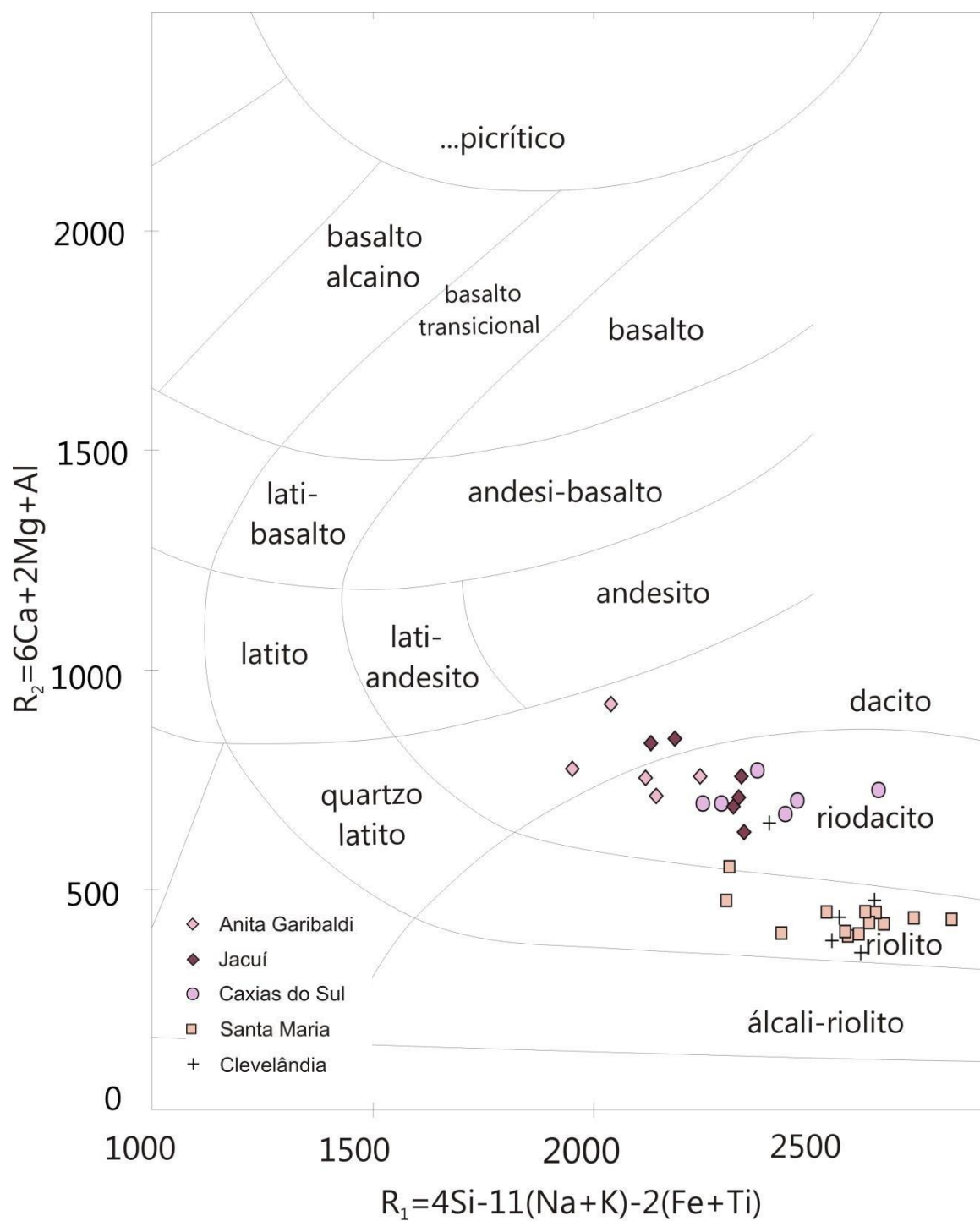


Fig. IV.8 – Diagrama R1vsR2, por De La Roche *et al.* (1980) para as rochas ATP.

4.3 – Classificação e nomenclatura das rochas Ácidas do Tipo Chapecó – ATC

Para as rochas do tipo ATC foram selecionadas 39 amostras da região norte e central da Bacia do Paraná, para classificar e comparar os vários subtipos de rochas. Segundo Nardy *et al.* (2008), as rochas do tipo ATC, estão dispostas em três subtipos diferentes, Guarapuava e Tamarana, com $\text{TiO}_2 \geq 1,35\%$, Ourinhos com $\text{TiO}_2 < 1,29\%$ (Fig. IV. 9).

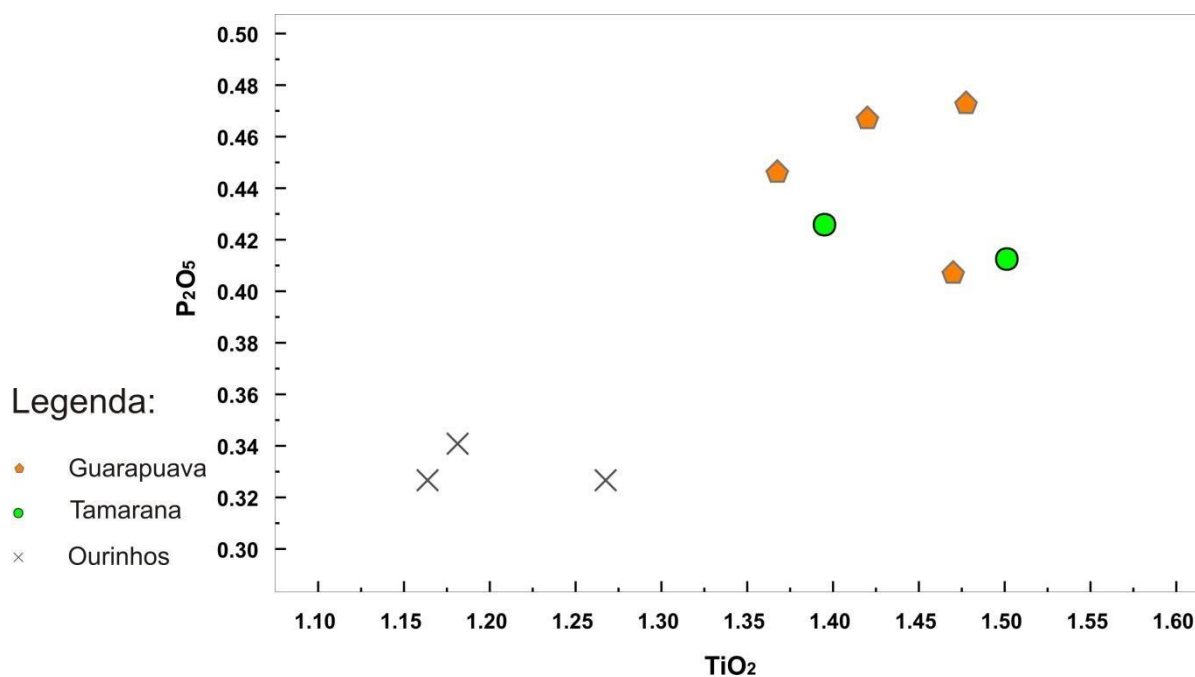


Fig. IV. 9 – Diagrama TiO_2 vs P_2O_5 para de rochas vulcânicas ATC, segundo Nardy *et al.* (2008).

A classificação adotada por LeBas (Fig. IV.10) define as amostras do tipo Chapecó, maioritariamente, como traquidacitos, e algumas delas se projetam no limite dos campos traquidacitos/dacitos. Apenas uma amostra, referente ao subtipo Ourinhos se projeta no limite traquidacitos/riolitos. Uma observação importante é que ao contrário do que se passa nas rochas do tipo ATP, algumas

amostras do tipo ATC situam-se na área do diagrama acima da linha definida por Rickwood (1989) ou sobre o limite desta, sugerindo o caráter alcalino de algumas amostras, nomeadamente, dos subtipos Tamarana e Guarapuava (Fig. IV.10).

É interessante observar que a amostra KNM-141, do subgrupo Tamarana, correspondente ao campo dos traquidacitos, está acima da linha de separação definida por Rickwood (1989), indicando o caráter alcalino desta amostra.

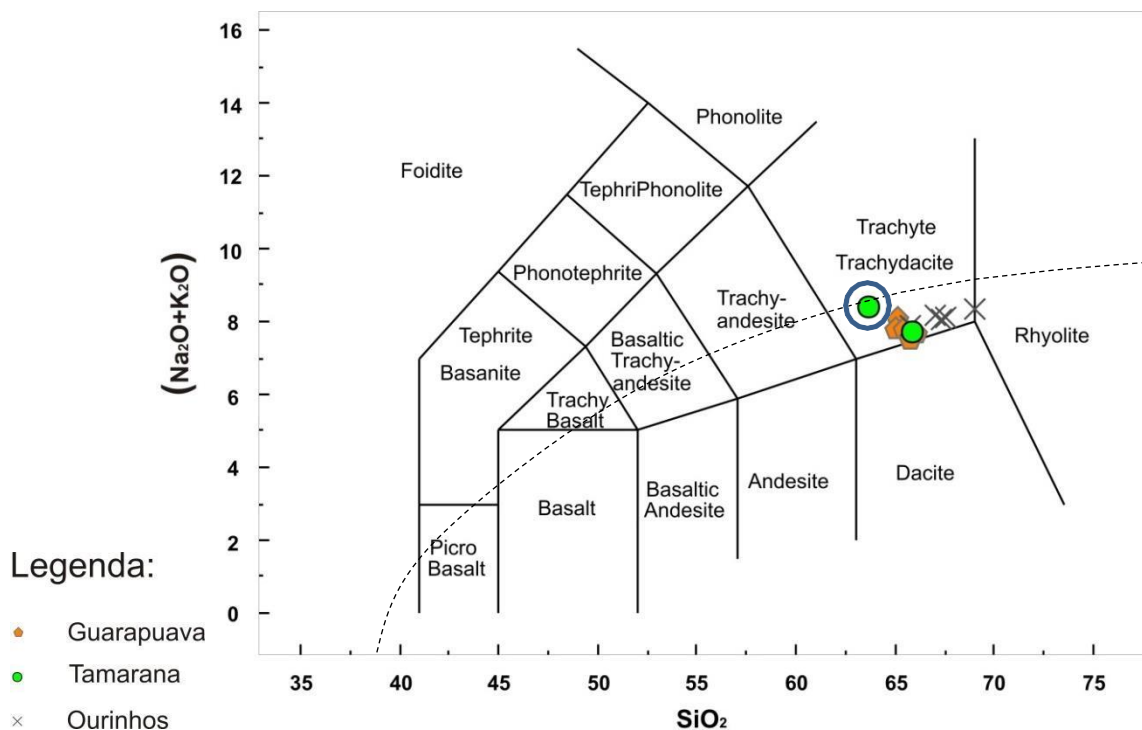


Fig. IV.10 – Diagrama (TAS) em base anidra segundo Le Bas *et al.* (1986) para as rochas ATC. A linha a tracejado separa as rochas alcalinas das sub-alcalinas (Rickwood, 1989). Todas as amostras possuem quartzo normativo > 10%. A amostra assinalada é a KNM-141 (Tamarana).

O diagrama AFM, da Fig. IV.11, mostra que as rochas ATC também possuem caráter toleítico. Volta-se a destacar que no diagrama as amostras pertencentes ao subtipo Tamarana encontram-se sobre o limite da mesma, tal como acontece com algumas amostras do tipo ATP. Via de regra, o diagrama em causa parece deslocar as amostras para a série cálcio-alcalina, porque o autor considera uma maior taxa de enriquecimento em álcalis no final da sequência magmática, o que aumenta a declividade da linha de diferenciação.

É possível observar ainda, que as rochas do subtipo Ourinhos se situam sempre no final da série de diferenciação magmática, sugerindo que este grupo contem as amostras mais evoluídas da sequência vulcânica ácida do tipo ATC (Fig. IV.11).

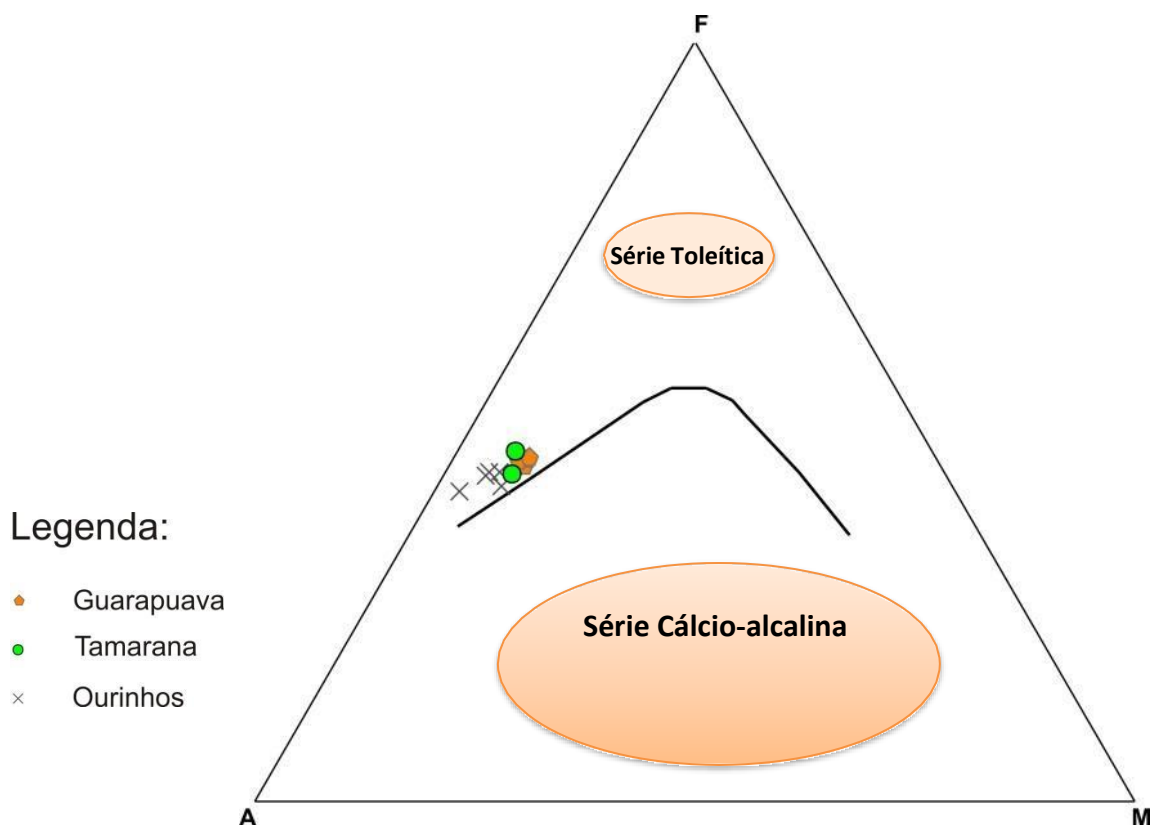


Fig. IV.11 – Diagramas AFM Irvine e Baragar (1971). Ambos com a subdivisão dos campos toleíticos e cálcio-alcálinos.

Quando projetadas no diagrama R1XR2, as rochas dos subtipos Guarapuava e Tamarana correspondem a dacitos e riodacitos, enquanto as rochas do subtipo Ourinhos situam-se dispersas pelo campo de composição riolítica (Fig. IV.12). Apenas uma amostra do subtipo Ourinhos (KNO-448) se projeta no campo dos dacitos. A mesma amostra desvitrificada referente ao subtipo Tamarana (KNM-141) se encontra próximo do limite com os quartzo-latitos (Fig. IV.12).

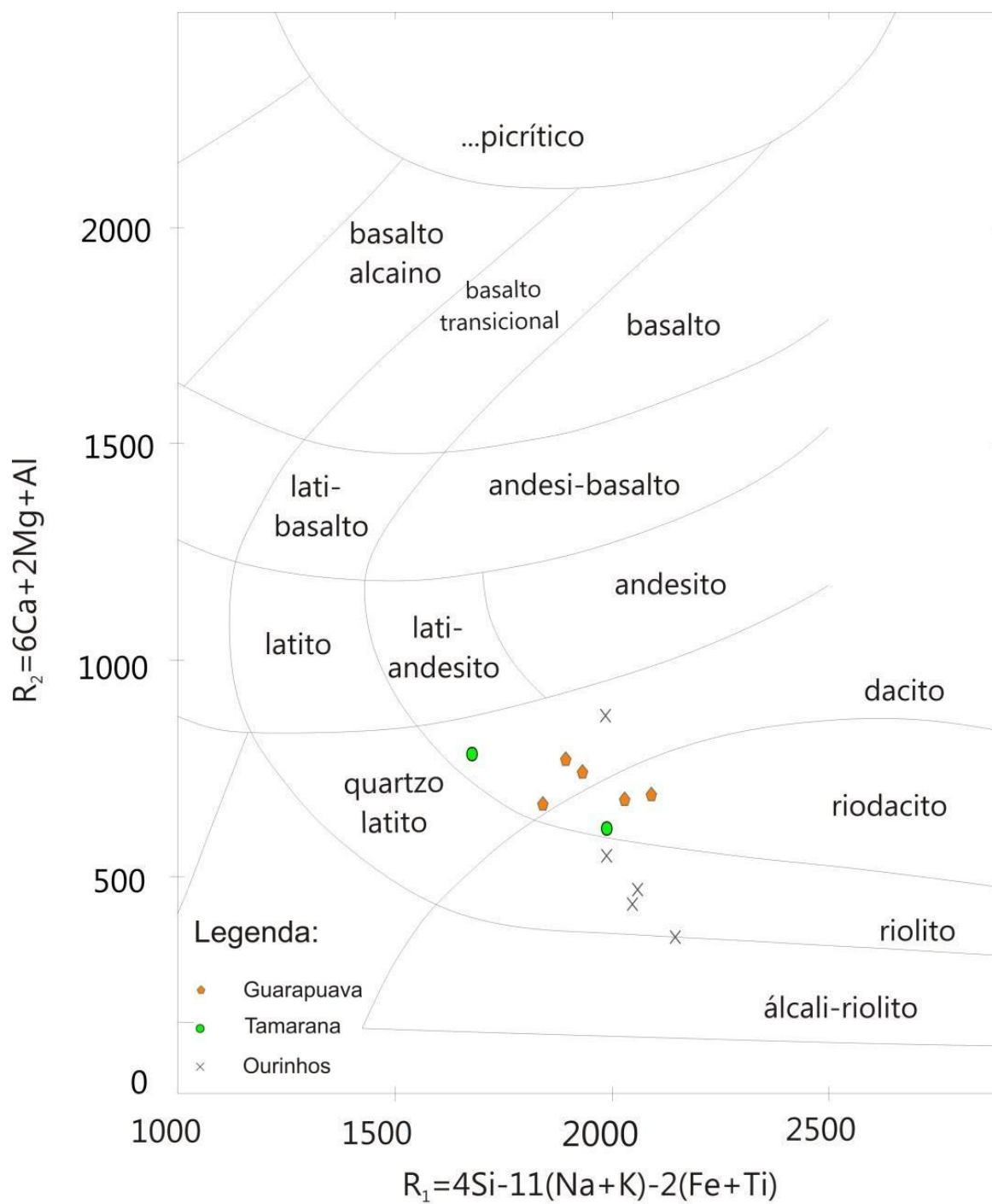


Fig. IV.12 – Diagrama R1vs.R2, por De La Roche *et al.* (1980) das rochas ATC.

Capítulo 5 – Petrografia e Química Mineral das rochas Ácidas Tipo Palmas (ATP) e Ácidas Tipo Chapecó (ATC)

5.1 - Petrografia: Aspectos gerais das rochas ácidas ATP e ATC

Nas linhas que se seguem apresenta-se uma descrição petrográfica das lâminas delgadas de rochas ATP e ATC, analisadas em microscópio petrográfico binocular do DPM da UNESP de Rio Claro.

As rochas ácidas do tipo Chapecó - ATC, são facilmente reconhecidas, macroscopicamente, daquelas do tipo Palmas - ATP. Enquanto as primeiras apresentam texturas porfíricas as do tipo Palmas são majoritariamente afíricas, e normalmente apresentam textura do tipo “sal e pimenta” (Fig.V.1).



Fig. V.1 – Fotografias de amostra de mão das rochas ácidas da PMP. A amostra da esquerda corresponde às rochas do tipo ATC, com textura porfírica. A amostra da direita corresponde ao dacito “sal e pimenta” do tipo ATP.

As análises petrográficas, mostram que as rochas do tipo Palmas apresentam paragênese mineral anidra constituída por plagioclásio (5-15%), augita (3-8%), pigeonita (2-8%), ortopiroxênio (1-3%) e de Ti-magnetita (até 5%). A matriz é constituída por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, piroxênio e ti-magnetita (Anexo 1).

As rochas do tipo ATC consistem em plagioclásio (15-20%), augita (5-10%), pigeonita (2-5%), e de Ti-magnetita (5%). A matriz é constituída essencialmente pelos mesmos minerais e ainda ilmenita (Anexo 1).

Em ambos os grupos, os minerais opacos ocorrem geralmente manteados por outros cristais anédricos a subédricos de piroxênio, e as imagens de MEV permitiram também o reconhecimento de cristais subédricos de apatita associados a estes minerais. A apatita é mineral acessório primário que chega a constituir até 3% do volume total da rocha (Anexo 1). Quando em microfenocristais são euedrais, prismáticos ou aciculares. Na matriz ocorrem como cristais anédricos, granulares.

Em ambos os grupos de rochas ATP e ATC, cristais de quartzo e feldspato alcalino apresentam frequentemente intercrescimento micrográfico (textura granofírica), a matriz é vítrea ou microcristalina e muitas amostras apresentam diferentes graus de desvitrificação (Fig. V.2 A-F), por vezes, com textura esferulítica (Fig. V.3 A, B).

A maioria das amostras estudadas apresenta vidro (>80%) na constituição da matriz, porém são as rochas ATP que apresentam maiores porcentagens de matriz (>95%) e também de vidro (>90%) em comparação com as ATC (Anexo 1).

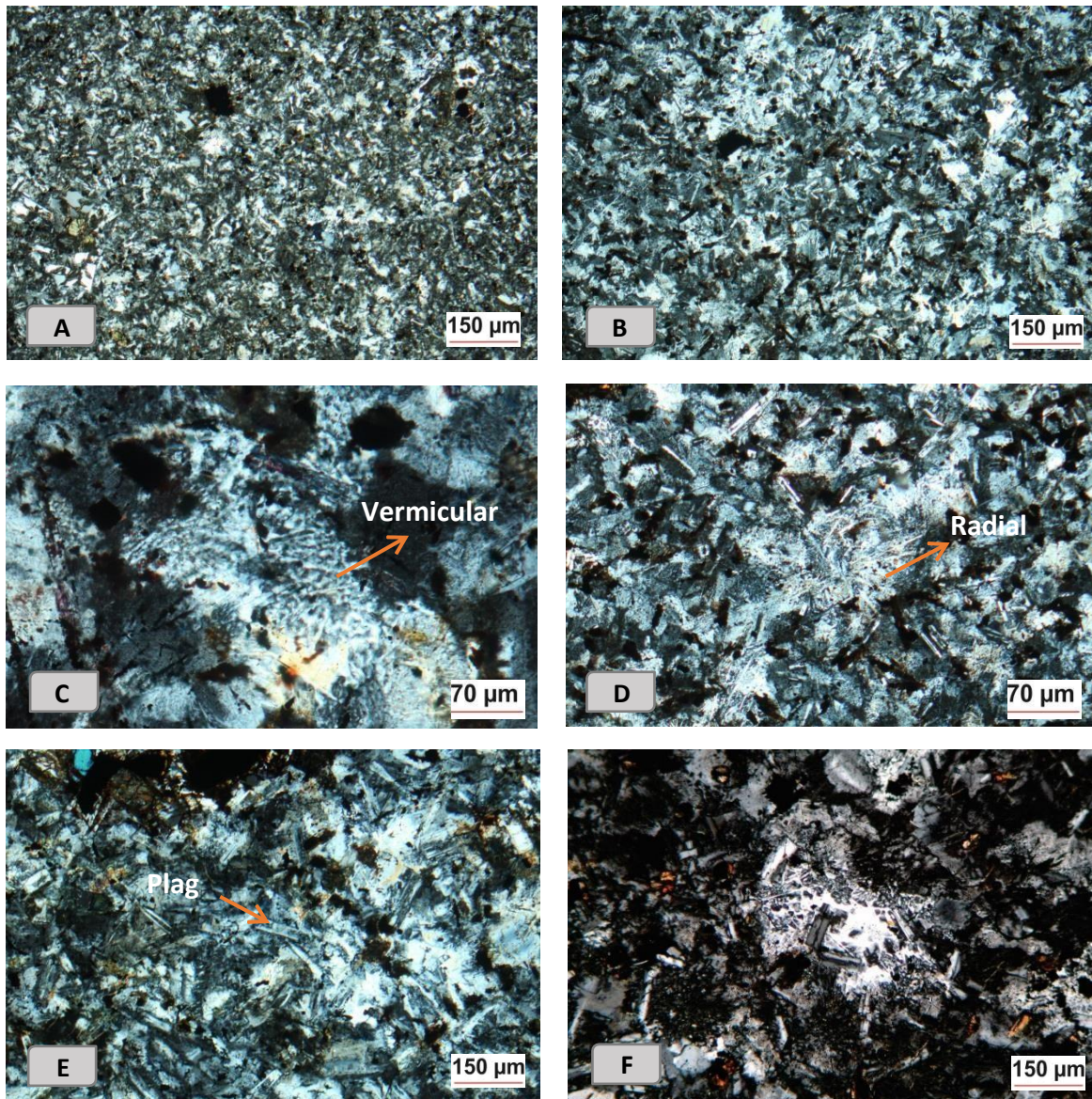


Fig. V.2 – Fotomicrografias mostrando diferentes graus de desvitrificação (N+): A) Dacito com matriz desvitrificada (cristalina) com intercrescimento de quartzo e feldspato-K – microgranofírica; B) Riólito com textura granofírica; C) e D) aspectos da textura granofírica, vermicular e radial; E) Cristais de plagioclásio (Plag) com cauda de andorinha em matriz desvitrificada, F) Textura granofírica.

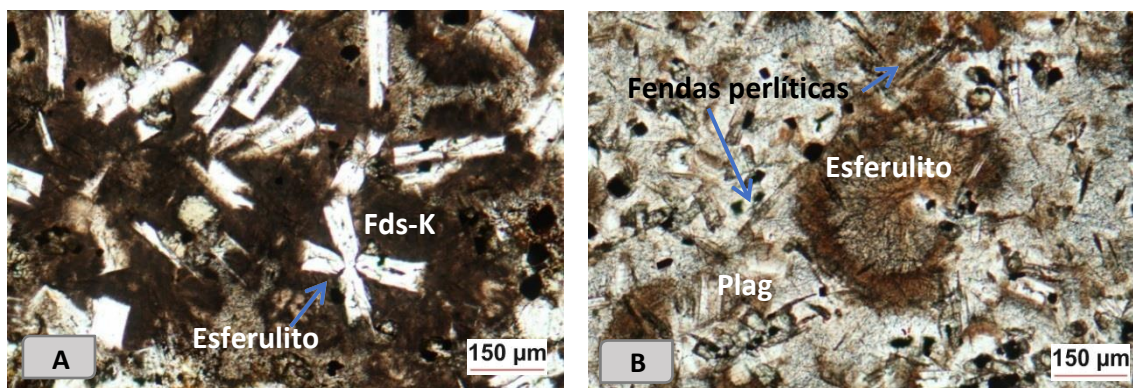


Fig. V.3 – Fotomicrografias com feições de desvitrificação, do tipo esferulitos, observadas em todos os tipos de rochas ácidas da PMP. A morfologia dos esferulitos varia em função da temperatura à qual se originam (Lofgren, 1968). A) Esferulito aberto, com ausência de quartzo entre as fibras de feldspato alcalino (Fds-K) (Anita Garibaldi - ATP); B) Esferulito circular em intercrescimento com a matriz (Caxias do Sul – ATP). Observam-se fendas perlíticas e microfenocristais de plagioclásio (Plag) com sinais de resfriamento rápido (cauda-de-andorinha). N //; Ambas as formas são de temperaturas elevadas (mais detalhes ver Lofgren, 1968).

5.1.1 - Texturas

É difícil traçar uma distinção nítida entre os termos estrutura e textura. Em geral, contudo, o termo estrutura refere-se aos aspectos de grande escala reconhecíveis no campo, tais como disposição em camadas, a lineação, as diaclases e a vesiculação. Por outro lado, a palavra textura refere-se ao grau de cristalização, ao tamanho do grânulo ou granulação, e às relações geométricas entre os constituintes de uma rocha. Estes aspetos texturais lançam muita luz sobre as condições sob as quais as rochas ígneas se consolidaram a partir de seus magmas originais, pois são controladas pela taxa de resfriamento e pela ordem de cristalização, que, por sua vez, dependem da temperatura inicial, da composição, do conteúdo em gás, da viscosidade do magma e da pressão sob a qual ele solidifica. Como as rochas ATP diferem, e muito, nestes aspetos texturais e estruturais das rochas ATC, então espera-se diferentes condições de cristalização entre elas.

Nas amostras estudadas podemos classificar as texturas das rochas consoante os seguintes termos: porfíricas, vitrofíricas (quando os fenocristais jazem em uma matriz de vidro) e glomeroporfíricas (quando os fenocristais

estão reunidos em grupos distintos), ou ainda afíricas (na ausência de fenocristais).

As referidas texturas implicam duas fases distintas no que diz respeito às taxas de arrefecimento experimentadas pelos magmas. A geração fenocristalina ter-se-ia formado durante a fase de arrefecimento mais lento, provavelmente em condições intratelúricas. Já a matriz, constituída por vidro e cristais menos desenvolvidos, ter-se-á formado na fase de cristalização mais rápida e tardia, contemporânea da extrusão em ambiente aéreo.

As texturas afíricas e microporfiríticas proliferam nas rochas do tipo Palmas (Fig.V.4 A), enquanto nas do tipo Chapecó são mais comuns texturas porfiríticas a glomeroporfiríticas (Fig.V.4 B, C).

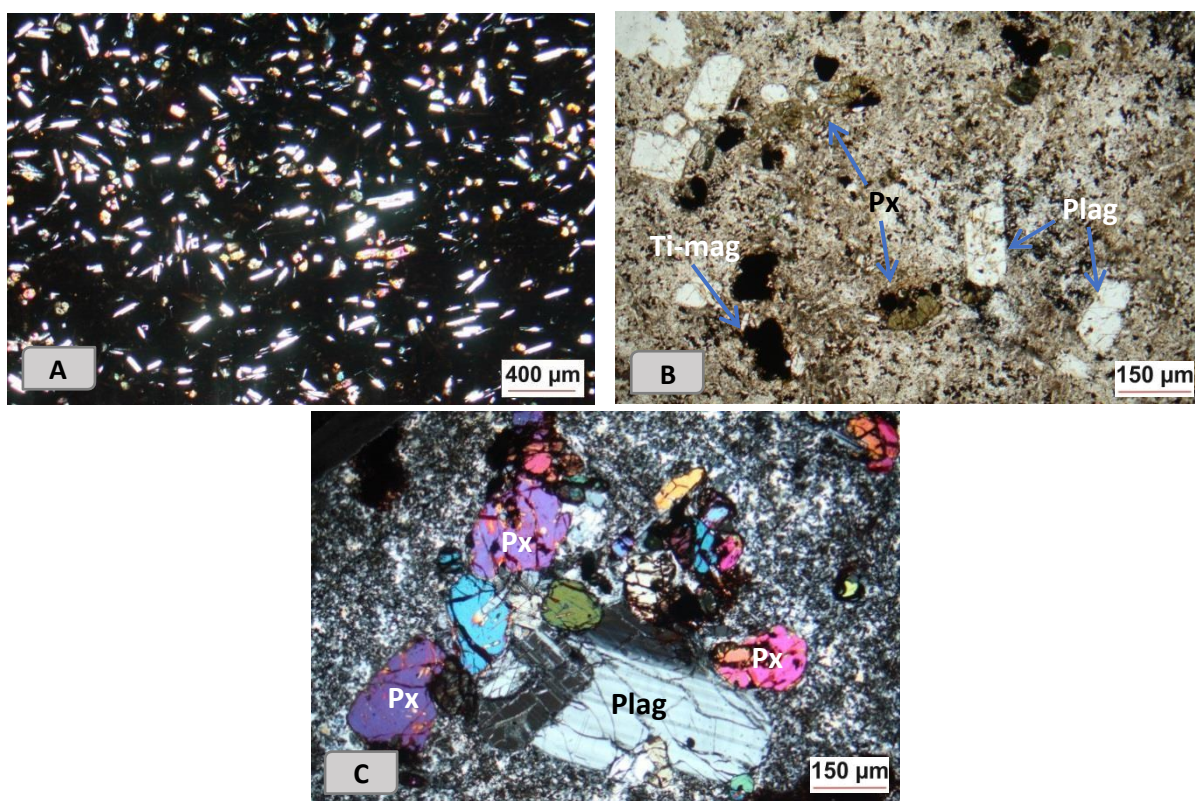


Fig. V.4 – Fotomicrografias das rochas ácidas da PMP: A) Textura microporfirítica, com microfenocristais de plagioclásio, piroxênio e Ti-mag em matriz vítrea (ATP) N//; B) Textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio, piroxênio e Ti-mag (ATC) N//; C) Glomerocrystal no seio de matriz desvitrificada (ATC) N+.

5.1.2 - Granulometria

A dimensão dos cristais também difere entre os dois grupos de rochas ácidas da PMP. O tamanho dos cristais é muito superior nas rochas ATC comparativamente às ATP, sendo que no primeiro grupo, os fenocristais podem apresentar dimensões de até 9,0 mm, porém, nas rochas do tipo ATC, raramente atingem os 3,0 mm.

5.1.3 – Moda

Em termos modais, as rochas do tipo Palmas contêm poucos cristais intratélúricos, perfazendo cerca de 5% de fenocristais, enquanto as rochas do tipo Chapecó podem chegar a cerca de 15% de volume de feno e microfenocristais.

As análises modais, como foi referido no Capítulo 2, foram realizadas por mapeamento químico pela microsonda eletrônica e foram muitos úteis para a caracterização destas rochas. Os resultados das rochas ATP e ATC estão tabelados nas Fig. V.5 e Fig. V.6, respectivamente. As tabelas com os resultados das amostras individuais de cada subgrupo de rochas ATP e ATC estão listados no Anexo 1.

	Moda de cristais intratélúricos (%)														
	Plagioclásio			Ortopiroxênio			Pigeonita			Augita			Ti-Magnetita		
	Min	Máx	Méd	Min	Máx	Méd	Min	Máx	Méd	Min	Máx	Méd	Min	Máx	Méd
Caxias do Sul (<i>n</i> =8)	0.9	2.9	2.0	0.3	1.3	0.7	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.1	0.1	0.3	0.2
Jacuí (<i>n</i> =3)	1.8	2.0	1.9	0.0	0.0	0.0	0.1	0.5	0.3	0.5	0.9	0.5	<0.1	0.1	0.1
Santa Maria (<i>n</i> =2)	0.8	1.2	1.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.5	0.4	0.0	0.1	<0.1	0.2	0.3	0.2

	Moda de cristais da matriz (%)											
	Plagioclásio			Augita + Pigeonita			Ti-Magnetita			Apatita		
	Min	Máx	Méd	Min	Máx	Méd	Min	Máx	Méd	Min	Máx	Méd
Caxias do Sul (<i>n</i> =8)	0.5	10.0	6.4	0.3	4.8	1.7	0.5	2.6	1.2	<0.5	<0.5	<0.5
Jacuí (<i>n</i> =3)	3.0	13.4	8.6	2.0	4.6	3.7	1.1	2.8	1.7	<0.5	<0.5	<0.5
Santa Maria (<i>n</i> =2)	2.1	5.6	3.9	2.3	3.2	2.8	0.8	0.9	0.9	<0.5	<0.5	<0.5

Fig. V.5 – Tabelas com resultados das análises modais realizadas através da nova metodologia, utilizando mapeamento químico pela microsonda eletrônica das rochas ATP. As rochas dos subgrupos Anita Garibaldi e Clevelândia são afíricas (<2% de cristais) e por isso, não constam nas tabelas (Ver Anexo 1).

	Moda de cristais intratélúricos (%)											
	Plagioclásio			Pigeonita			Augita			Ti-Magnetita		
	Min	Máx	Méd	Min	Máx	Méd	Min	Máx	Méd	Min	Máx	Méd
Guarapuava (<i>n</i> =5)	4.0	7.8	6.1	<0.1	0.1	<0.1	1.1	3.7	2.8	0.5	1.2	1.0
Tamarana (<i>n</i> =2)	5.1	6.0	5.6	<0.1	0.6	0.3	1.1	2.5	1.8	<0.1	0.5	0.3
Ourinhos (<i>n</i> =2)	3.1	4.3	4.0	<0.1	0.1	<0.1	0.8	0.9	0.9	0.5	0.5	0.5

	Moda de cristais da matriz(%)											
	Plagioclásio			Augita+Pigeonita			Ti-Magnetita			Apatita		
	Min	Máx	Méd	Min	Máx	Méd	Min	Máx	Méd	Min	Máx	Méd
Guarapuava (<i>n</i> =5)	0.5	5.1	2.8	0.2	3.4	1.0	0.2	2.6	0.9	<0.5	<0.5	<0.5
Tamarana (<i>n</i> =2)	2.1	8.7	5.4	1.5	4.6	3.1	1.2	2.0	1.6	<0.5	<0.5	<0.5
Ourinhos (<i>n</i> =2)	0.5	6.2	3.4	0.5	2.0	1.3	0.8	1.0	0.9	<0.5	<0.5	<0.5

Fig. V.6 – Tabelas com resultados das análises modais realizadas através da nova metodologia, utilizando mapeamento químico pela microsonda eletrônica das rochas ATC (ver Anexo 1).

5.1.4 – Outras feições importantes

Os gases em expansão nas lavas e em outras rochas vulcânicas formam muitas vezes cavidades ou vesículas. Nas rochas ATP e ATC, usualmente, estas vesículas são esféricas ou ovóides (com diâmetro de até 4,5 mm), ou tem contornos arqueados, mas muitas são extremamente irregulares. Elas podem ser preenchidas subsequentemente com minerais deutéricos ou secundários, tais como a opala, a calcedónia, a clorita, e as zeólitas, formando amígdalas (Fig. V.7 B).

Feições de fluxo magmático também são evidentes, comumente representadas por linhas curvas de micrólitos e pela alteração das camadas vítreas e finamente cristalinas, mas também pelo estiramento das vesículas e amígdalas (Fig. V.7 A, C).

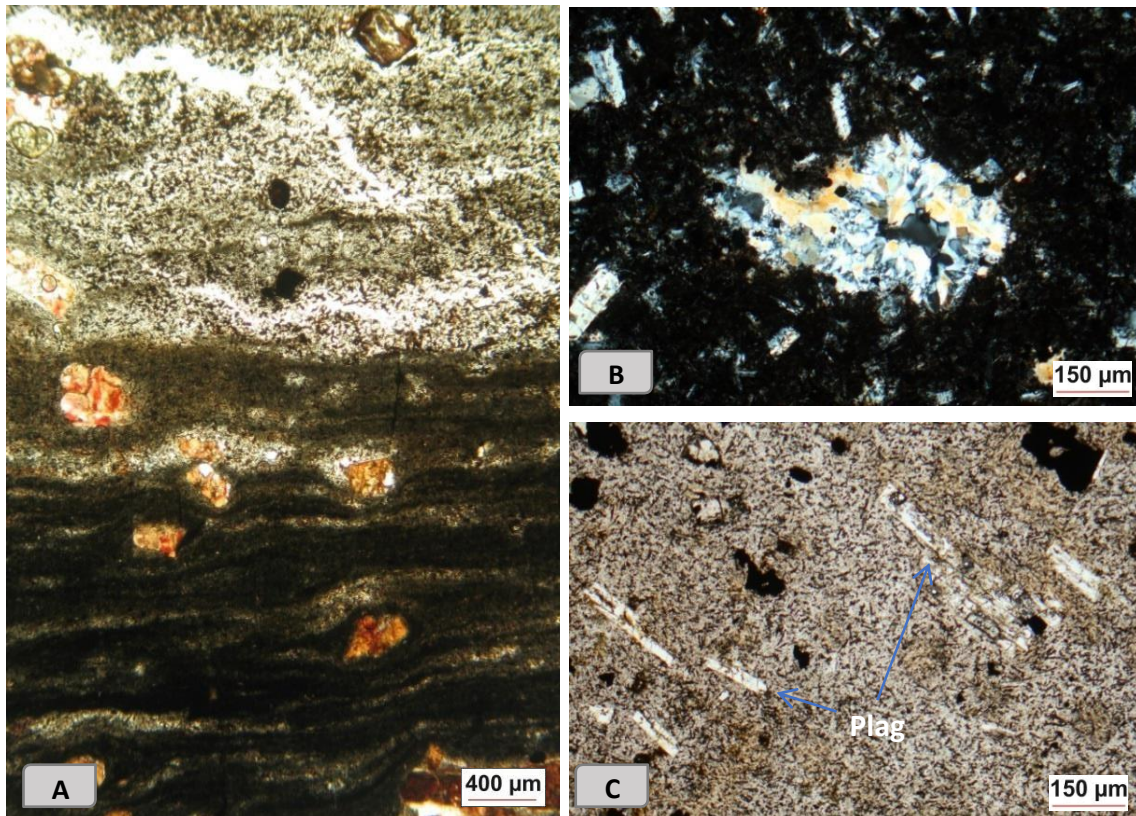


Fig. V.7 – Fotomicrografias de feições de fluxo nas rochas ácidas do tipo Palmas e Chapecó. A) Fluxo magmático em camadas (N//); B) Amígdala preenchida por material secundário em formato de gota, estirada devido aos movimentos de fluxo magmático (N+); C) Orientação de micrólitos e de fenocristais prismáticos de plagioclásio – textura fluidal (N//).

5.2 - Química Mineral: Aspectos Gerais das rochas ácidas ATP e ATC

A determinação das composições químicas das principais fases minerais presentes nas rochas de natureza ácida, neste caso piroxênios, plagioclásios e magnetitas, no conjunto de 30 amostras, foi realizada pela Microsonda Eletrônica instalada no DPM da UNESP – Rio Claro. Resultados com somatório das concentrações de elementos maiores e menores inferiores a 99% foram descartados. Foram analisados núcleo e borda de fenocristais, bem como de minerais presentes na matriz, cujos resultados mais representativos estão listados nas tabelas das Fig. V.8, V.9 e no Anexo 3.

5.2.1 – Plagioclásio

Os grupos de Palmas (ATP) e de Chapecó (ATC) mostram diferentes composições no teor médio de anortita nos fenocristais de plagioclásio, com pouca sobreposição entre os dois grupos (ATP $\approx$ 50% An, 45% Ab; ATC $\approx$ 40% An, 55% Ab), como pode ser observado por meio dos diagramas representados na Fig. V.10 A e B, respectivamente. Os resultados indicam que fenocristais, microfenocristais e matriz das rochas ácidas do tipo ATC são mais empobrecidos na molécula anortítica em comparação com os do tipo ATP, já que apresentam menores porcentagens da molécula An e maiores na molécula Ab (Anexo 3). Estes resultados parecem sugerir, tal como fez Garland *et al.* (1995), que os plagioclásios das rochas do tipo ATP são mais primitivos, enquanto das ácidas ATC são mais evoluídos.

Os fenocristais de plagioclásio nas rochas ATP e ATC apresentam todos os tipos de zoneamento composicional: normal, inverso e oscilatório. Nos riolitos e dacitos do tipo Palmas, ambas as populações de feno e microfenocristais são bastante mais homogêneas (Garland *et al.*, 1995), quando comparados às rochas de Chapecó, que, em geral, apresentam zoneamentos oscilatórios, mais complexos e irregulares.

			Anita Garibaldi	Caxias do Sul	Jacuí	Santa Maria	Clevelândia
Plagioclásio	Fenocristal	An _{Min-Max}	-	An ₄₇₋₆₈	An ₄₉₋₆₁	An ₄₈₋₅₈	-
		An _{Méd}	-	An ₅₉	An ₅₅	An ₅₆	-
	Microfenocristal	An _{Min-Max}	An ₂₋₅₇	An ₄₅₋₇₄	An ₄₂₋₆₀	An ₅₀₋₆₅	An ₁₆₋₅₇
		An _{Méd}	An ₄₇	An ₅₈	An ₅₅	An ₅₆	An ₅₁
	Matriz	An _{Min-Max}	An ₁₋₄₈	An ₂₅₋₅₆	An ₂₇₋₅₁	An ₃₈₋₅₄	An ₃₇₋₅₃
		An _{Méd}	An ₃₁	An ₄₉	An ₄₇	An ₅₀	An ₄₈
Ortopiroxênio	Fenocristal	En _{Min-Max} Wo _{MinMax}	-	En ₅₇₋₆₃ Wo ₃₋₄	-	-	-
		En _{Méd} Wo _{Méd}	-	En ₆₃ Wo ₄	-	-	-
	Microfenocristal	En _{Min-Max} Wo _{MinMax}	-	En ₅₇₋₆₆ Wo ₃₋₄	-	-	-
		En _{Méd} Wo _{Méd}	-	En ₆₃ Wo ₄	-	-	-
	Matriz	En _{Min-Max} Wo _{MinMax}	-	-	-	-	-
		En _{Méd} Wo _{Méd}	-	-	-	-	-
Pigeonita	Fenocristal	En _{Min-Max} Wo _{MinMax}	-	En ₄₄₋₄₈ Wo ₈₋₁₀	En ₅₆ Wo ₉	-	-
		En _{Méd} Wo _{Méd}	-	En ₄₆ Wo ₉	En ₅₆ Wo ₉	-	-
	Microfenocristal	En _{Min-Max} Wo _{MinMax}	En ₄₇₋₄₉ Wo ₈₋₉	En ₄₅₋₄₈ Wo ₆₋₈	En ₄₉₋₅₇ Wo ₈₋₉	En ₃₅₋₄₇ Wo ₅₋₁₀	En ₄₃₋₄₉ Wo ₇₋₉
		En _{Méd} Wo _{Méd}	En ₄₈ Wo ₉	En ₄₇ Wo ₇	En ₅₅ Wo ₉	En ₄₁ Wo ₇	En ₄₆ Wo ₈
	Matriz	En _{Min-Max} Wo _{MinMax}	En ₄₇₋₅₂ Wo ₈₋₁₀	En ₃₇₋₅₅ Wo ₈₋₁₁	En ₄₁₋₄₃ Wo ₉₋₁₀	En ₃₅₋₄₈ Wo ₅₋₁₀	-
		En _{Méd} Wo _{Méd}	En ₄₈ Wo ₉	En ₄₆ Wo ₉	En ₄₂ Wo ₁₀	En ₄₁ Wo ₇	-
Augita	Fenocristal	En _{Min-Max} Wo _{MinMax}	En ₄₁₋₄₂ Wo ₃₆₋₃₉	En ₄₁₋₄₃ Wo ₃₆₋₃₉	En ₃₈₋₄₂ Wo ₃₅₋₃₇	-	-
		En _{Méd} Wo _{Méd}	En ₄₁ Wo ₃₈	En ₄₂ Wo ₃₇	En ₄₁ Wo ₃₇	-	-
	Microfenocristal	En _{Min-Max} Wo _{MinMax}	En ₃₈₋₄₃ Wo ₃₅₋₃₉	En ₄₁₋₄₃ Wo ₃₅₋₃₈	En ₃₈₋₄₁ Wo ₃₆₋₃₈	-	En ₂₈₋₃₂ Wo ₃₂₋₃₅
		En _{Méd} Wo _{Méd}	En ₄₁ Wo ₃₉	En ₄₂ Wo ₃₇	En ₄₁ Wo ₃₇	-	En ₃₀ Wo ₃₃
	Matriz	En _{Min-Max} Wo _{MinMax}	En ₃₃₋₄₁ Wo ₃₅₋₃₉	En ₃₆₋₄₃ Wo ₃₃₋₃₇	En ₃₃₋₄₀ Wo ₃₀₋₃₈	-	-
		En _{Méd} Wo _{Méd}	En ₃₈ Wo ₃₇	En ₄₀ Wo ₃₆	En ₃₈ Wo ₃₆	-	-
Ti-magnetita	Fenocristal	Ulv _{Min-Max}	Ulv ₄₁₋₃₉	Ulv ₂₉₋₇₈	Ulv ₄₄₋₈₃	Ulv ₄₀₋₅₉	Ulv ₄₇₋₇₄
		Ulv _{Méd}	Ulv ₅₃	Ulv ₄₇	Ulv ₅₉	Ulv ₄₉	Ulv ₅₃

Fig. V.8 – Tabela com a composição química média e respectiva variação, máxima e mínima, dos principais constituintes mineralógicos das rochas ATP (ver Anexo 3).

			Guarapuava	Tamarana	Ourinhos
Plagioclásio	Fenocrystal	An ^{Min-Max}	An ³⁶⁻⁵¹	An ¹⁹⁻⁴⁴	An ³²⁻⁴⁷
		An ^{Méd}	An ⁴¹	An ⁴¹	An ⁴¹
	Microfenocrystal	An ^{Min-Max}	An ³⁵⁻⁴⁶	An ⁴⁰⁻⁵⁰	An ³⁵⁻⁴⁶
		An ^{Méd}	An ⁴⁰	An ⁴⁴	An ⁴¹
	Matriz	An ^{Min-Max}	An ²⁴⁻³⁴	An ²³⁻⁴⁴	An ³⁷⁻⁵¹
		An ^{Méd}	An ²⁹	An ³⁴	An ⁴⁷
Pigeonita	Fenocrystal	En ^{Min-Max} Wo ^{MinMax}	En ⁴⁵⁻⁴⁹ Wo ¹⁰	-	En ⁴⁸⁻⁴⁹ Wo ⁹⁻¹⁰
		En ^{Méd} Wo ^{Méd}	En ⁴⁷ Wo ¹⁰	-	En ⁴⁸ Wo ¹⁰
	Microfenocrystal	En ^{Min-Max} Wo ^{MinMax}	En ⁴⁵⁻⁴⁹ Wo ⁹⁻¹⁰	-	En ⁴¹⁻⁴⁹ Wo ⁹⁻¹⁰
		En ^{Méd} Wo ^{Méd}	En ⁴⁷ Wo ¹⁰	-	En ⁴⁷ Wo ¹⁰
	Matriz	En ^{Min-Max} Wo ^{MinMax}	-	-	-
		En ^{Méd} Wo ^{Méd}	-	-	-
Augita	Fenocrystal	En ^{Min-Max} Wo ^{MinMax}	En ³⁵⁻³⁹ Wo ³¹⁻³⁷	En ³⁵⁻⁴² Wo ³⁴⁻⁴¹	En ³⁷⁻³⁹ Wo ³⁴⁻³⁶
		En ^{Méd} Wo ^{Méd}	En ³⁷ Wo ³⁶	En ³⁸ Wo ³⁷	En ³⁸ Wo ³⁵
	Microfenocrystal	En ^{Min-Max} Wo ^{MinMax}	En ³⁵⁻³⁹ Wo ³³⁻³⁷	En ³⁵⁻⁴² Wo ³⁵⁻⁴¹	En ³⁷⁻³⁹ Wo ³⁴⁻³⁶
		En ^{Méd} Wo ^{Méd}	En ³⁷ Wo ³⁶	En ³⁸ Wo ³⁷	En ³⁸ Wo ³⁵
	Matriz	En ^{Min-Max} Wo ^{MinMax}	En ³⁶ Wo ³⁷	-	En ³⁸⁻⁴¹ Wo ³⁶⁻⁴⁰
		En ^{Méd} Wo ^{Méd}	En ³⁶ Wo ³⁷	-	En ³⁹ Wo ³⁷
Ti-magnetita	Fenocrystal	Ulv ^{Min-Max} Ilm ^{Min-Max}	Ulv ³⁷⁻⁹⁶ Ilm ⁷⁴⁻⁹⁸	Ulv ⁶²⁻⁹⁶ Ilm ³³⁻⁹⁷	Ulv ⁴⁻³³ Ilm ¹²⁻⁹⁹
		Ulv ^{Méd} Ilm ^{Méd}	Ulv ⁶⁸ Ilm ⁸⁵	Ulv ⁷⁰ Ilm ⁸¹	Ulv ²⁰ Ilm ⁴⁵

Fig. V.9 – Tabela com as composições químicas, médias e de variação, das principais fases minerais das rochas ATC (ver Anexo 3).

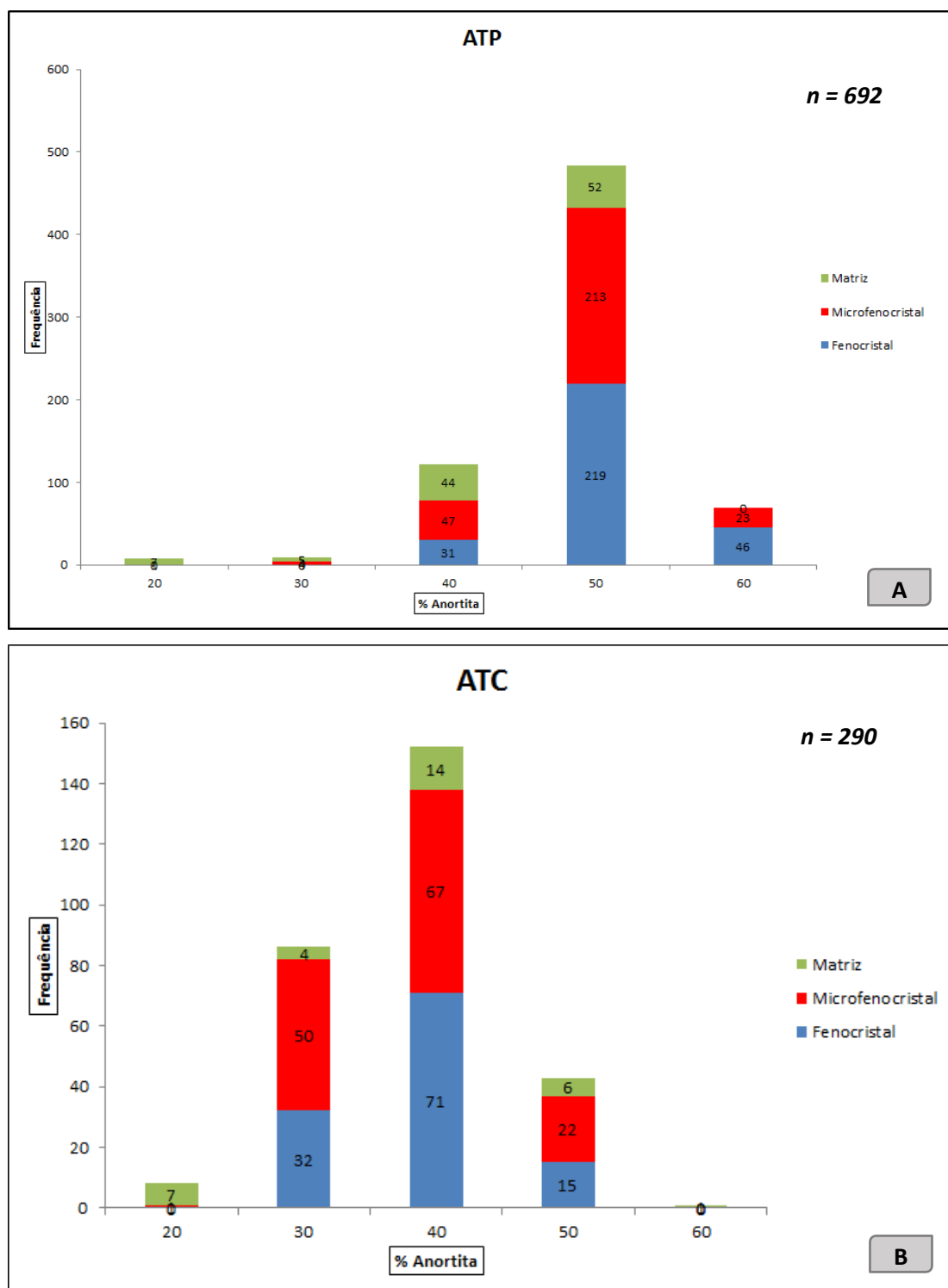


Fig. V.10 - A) e B) Histograma de frequências das concentrações de anortita nos plagioclásios das rochas vulcânicas do tipo Chapecó e Palmas, respectivamente. Como se pode observar, os cristais de plagioclásio pertencentes ao grupo Palmas apresentam, em geral e em todo o tipo de grãos, maior conteúdo em anortita.

As análises químicas dos plagioclásios foram projetadas em diagramas binários, tendo o componente An (anortita) na abcissa e SiO_2 , Fe_2O_3 e K_2O na ordenada (Fig. V.11). A sílica e K_2O apresentam *trends* lineares bem definidos com correlações positivas com a evolução magmática, já o Fe_2O_3 mostra dispersão moderada e correlação negativa. Elementos maiores tais como Fe e K são bastante sensíveis à variação na composição do líquido (Schiffman & Lofgren, 1981) e desta forma, em altas taxas de resfriamento, estes elementos concentrados na interface cristal/líquido, são incorporados na estrutura cristalina do plagioclásio devido ao alto crescimento e baixa difusão associados ao arrefecimento brusco. Esta observação está de acordo com o aumento de K_2O nas bordas dos cristais conforme pode ser observado na Fig. V.11. O decréscimo de Fe_2O_3 sugere que este elemento não foi incorporado na estrutura do plagioclásio.

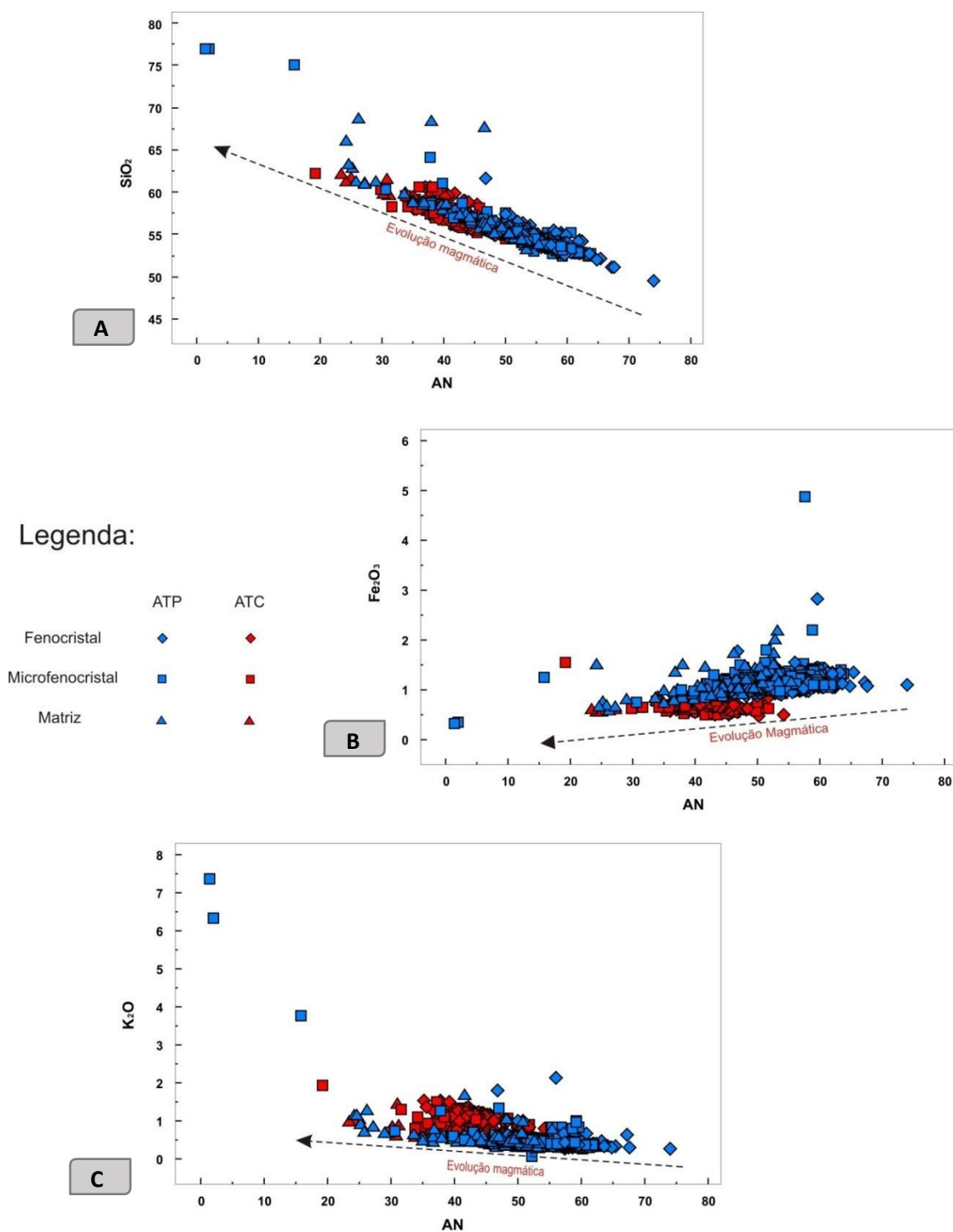


Fig. V.11 – Diagramas de variação para: A) SiO_2 , B) K_2O e C) Fe_2O_3 dos plagioclásios das rochas ATP e ATC tendo o componente An (anortita) como índice de diferenciação. Todos os elementos analisados denotam uma boa correlação com este componente.

5.2.2 – Piroxênio

Ao invés do que se passa com os cristais de plagioclásio, os cristais de piroxênio em ambos os grupos de rochas ATP e ATC não apresentam grandes variações composicionais. Porém, estes cristais se revelaram muito importantes para a compreensão da sequência de cristalização das rochas ácidas da PMP. Em razão disso, é evidente o caráter mais primitivo dos piroxênios do grupo de rochas ATP, que apresentam maiores teores em MgO e #mg, representadas na mineralogia por pigeonita e em alguns casos, ortopiroxênio (Fig. V.12), enquanto as rochas ATC, apresentam augita e pigeonita e ausência de ortopiroxênio.

	%MgO		#mg	
	Mín	Máx	Mín	Máx
ATP	9.08	23.96	0.29	0.66
ATC	11.95	17.42	0.35	0.49

Fig. V.12 – Tabela com valores máximos e mínimos de MgO e #mg dos piroxênios das rochas ATP e ATC.

O zoneamento composicional dos piroxênios é comum, com muitos cristais exibindo aumento de FeO e decréscimo do conteúdo de MgO do núcleo para as bordas, e por sua vez, aumentando a razão Fe/Mg.

Quando projetados em diagramas binários MgO vs. CaO verifica-se pouca variação composicional entre os clinopiroxênios investigados. Nos cristais de augita existe uma correlação negativa bem definida entre estes elementos, enquanto para a pigeonita existem dois grupos com conteúdos em MgO diferentes, um grupo constituídos por cristais de pigeonita do subtipo Jacuí (CaO $\geq 18\%$) e um outro grupo, que engloba os cristais de pigeonita de todas as rochas ATC e das restantes ATP (com CaO $< 16\%$) (Fig.V.13).

Entretanto, nos mesmos diagramas constata-se a presença de uma população de Ca bem definida nos cristais de augita (CaO $\approx 17-19\%$), enquanto nos cristais de pigeonita observa-se uma variação significativa de Ca, com conteúdos entre 2,5 a 5,5% CaO (Fig.V.13). A população de pigeonita pobre em CaO predomina nas bordas de fenocristais/microfenocristais e em cristais da matriz. Verificou-se apenas uma amostra representativa do núcleo de fenocristal

de pigeonita inserida no grupo pobre em CaO. Na Fig. V.13 tem-se a projeção de MgO vs CaO dos cristais de pigeonita e augita onde se verifica um “trend” linear com correlação negativa, indicando decréscimo destes elementos com a evolução da diferenciação, isto é, do núcleo para a matriz.

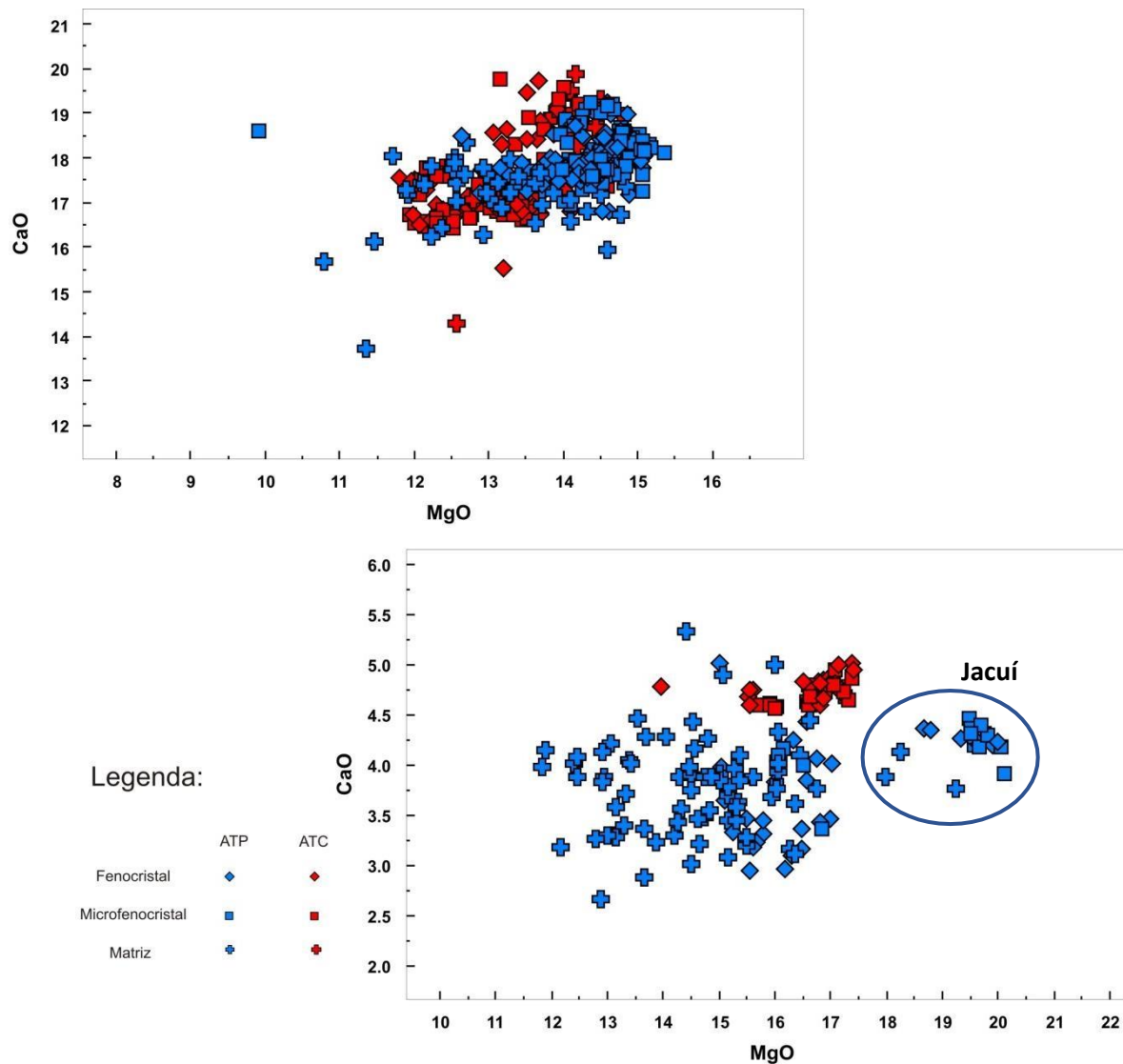


Fig. V.13– Diagrama de variação MgO vs. CaO para a matriz, borda e núcleo dos feno e microfenocristais de A) augita e B) pigeonita.

5.2.3 – Óxidos Fe-Ti

Os óxidos de Fe e Ti, particularmente, que ocorrem nas ácidas Chapecó apresentam conteúdos maiores de TiO_2 em relação aos que ocorrem nas do tipo Palmas. Em média, as magnetitas das rochas ATP apresentam 23% de TiO_2 enquanto nas ATC, as Ti-magnetitas apresentam, em média 16% TiO_2 . As composições dos óxidos de Fe-Ti refletem o enriquecimento em TiO_2 que, em geral, as rochas ATC apresentam (Garland *et al.*, 1995).

Com as imagens de MEV, foi possível observar outra característica importante, no que se refere ao conteúdo de óxidos, é que nas rochas pertencentes ao grupo ATC coexistem magnetita e ilmenita, estando esta última exsolvida em lamelas dentro da magnetita, enquanto que nas rochas ATP não há ocorrência de ilmenita, ocorrendo apenas magnetita (Fig. V.14).

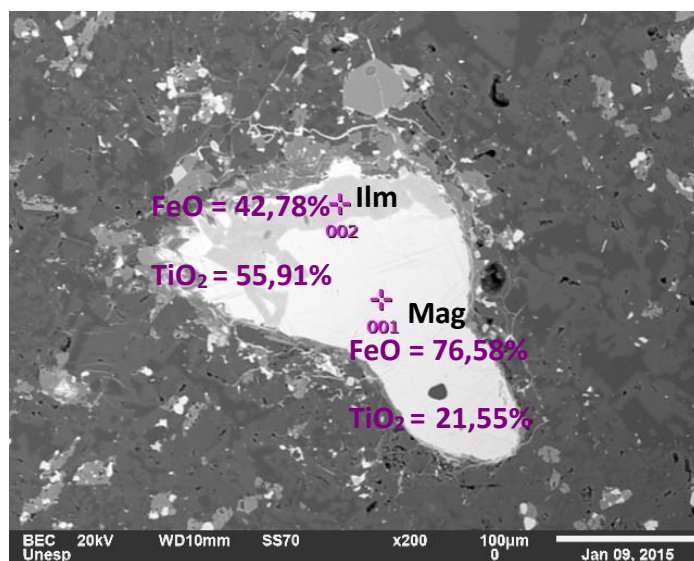


Fig. V.14 – Imagem de MEV com ilmenita (Ilm) exsolvida em lamela dentro da magnetita (Mag) em amostra de rocha ATC.

5.3 – Rochas Ácidas Tipo Palmas – ATP

5.3.1 – Petrografia e Química Mineral: Aspectos Gerais

As análises petrográficas, mostram que as rochas ácidas do tipo Palmas são holovítreas, com conteúdo de material vítreo superior a 90% e possuem geralmente texturas afíricas a fracamente porfiríticas (com conteúdo de fenocristais inferior a 5%) (Fig. V.5). Os fenocristais e/ou microfenocristais são de plagioclásio ($An_{68-46}Ab_{27-49}$), augita ($En_{28-43}Wo_{39-32}$), pigeonita ($En_{43-57}Wo_{10-6}$), ortopiroxênio ($En_{57-66}Wo_{4-3}$) e de ti-magnetita (ulvoespínélio de = 29 a 83 %). A matriz é constituída de quartzo, feldspato alcalino (Or_{75-52}), plagioclásio (An_{56-24}), piroxênio, ti-magnetita (ulvoespínélio = 62%) e de ilmenita (Fig.V.8). Os dois primeiros apresentam frequentemente intercrescimento micrográfico, denotando localmente textura granofírica às rochas.

5.3.1.1 – Texturas

É possível distinguir petrograficamente dois subgrupos de rochas ATP: as do tipo Jacuí, Caxias do Sul e Santa Maria são, em geral, microporfiríticas a microglomeroporfiríticas, enquanto aquelas dos subgrupos Anita Garibaldi e Clevelândia são, na sua maioria, afíricas. Os tipos ricos em vidro são muito comuns. Na verdade, a textura vitrofírica é a mais comum destas rochas siliciosas (Fig. V.15 A).

Pitchstones e perlitos são exclusivos das rochas ácidas Palmas (Fig. V.15 B, C).

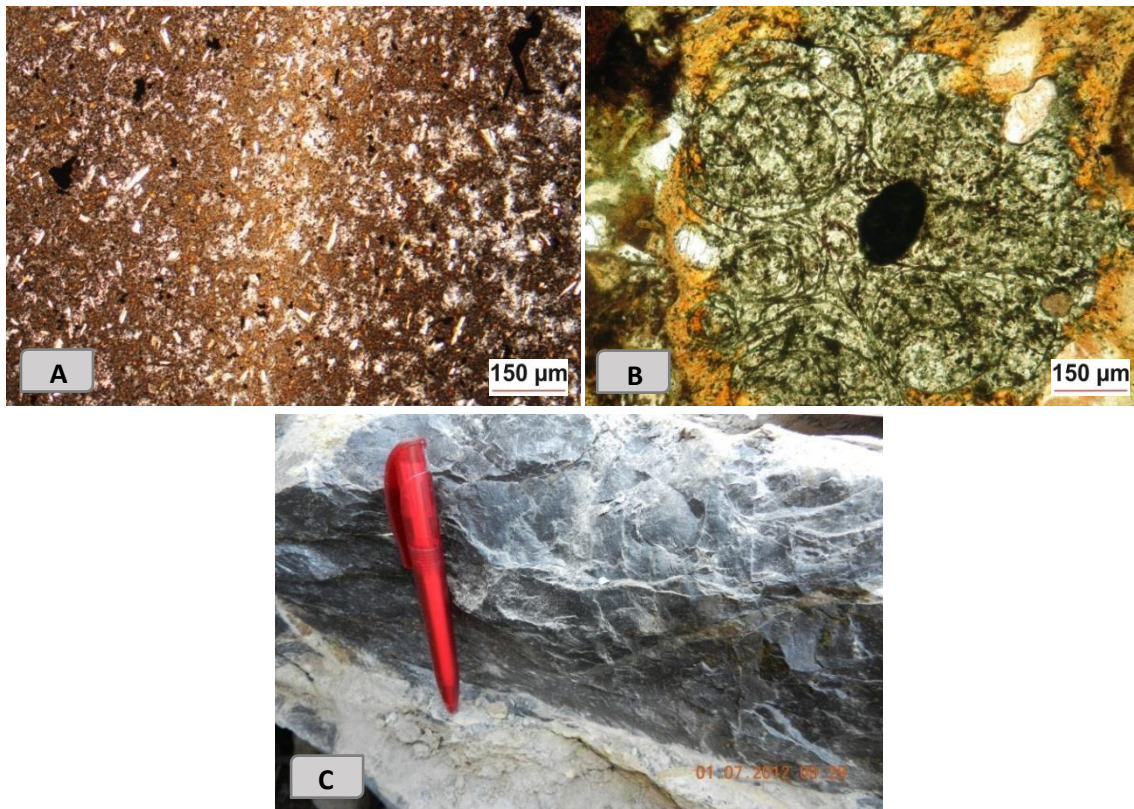


Fig. V.15 – A) Fotomicrografia de textura vítrea N//; B) Fotomicrografia com fendas perlíticas rodeando cristal de Ti-magnetita (Ti-mag) N//; C) Amostra de mão de pitchstone/obsidiana.

5.3.1.2 – Granulação

No que se refere à granulação das amostras esta também se revela bastante variável dentro do grupo de rochas ácidas do tipo Palmas, podendo os cristais variar entre 0,2 a 4,5 mm de diâmetro. Nas rochas pertencentes ao subtipo Jacuí, os cristais de maior dimensão atingem 1,1 mm e em média 0,4 mm e em Santa Maria, os cristais possuem em média 0,5 mm, podendo alguns cristais de maior dimensão atingir 1,5 mm (Fig. V.16). No entanto, são as rochas pertencentes ao subtipo Caxias do Sul que apresentam os cristais de maior dimensão e com grande dispersão de valores (Fig. V.16).

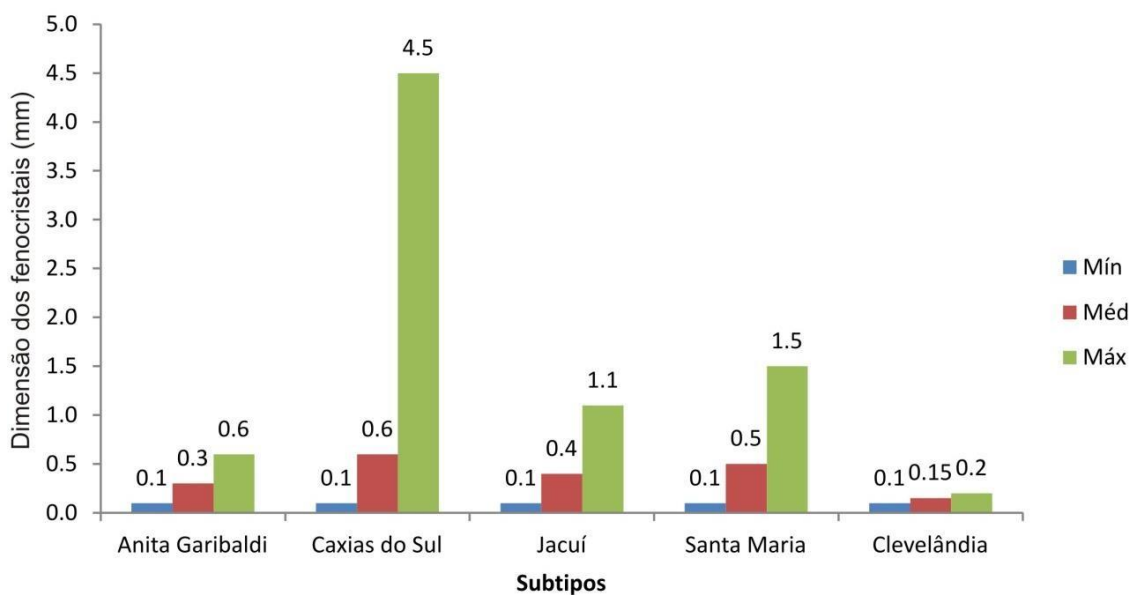


Fig. V.16 – Histograma da dimensão dos cristais das rochas ATP. Como se observa pelo histograma, os valores médios entre os cristais de maiores dimensões não difere muitos entre os vários subtipos das rochas Palmas, exceto no subgrupo Caxias do Sul que ocorrem os cristais de maiores dimensão.

5.3.1.3 – Moda

Esta subdivisão pode estender-se até à percentagem modal (Fig. V.17). O primeiro grupo constituído pelas rochas dos subtipos Caxias do Sul, Jacuí e Santa Maria, com até 5% de cristais intratélúricos (feno e microfenocristais) e um segundo grupo, constituído pelos subtipos Anita Garibaldi e Clevelândia, com no máximo 2% de cristais intratélúricos, sendo essencialmente afíricos. As análises modais foram realizadas por mapeamento químico e os valores estão resumidos na Fig. V.5 e listados em tabelas no Anexo 1.

As análises modais mostram que as amostras de dacitos Caxias do Sul são holovítreas, com conteúdo de material vítreo superior a 90% (com conteúdo de fenocristais até 4,8%) enquanto os riolitos Santa Maria apresentam conteúdo de fenocristais até 2,1%, ficando as amostras de Jacuí com valores intermediários (Fig. V.17).

Nas rochas ATP o conteúdo de cristais/micrólitos na matriz é bastante variável, podendo chegar até 10% do volume total da rocha. Mas é no subgrupo Caxias do Sul onde se observa a maior quantidade de micrólitos e/ou cristais na matriz.

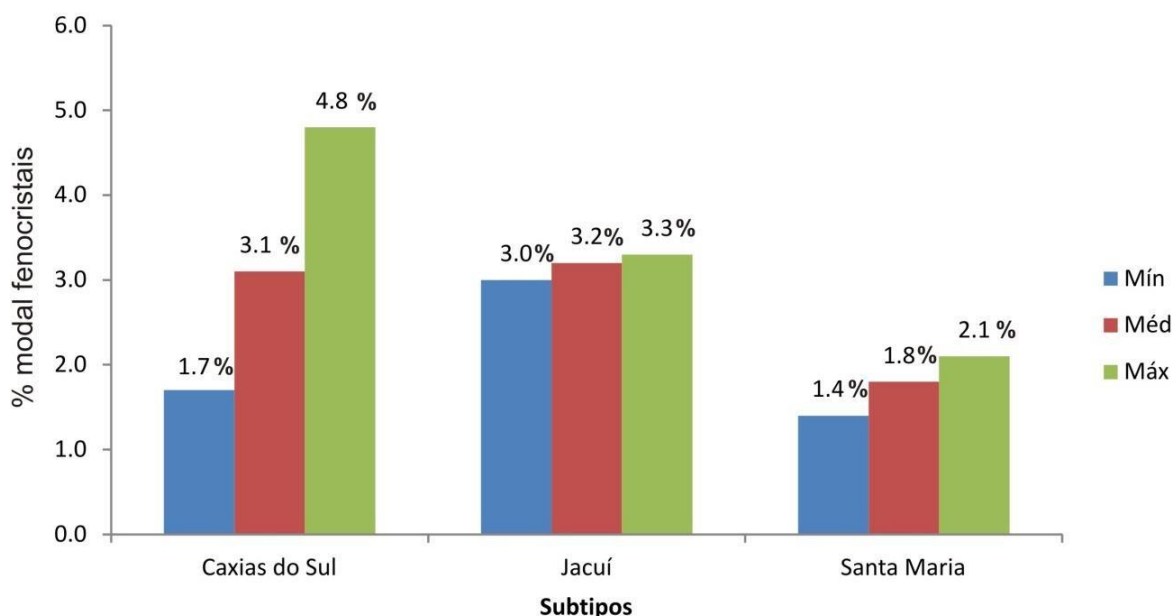


Fig. V.17 – Histograma representativo de cristais intratélúricos (feno e microfenocristais) das rochas ácidas do tipo Palmas. Em média, as rochas do tipo Jacuí e Caxias do Sul apresentam maior conteúdo em cristais. Os subtipos Anita Garibaldi e Clevelândia por serem afíricos, não constam no gráfico.

5.3.2 – Petrografia e Química Mineral: Estudo Detalhado

5.3.2.1 - Plagioclásio

O plagioclásio representa a fase mineral mais abundante das rochas ATP, perfazendo aproximadamente 10-15% da composição modal das rochas analisadas (Fig. V.5).

Os fenocristais e microfenocristais são prismáticos, subédricos a euédricos, submilimétricos a milimétricos (0,2 a 4,5 mm) (Fig.V.18 A, F). Na matriz o plagioclásio ocorre como cristais ripiformes subédricos a euédricos, submilimétricos, em esferulitos e em intercrescimento granofírico (Fig.V.18 B, E). Em geral, os feno e microfenocristais de plagioclásio apresentam-se alterados, com fraturas, bordas corroídas, texturas de embaimento, e denotam também sinais de resfriamento rápido nos cristais da matriz, onde se encontram com suas terminações basais em “cauda de andorinha” e interiores ocos (Fig. V.18).

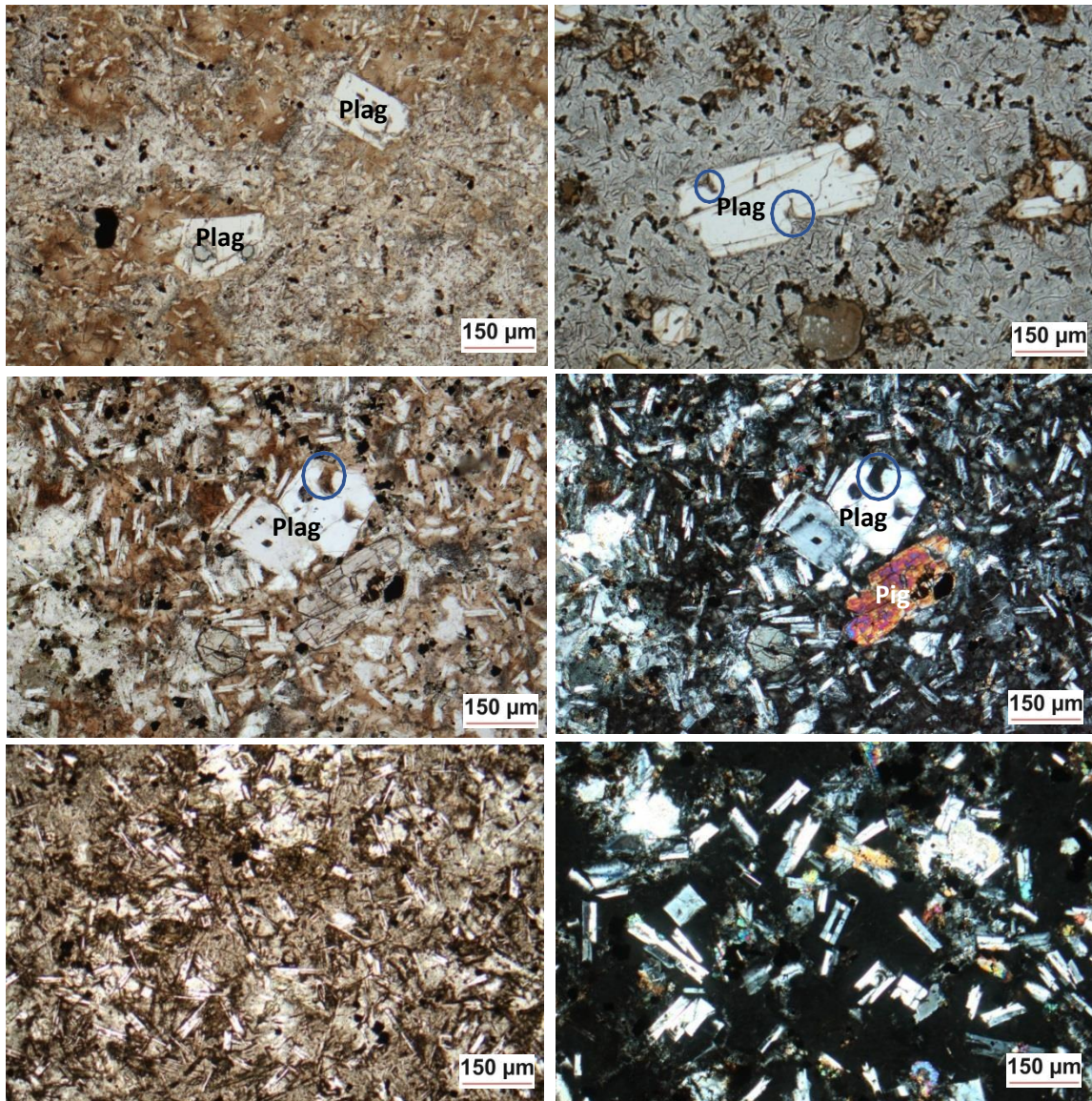


Fig. V.18 – Fotomicrografias com: A) Feno e microfenocristais de plagioclásio (Plag) imersos em matriz vítrea. N//; B) Fenocristal de plagioclásio com estruturas de embaiamento pela matriz (assinaladas com círculo). N//; C) e D) Microfenocristal de plagioclásio (Plag) com embaiamento e borda corroída ao lado de um cristal de pigeonita (Pig) bastante alterado, em matriz vítrea com cristais de plagioclásio com “cauda de andorinha” e clinopiroxênio (augita + pigeonita) granular; E) Textura do tipo “cauda de andorinha” observado em cristais de plagioclásio da matriz. N//; F) Cristais de plagioclásio (Plag) da matriz com interiores ocos. N+.

Adicionalmente, outra feição que merece seu devido destaque são os fenocristais de plagioclásio com textura tipo peneira (*sieve texture*), desenvolvidos por um intenso processo de reabsorção, como pode ser observado na Fig. V.19. Tais feições apenas são reconhecidas em amostras do subtipo Caxias do Sul. Estes cristais são raros e análises de microsonda foram

realizadas com pouco sucesso devido á mistura dos cristais com a matriz vítrea e/ou desvitrificada.

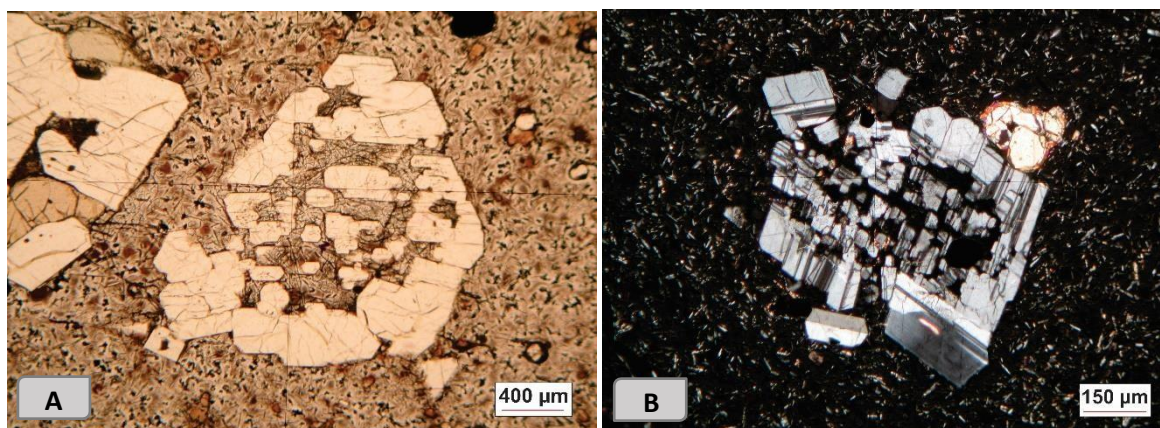


Fig. V.19 – Fotomicrografias com: A e B) Fenocristais de plagioclásio com textura em peneira (*sieve texture*), em associação com cristais de piroxênio, envolta em matriz desvitrificada. A) N//; B) N+.

Ambas as populações de feno e microfenocristais de plagioclásio são caracterizadas pelo zoneamento composicional, mais ou menos intenso, nas rochas do tipo Palmas (ATP). Exibem todos os tipos de zoneamentos, sendo o normal o mais observado (Fig. V.20). Quando comparados núcleos e bordas dos feno e microfenocristais de plagioclásio das rochas pertencentes a Caxias do Sul, constata-se um decréscimo médio de An na ordem de 2% dos núcleos para as bordas dos cristais (zoneamento normal) (Fig. V.21). Nas rochas do subtipo Jacuí os plagioclásios variam de labradorita a andesina ($An_{61}Ab_{37}Or_2$ a $An_{42}Ab_{55}Or_3$), com média aproximada de 55% na componente anortita. Na matriz, apresentam composição entre An_{41} e An_{27} (Fig. V.21). As rochas pertencentes ao subtipo Santa Maria apresentam conteúdos elevados de anortita (média 56%) e relativamente baixos de albita (média 39%), oscilando de bytownita, em núcleos de alguns fenocristais, a andesina (Fig. V.21). Os zoneamentos composicionais observados nos cristais de plagioclásio apresentam caráter tanto normal, quanto inverso, sendo o último francamente predominante. No caso dos zoneamentos de padrão normal, os teores de An variam de 48% a 58% nos núcleos dos cristais e de 51% a 57% nas bordas. Já no caso dos zoneamentos de padrão inverso - caso dos microfenocristais, os teores de An variam de 51% a 53% nos núcleos e de 57% a 65% nas bordas (Fig. V.21). É possível observar que, no caso dos padrões inversos, o contato

entre as zonas apresenta um caráter irregular, evidenciando um sistema em desequilíbrio.

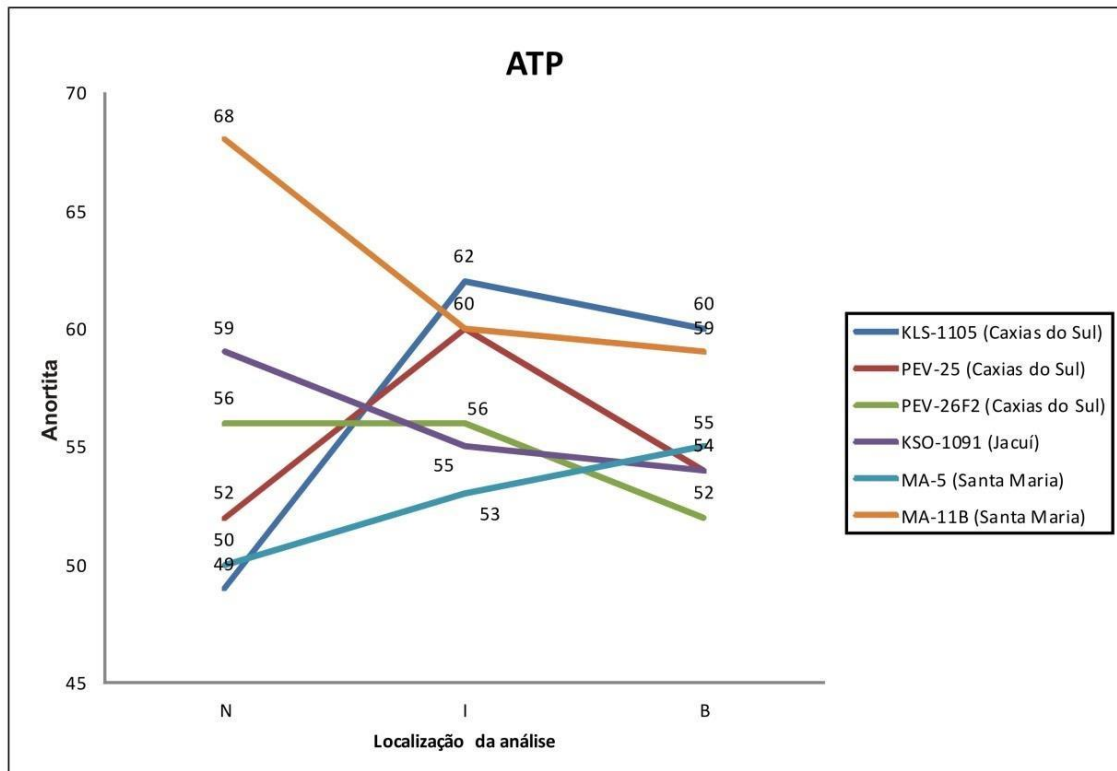


Fig. V.20 – Variação de An (anortita) nos feno e microfenocristais de plagioclásios de várias amostras das rochas ATP. Os pontos N, I e B são locais de análise por microsonda eletrônica e representam núcleo, zona intermediária e borda do mineral, respectivamente.

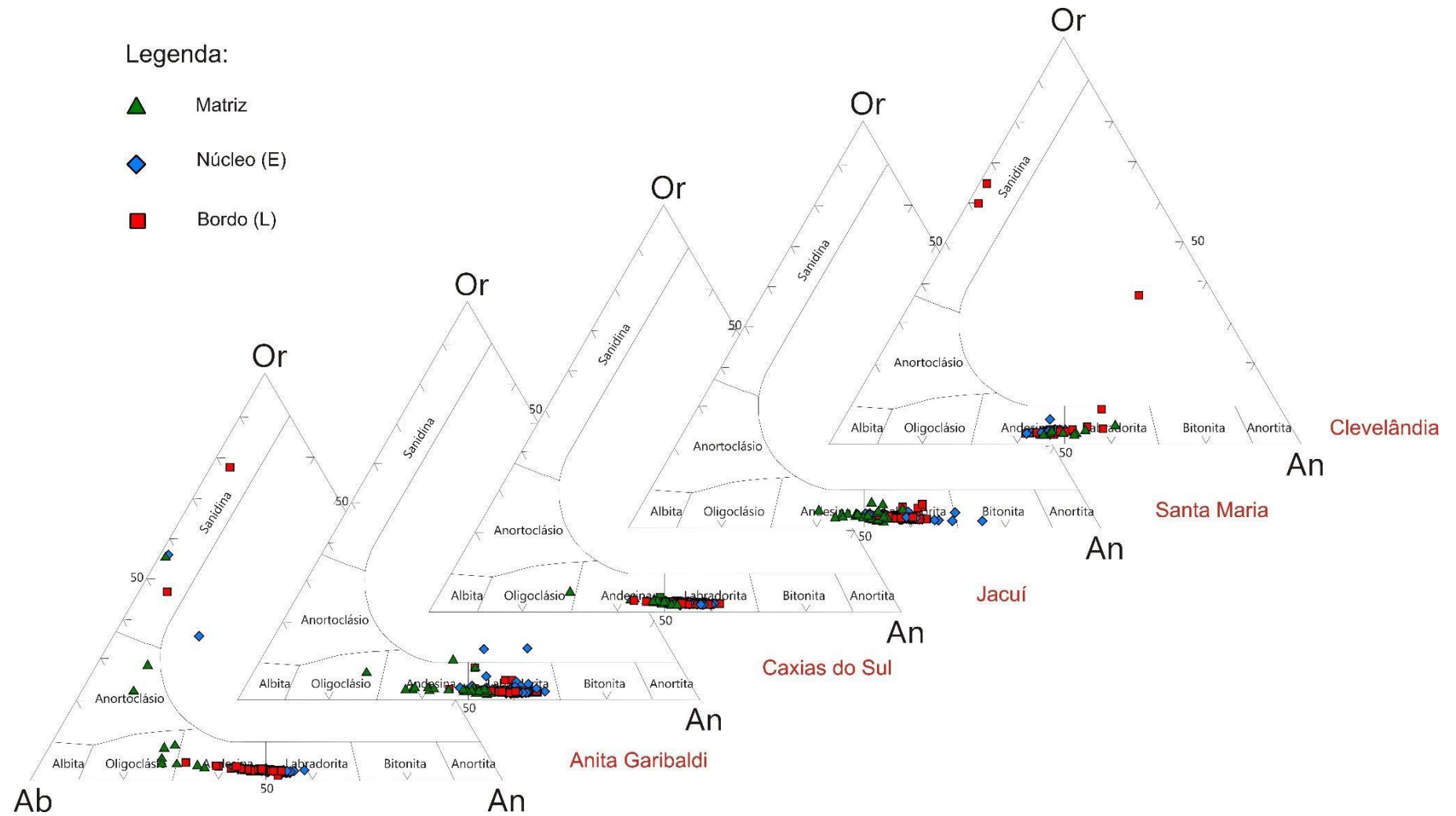


Fig. V.21 – Diagramas de classificação dos plagioclásios das rochas ácidas do tipo Palmas (ATP), segundo Deer (1983).

Em todas as rochas ATP estudadas, o componente Or (ortoclásio) é sempre inferior a 5%. Feldspatos alcalinos são raros (exceto na matriz – textura granofírica) e descritos somente nos grupos afíricos de Anita Garibaldi e Clevelândia (Fig. V.22), cuja composição situa-se no campo da sanidina.

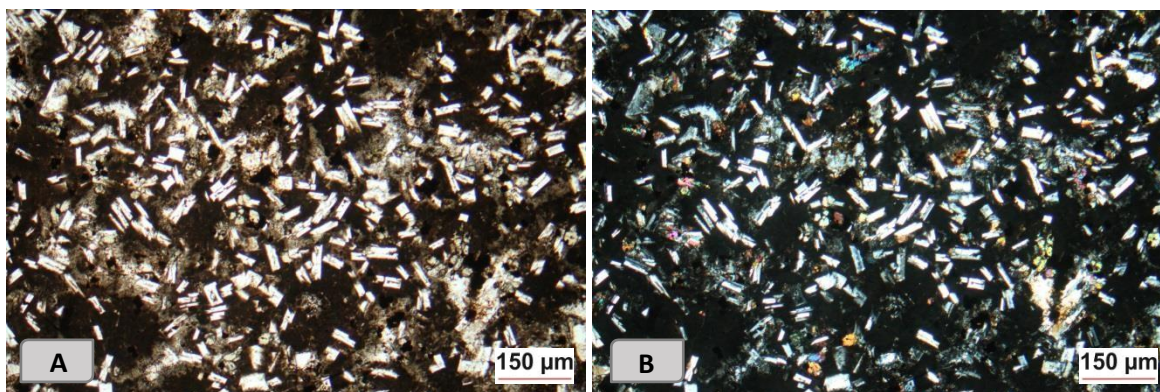


Fig. V.22 – Fotomicrografias de: A) e B) Microfenocristais prismáticos de plagioclásio e granulares de clinopiroxênio imersos em matriz vítrea com baixo grau de desvitrificação em amostra de dacito do subtipo Anita Garibaldi. N//; N+.

5.3.2.2 – Piroxênio

Os cristais de piroxênio perfazem até 5% da composição modal das rochas do tipo Palmas (ATP) e em geral, quando comparados aos fenocristais de plagioclásio, são menores e menos abundantes (Fig. V.5).

Porém, existem diferenças significativas na associação mineralógica dos piroxênios presente nos diferentes subtipos destas rochas.

No grupo Caxias do Sul é possível identificar três tipos de piroxênio, os pobres em Ca (ortopiroxênio e pigeonita) e os ricos em cálcio (augita). Os cristais de ortopiroxênio ocorrem como feno e microfenocristais, perfazendo até 3%, da composição modal das rochas (Fig. V.5), e são prismáticos, normalmente anédricos a subédricos, subarredondados, submilimétricos a milimétricos (0,1 a 3,5 mm) (Fig. V.23 A-D).

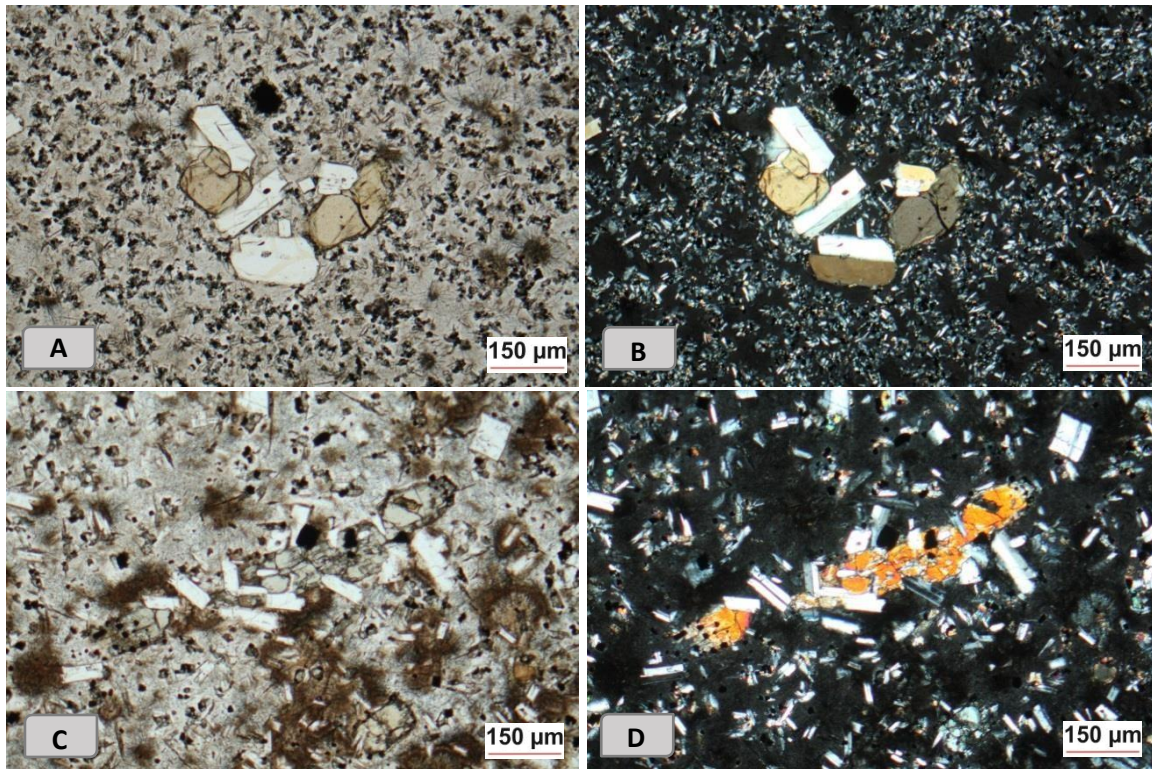


Fig. V.23 – Fotomicrografias A) e B) Glomerocrystal de plagioclásio e ortopiroxênio (Opx), além de microfenocristais e micrólitos de plagioclásio e clinopiroxênio dispersos pela matriz vítrea. N//; N+; C) e D) Fenocrystal prismático de ortopiroxênio com inclusões de microfenocristais de plagioclásio (textura subofítica). N//; N+.

Porém, existem diferenças composicionais e texturais no que diz respeito aos cristais de ortopiroxênio nos extensos derrames dacíticos de Caxias do Sul. Na parte oeste dos derrames (perfil LS) (Fig. III.5), o ortopiroxênio apresenta-se em relativa boas condições, ocorre como feno ou microfenocrystal, em associação com cristais de plagioclásio e Ti-magnetita, sem apresentar zoneamento, nem sinais de desequilíbrio (Fig. V.24). Os cristais apresentam razão Fe/Mg (≈ 1), com valores de FeO ($\approx 20\%$) e MgO ($\approx 22\%$) muito semelhantes. É ainda possível indicar que os cristais de ortopiroxênio da parte W apresentam conteúdos de CaO superiores a 2% (Anexo 3). Os (raros) microfenocristais de pigeonita, quando presentes, apresentam núcleos mais magnesianos e bordas com altos teores em Fe, quando comparados aos cristais de pigeonita da matriz.

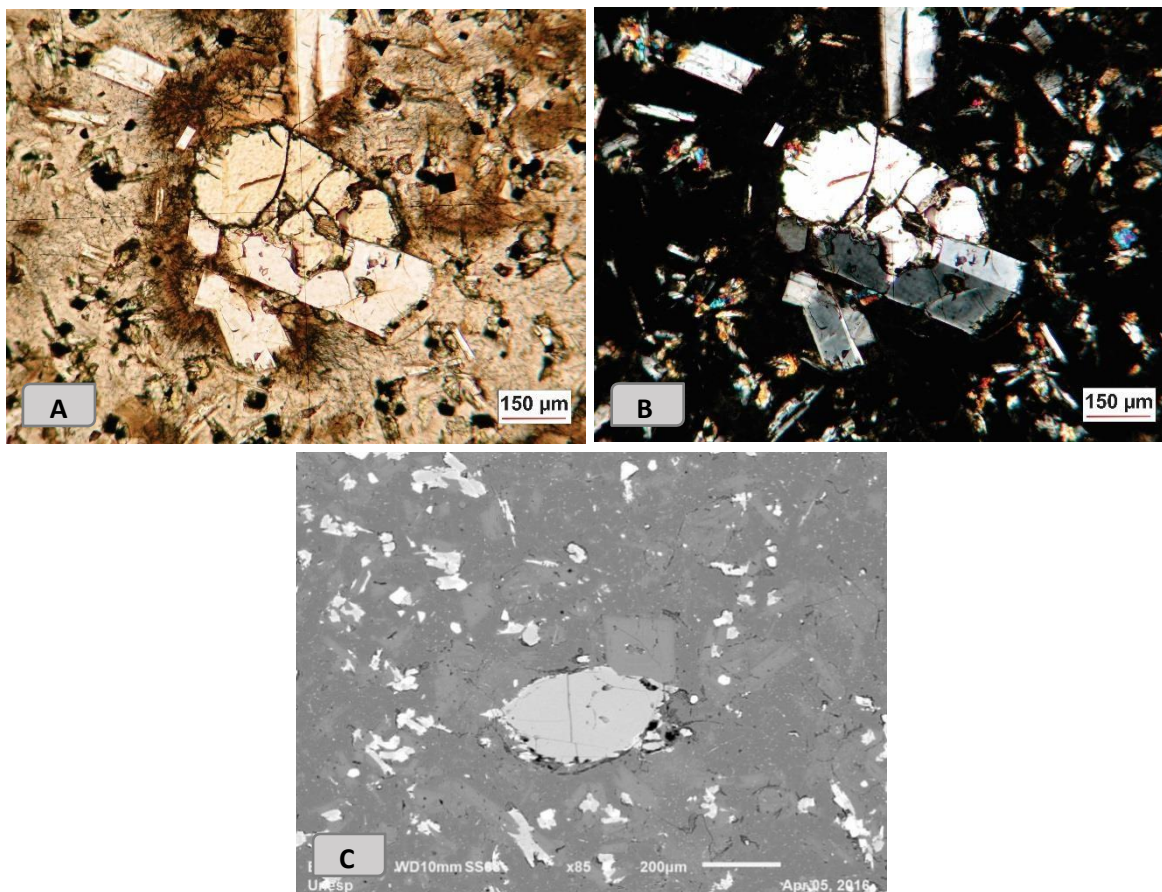


Fig. V.24 – Fotomicrografias A) e B) Cristal de ortopiroxênio em associação com microfenocristal de plagioclásio. N//; N+ C) Imagem de MEV de ortopiroxênio bem preservado, amostras pertencentes à região oeste dos derrames de Caxias do Sul.

Na porção leste dos derrames (perfis RA e TA, onde se inserem as amostras PEV e MA) (Fig. III.5), o ortopiroxênio está em elevado estado de alteração e ocorre quase sempre muito oxidado, sendo possível observar, localmente alteração de coloração esverdeada, talvez alterando para clorita (Fig. V.25 A, B). Muitos deles também apresentam textura corona e estão bastante fraturados (Fig. V.25 C, D), imprimindo a alguns cristais estruturas de embaimento (Fig. V.25 E, F). Os fenocristais de ortopiroxênio estão quase sempre bordejados ou envoltos por cristais de pigeonita (Fig. V.26). Ao contrário do que se passa nos derrames da porção oeste, o ortopiroxênio não ocorre isolado na fase fenocristalina sendo acompanhado por feno e microfenocristais de augita, com baixa razão Fe/Mg (≈ 1). Neste caso, os cristais de ortopiroxênio apresentam teores de cálcio inferiores a 2%. É ainda possível indicar que os

cristais de piroxênio da porção leste ocorrem envolvendo os demais cristais, imprimindo, pontualmente, textura subofítica às rochas.

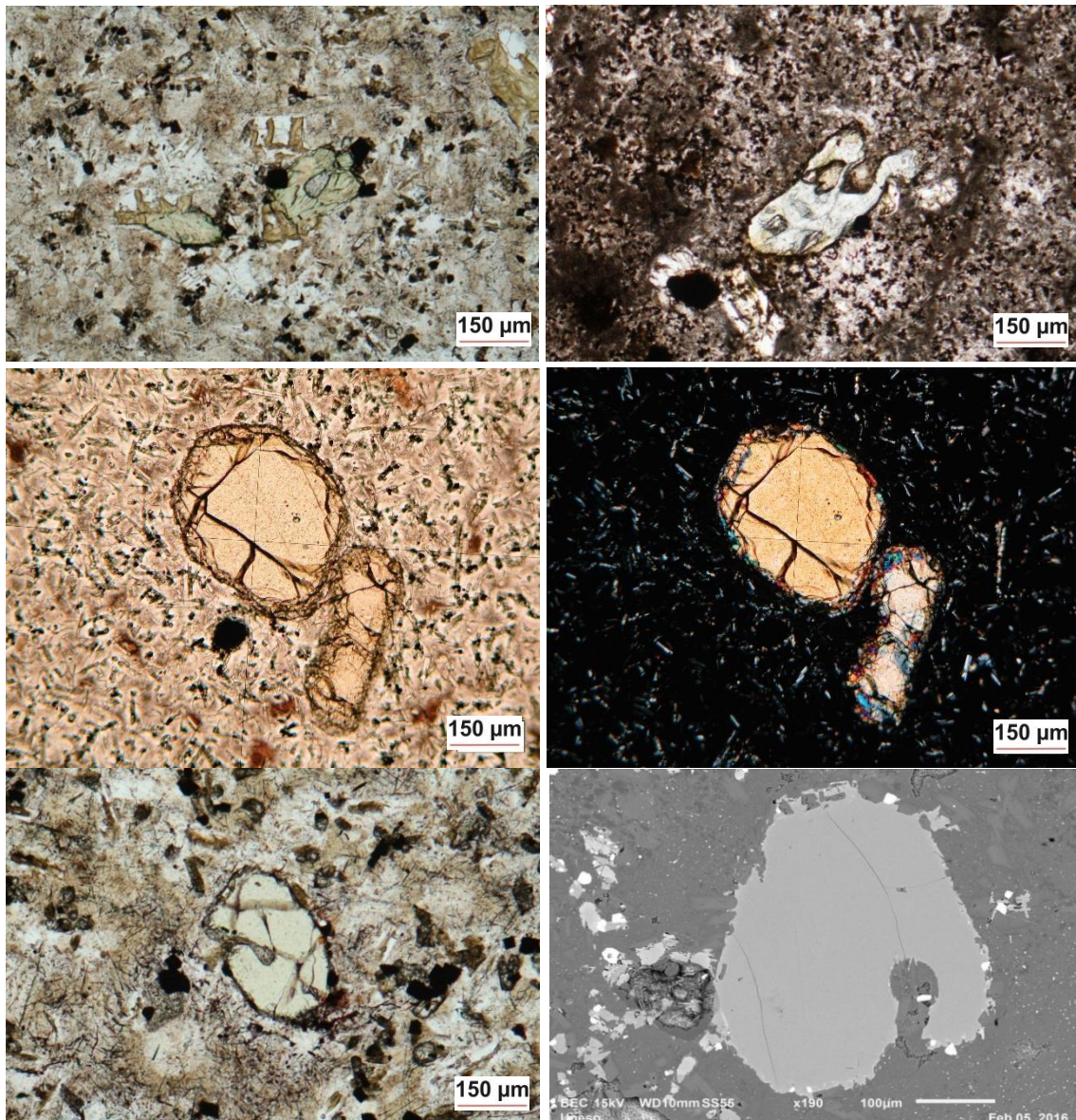


Fig. V.25 – Fotomicrografias de: A) e B) Microfenocristal de ortopiroxênio com alteração de cor esverdeada. N//; C) e D) Microfenocristal de ortopiroxênio com textura corona (pigeonita nas bordas). N// N+; E) Textura de embaiamento denotando o desequilíbrio do ortopiroxênio com o líquido magmático que gerou a matriz. N//; F) Imagem de MEV mostrando a mesma feição.

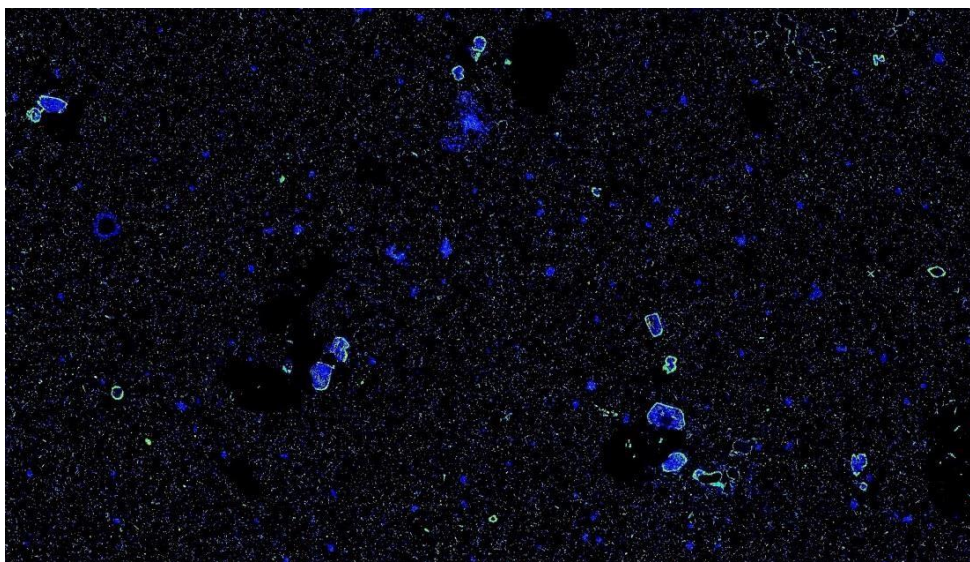


Fig. V.26 – Mapa de Mg da amostra MA-11B (amostra da porção leste dos derrames Caxias do Sul) realizado por microsonda eletrônica, onde se observa fenocristais de ortopiroxênio (núcleos dos cristais – azul) envolvidos por pigeonita (mantos de cor verde).

Como é observado no diagrama Ca-Mg-Fe (Fig. V.27), nas rochas de Caxias do Sul, a composição dos feno e microfenocristais de piroxênio pobres em Ca são ortopiroxênio, com composição variando entre $\text{En}_{57-66}\text{Wo}_{4-3}$ ($\text{En}_{63}\text{Wo}_4\text{Fs}_{33}$, em média), e os raros cristais de pigeonita, com sua composição variando entre $\text{En}_{44-48}\text{Wo}_{6-10}$ ($\text{En}_{47}\text{Wo}_8\text{Fs}_{45}$, em média), enquanto que os cristais de piroxênio ricos em Ca são da composição da augita, variando entre $\text{En}_{41-43}\text{Wo}_{35-39}$ ($\text{En}_{42}\text{Wo}_{37}\text{Fs}_{21}$, em média).

Os piroxênios presentes na matriz são pigeonita e augita com razão Fe/Mg variável (1,5 e 3, respectivamente) não diferindo muito entre as porções leste e oeste dos pacotes vulcânicos de Caxias do Sul. Na matriz, as pigeonitas apresentam variação entre $\text{En}_{37-55}\text{Wo}_{8-11}$ e as augitas entre $\text{En}_{36-43}\text{Wo}_{33-37}$.

Nas rochas dos subtipos Jacuí e Santa Maria, os cristais de ortopiroxênio estão ausentes da associação mineralógica, e os cristais de augita e pigeonita ocorrem como feno e microfenocristais, não estando mais apenas associados à matriz como no caso das rochas do subtipo Caxias do Sul (Fig. V.28 A, B).

Os fenocristais de augita ocorrem isolados ou como inclusões, que variam de tamanho, dentro de cristais de pigeonita e nas margens de alguns destes fenocristais (Fig. V.28 C, D). De modo geral, tem composição química entre $\text{En}_{38-42}\text{Wo}_{35-38}$ (Fig. V. 27).

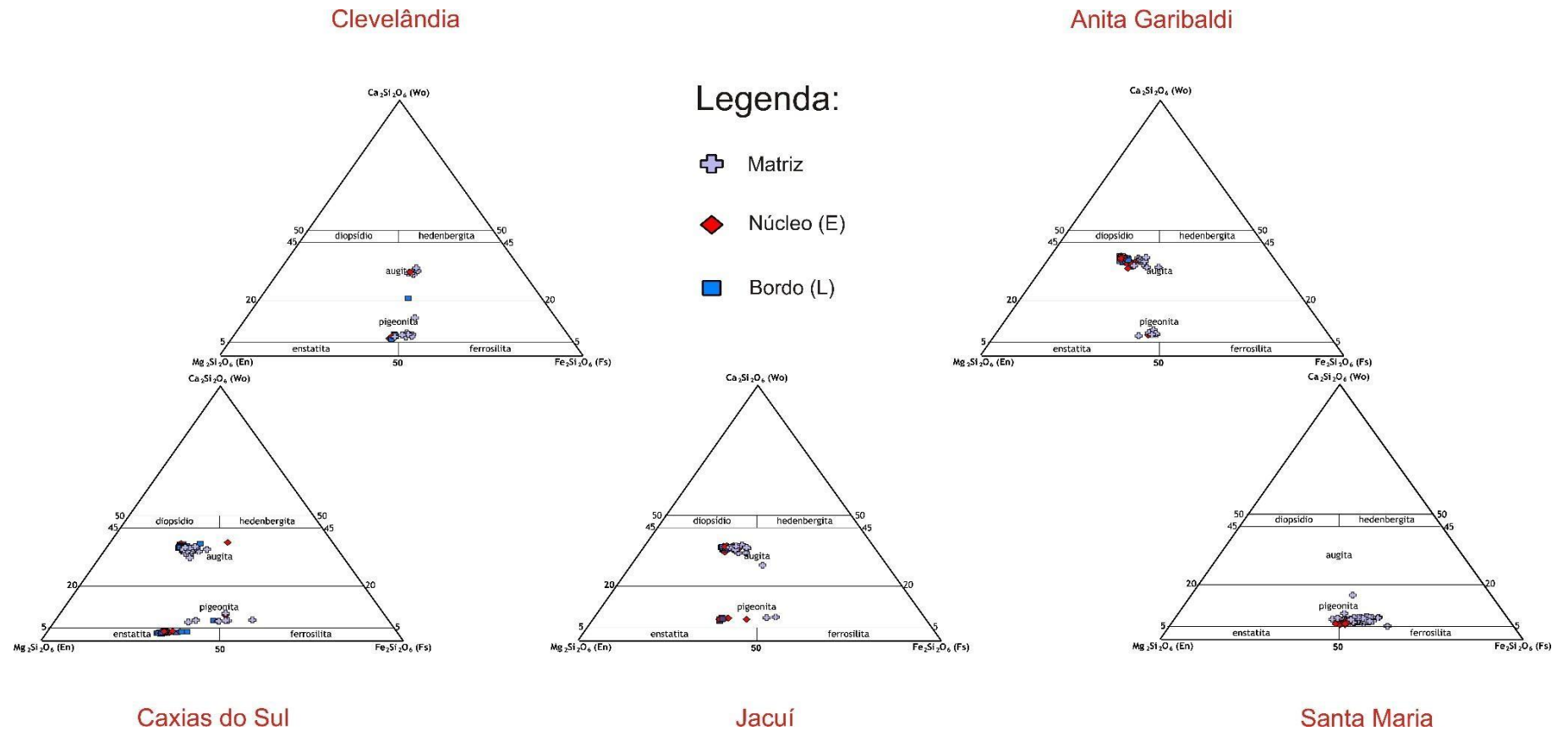


Fig. V.27 – Diagramas de classificação dos piroxênios das rochas ácidas do tipo Palmas (ATP), segundo Morimoto (1990).

Os feno e microfenocristais de augita, assim como os que rodeiam os cristais de pigeonita tem baixa razão Fe/Mg (≈ 1) e conteúdo em FeO ($\approx 15\%$) e MgO ($\approx 12\%$) mais baixos, enquanto que os da matriz apresentam conteúdos elevados em FeO ($\approx 23\%$) e baixos de MgO ($\approx 9\%$), aumentando esta razão (≈ 3). Os feno e microfenocristais de pigeonita tem razão Fe/Mg ($\approx 1,5$) mais elevada e conteúdo em FeO ($\approx 25\%$) e MgO ($\approx 18\%$) maiores que os cristais de augita que os rodeiam. A sua composição varia de $\text{En}_{57}\text{Wo}_8$ a $\text{En}_{49}\text{Wo}_9$ (Fig. V. 27).

Assembleias minerais de piroxênio que ocorrem nos riolitos de Santa Maria são constituídas majoritariamente por pigeonita e rara augita. Os microfenocristais de pigeonita são encontrados sob a forma de ripas, com 0,6 mm de diâmetro (Fig. V.28 E, F). Composicionalmente, apresentam entre $\text{En}_{48}\text{Wo}_5\text{Fs}_{47}$ e $\text{En}_{35}\text{Wo}_{10}\text{Fs}_{55}$ (Fig. V.27) e elevada razão Fe/Mg ($\approx 3,5$) com elevados valores de FeO ($\approx 39\%$) e baixos de MgO ($\approx 10\%$). Os cristais de augita, quando presentes, ocorrem a bordejar cristais de pigeonita. Estes cristais também apresentam elevada razão Fe/Mg (≈ 4). Na matriz, os cristais de pigeonita apresentam valores de FeO e MgO idênticos aos da geração fenocristalina e apresentam variação entre $\text{En}_{48-35}\text{Wo}_{10-5}$ e com média $\text{En}_{41}\text{Wo}_7$. Não foi encontrada augita na matriz destas rochas.

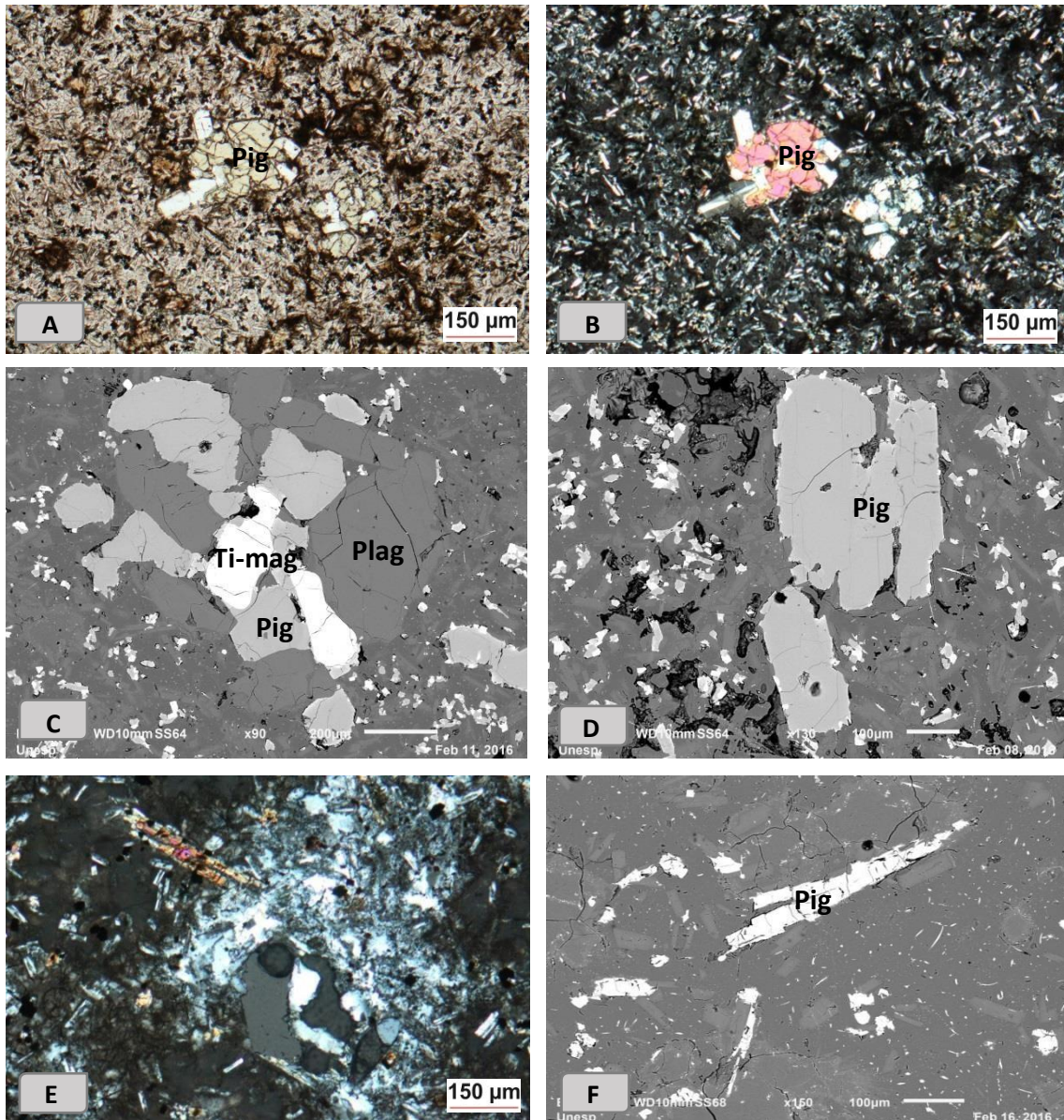


Fig. V.28 – Fotomicrografias de: A) e B) Microfenocristais de pigeonita (Pig) bastante fraturados e com as bordas corroídas em associação com microfenocristais de plagioclásio. N//; N+. Imagens de MEV; C) Glomerocristal de plagioclásio (Plag), óxidos de Fe-Ti (Ti-mag) e cristais de clinopiroxênio com núcleo de pigeonita (mais escuros) e bordas de augita (mais claros) em dacitos de Jacuí. D) Microfenocristal de pigeonita envolvido em matriz vítrea; E) Fotomicrografia de microfenocristal de pigeonita com hábito prismático no seio de matriz desvitrificada em riolito de Santa Maria. N+; F) Imagem de MEV de cristal de pigeonita (Pig) ripiforme.

O zoneamento composicional dos fenocristais de pigeonita é sempre normal, isto é, as razões de Fe/Mg aumentam, da forma gradual, desde o núcleo até borda dos cristais. Perto da margem dos cristais, esta razão aumenta rapidamente, porém, não é possível observar qualquer tipo de descontinuidade

ou irregularidade no zoneamento. Essa descontinuidade apenas é visível com a utilização do MEV (Fig. V.28 C, D).

Como a variação mineralógica ocorre sempre nas margens dos fenocristais de pigeonita, e sempre é a augita que cristaliza nas bordas da pigeonita, então a augita deverá ter cristalizado numa fase mais tardia que a pigeonita, e pode não estar em equilíbrio com os cristais de pigeonita analisados.

O gap composicional existente entre ortopiroxênio e augita das rochas do tipo Palmas, de entre a geração fenocristalina e a matriz, é consideravelmente amplo (isto é, cerca 18 mol% Ca). Esta diferença é maior comparada aos piroxênios da intrusão de Skaergaard, na Islândia (Brown, 1957).

Na Fig. V.29 estão listados os valores de MgO e do #mg das rochas ATP. De modo geral, os conteúdos em MgO variam de modo significativo dentro dos subtipos das rochas ATP (9,08 – 23,96% MgO), mas é no subtipo Caxias do Sul que ocorrem as maiores variações, e tal se deve à presença dos 3 tipos de piroxênio (opx – pig – aug). No que se refere ao #mg, este também é variável, apresentando-se, em geral, entre 0,29 a 0,66. Mais uma vez, é no grupo Caxias do Sul que permanecem as maiores amplitudes, já que este é o único grupo dentre todas as ácidas Palmas que contém ortopiroxênio em feno e/ou microfenocristais, o que resulta em valores elevados no #mg.

ATP	%MgO		#mg	
	Mín	Máx	Mín	Máx
<i>Anita Garibaldi</i>	10.81	17.99	0.33	0.52
<i>Caxias do Sul</i>	11.47	23.96	0.36	0.66
<i>Jacuí</i>	11.37	20.12	0.34	0.57
<i>Santa Maria</i>	11.85	16.77	0.35	0.48
<i>Clevelândia</i>	9.08	17.01	0.29	0.49

Fig. V.29 – Tabelas com valores máximos e mínimos de MgO e #mg dos subgrupos de rochas ATP (valores mínimos e máximos absolutos realçados em cor de laranja).

Os cristais de piroxênio, quando plotados em diagramas MgO vs FeO, apresentam uma excelente forma de identificar e subdividir os grupos das rochas ATP (Fig. V.30). Assim, pode-se verificar que a mineralogia dos piroxênios varia em cada tipo de subgrupo de rochas. Os cristais de ortopiroxênio são exclusivos das rochas de Caxias do Sul, os clinopiroxênios (augita + pigeonita) coexistem

nas rochas de Jacuí, e os cristais de pigeonita são os únicos cristais de piroxênio das rochas de Santa Maria. Em Clevelândia só foram analisados cristais da matriz e apresentam composição similar aos do subgrupo de Jacuí.

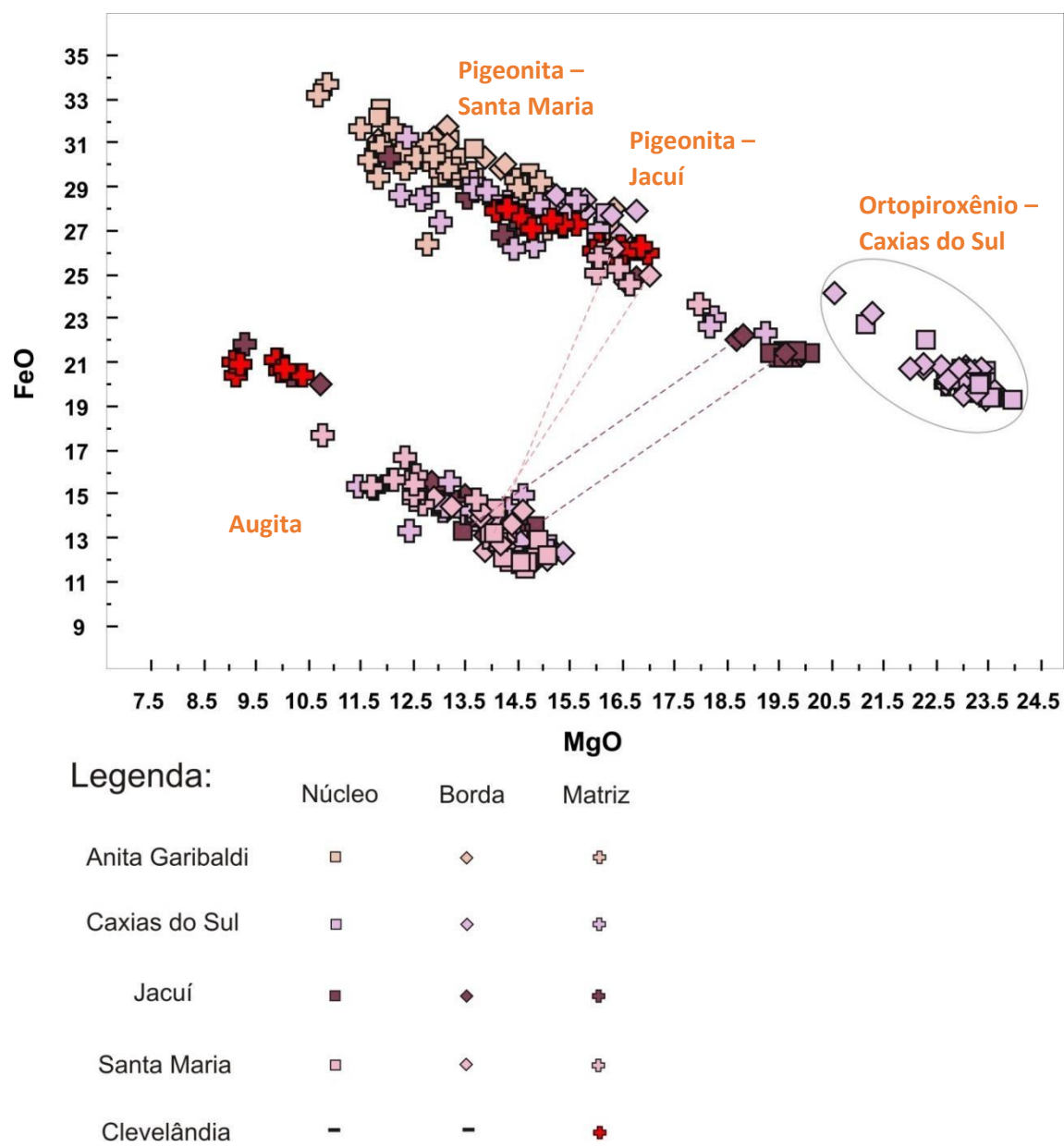


Fig. V.30 – Diagrama MgO vs FeO dos cristais de piroxênio (orto e clino) dos subgrupos de rochas ATP. As linhas a tracejados representam “tie-lines” entre pares de piroxênios da mesma amostra.

5.3.2.3 – Óxidos de Fe-Ti

Os minerais opacos correspondem até 3% do volume total da rocha (Fig. V.5). Podem ocorrer dispersos na matriz, euédricos a subédricos, com tamanhos médios de 0,1 mm, comumente sob forma de inclusões nos piroxênios ou em aglomerados cristalinos, onde apresentam dimensões maiores (de até 0,5 mm), geometria subédrica a anédrica, neste último caso, com margens bastante arredondadas e fraturamento irregular (Fig. V.31).

Os óxidos de Fe-Ti estão representados, na sua maioria, por Ti-magnetita em todos os subgrupos de rochas ácidas do tipo Palmas (ATP). Variam de 29 a 83% de Ulv, mas é o subtipo de Jacuí que apresentam os valores mais elevados, de 49 a 83% de Ulv, de entre todas as rochas ATP (Fig. V.32).

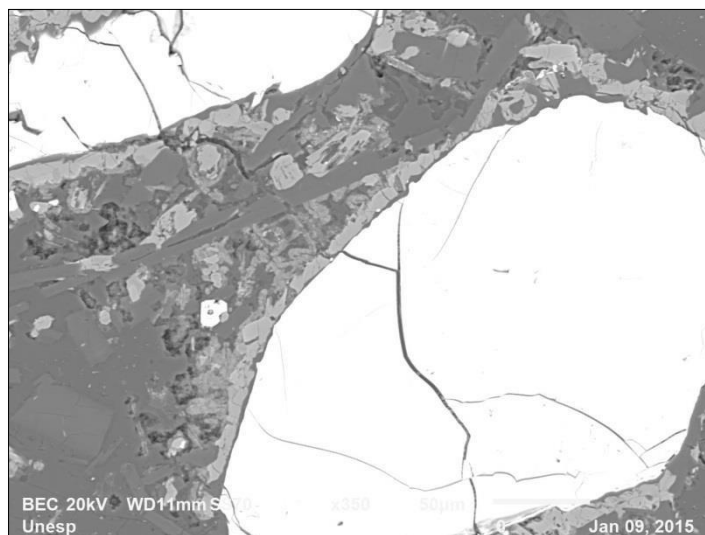


Fig. V.31 - Imagem de MEV com cristais de óxidos de Fe-Ti fraturados e envolvidos por outros cristais anédricos a subédricos de clinopiroxênio (Cpx).

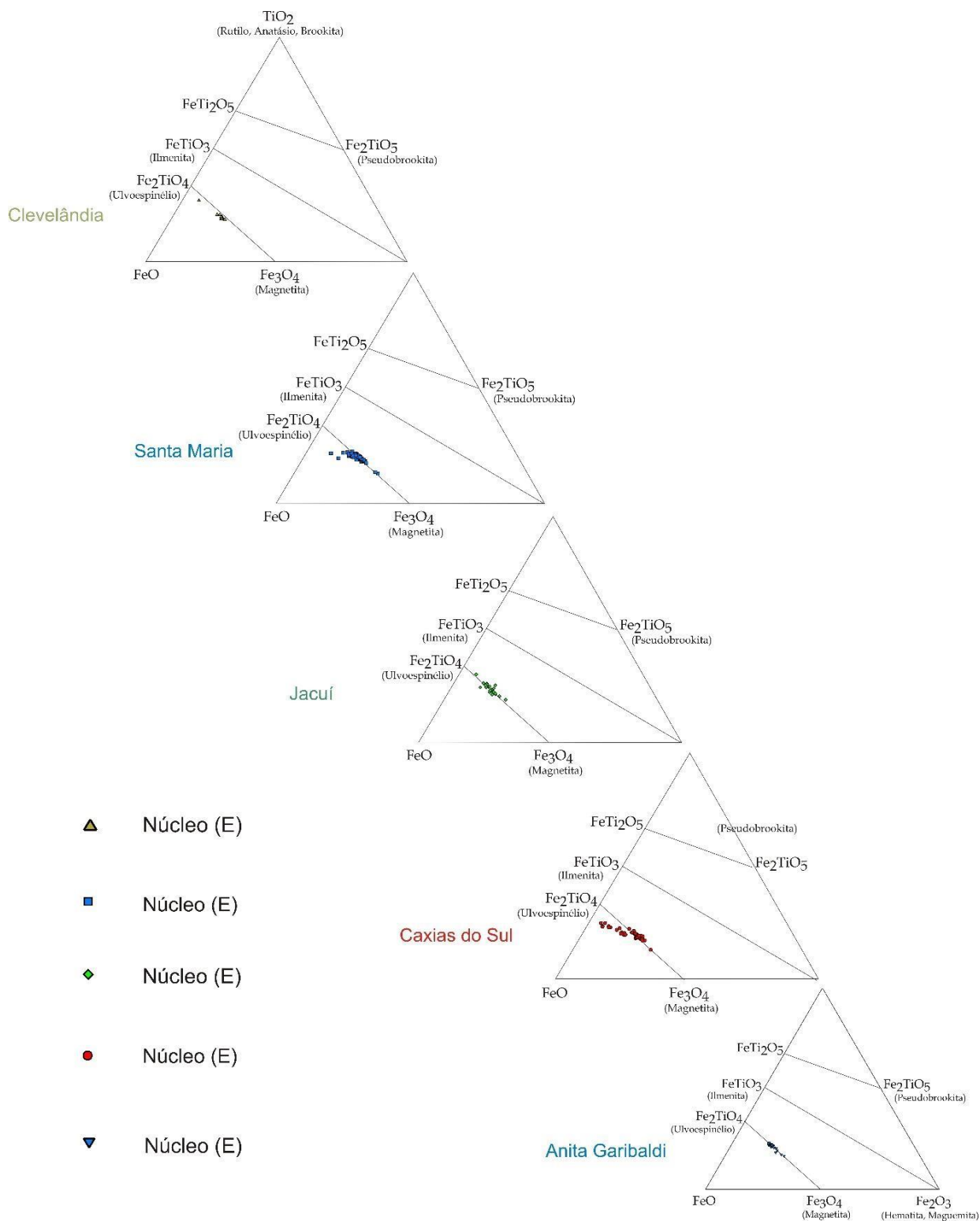


Fig. V.32 – Diagramas de classificação dos óxidos de Fe-Ti das rochas ácidas do tipo Palmas (ATP), segundo Buddington & Lindsley (1964).

5.3.2.4 - Discussão dos resultados

O estudo aprofundado da petrografia e da química mineral das rochas ATP permitiu identificar e detalhar aspectos químicos, texturais e mineralógicos, especialmente dos piroxênios, que ajudaram na caracterização mais precisa destas rochas. Enquanto o ortopiroxênio apenas se encontra presente nas amostras de Caxias do Sul, os clinopiroxênios (pigeonita e augita) são comuns nos dacitos do tipo Jacuí e mais raros nos riolitos do tipo Santa Maria, onde augita está ausente da assembleia mineral constituinte destas rochas. Neste caso, no grupo Caxias do Sul é possível identificar os três tipos de piroxênio (orto e clinopiroxênios), já no grupo de Jacuí está ausente o ortopiroxênio, e no grupo de Santa Maria só é possível observar pigeonita bordejando outros minerais presentes nas rochas.

As relações composicionais e texturais dos piroxênios coexistentes nos dacitos e pitchstones do subtipo Caxias do Sul, indicam que a assembleia mineral varia de ortopiroxênio-(rara pigeonita), na parte Oeste da PMP (perfis LS), com razão Fe/Mg relativamente baixa ($\approx 1-1,5$) para ortopiroxênio-augita-pigeonita com razão Fe/Mg semelhante, na parte Leste dos pacotes vulcânicos (perfis RA e TA) (Fig. III.7). A assembleia mineralógica da matriz, em toda a extensão de lavas (E-W), é constituída por augita e pigeonita com razão Fe/Mg muito variável ($\approx 1,5$ a 3).

As relações composicionais e texturais dos piroxênios nos dacitos de Jacuí, indicam que a associação mineralógica varia de augita-pigeonita com razão Fe/Mg relativamente baixa (≈ 1) para augita-(rara pigeonita) com razão Fe/Mg muito variável (≈ 1 a 3). A assembleia mineralógica da matriz é constituída por augita com razão Fe/Mg relativamente alta (≈ 3).

Nos riolitos de Santa Maria, a associação mineralógica dos piroxênios varia de pigeonita-(rara augita) com razão Fe/Mg relativamente elevada (≈ 2 a 3) até chegar ao fracionamento de pigeonita na matriz com razão de Fe/Mg muito elevada ($\approx 3,9$).

Repare-se que na matriz destas rochas, a pigeonita está ausente no subtipo Jacuí, enquanto que em Santa Maria, a augita é praticamente inexistente.

Os dados composicionais, texturais e químicos obtidos através dos piroxênios das rochas ATP indicam que a sequência de cristalização dos piroxênios ao longo dos subtipos Caxias do Sul, Jacuí e Santa Maria, variou de ortopiroxênio-augita-pigeonita com razão Fe/Mg baixo ($\approx 1-1,5$), para augita-pigeonita com razão de Fe/Mg variável (≈ 1 a 3), até chegar ao fracionamento de pigeonita com razão de Fe/Mg relativamente elevada (>3), respectivamente.

Os dados de química mineral demonstram que, em todas as rochas ATP estudadas, o conteúdo em Na é alto na augita (0,21 %, em média), médio na pigeonita (0,09 %) e baixo no ortopiroxênio (0,02%) (Anexo 3).

Os resultados obtidos revelam uma clara evidência na perturbação das condições P-T, e consecutivamente, as condições de equilíbrio dos piroxênios também mudaram durante o processo de cristalização. O teor em sódio está provavelmente relacionado com a pressão e profundidade que estas rochas se formaram (Nakamura & Kushiro, 1970). As pequenas variações experimentadas por este elemento no Na_2O indicam que não foi a pressão, mas sim a temperatura que sofreu alterações significativas durante a história de cristalização dos piroxênios no magma.

Como é observado na Fig. V.33, retirado de Nakamura & Kushiro (1970), a cristalização dos piroxênios inicia-se com pigeonita, só depois, com o decréscimo da temperatura, fracionam ortopiroxênio e augita. À medida que a temperatura desce a composição dos piroxênios já formados torna-se cada vez mais enriquecida em Fe e, portanto fracionará pigeonita de composição q à temperatura T_1 . Esta tendência pode ser observada nos diagramas da Fig. V.27, onde se observa o deslocamento dos pontos de núcleo, borda e matriz dos cristais de piroxênio das rochas ATP para o vértice da Ferrosilita (mais rico em Fe). O fracionamento simultâneo dos três piroxênios mantém-se até ser atingida a temperatura T_2 . A esta temperatura (T_2) o ortopiroxênio cessa de cristalizar do magma. Deve referir-se que este rumo na cristalização apenas se refere aos piroxênios que estão adjacentes ou sobrepostos na linha A-B (*bulk compositions*). Se a composição total dos piroxênios (*bulk compositions*) não estiver contida na linha A-B, então o ortopiroxênio vai parar de cristalizar do magma a temperaturas maiores que T_2 e com razão Fe/Mg inferior a s . Os magmas-tipo de Caxias do Sul, provavelmente ter-se-iam gerado a temperaturas superiores a T_2 e com razão Fe/Mg inferior a s . A substituição de ortopiroxênio

por pigeonita durante a cristalização dos magmas é o resultado da reação ortopiroxênio + líquido $\leftrightarrow$ pigeonita. O líquido envolvido nesta reação tem de ser mais enriquecido em Ca e Fe do que os três tipos de piroxênios (Ross *et al.*, 1973). A temperaturas inferiores a T₂, a augita e pigeonita vão cristalizar simultaneamente do magma. É a partir deste momento que se teriam começado a gerar os magmas-tipo de Jacuí, a temperaturas mais baixas dos que de Caxias do Sul.

Porém, nos magmas riolitos de Santa Maria, a pigeonita é o principal piroxênio da associação mineralógica destas rochas. É então destacado que o clinopiroxênio com a composição da pigeonita (independente na sua estrutura inicial) apresenta campo de estabilidade a temperaturas mais elevadas que o campo de estabilidade do par ortopiroxênio + augita, e não apenas ao do ortopiroxênio isolado (Nakamura & Kushiro, 1970). Considera-se, então, que a pigeonita tenha seu campo de estabilidade a temperaturas relativamente mais elevadas que os cristais de augita e ortopiroxênio com a mesma razão de Fe/Mg, e que a temperatura à qual são estáveis os piroxênios diminua enquanto a razão

Fe/Mg aumenta. Sendo assim, os dados indicam que a temperatura de cristalização dos piroxênios do subtipo Santa Maria são maiores do que àquela do subtipo Jacuí, de modo, que a única fase mineral a fracionar do magma-tipo Santa Maria foi pigeonita. E o incremento da proporção de pigeonita no magma é correlacionado com o aumento da temperatura deste (Ross & Huebner, 1979). Os magmas-tipo de Santa Maria estão fora do gráfico da Fig. V.33, pois teriam se formado a temperaturas mais altas do que Jacuí e até do que Caxias do Sul.

Nas rochas do tipo Caxias do Sul, tal como na Intrusão de Skaergaard (Brown, 1957), a associação mineralógica dos 3 piroxênios começa a fracionar a temperaturas mais elevadas do que os restantes subtipos de rochas ATP

(Jacuí e Santa Maria), porque a augita, pigeonita e ortopiroxênio são mais magnesianos neste subgrupo. E quanto maior o conteúdo em MgO, maior é a temperatura de cristalização. Esta interpretação é similar àquela proposta por Hess (1941), no entanto, como mencionado anteriormente, a interpretação atual é baseada na ideia que a pigeonita é essencialmente um mineral que incorpora Ca e que seu campo de estabilidade relativamente ao par ortopiroxênio + augita não é dependente do campo de estabilidade do clinopiroxênio em relação ao

ortopiroxênio em um sistema químico livre de Ca, tal como é o sistema $\text{MgSiO}_3\text{-FeSiO}_3$.

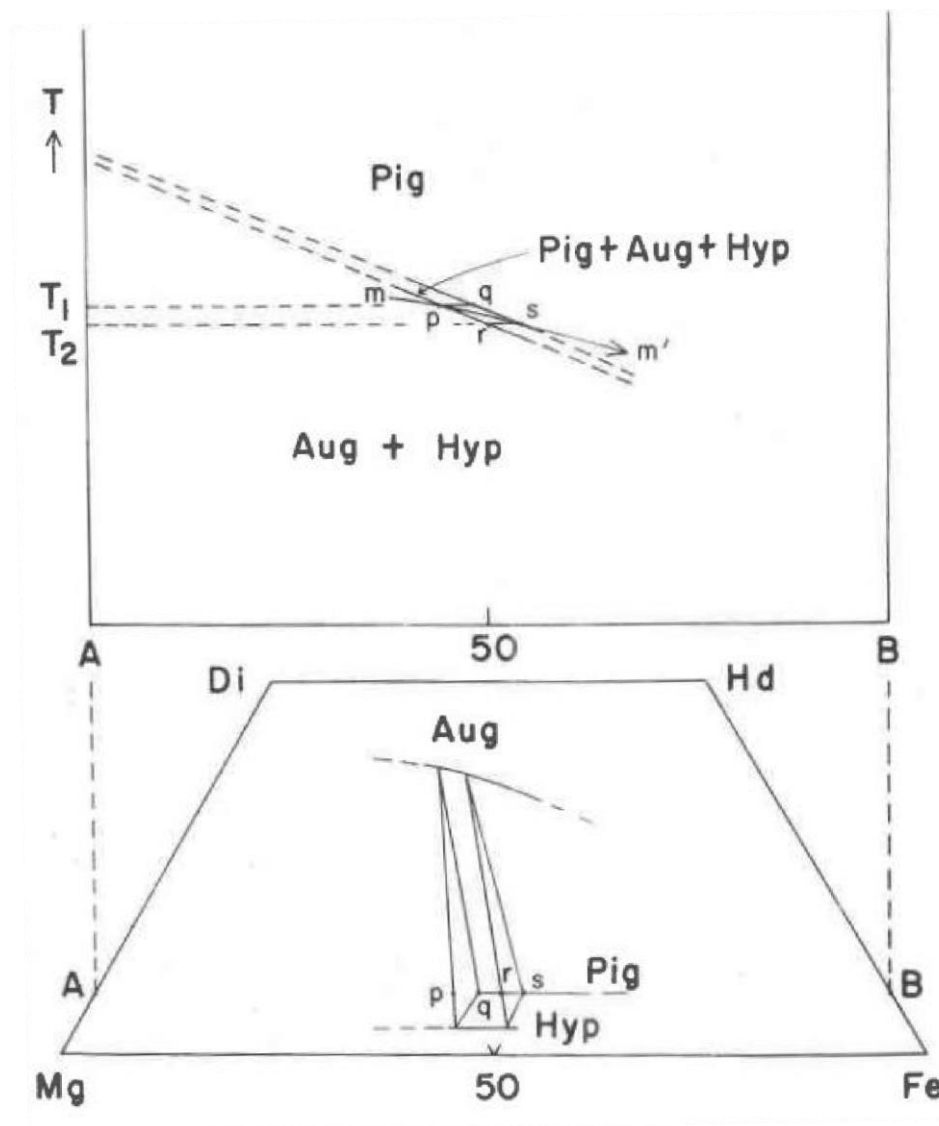


Fig. V.33 – Diagrama esquemático da cristalização dos piroxênios (retirado de Nakamura & Kushiro, 1970). Nota-se que pigeonita é o clinopiroxênio de mais alta temperatura e que ocorrência dos três (opx – pig – aug) piroxênios em simultâneo está confinada a uma gama de temperatura e composição química muito restrita. Na figura: *Hyp* = *Opx*.

A pigeonita ocorre como fenocristal em muitas rochas vulcânicas, sugerindo que a pigeonita é uma fase primária a cristalizar em magmas naturais; Yoder, Tilley e Schoiner (1963) sugerem que o cristal de protohiperstênio é muito provavelmente uma forma de pigeonita de elevadas temperaturas; a outra

hipótese é que a pigeonita seja uma fase de resfriamento rápido, tipo *quench*, estável ou metaestável.

Assembleias minerais de piroxênio que apresentam ortopiroxênio e pigeonita raramente são estáveis, para tal se suceder é necessário que o magma apresente uma restrita composição química (Ross *et al.*, 1973). As assembleias minerais trifásicas, de *ortopiroxênio – pigeonita – augita* também são raras: magmas basálticos ou andesíticos podem estar em equilíbrio com os três piroxênios em simultâneo, mas apenas numa restrita gama de condições P-T. Em líquidos onde existe forte fracionamento, pode ser que o magma intersecte o campo de estabilidade dos três piroxênios numa considerável gama de variação de temperatura e composição química, e desta maneira, ser possível uma relação entre ortopiroxênio, pigeonita, augita e próprio melt (Huebner *et al.*, 1972). O mesmo autor verificou que em cristais um pouco mais cálcicos, a sequência reacional passará primeiro pelo campo de estabilidade dos três piroxênios, só depois pelo campo de estabilidade da pigeonita – augita e por fim, da pigeonita apenas, isto se o magma não intervir durante as reações.

Sendo assim e juntando ao facto que o teor em ferro aumenta com o decorrer do processo de cristalização, e as relações texturais e composicionais de entre os piroxênios analisados, sugere que a sequência de cristalização das rochas do tipo Palmas se iniciou da região de estabilidade dos três piroxênios com razões relativamente baixas de Fe/Mg, como é observado nas rochas Caxias do Sul, passando pelo fracionamento do par augita-pigeonita nas rochas de Jacuí, até terminar com o fracionamento de pigeonita com elevadas razões de Fe/Mg nas rochas de Santa Maria.

É possível, ainda inferir sobre a temperatura de cristalização dos feno e microfenocristais de piroxênios das rochas ATP, em que os magmas-tipo de Jacuí cristalizam a temperaturas mais altas do que Caxias do Sul, cerca de 40°C, passando de 1094°C para 1134°C (Fig. V.34). Os magmas-tipo de Jacuí e Santa Maria cristalizam praticamente na mesma gama de temperatura, porém, existe um acréscimo de temperatura em Santa Maria, com o fracionamento da pigeonita como mineral de piroxênio isolado, a temperaturas superiores à temperatura de cristalização clinopiroxênio de Jacuí ($T > 1134^{\circ}\text{C}$) (Fig. V.34). O acréscimo de temperatura na geração destes magmas é suportado pela inversão no padrão de zoneamento dos plagioclásios, que em Santa Maria é inverso,

indicando, uma vez mais, a subida rápida da temperatura. Tal aumento brusco da temperatura pode ser causado por uma recarga magmática com líquido mais primitivo e, por conseguinte, mais quente.

Uma hipótese alternativa é o facto de a contaminação crustal que os magmas-tipo de Santa Maria sofreram, observado pelos valores elevados na razão de Sr/Sr (Bellieni *et al.*, 1986; Garland *et al.*, 1995), permitisse o decréscimo da temperatura “*solvus*” e por isso cristalizasse pigeonita em detrimento da augita. Porém esta hipótese é descartável porque a adição de material crustal iria baixar a temperatura do “*liquidus*” e tal contaminação não iria implicar uma variação tão significativa em elementos maiores tais como Ca, Fe ou Mg.

Os dados de geotermobarometria de Nardy *et al.* (2011), Polo (2014), e os mais recentes, de Luchetti (2015) não são muito conclusivos, mas apoiam de uma maneira geral a tendência apresentada na temperatura dos magmas ácidos do tipo Palmas (Fig. V.34).

Autor	Mineral	Grupo (Subgrupo)	T (°C)	P (Kbar)
Nardy <i>et al.</i> (2011)	<i>Clinopiroxênio</i>	ATC	995±26°	1.8±0.9
	<i>Plagioclásio</i>	ATC	1033±12°	3.2±1
	<i>Clinopiroxênio</i>	ATP	1028±38°	3.2±1.2
	<i>Plagioclásio</i>	ATP	1043±5°	1.9±1
Polo (2014)	<i>Ortopiroxênio</i>	ATP (Caxias do Sul)	1027	-
	<i>Clinopiroxênio</i>		976	1.6
	<i>Plagioclásio</i>		977	-
	<i>Plagioclásio</i>	ATP (Santa Maria)	953	-
Luchetti <i>et al.</i> (2015)	<i>Ortopiroxênio</i>	ATP (Caxias do Sul - E)	1106-1094	2.2-2.8
	<i>Plagioclásio</i>		1016	1.4
	<i>Clinopiroxênio</i>		1094	1
	<i>Ortopiroxênio</i>		1107-1096	1.3-1.9
	<i>Plagioclásio</i>		995	0.7
	<i>Ortopiroxênio</i>	ATP (Caxias do Sul - W)	1113-1100	1.7-2.3
	<i>Plagioclásio</i>		1001	0.8
	<i>Plagioclásio</i>	ATP (Santa Maria)	1012-1028	1.7-1.0
	<i>Clinopiroxênio</i>	ATP (Jacuí)	1134	2.7
	<i>Plagioclásio</i>		976-1030	1.1-1.7
	<i>Plagioclásio</i>	ATP (Anita Garibaldi)	1040	2.6
	<i>Plagioclásio</i>		1034	2.6
	<i>Clinopiroxênio</i>		1117	2.4

Fig. V.34 – Tabela dos cálculos e estimativas de pressão e temperatura por vários geotermobarômetros (Putirka *et al.*, 2003; Putirka, 2005, 2008 e 2009). Adaptado de Luchetti (2015).

5.4 – Rochas Ácidas Tipo Chapecó – ATC

5.4.1 – Petrografia e Química Mineral: Aspectos Gerais

As análises petrográficas, mostram que as rochas ácidas do tipo Chapecó são geralmente hipocristalinas, com conteúdo de material vítreo superior a 80%, apresentando texturas porfiríticas a fortemente porfiríticas (com conteúdo em fenocristais até 15% em volume) (Fig. V.6). Apresentando fenocristais e/ou microfenocristais de plagioclásio ($An_{51-19}Ab_{44-76}$), augita ($En_{35-42}Wo_{41-31}$), pigeonita ($En_{41-49}Wo_{10-9}$), Ti-magnetita (ulvoespínélio de = 62 a 96%) e de ilmenita (ilmenita $\approx$ 11 a 99%). A matriz é constituída de plagioclásio ($An_{51-23}Ab_{44-72}$), piroxênio, ti-magnetita (ulvoespínélio = 62%) e quartzo, feldspato alcalino (Fig. V.9). Os dois últimos apresentam frequentemente intercrescimento micrográfico, denotando localmente textura granofírica às rochas.

5.4.1.1 – Texturas

No que diz respeito ao tipo de texturas, a textura glomeroporfirítica é mais comum entre as rochas dos subgrupos de Guarapuava e Tamarana (Fig. V.35 B, C), enquanto no subgrupo de Ourinhos é rara ou mesmo ausente. Em alguns casos são observadas amostras com textura vitrofírica (Fig. V.35 A).

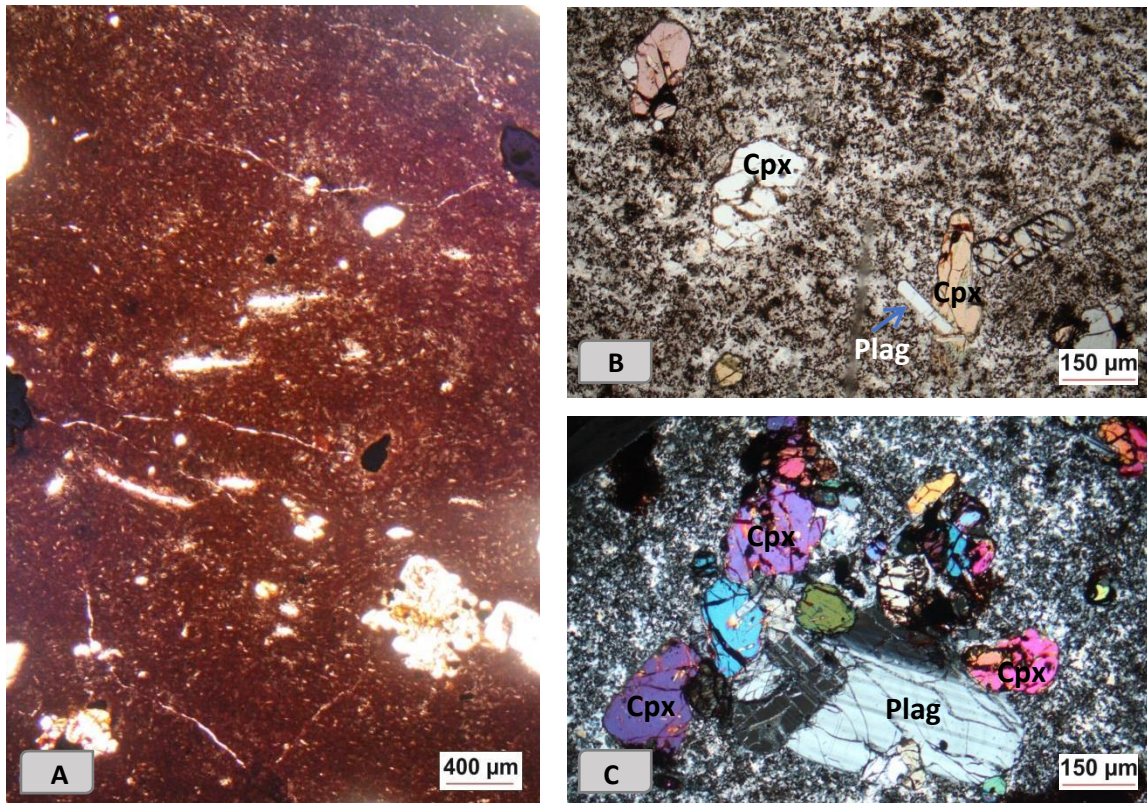


Fig. V.35 - Fotomicrografias de: A) Textura vitrofírica, vidro com coloração marrom. N//; B) Textura porfírica, com fenocristais fraturados de plagioclásio (Plag), clinopiroxênio (Cpx) e Ti-magnetita, imersos em matriz desvitrificada repleta de micrólitos. N//; C) Textura glomeroporfírica com feno e microfenocristais de plagioclásio (Plag), clinopiroxênio (Cpx) e minerais opacos com bordas corroídas. N+.

5.4.1.2 – Granulação

Consideremos em seguida o tamanho do grânulo ou a granulação. A este respeito, as rochas do tipo Chapecó também variam significativamente.

A granulação dos cristais (feno e microfenocristais) diminui de tamanho das rochas dos subgrupos de Guarapuava e Ourinhos para o subgrupo de Tamarana, de forma considerável. Os tamanhos dos cristais das rochas do subgrupo de Guarapuava apresentam, em média, o dobro do tamanho dos cristais do grupo de Ourinhos, como se observa no diagrama da Fig. V.36. Frequentemente são encontrados macrofenocristais (> 12 mm de diâmetro) de plagioclásio com bordas corroídas, embaçamento e outras feições de reabsorção e desequilíbrio com o líquido magmático nas rochas pertencentes aos subtipos Guarapuava e Tamarana (Fig. V.37 A, B).

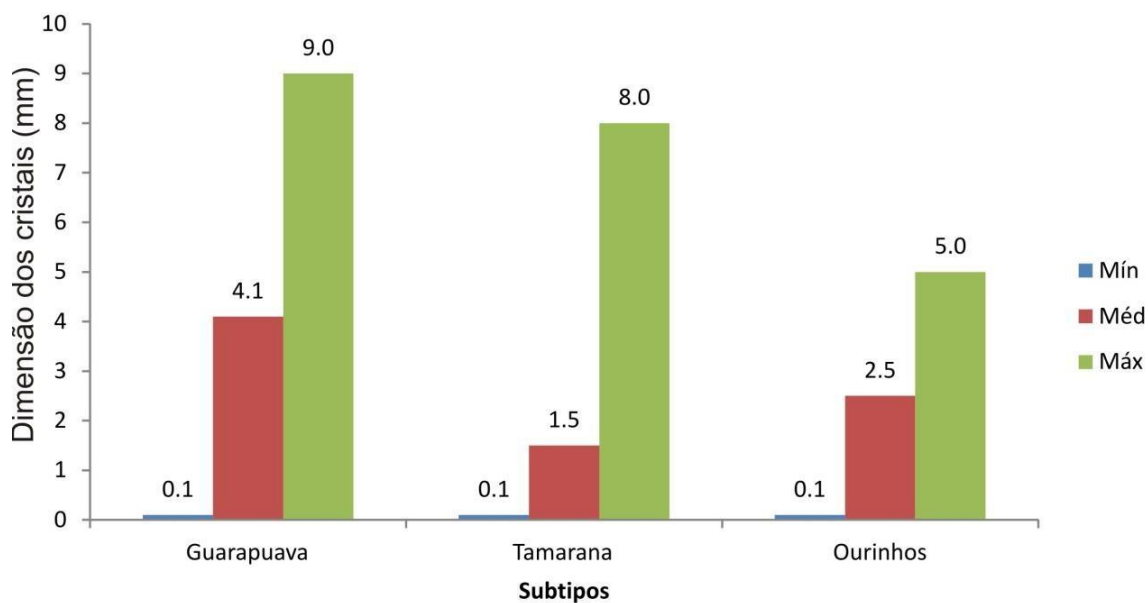


Fig. V.36 – Histograma da dimensão dos cristais das rochas ATC. Como se observa, as rochas de Guarapuava apresentam os cristais de maiores dimensões (até 9 mm), as de Tamarana apresentam os valores mais dispersos e as de Ourinhos têm os valores mais constantes.

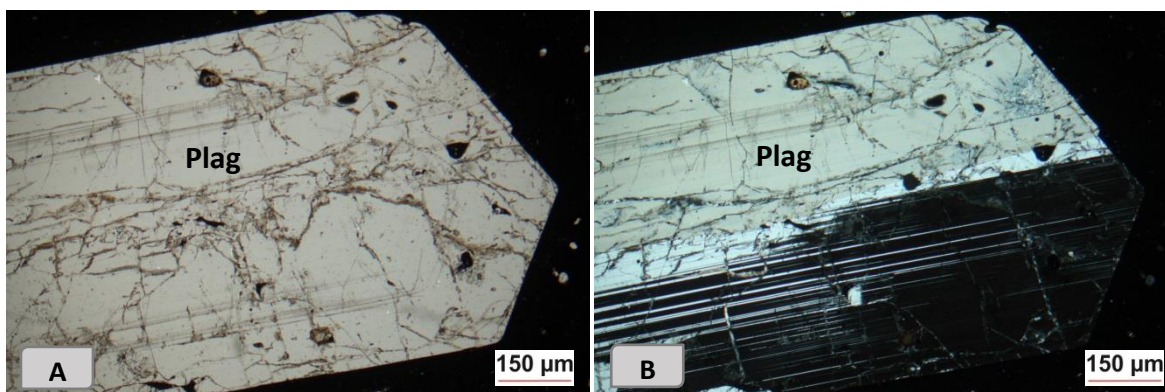


Fig. V.37 – Fotomicrografias de: A) e B) Macrofenocristal de plagioclásio (Plag) em amostra de rocha do subtipo Guarapuava, fraturado e com macla polissintética. N// N+;

5.4.1.3 – Moda

Em termos modais, a quantidade de fenocristais presentes nas rochas apresenta diferença também assinalável (Fig. V.39). Enquanto que as rochas do subgrupo de Guarapuava apresentam em média 11-12% de cristais intratélúricos e no máximo até 14%, as rochas pertencentes aos grupos Tamarana e Ourinhos, com 4%, em média, de feno e microfenocristais são as que apresentam menor conteúdo em cristais intratélúricos. Ainda que na literatura indiquem valores

superiores a 25% de conteúdo de fenocristais, nas amostras deste estudo esses valores são bem inferiores (Fig. V.6 e ver Anexo 1).

A percentagem de micrólitos na matriz não vai além dos 5% do volume total da rocha. Só em alguns casos, nas amostras vitrofíricas, é que a matriz vítrea atinge cerca de 90% do volume da rocha. A percentagem de micrólitos é, portanto, pouco variável quando comparada com as amostras do tipo Palmas (ATP).

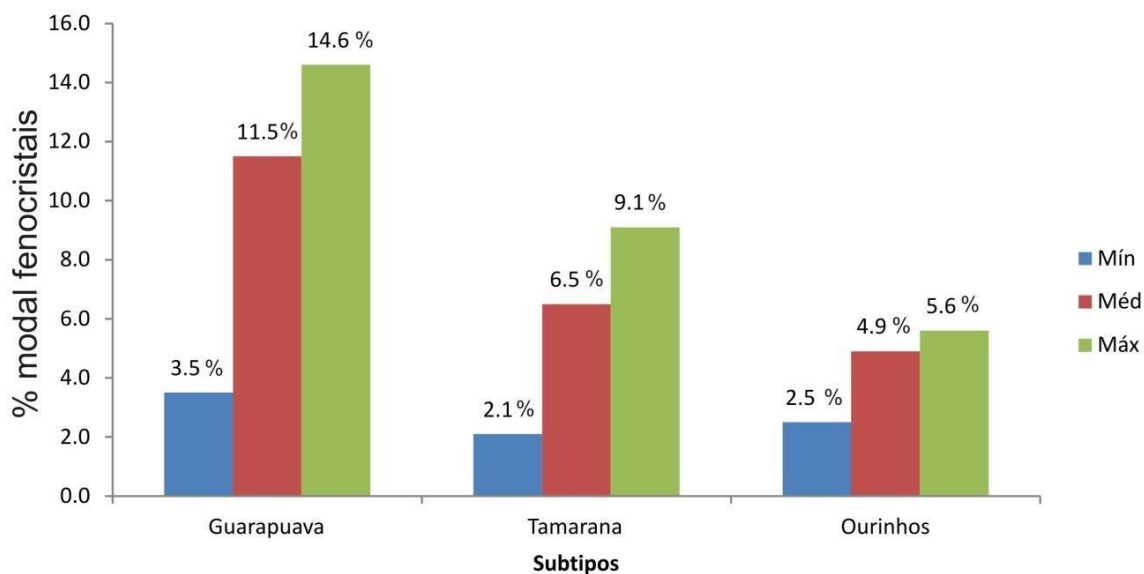


Fig. V.39 – Histograma com a variação modal das amostras do tipo Chapecó, onde se observa a tendência de diminuição da quantidade de cristais intratelúricos (feno e microfenocristais) do subgrupo Guarapuava para Ourinhos.

5.4.2 – Petrografia e Química Mineral: Estudo Detalhado

5.4.2.1 - Plagioclásio

Tal como se observa nas rochas ATP, o plagioclásio representa a fase mineral mais abundante das rochas do tipo Chapecó (ATC), perfazendo aproximadamente 15-20% da composição modal das rochas analisadas (Fig. V.6). Ocorrem predominantemente como fenocristais e microfenocristais, mostrando hábito tabular, e também se apresentam alterados, com fraturas, bordas corroídas e texturas de embaimento (Fig. V.40 A, B, C). Na matriz, onde chega a ser 3-5% do volume da rocha, o plagioclásio ocorre como cristais ripiformes subédricos a euédricos, submilimétricos (0,2 a 5,0 mm), em

esferulitos, com terminações em cauda-de-andorinha ou com seu interior oco, denunciando processo de arrefecimento rápido, ou ainda em intercrescimento granofírico (Fig.V.40 D).

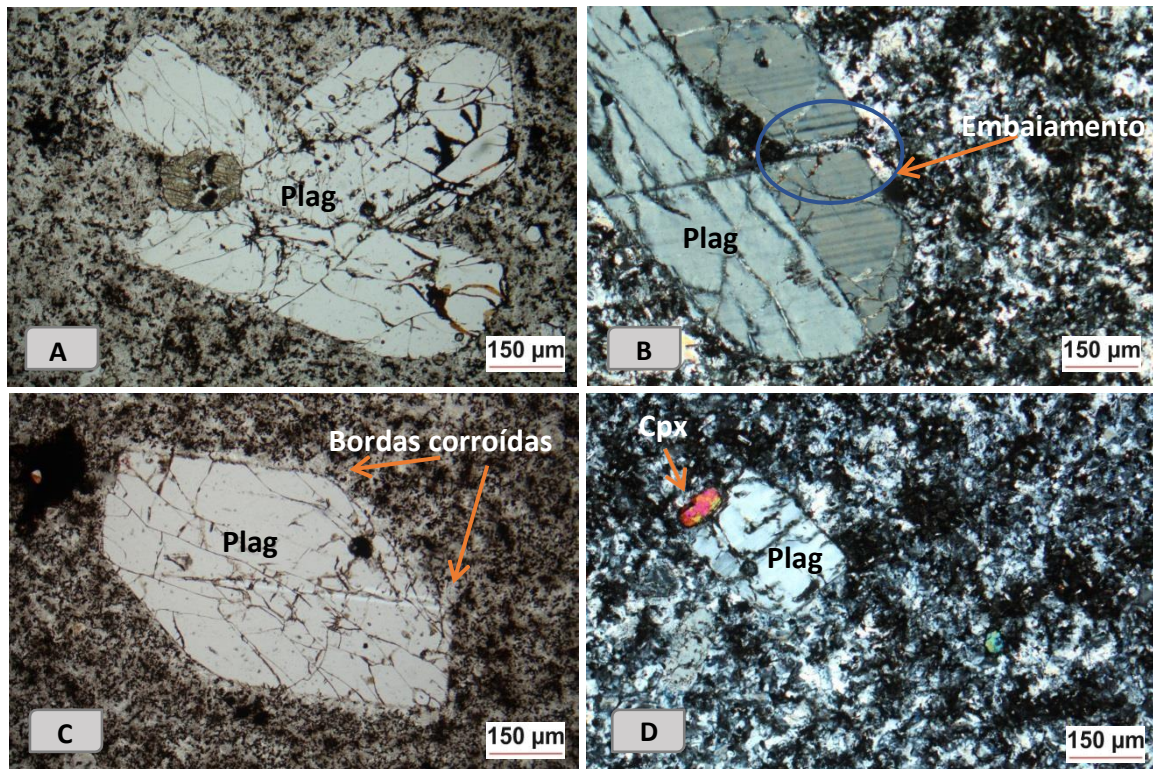


Fig. V.40 – Fotomicrografias de cristais de plagioclásio das rochas ATC: A) e B) Fenocristais de plagioclásio (Plag) com vários sinais de desequilíbrio com o líquido magmático, apresentando-se muito fraturado e com bordas corroídas. N//; N+; C) Microfenocristal de plagioclásio (Plag) com as mesmas feições que os anteriores. N//; D) Pormenor da matriz desvitrificada com microfenocristais de plagioclásio (Plag) e clinopiroxênio (Cpx). N+.

É comum a presença de feno e microfenocristais de plagioclásio com grande concentração de inclusões de grãos micrométricos a milimétricos de piroxênio ou então de inclusões fluídas, atribuindo aos cristais, um aspecto interno “sujo” (Fig. V.41).

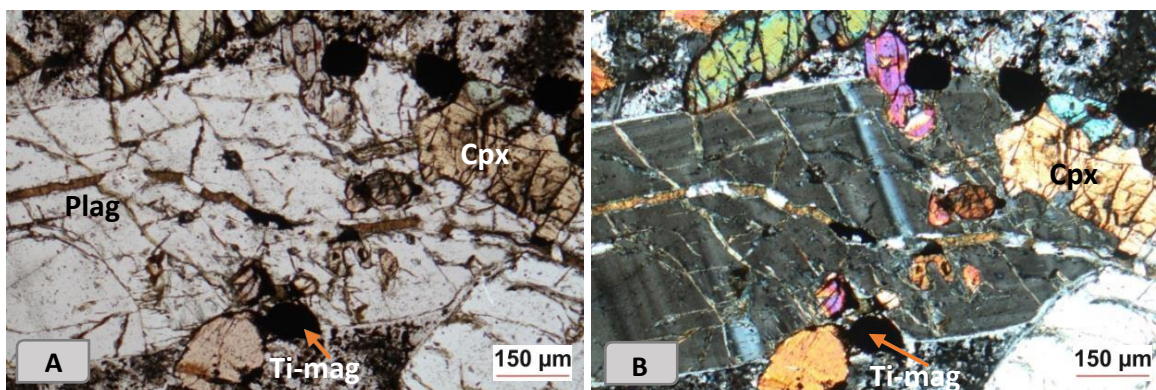


Fig. V.41 – Fotomicrografias de: A) e B) Fenocristal de plagioclásio corroído, fraturado, zonado e com inclusões de clinopiroxênio (com várias dimensões) e Ti-magnetita, no seio de matriz desvitrificada. N// N+.

Adicionalmente, outra feição que merece seu devido destaque são os macrofenocristais de plagioclásio, podendo alguns deles atingir 12 a 20 mm de comprimento. Tais cristais apenas são reconhecidos em amostras do subtipo Guarapuava e Tamarana e mais raros em rochas de Ourinhos.

Ambas as populações de feno e microfenocristais de plagioclásio são caracterizadas pelo zoneamento composicional, mais ou menos intenso, nas rochas do tipo (ATC). O zoneamento oscilatório é o tipo mais comum nestas rochas, mas outros tipos de zoneamento, inverso e normal, também são bastante comuns (Fig. V. 42).

Nas rochas do subtipo Tamarana os fenocristais de plagioclásio apresentam grande variação composicional, oscilando entre labradorita e oligoclásio ($An_{44}Ab_{51}$ a $An_{19}Ab_{76}$). Os microfenocristais de plagioclásio variam de labradorita a andesina ($An_{50}Ab_{45}$ a $An_{40}Ab_{55}$), com média aproximada de 44% na componente anortita (Fig. V.43). Nas rochas de Ourinhos os plagioclásios são, predominantemente, da composição da andesina ($An_{47}Ab_{48}$ a $An_{32}Ab_{63}$), com média aproximada de 42% na componente anortita (Fig. V.43), não havendo grandes variações composicionais entre os subtipos de rochas ATC. Na matriz das rochas pertencentes a Ourinhos, os cristais de plagioclásio apresentam composição entre $An_{51}Ab_{44}$ e $An_{37}Ab_{58}$ (Fig. V.43), revertendo a tendência de empobrecimento da molécula de anortita dos feno e microfenocristais para a matriz das rochas. O acréscimo é de cerca, 5% na componente anortita.

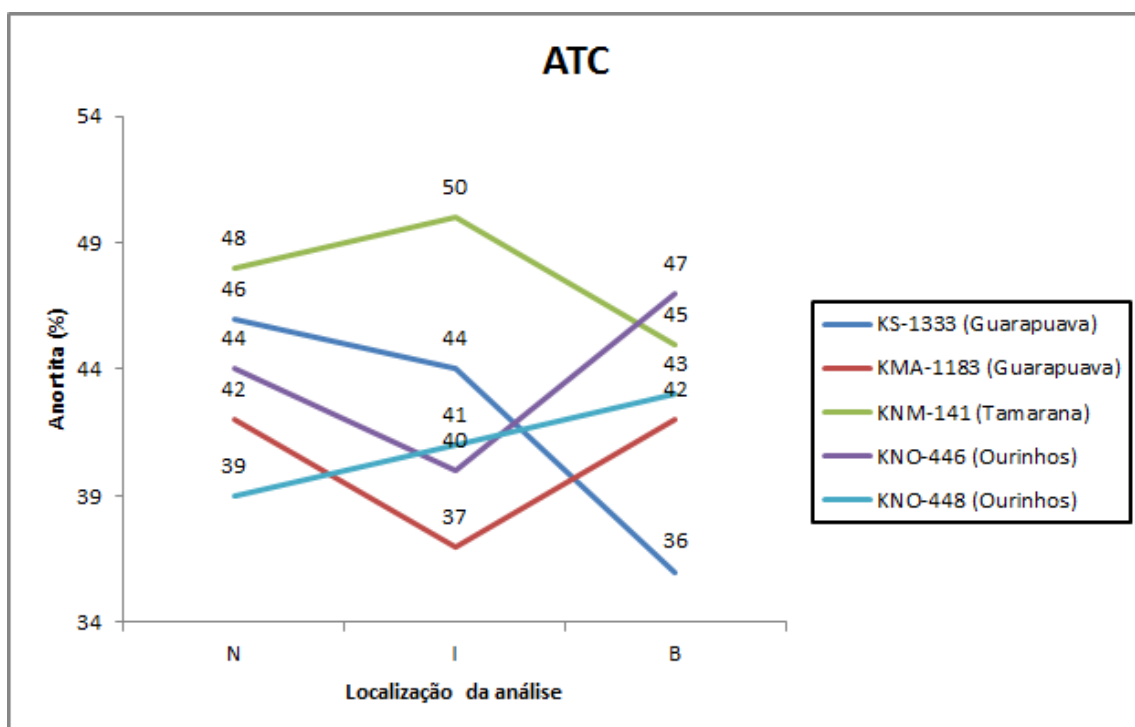


Fig. V.42 – Variação da An (anortita) nos feno e microfenocristais de plagioclásios de várias amostras das rochas ATC. Os pontos N, I e B são locais de análise por microsonda eletrônica e representam núcleo, zona intermediária e borda do mineral, respectivamente.

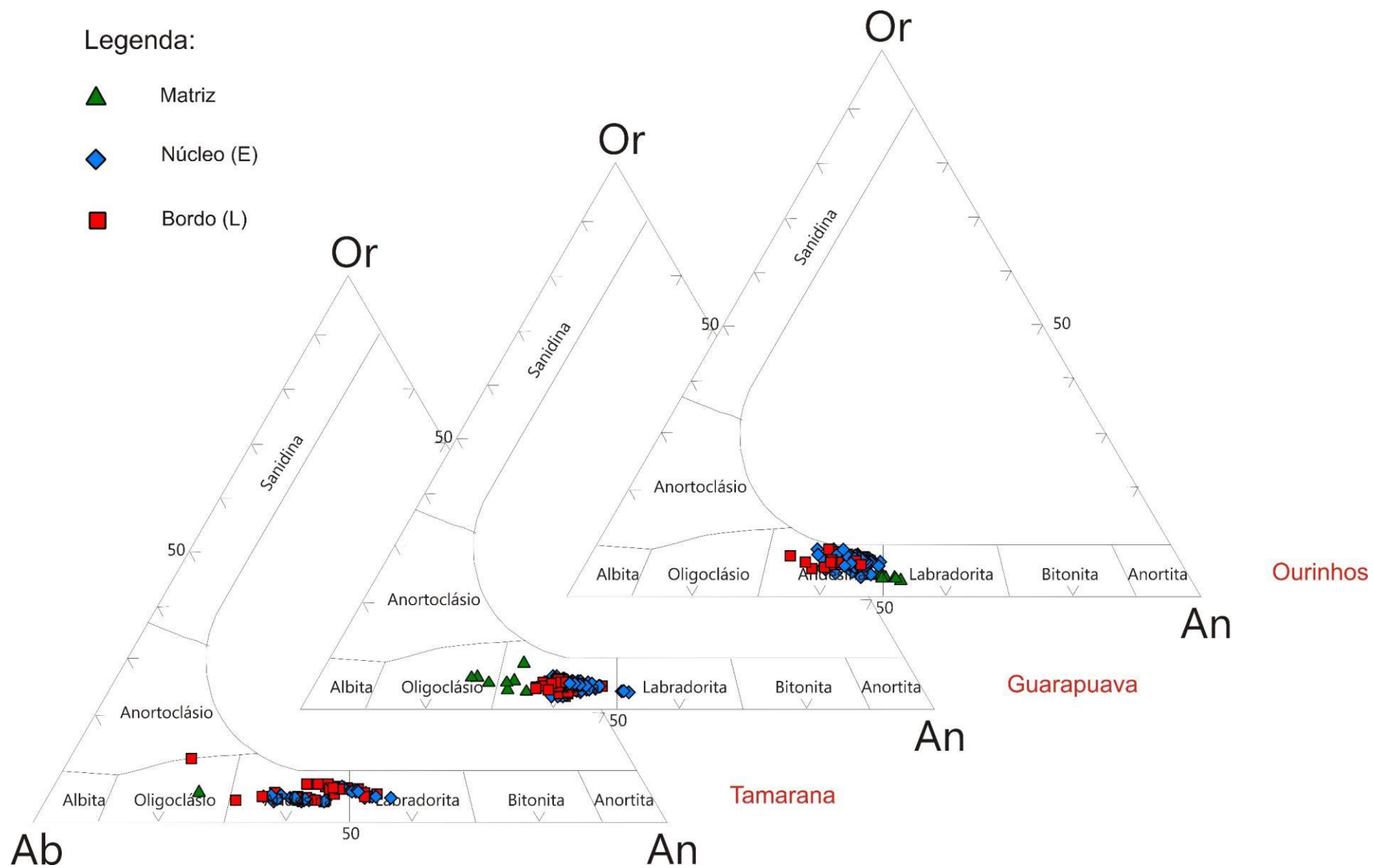


Fig. V.43 – Diagramas de classificação dos plagioclásios, segundo Deer (1983), das rochas do tipo Chapecó (ATC).

5.4.2.2 - Piroxênio

Os cristais de piroxênio, constituídos por augita e pigeonita, perfazem até 3-8% da composição modal das rochas ATC (Fig. V. 6).

Os fenocristais de augita ocorrem isolados ou como inclusões, que variam de tamanho, dentro de cristais de plagioclásio e nas margens de alguns destes fenocristais (Fig. V.44 A, B). Os cristais de augita, de modo geral, apresentam-se com sinais de reabsorção, com bordas corroídas, embaixamentos, estão bastante fraturados (Fig. V.44 C, D, E, F).

Os feno e microfenocristais de augita, assim como os que rodeiam os cristais de pigeonita tem baixa razão Fe/Mg (≈ 1) e conteúdo em FeO ($\approx 18\%$) e MgO ($\approx 13\%$) mais baixos, enquanto que os da matriz apresentam conteúdos elevados em ferro e baixos de Mg. A razão Fe/Mg dos cristais que ocorrem como inclusões são idênticas aos dos feno e microfenocristais de augita, e são relativamente baixas, indicando a cristalização precoce deste mineral.

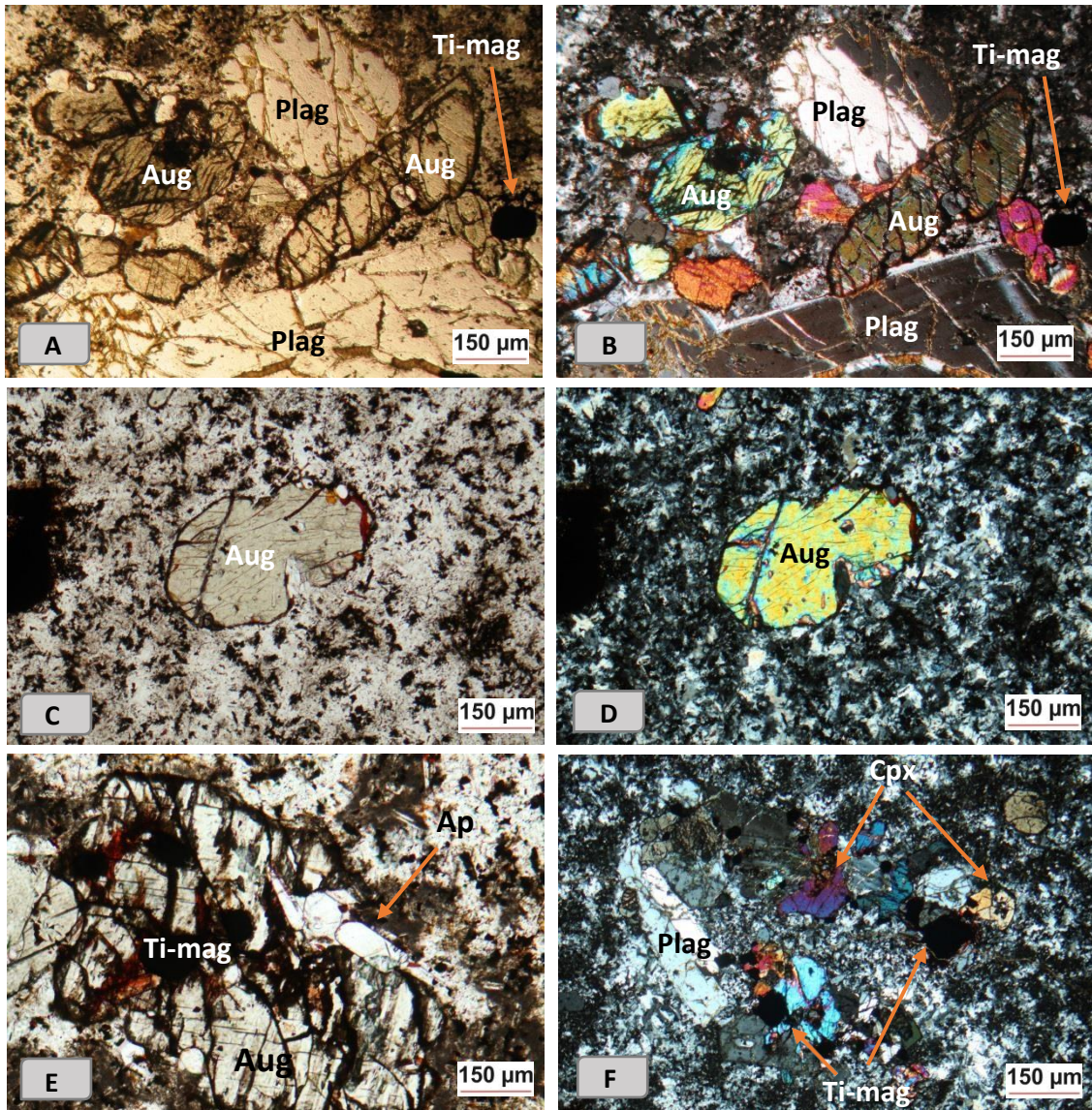


Fig. V.44 – Fotomicrografias de: A) e B) Inclusões de várias dimensões de augita (Aug) e Ti-magnetita (Ti-mag) em fenocristal de plagioclásio (Plag) fraturado. N// N+; C) e D) Pormenor de embaimento em microfenocristal de augita (Aug) em matriz desvitrificada. N//; N+; E) Inclusões de Ti-magnetita e apatita (Ap) dentro de cristal de augita N//; F) Glomerocrystal de Ti-magnetita, plagioclásios e clinopiroxênios (Cpx) fraturados e com bordas corroídas. N+.

No grupo de Tamarana a existência dos dois clinopiroxênios é bastante evidente. O clinopiroxênio rico em Ca, a augita, apresenta-se em bom estado de preservação, enquanto que o empobrecido em Ca, a pigeonita, apresenta grau de alteração pronunciado (Fig. V.45), com perda significativa de cálcio na sua estrutura cristalina e subsequente aquisição de alumínio (Anexo 3). A quantidade de augita é bastante superior à pigeonita, em cerca de 3 vezes (Fig. V.6).

Os feno e microfenocristais de augita podem estar ou não em associação com outros minerais constituintes das rochas, e muitas vezes encontram-se associados aos cristais de pigeonita alterada (Fig. V.45 A). Apresentam pouca variação composicional, entre $\text{En}_{42}\text{Wo}_{41}$ e $\text{En}_{35}\text{Wo}_{34}$ (Fig. V.46) e geralmente são pobres em FeO ($\approx 21\%$) e MgO ($\approx 9\%$), e com razão Fe/Mg superior a 1.

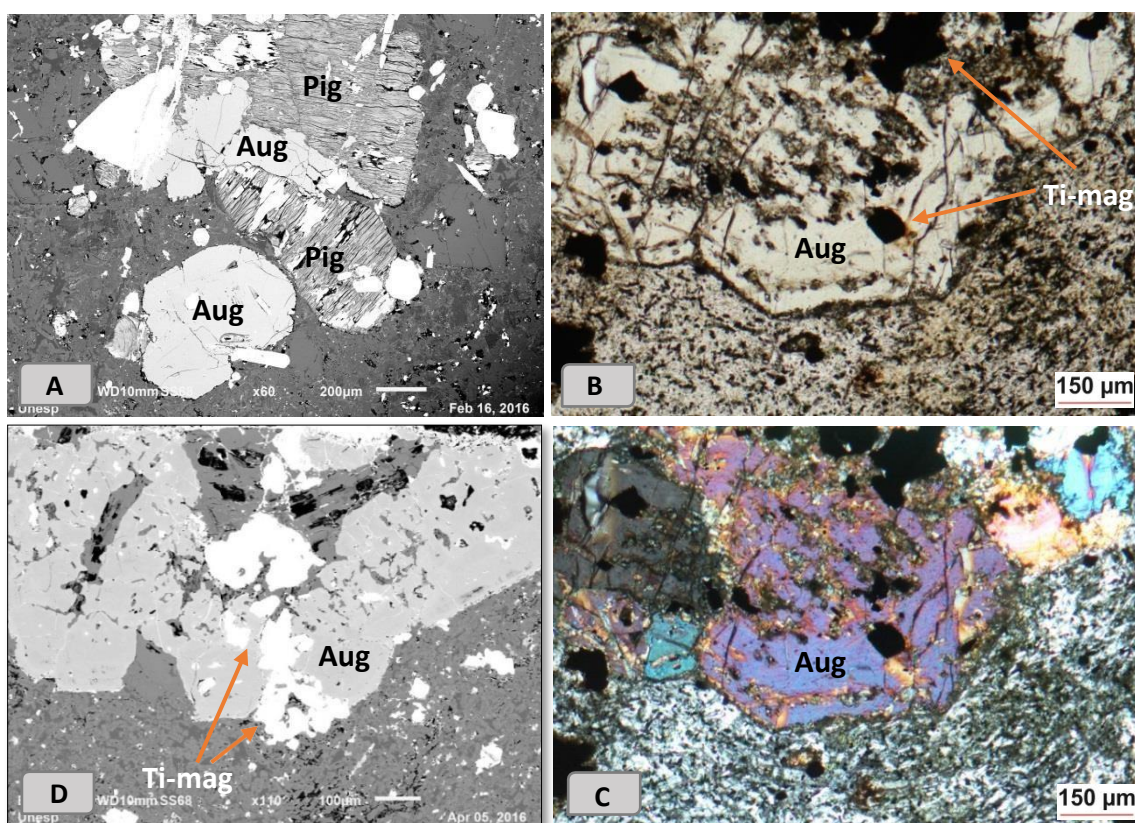
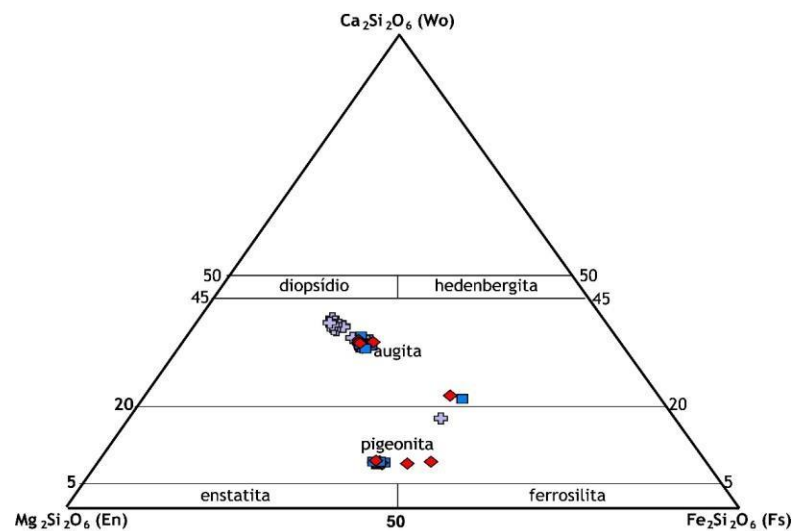
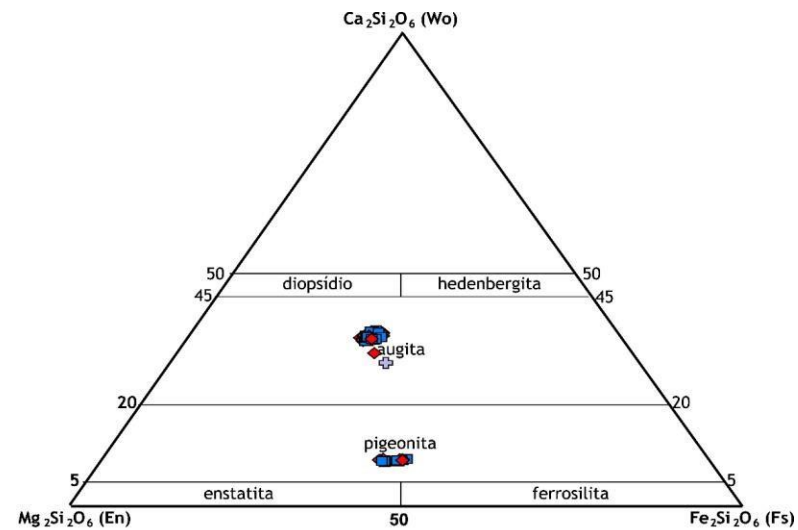


Fig. V.45 – Imagem de MEV de: A) Textura porfirítica, onde se observa o grau de preservação distinto entre os clinopiroxênios, augita (Aug) em boas condições e pigeonita (Pig) com aspecto alterado para filossilicato de granulação fina; Fotomicrografias de: B) e C) Fenocristal de augita (Aug) com bordas corroídas e repleto de inclusões de Ti-magnetita (Ti-mag). N//; N+; D) Imagem de MEV do mesmo fenocristal de augita (Aug) representado em B) e C).



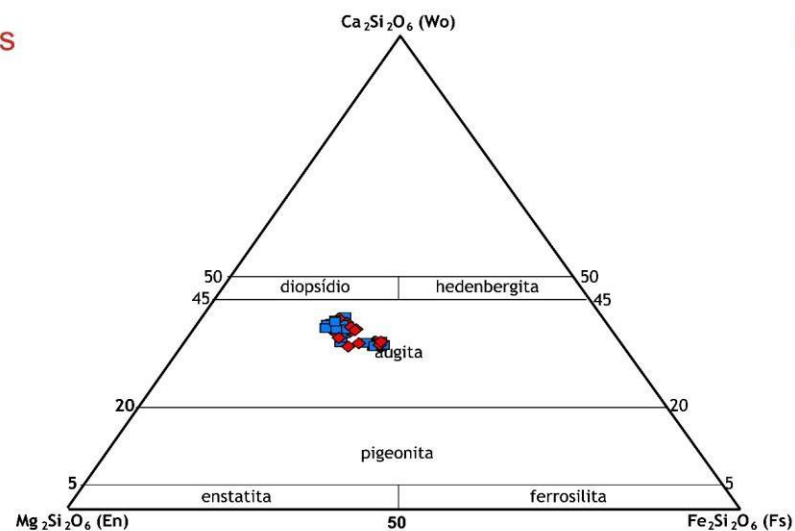
Ourinhos



Guarapuava

Legenda:

- ⊕ Matriz
- ◆ Núcleo (E)
- Bordo (L)



Tamarana

Fig. V.46 – Diagramas de classificação dos piroxênios das rochas ácidas do tipo Chapecó (ATC), segundo Morimoto (1990). Os cristais de pigeonita do subgrupo de Tamarana não foram plotados devido ao seu grau de alteração.

Muitos destes cristais apresentam relação textural íntima com os cristais de pigeonita que estão em contato com eles, muitas vezes, envolvendo-os, tal como podem ser observado na Fig. V.47.

Nas rochas de Tamarana, os cristais de pigeonita apresentam-se alterados ou corroídos pela matriz vítrea, com seus interiores preenchidos por pequenos feixes irregulares e descontínuos, de largura inferior a 0,01 mm, com conteúdos de CaO distintos, variando entre 0,45 a 5,5%. Com as imagens de MEV, foi possível observar que os interiores destes cristais são constituídos por pigeonita, que apresenta elevadas concentrações em FeO ($\approx 40\%$) e baixa de MgO ($\approx 11\%$), e tem razão Fe/Mg ≈ 4 , a mais alta de entre todas as rochas ácidas do tipo ATC e ATP (Fig. V.47). Os cristais de pigeonita que não apresentam estas feições de desequilíbrio são raros, e normalmente, aparecem associados aos cristais de augita em glomerocristais, e apresentam a mesma composição e razão Fe/Mg que os núcleos dos cristais de pigeonita alterada.

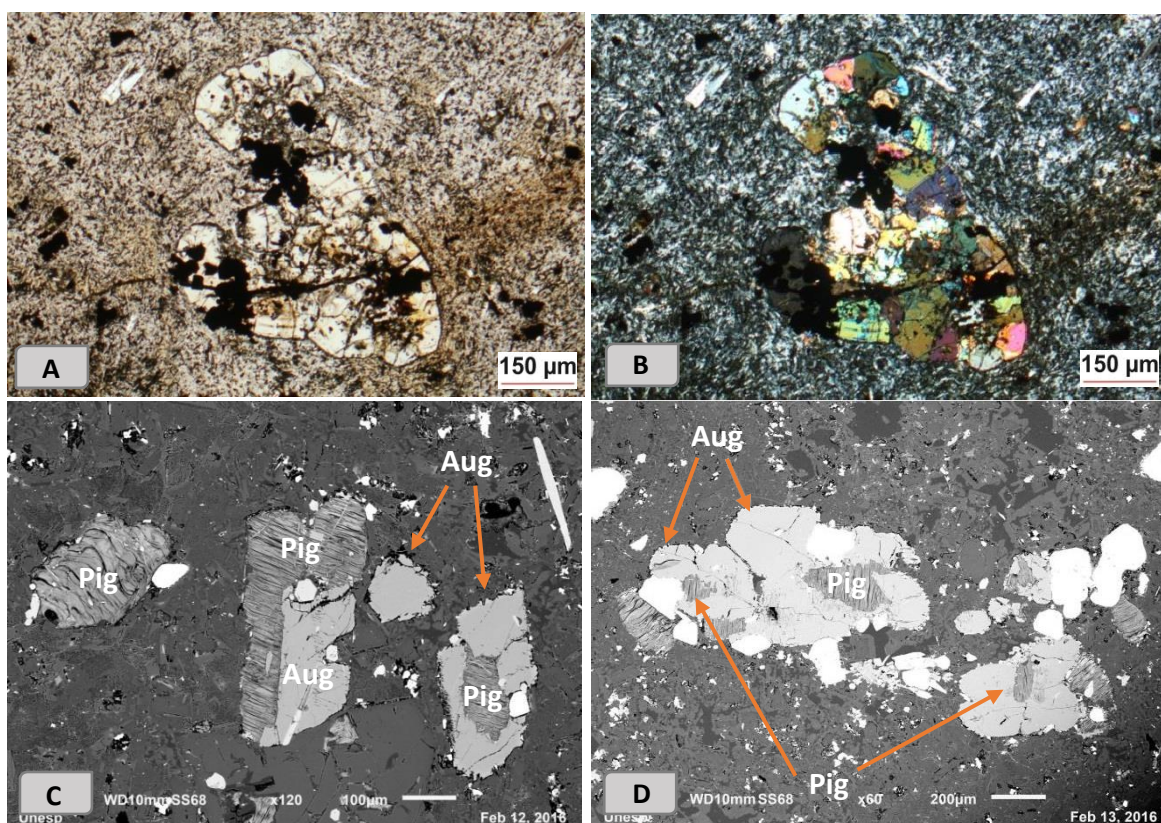


Fig. V.47 – Fotomicrografias de: A) e B) Glomerocristal de augita e pigeonita, com inclusões de óxidos de Fe-Ti, muitas deles encontram-se zonados. N//; N+; C) e D) Imagens de MEV onde os cristais de pigeonita (Pig) estão envolvidos por cristais de augita (Aug) (relativamente bem preservados).

As feições apresentadas e a ocorrência destes cristais podem indicar que pigeonita está a exsolver augita, provavelmente porque o líquido magmático estava saturado na componente augita. Por outro lado, existem também feições de dissolução nos cristais de augita denotando aos cristais textura em “peneira” (*sieve texture*) (Fig. V.48). Numa clara evidência de desequilíbrio com o líquido magmático.

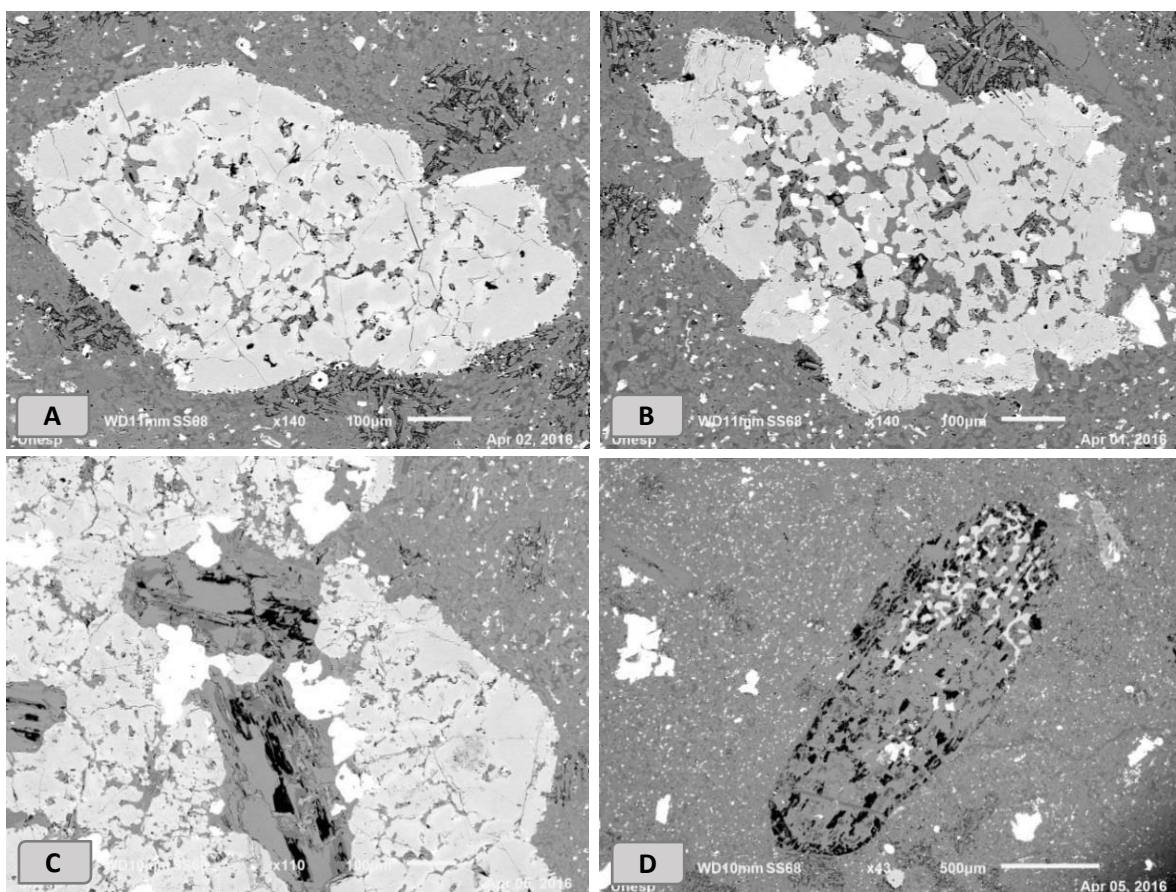


Fig. V.48 – Imagens de MEV que denotam a sequência de dissolução (*sieve texture?*) de A) para D) dos cristais de augita nas rochas de Tamarana. Em A) a dissolução é incipiente e em D) já todo o cristal de augita foi consumido. Note-se que todos estes cristais são da mesma amostra (KNM-141) indicando que os cristais já estavam a ser consumidos em momentos e em taxas diferentes, antes de serem transportados pelo líquido que constitui a matriz atual destas rochas.

Na Fig. V.49 estão listados os valores de MgO e do #mg das rochas ATC.

No que diz respeito ao conteúdo de MgO e #mg, os piroxênios das rochas do tipo ATC, não variam significativamente, e são até bastante idênticos, não indo além dos 17,42% e 0,49, respectivamente (Fig. V.49). Pode, então sugerir-se, tal como fez Garland *et al.* (1995), que estes valores no conteúdo em MgO e

#mg indicam que os piroxênios das rochas ATP são menos evoluídos do que os presentes nas rochas do tipo ATC.

ATC	%MgO		#mg	
	Mín	Máx	Mín	Máx
Tamarana	11.95	14.82	0.35	0.42
Guarapuava	11.81	16.98	0.35	0.49
Ourinhos	12.15	17.42	0.35	0.49

Fig. V.49 – Tabela com valores máximos e mínimos de MgO e #mg dos subgrupos das rochas ATC (valores mínimos e máximos realçados a cor de laranja).

Os cristais de piroxênio das rochas ATC também foram plotados em diagramas MgO vs FeO (Fig. V.50). Tal como se pode observar, este diagrama é bastante útil para discriminar e subdividir os 3 subtipos de rochas ATC.

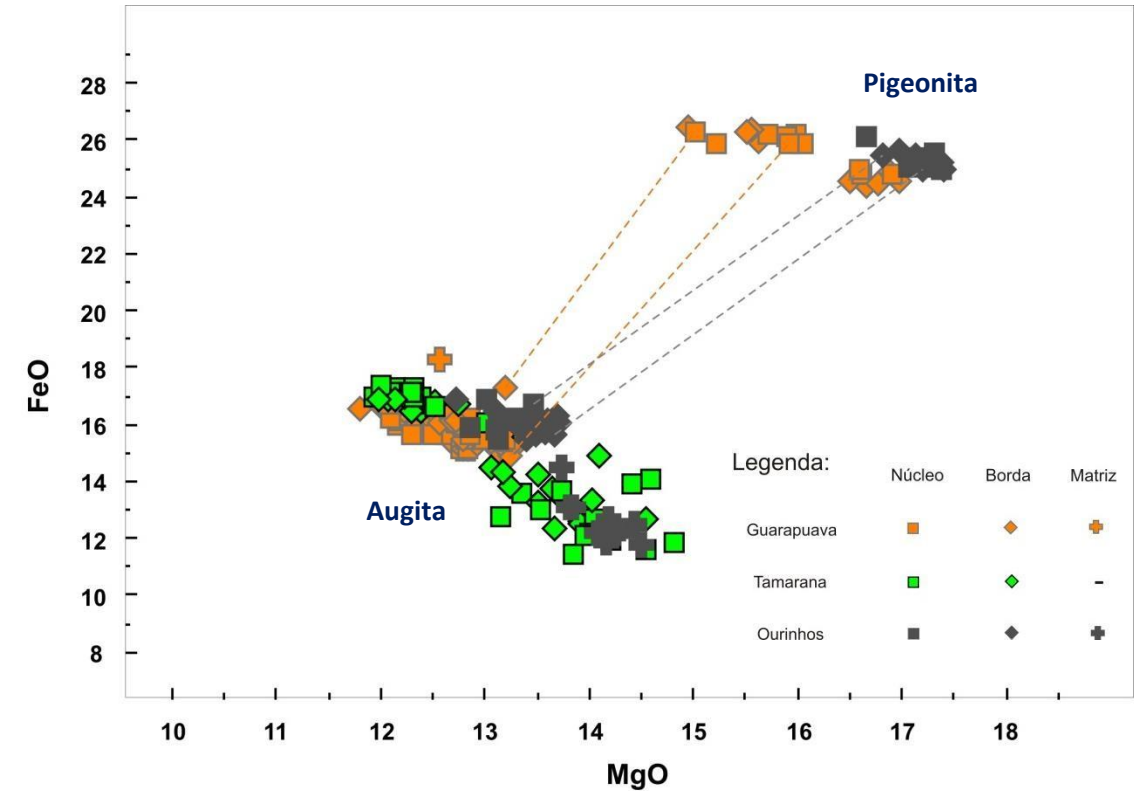


Fig. V.50 - Diagrama MgO vs FeO dos cristais de piroxênio (augita e pigeonita) dos subgrupos de rochas ATC.

5.4.2.3 – Óxidos de Fe-Ti

Os minerais opacos correspondem até 4% do volume total rocha (Fig. V.6), ocorrendo como fenocristais, subédricos a anédricos, nestes casos arredondados, com superfície lisa, podendo estar afetados por feições de reabsorção e interação com o magma (observadas através do MEV), apresentando-se maciças ou esqueletais (Fig. V.51). Apresentam composição ampla variando entre 4 a 96% Ulv. Na matriz, são encontradas lamelas de ilmenita, exsolvidas nos cristais de magnetita, com composição entre 33 a 97 %Ilm (Fig. V.52).

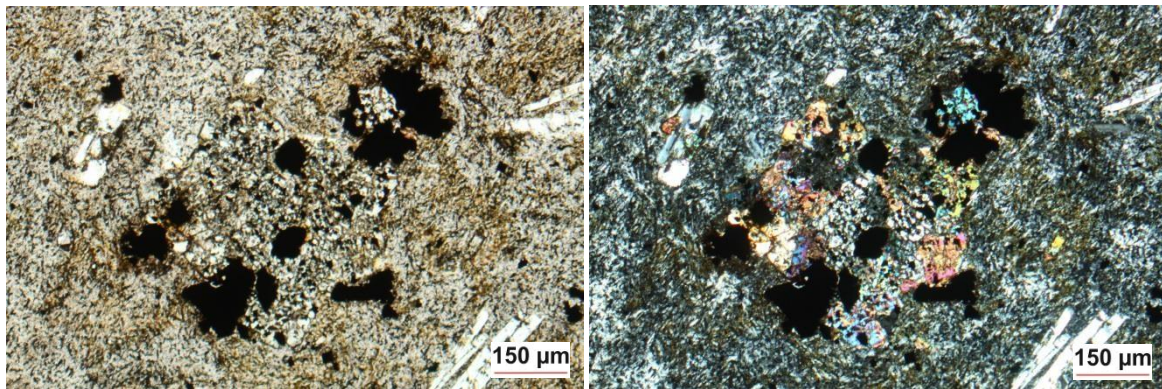


Fig. V.51 – Fotomicrografias de: A) e B) Feno e microfenocristais de Ti-magnetita com hábito esqueletal intercrescido com microfenocristais de clinopiroxênio em matriz desvitrificada. N//; N+.

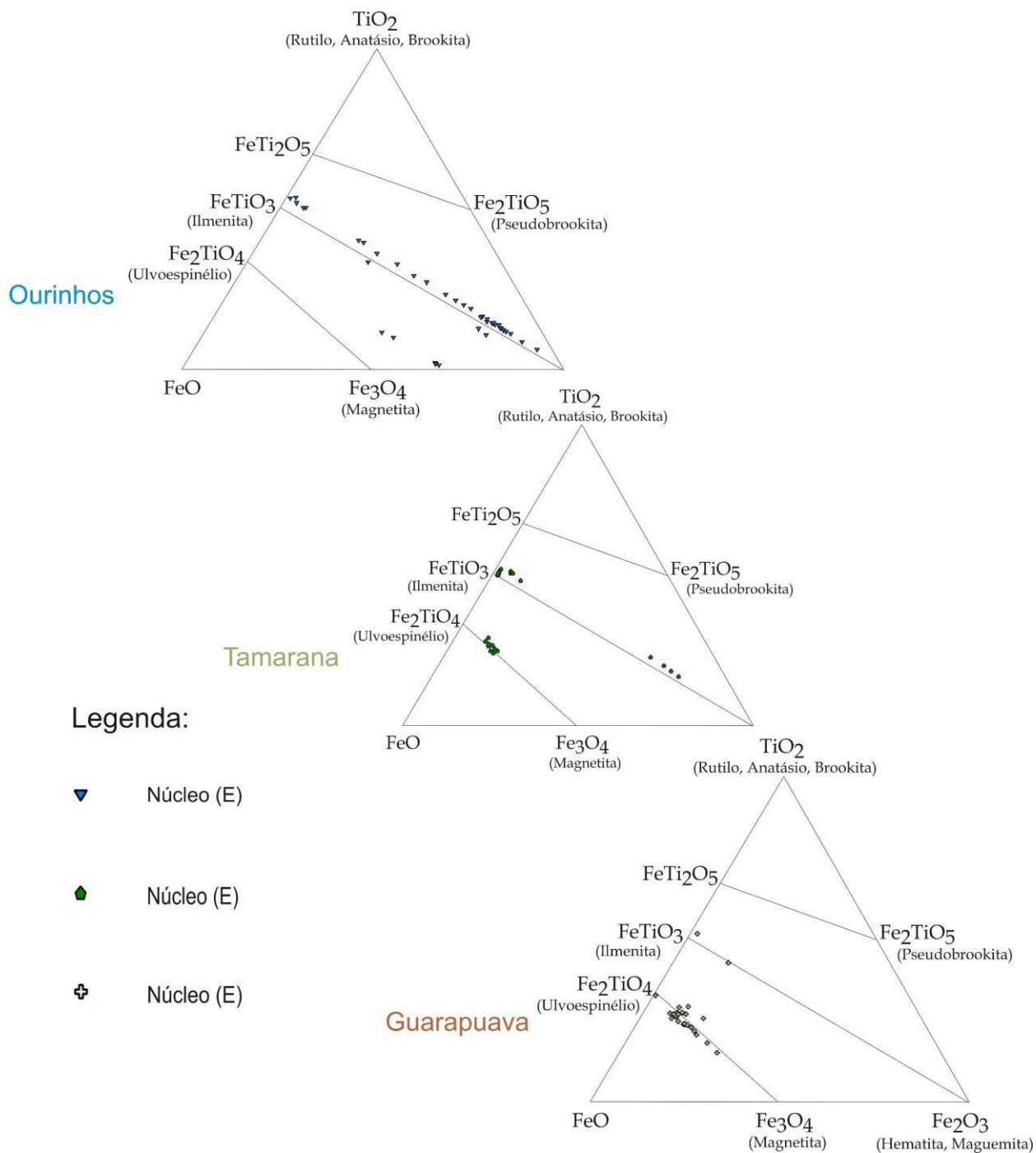


Fig. V.52 – Diagramas de classificação dos óxidos de Fe-Ti das rochas ácidas tipo Chapecó (ATC), segundo Buddington & Lindsley (1964). O subtipo de rochas pertencentes a Ourinhos apresenta os menores valores de %ulv e %ilm de todas as ATC.

5.4.2.4 - Discussão dos resultados

As descrições petrográficas e o estudo das análises de química mineral dos principais constituintes minerais das rochas ATC, permitiram identificar feições texturais, mineralógicas e químicas, o que possibilitaram uma melhor caracterização para estas rochas. Porém, ao contrário das rochas ATP, estas feições não permitem inferir sobre a sequência de cristalização das rochas do tipo Chapecó, e nem sobre a temperatura, já que as diferenças entre os feno e microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio não variam de modo tão significativo nos três subtipos de rochas ATC (Guarapuava, Tamarana e Ourinhos).

No entanto, as feições de dissolução encontradas nos cristais de augita nas rochas do subtipo Tamarana e as feições composicionais reversas encontradas nos cristais de plagioclásio da geração fenocristalina para a matriz das rochas do subgrupo Ourinhos, podem dar muita luz sobre os aspectos de extrusão destas lavas ácidas.

Os cristais de piroxênio de Tamarana e de Guarapuava com formas de dissolução parecem sugerir que a pigeonita entrou em desequilíbrio com o líquido magmático e gerou augita. Tais considerações possibilitam a mudança brusca nas condições de temperatura e composição do magma durante a cristalização nas rochas deste subtipo. Porém, podemos ter duas hipóteses, se a pigeonita reagiu com o líquido para formar augita, então o magma teria de ser mais enriquecido em Ca. E para tal, era necessário uma recarga magmática com um líquido mais primitivo, logo mais enriquecido em Ca e mais quente. Porém, pode ter sido a temperatura que baixou, e pigeonita tornou-se instável no líquido, cessando de cristalizar do magma sem que haja essas variações significativas de cálcio.

Contudo, os dados de geotermobarometria de Luchetti (2015) tabelados na Fig. V.53 indicam que a temperatura de cristalização dos clinopiroxênios aumentou de Guarapuava para Tamarana, não apoiando esta última hipótese. Se as rochas do subtipo Tamarana, de fato, sucedem às rochas do subtipo Guarapuava, então a primeira alternativa será a mais aceita, e a temperatura subiu, ou pelo menos, manteve-se estável, durante a cristalização dos magmas-tipo de Guarapuava e Tamarana, o que permitiu a reação $\text{pig} + \text{liq} = \text{aug}$. Mas

para isso é necessário que o líquido envolvido na reação seja mais enriquecido em Ca. E estas variações de temperatura e de composição química do magma só são possíveis com uma recarga magmática, com um líquido mais profundo e mais quente. Como pode ser observado pela tabela da Fig. V.53, a temperatura de cristalização dos clinopiroxênios obtidas pelos autores manteve-se, praticamente a mesma (965°-973°C), subindo cerca de 10°C de Guarapuava para Tamarana.

Tais feições de dissolução nos piroxênios podem, ainda, sugerir uma alternativa contrária e estes cristais podem ser considerados como “clinoenstatita” metastável. Esta sugestão é apoiada por autores como Longhi (1987) que indicam a existência de um ortopiroxênio metastável, ao qual lhe dá o nome de “clinoenstatita”, resultante do arrefecimento muito rápido do magma. Esta afirmação explica o baixo conteúdo em CaO ($\leq 3\%$) destes cristais, o que pode ter resultado do resfriamento muito rápido do magma, aquando da extrusão das lavas, que permitiu a inversão da pigeonita neste mineral metastável.

Já os plagioclásios da matriz das rochas de Ourinhos, com conteúdos na molécula anortita maiores relativamente aos feno e microfenocristais deste subgrupo, revertem, deste modo, a tendência química normal de empobrecimento de anortita e enriquecimento de albita. Como já referido anteriormente, os cristais da matriz destas rochas são enriquecidas na molécula anortítica cerca de 5% em relação aos feno e microfenocristais de plagioclásio de Ourinhos. Esta tendência é exclusiva das rochas deste subgrupo, e tal pode sugerir que a matriz riolítica destas rochas se tenha gerado a uma temperatura superior àquela que gerou os feno e microfenocristais de plagioclásio das rochas dos subgrupos Guarapuava e Tamarana, e, portanto, a uma temperatura superior a 1050°C. Os cristais de piroxênio de Ourinhos parecem acompanhar a mesma tendência na temperatura, e por isso, devem ter cristalizado a uma temperatura superior a 973°C (ver tabela da Fig. V.53).

Os dados de geotermobarometria de Luchetti (2015) não são muito conclusivos, mas apoiam de uma maneira geral a tendência apresentada na temperatura dos magmas ácidos do tipo Chapecó. Temperaturas de cristalização dos piroxênios são, em geral, mais baixas nas rochas ATC, em cerca de 70°C graus, enquanto, que o plagioclásio apresenta temperaturas mais elevadas nas rochas ATP ($\approx 50^\circ\text{C}$).

Autor	Mineral	Grupo (Subgrupo)	T (°C)	P (Kbar)
Luchetti (2015)	<i>Plagioclásio</i>	ATC (Guarapuava)	1050	4.1-4.3
	<i>Clinopiroxênio</i>		965	3.6
	<i>Plagioclásio</i>	ATC (Tamarana)	1050	4.1-4.3
	<i>Clinopiroxênio</i>		973	2

Fig. V. 53 - Tabela dos cálculos e estimativas de pressão e temperatura por vários geotermobarômetros (Putirka *et al.*, 2003; Putirka, 2005, 2008 e 2009). Adaptado de Luchetti (2015).

Capítulo 6 - Geoquímica das rochas Ácidas Tipo Palmas (ATP) e Ácidas Tipo Chapecó (ATC)

6.1 – Geoquímica: Aspectos Gerais das rochas ácidas ATP e ATC

As amostras selecionadas para o estudo geoquímico abrangem todos os subgrupos de rochas ATP e ATC. Todas as características descritas apontam ao fácil reconhecimento e individualização dessas mesmas rochas. A tabela com os resultados analíticos de elementos maiores, menores, traço e terras raras é apresentada no Anexo 4.

6.1.1 - Elementos Maiores, Menores e Traço

Na Fig. VI.1 encontram-se os diagramas relativos aos elementos maiores (TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_t , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) em função de SiO_2 , utilizada como índice de variação (diagramas de Harker).

Em linhas gerais verifica-se que em ambos os grupos ATP e ATC, com o aumento de SiO_2 , ocorre um decréscimo de TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O e P_2O_5 e um aumento de K_2O . Em alguns elementos, tais como TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO e P_2O_5 , esta diminuição é inicialmente acentuada (Fig. VI.1). No caso do MgO e Al_2O_3 observa-se uma acentuada dispersão de pontos. Observa-se também que o óxido P_2O_5 apresenta um comportamento similar ao dos óxidos TiO_2 , Fe_2O_3 .

De modo geral observa-se que para o mesmo conteúdo em SiO_2 ocorrem variações importantes de vários elementos (por exemplo, TiO_2 , CaO , K_2O e P_2O_5). Estas variações são muito acentuadas indicando que cada grupo possui características geoquímicas particulares e distintas, visto que não se pode obter as diferenças observadas por meio de um processo de cristalização fracionada, por exemplo. Porém é no primeiro e no último caso onde são observadas as maiores variações, permitindo uma fácil distinção entre os dois grupos principais de rochas ácidas ATP e ATC (Fig. VI.1). Nota-se também, com bastante clareza,

nesses diagramas que rochas ATC apresentam geralmente conteúdo de SiO_2 inferiores aos das rochas ATP.

Os diagramas de Harker, mostram também que, para o mesmo conteúdo em sílica, as rochas ATC são enriquecidas em TiO_2 , K_2O e P_2O_5 , quando comparadas às ATP, enquanto estas últimas são enriquecidas em MgO e CaO .

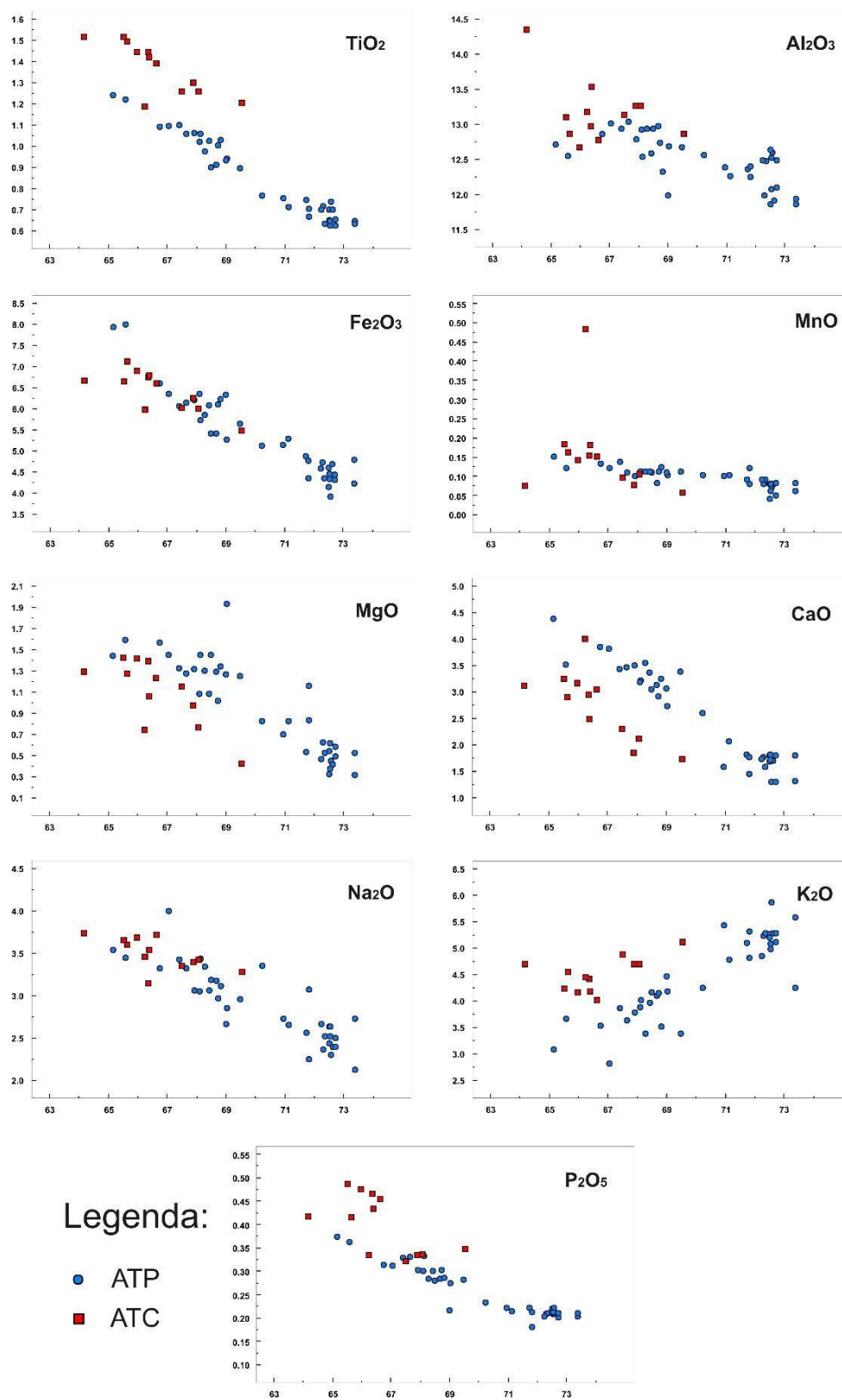


Fig. VI.1 – Diagramas de Harker de elementos maiores e menores das rochas ATP e ATC. Valores nas ordenadas em %peso do óxido.

Nas Fig. VI.2 e Fig. VI.3 encontram-se os diagramas de variação dos elementos traço mais significativos (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, La, Ce, Pb e Th), em função de SiO_2 .

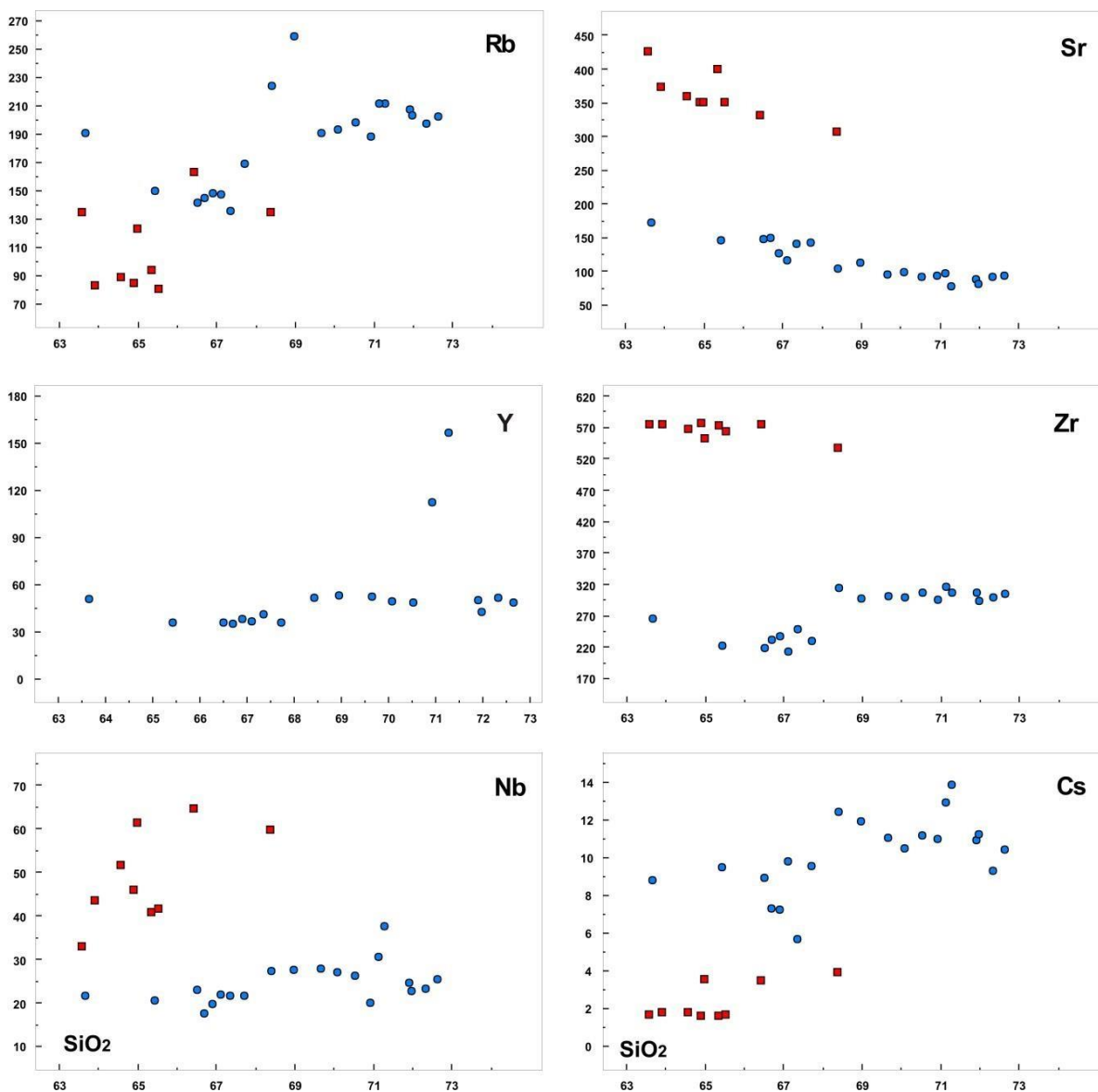


Fig. VI.2 - Diagramas de Harker de elementos traço das rochas vulcânicas ácidas da PMP. Legenda idêntica à figura anterior. Valores nas ordenadas em ppm.

Os diagramas de variação dessas rochas ácidas mostram que aquelas do tipo ATP são, no geral, mais enriquecidas em sílica, Rb, Cs, Pb e Th do que

aquelas do tipo ATC que, por sua vez, são enriquecidas em Sr, Zr, Ba e La conforme mostram os diagramas das Fig. VI.2 e Fig. VI.3. Esses diagramas mostram também que as rochas do tipo Palmas possuem, para as mesmas concentrações de SiO_2 , menores concentrações de Sr e Nb do que aquelas do tipo Chapecó.

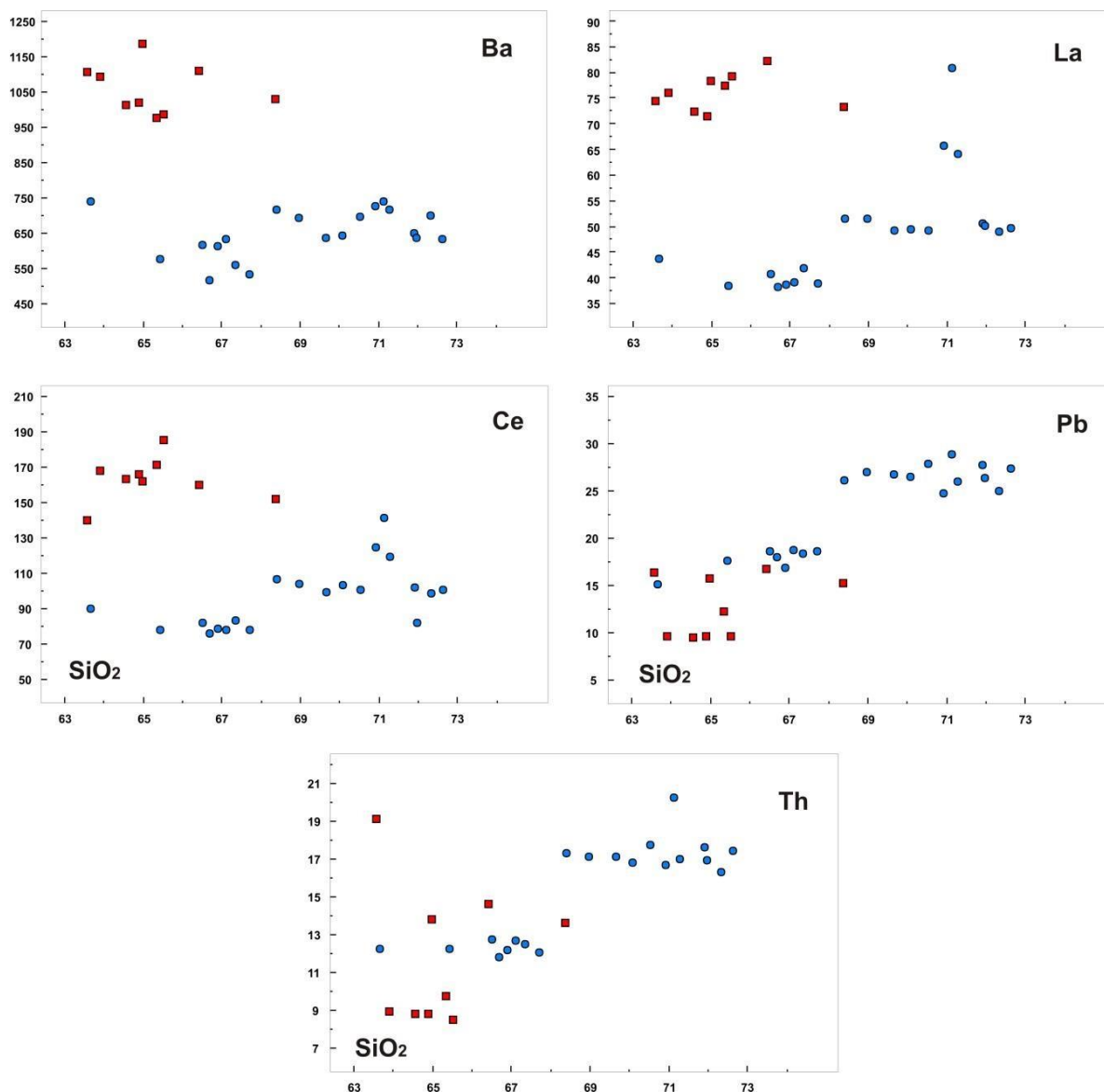


Fig. VI.3 - Diagramas de Harker de elementos traço das rochas vulcânicas ácidas da PMP. Valores nas ordenadas em ppm. Legenda idêntica à Fig. VI.1.

Alguns elementos maiores (Al_2O_3), menores (MnO) e traço (Y), mantiveram suas concentrações constates ao longo da diferenciação magmática (aumento SiO_2) e por isso não permitem a distinção entre os diferentes grupos de rochas ácidas (Fig. VI.1, 2 e 3). Porém, o La permite discriminar, com bastante clareza, as rochas ATP das ATC (Fig. VI.3). O mesmo se passa quando plotadas as amostras em diagrama binário Sr vs CaO, como se pode observar na Fig. VI.4. Neste diagrama, verifica-se também uma tendência positiva no conteúdo de ambos os elementos, apenas visível nas rochas ATP, com o incremento no sentido do grupo do baixo-Ti-P para alto-Ti-P.

Cabe notar que o comportamento de Sr no grupo Chapecó difere substancialmente do comportamento geral das rochas ATP, exibindo, este último, com o aumento de CaO, um decréscimo constante até aos termos mais ácidos. Porém nas rochas ATC verifica-se um aumento na concentração de Sr até aos 2,5% de CaO e a partir de então um decréscimo acentuado. Este comportamento sugere que a cristalização do plagioclásio (Sr entra na estrutura cristalina destes tectossilicatos) foi diferente nos dois grupos de rochas ATP e ATC.

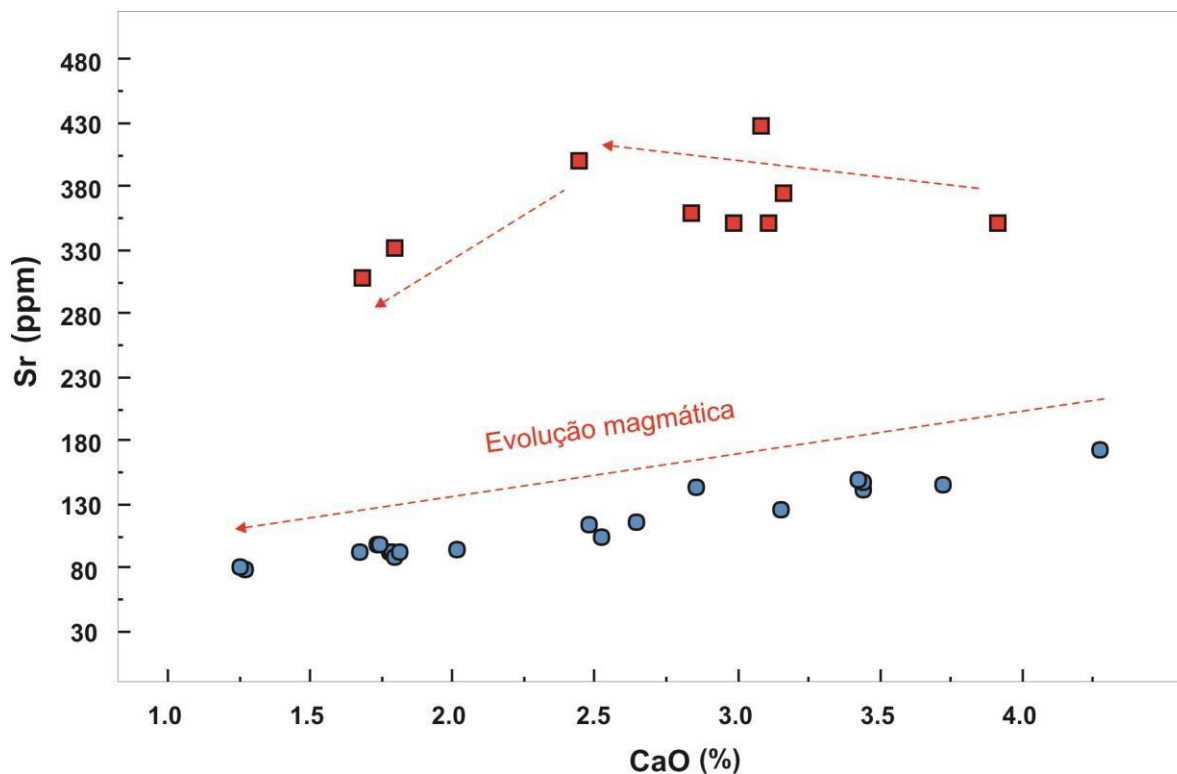


Fig. VI.4 - Diagramas CaO (%) vs Sr (ppm) das rochas vulcânicas ácidas da PMP. Observa-se um trend evolutivo especificamente no grupo de rochas ATP. Legenda idêntica à Fig. VI.1.

6.1.2 - Elementos Terras Raras (ETR)

Os resultados de elementos terras raras representados em diagramas de padrões de distribuição normalizados em relação ao condrito de Boynton (1984) mostram que, no geral, as rochas ácidas do tipo Palmas e Chapecó apresentam enriquecimento de terras raras leves em relação às pesadas e fortes anomalias negativas de Eu. Porém, aquelas pertencentes ao das ATC, têm maiores concentrações de ETR totais (≈ 1342 vs 903 , em média) e anomalias negativas de Eu menos acentuadas do que aquelas do tipo ATP, que por sua vez mostram-se mais enriquecidas em ETR leves em relação às pesadas ($La/Lu \approx 7,8$ e $La/Lu \approx 10,6$, respectivamente), conforme mostra o diagrama da Fig. VI.5.

Para a quantificação de possíveis anomalias de Eu, calculadas pelas razões Eu/Eu^* , o valor de Eu^* foi determinado usando o método convencional, empregando-se os elementos Sm e Gd.

As anomalias negativas de Eu são as mais pronunciadas no conjunto de rochas ácidas do tipo Palmas, com $(Eu/Eu^*)_N$ entre 0,58 e 0,66, enquanto as de Chapecó apresentam anomalias mais leves com $(Eu/Eu^*)_N$ entre 0,69 e 0,84 (Fig. VI.6). Observa-se também, em ambos os grupos, um progressivo aumento das anomalias negativas de Eu dos termos menos para os mais diferenciados, ou seja de dacitos a riolitos.

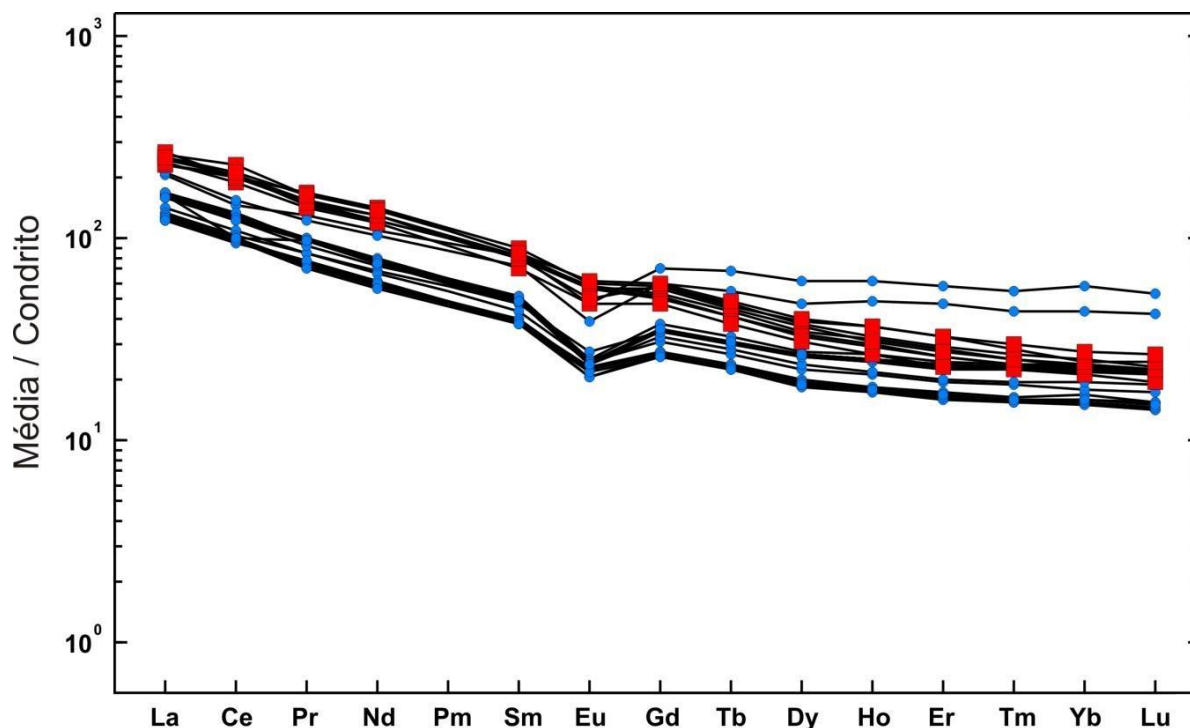


Fig. VI.5 - Diagramas de padrões de distribuição das concentrações de elementos terras raras das rochas ácidas da PMP, normalizadas pelo condrito de Boynton (1984). Legenda idêntica à Fig. VI.1.

É importante referir que comportamento anômalo registrado nos diagramas da Fig. VI.6, de 2 amostras, pertence ao subtipo Clevelândia (ATP), mas será tratado mais à frente neste capítulo.

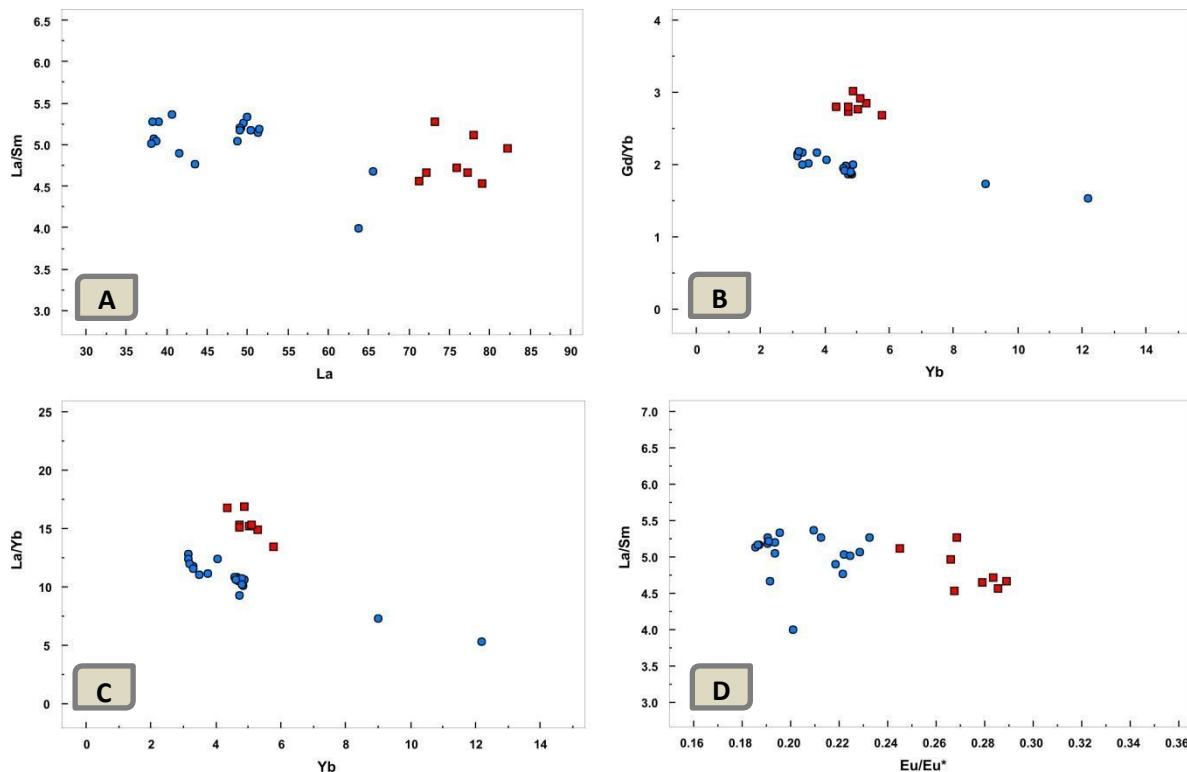


Fig. VI.6 – Diagrama para grau de fracionamento de ETR (ppm) normalizados pelo condrito de Boynton (1984): A) fracionamento para ERTL; B) fracionamento ara ERTp; C) fracionamento total ETR; D) anomalia de Eu. Legenda idêntica à Fig. VI.1.

6.1.3 - Elementos Incompatíveis

Os resultados de elementos traço incompatíveis das rochas ATP e ATC, representados em diagramas de concentrações relativas ao manto primordial de McDonough & Sun (1995) (Fig. VI.7), mostram, a exemplo dos ETR, que ambos os grupos apresentam anomalias fortemente negativas de Ba, Nb, Sr, Ti e, positivas de U, K e Pb. Porém, o que se observa é que as rochas do grupo Palmas, são mais enriquecidas, no geral, em elementos incompatíveis (exceto em Ba), possuindo anomalias, tanto positivas quanto negativas, mais fortes do que as do grupo Chapecó (Fig. VI.8).

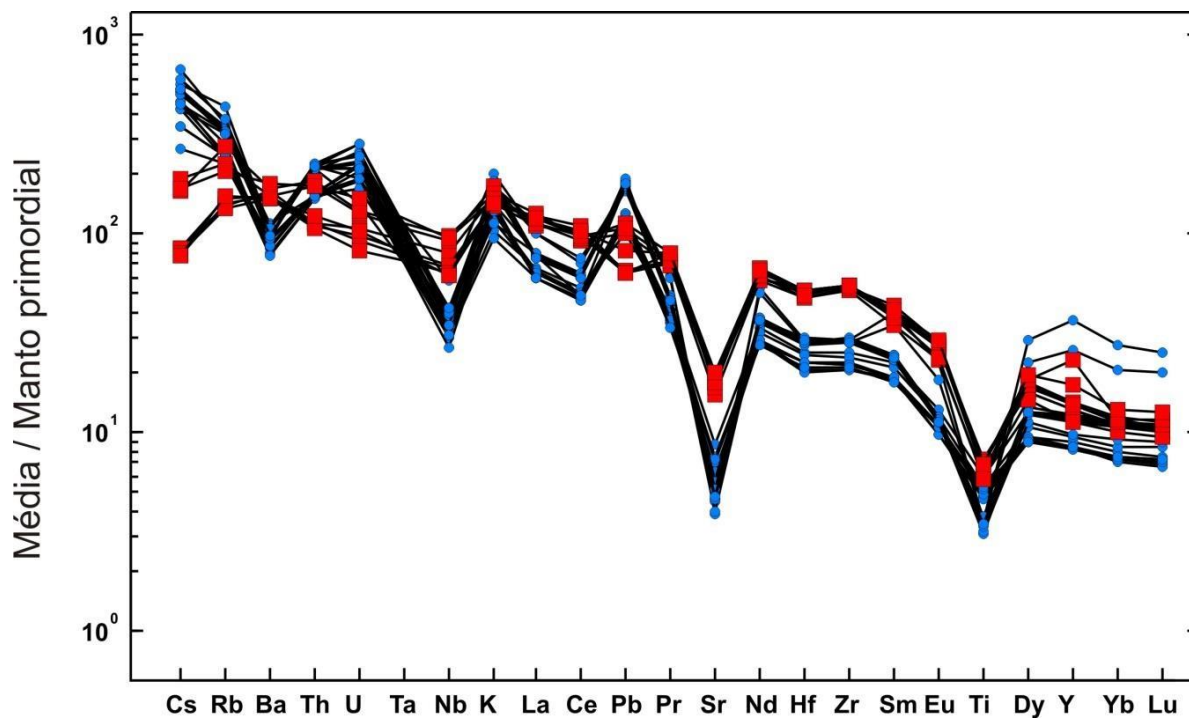


Fig. VI.7 – *Spidergram* para elementos traços incompatíveis normalizados para o Manto Primitivo segundo Sun & McDonough (1995) para as rochas ATP e ATC. Legenda idêntica à Fig. VI.1.

	Ba	Nb	Sr	U	Pb
ATP	739	38	149	6.52	29
ATC	1184	64	426	3.13	17

Fig. VI.8 – Tabela com os valores máximos de alguns elementos incompatíveis das rochas ATP e ATC normalizados para o Manto Primitivo segundo Sun & McDonough (1995).

6.2 – Rochas Ácidas Tipo Palmas – ATP

As características geoquímicas das amostras pertencentes a cada um dos subtipos das rochas ácidas do tipo Palmas serão analisadas e caracterizadas pelos seus dois grupos principais: o de baixo-Ti-P, e o grupo alto-Ti-P.

6.2.1 – Elementos Maiores, Menores e Traço

Os diagramas de Harker dessas rochas ácidas mostram que aquelas do tipo baixo-Ti-P (Santa Maria e Clevelândia) são, no geral, mais enriquecidas em sílica, K_2O , Rb, Zr, Y e Nb do que aquelas do tipo alto-Ti-P que, por sua vez, são enriquecidas em Al_2O_3 , MgO, CaO, Cu e Sr, conforme mostram os diagramas das figuras VI.9 e VI.10. No entanto, em alguns elementos, como TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO e P_2O_5 , esta diminuição é inicialmente acentuada, tornando-se mais leve para valores de sílica superiores a 72% (Fig. VI.9). Esses diagramas e o da Fig. VI.11, mostram também, que as rochas do tipo Clevelândia possuem, para as mesmas concentrações de SiO_2 , maiores concentrações de Ti_2O , Cu, Rb, Ba e Y do que aquelas do tipo Santa Maria, que por sua vez são enriquecidas em Na_2O , Sr e Nb.

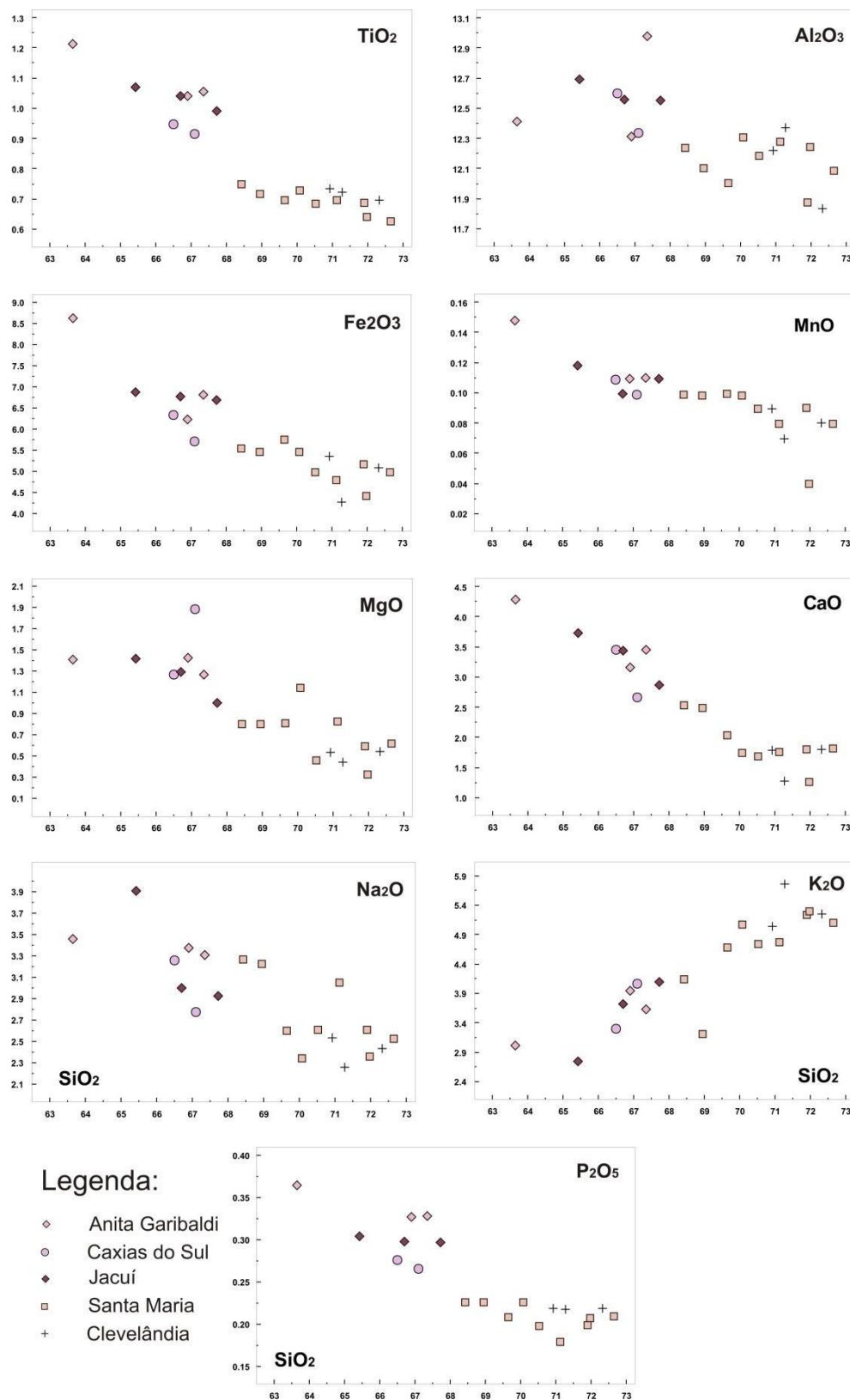


Fig. VI.9 – Diagramas de Harker de elementos maiores e menores das rochas ATP. Valores nas ordenadas em %peso do óxido.

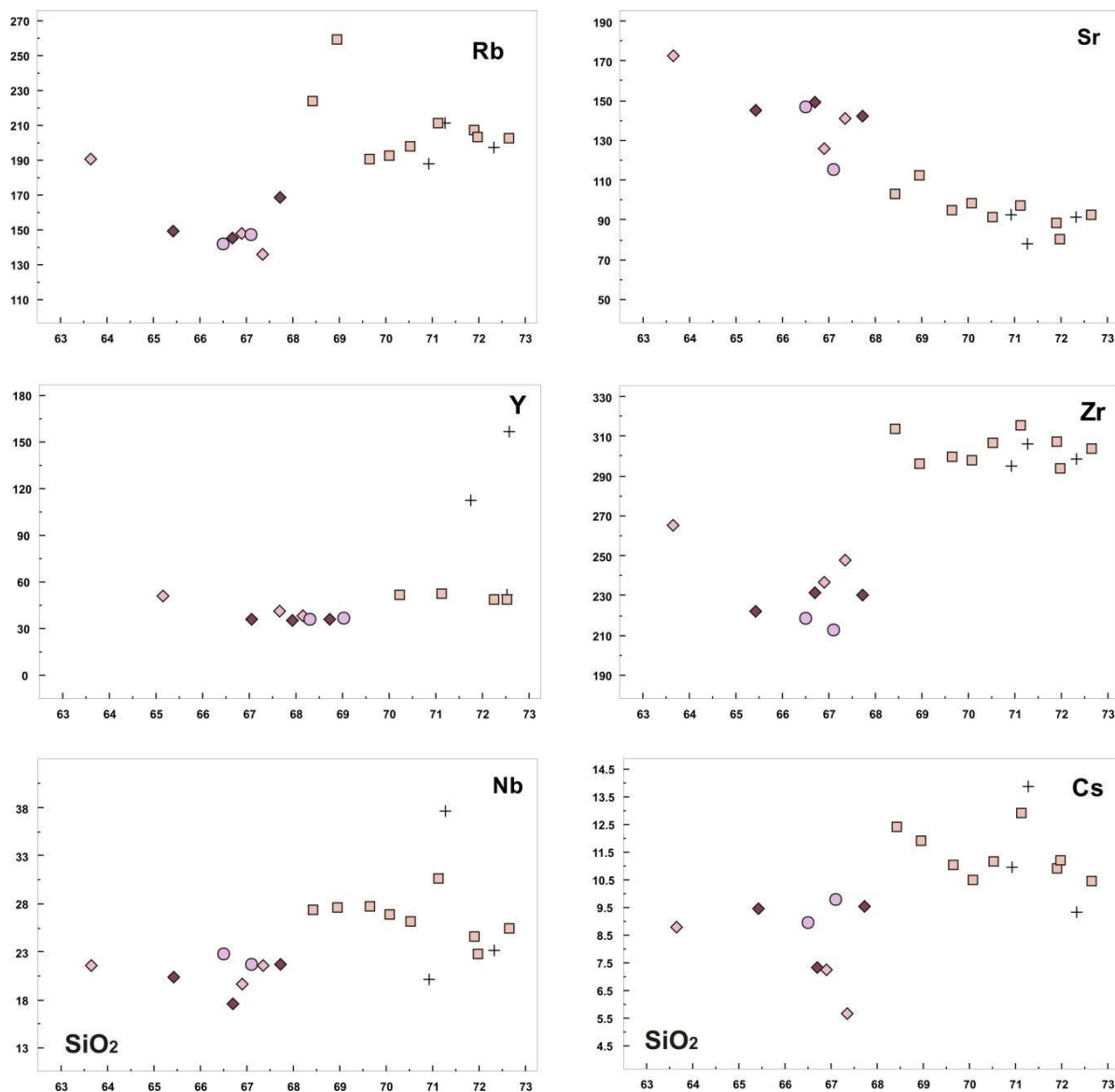


Fig. VI.10 - Diagramas de Harker de elementos traço das rochas ATP. Valores nas ordenadas em ppm. Legenda idêntica à fig. VI.9.

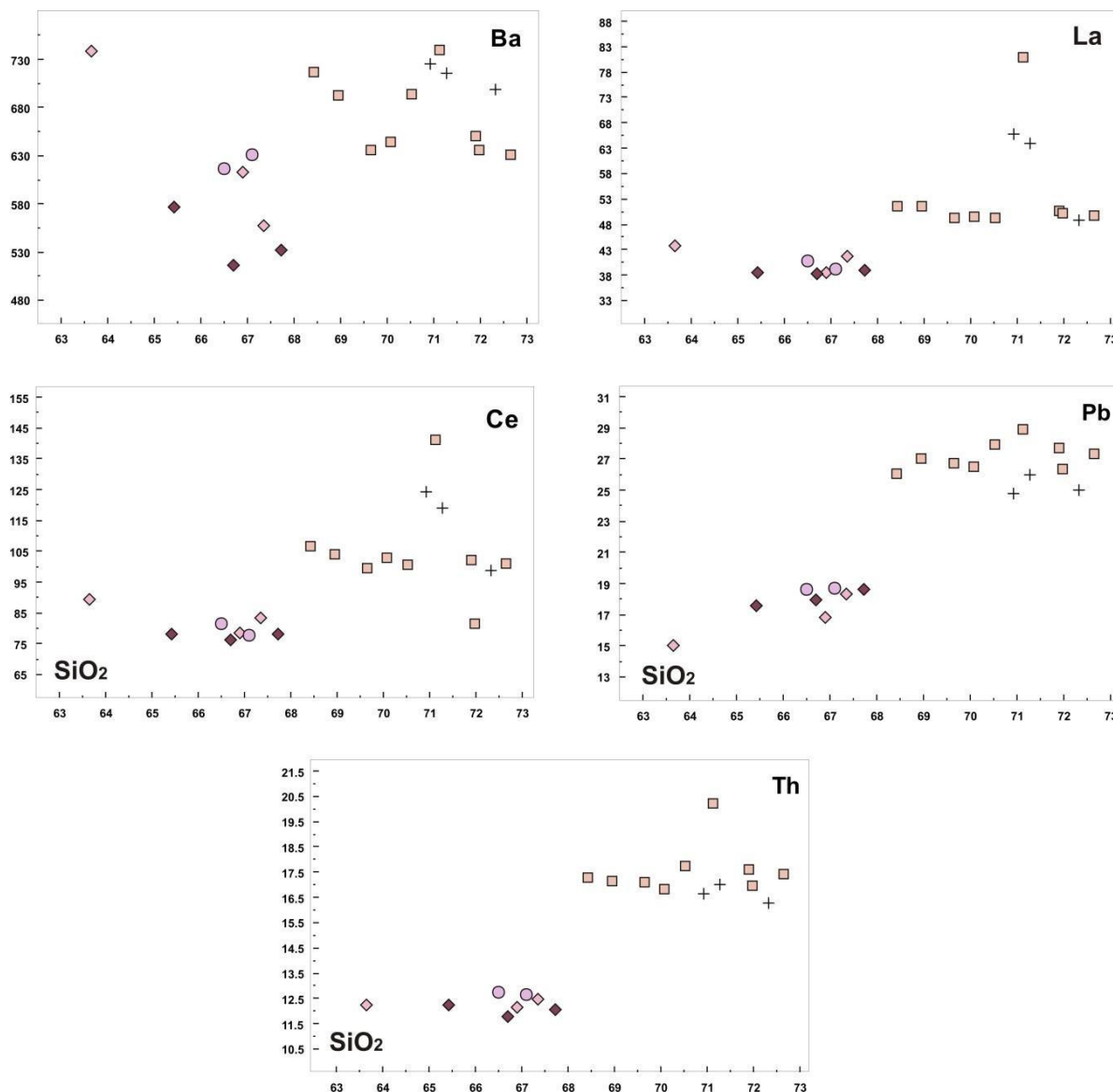


Fig. VI.11 - Diagramas de Harker de elementos traço das rochas ATP. Valores nas ordenadas em ppm. Legenda idêntica à fig. VI.9.

6.2.2 - Elementos Terras Raras (ETR)

Os resultados de elementos terras raras representados em diagramas de padrões de distribuição normalizados em relação ao condrito de Sun & McDonough (1989) mostram que, no geral, as rochas ácidas do tipo Palmas apresentam enriquecimento de terras raras leves em relação às pesadas e fortes anomalias negativas de Eu, indicativas da precipitação de plagioclásio do magma.

Porém, aquelas pertencentes ao grupo baixo-Ti-P, têm maiores concentrações de ETR totais (≈ 1124) e anomalias negativas de Eu ($\approx 0,58$) mais acentuadas do que aquelas do tipo alto-Ti-P ($ETR_t \approx 754$ e $Eu/Eu^*_N = 0,66$), que por sua vez mostram-se mais enriquecidas em ETR leves em relação às pesadas, conforme mostram os diagramas da Fig. VI.12.

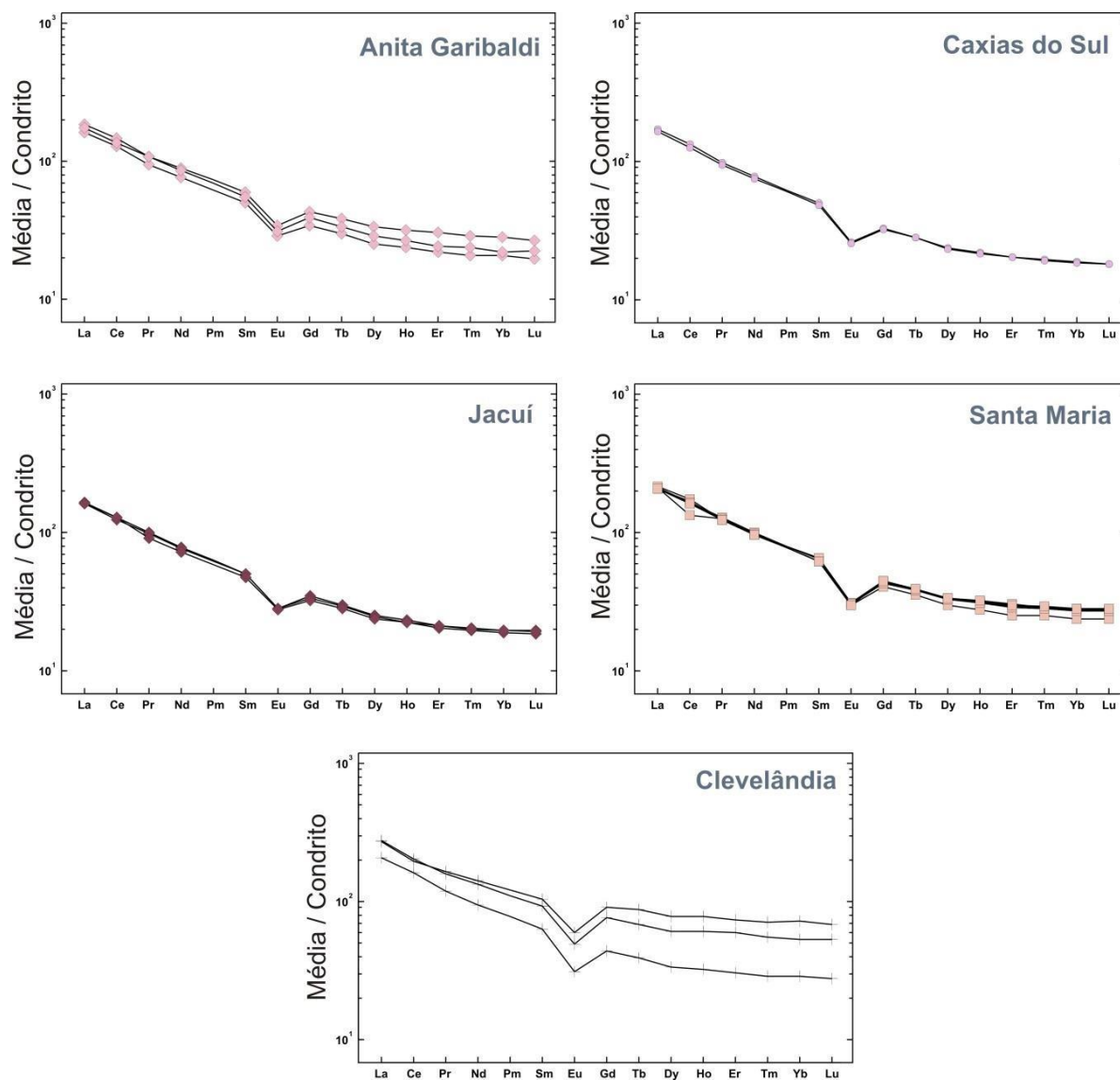


Fig.VI.12- Diagramas de padrões de distribuição das concentrações de elementos terras raras das rochas ácidas do tipo ATP, normalizadas pelo condrito (Sun & McDonough, 1989). Legenda idêntica à fig. VI.9.

6.2.3 - Elementos Incompatíveis

Os resultados de elementos traço das rochas ATP, representados em diagramas de concentrações relativas ao manto primordial de McDonough & Sun (1992) (Fig. VI.13), mostram, a exemplo dos ETR, que todas elas apresentam anomalias fortemente negativas de Ba (Rb/Ba: Anita= 0,37; Caxias= 0,39; Jacuí= 0,34; Santa Maria= 0,29 e Clevelândia= 0,33), Nb (Nb/K: Anita= 0,26; Caxias= 0,27; Jacuí= 0,27; Santa Maria= 0,25 e Clevelândia= 0,22), Sr (Sr/Pr: Anita= 0,19; Caxias= 0,18; Jacuí= 0,21; Santa Maria= 0,10 e Clevelândia= 0,08), e Ti (Ti/Eu: Anita= 0,46; Caxias= 0,47; Jacuí= 0,50; Santa Maria= 0,30 e Clevelândia= 0,22), e positivas de K (K/Pb: Anita= 3,86; Caxias= 3,77; Jacuí= 3,94; Santa Maria= 4,14 e Clevelândia= 4,79) e Pb. (Pb/Ce: Anita= 2,24; Caxias= 2,62; Jacuí= 2,57; Santa Maria= 3,03 e Clevelândia= 2,50). Porém, o que se observa é que as rochas do grupo baixo-Ti-P, são mais enriquecidas no geral dos elementos incompatíveis, possuindo anomalias, tanto positivas quanto negativas, mais fortes do que a do grupo alto-Ti-P (Fig. VI.12).

Além dessas considerações, observa-se também ser possível distinguir os diferentes tipos de rochas nos grupos observados. Assim, no baixo-Ti-P pode-se verificar que o Clevelândia possui maiores concentrações de elementos terras raras, Lu, Yb, Dy, Eu, Sm, Nd e Y, como mostra o *spidergram* da Fig. VI.13. No caso das rochas do grupo alto-Ti-P, observa-se que, no geral, as rochas do tipo Anita Garibaldi são as mais enriquecidas em elementos traços incompatíveis em comparação com aquelas Jacuí e Caxias do Sul (Fig. VI.13).

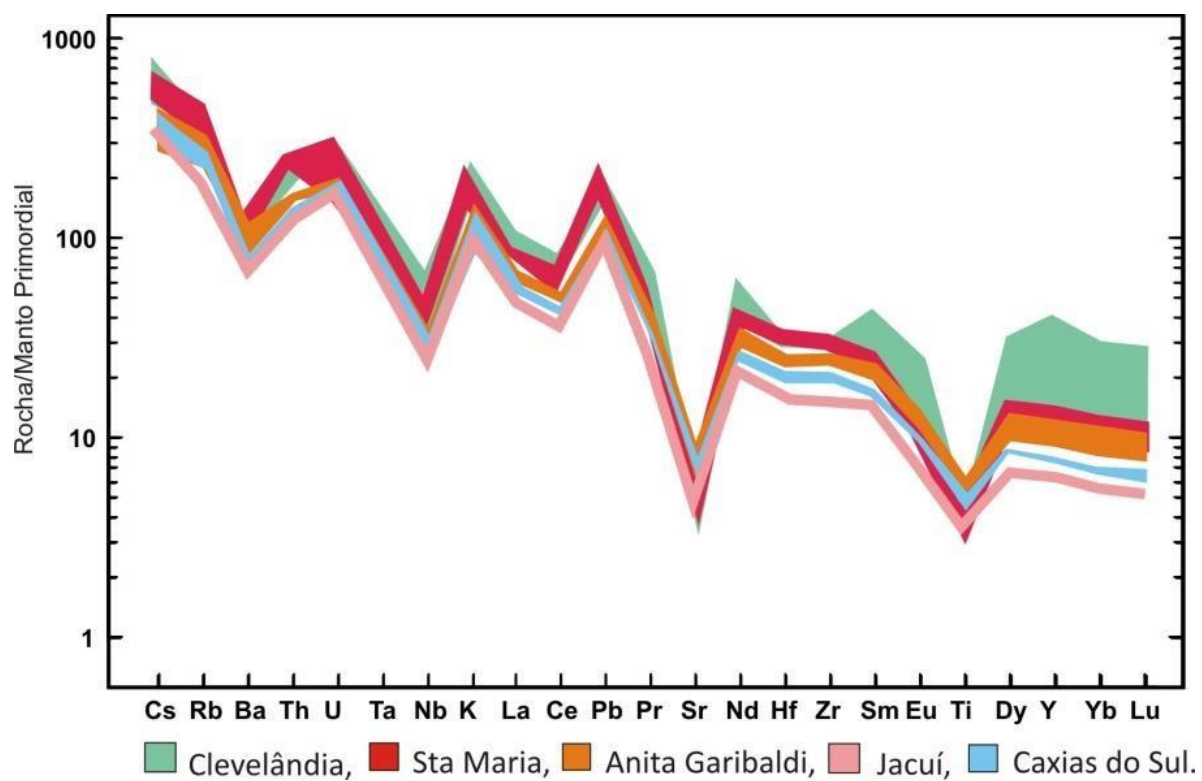


Fig. VI.13 - Diagrama do padrão de distribuição máximo e mínimo de elementos traços incompatíveis das rochas ácidas do tipo Palmas normalizadas em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1992).

6.3 – Rochas Ácidas Tipo Chapecó – ATC

As características geoquímicas das amostras pertencentes a cada um dos subtipos de rochas ácidas do grupo Chapecó – Guarapuava, Tamarana e Ourinhos - serão analisadas conjuntamente, ressaltando-se quando necessário as particularidades que ocorrem em algumas amostras.

6.3.1 – Elementos Maiores, Menores e Traço

Os diagramas de Harker dessas rochas ácidas mostram que aquelas do tipo Ourinhos são, no geral, mais enriquecidas em sílica, K, Rb, Zr, Y, Nb, Pb e Th do que aquelas dos tipos Guarapuava e Tamarana que, por sua vez, são enriquecidas em TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Cu e Sr, conforme mostram os diagramas das Fig. VI.14, Fig. VI.15 e Fig. VI.16. O grupo Tamarana apresenta valores intermediários entre os outros dois magmas-tipo.

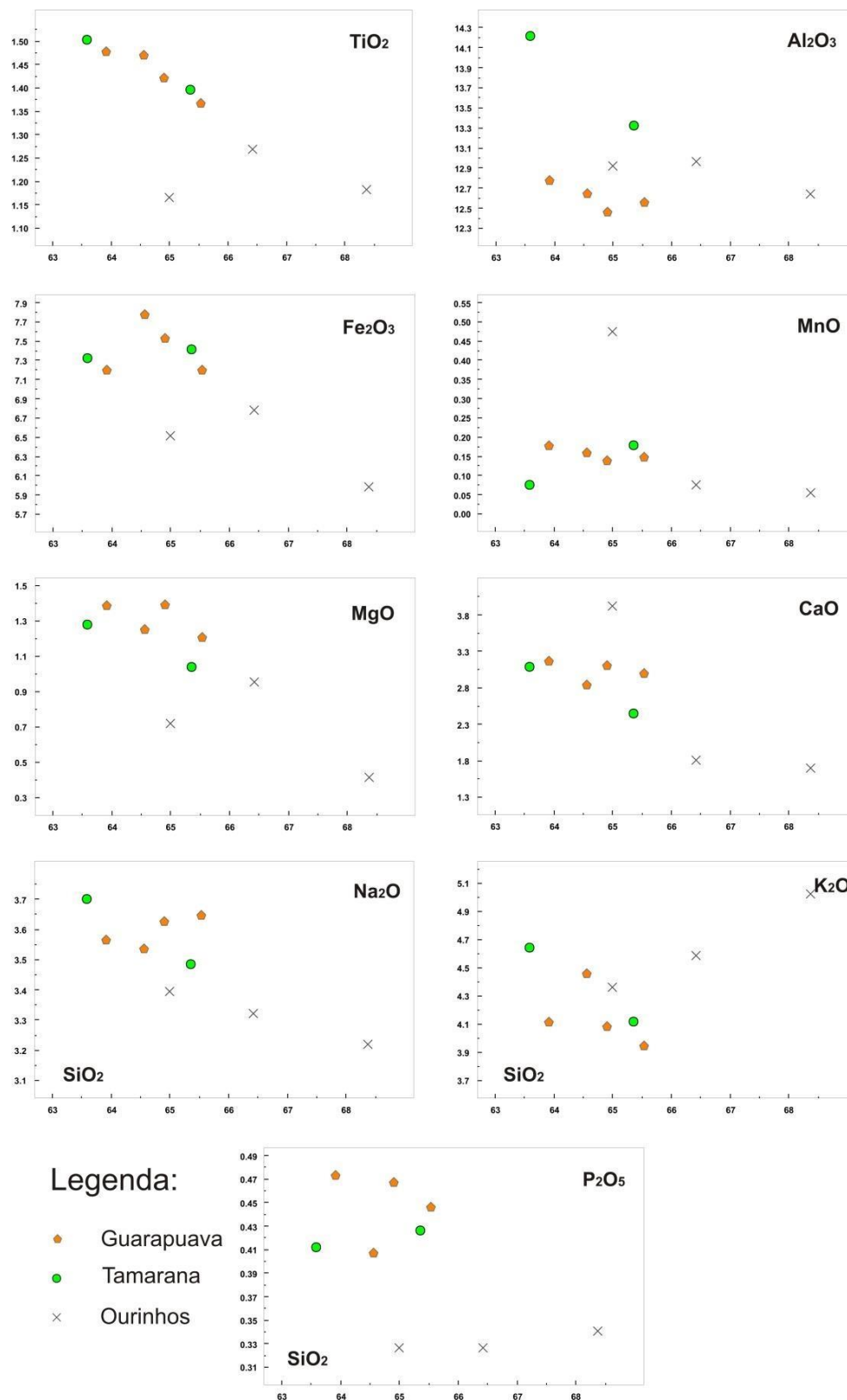


Fig. VI.14 – Diagramas de Harker de elementos maiores e menores das rochas ATC. Valores nas ordenadas em %peso do óxido.

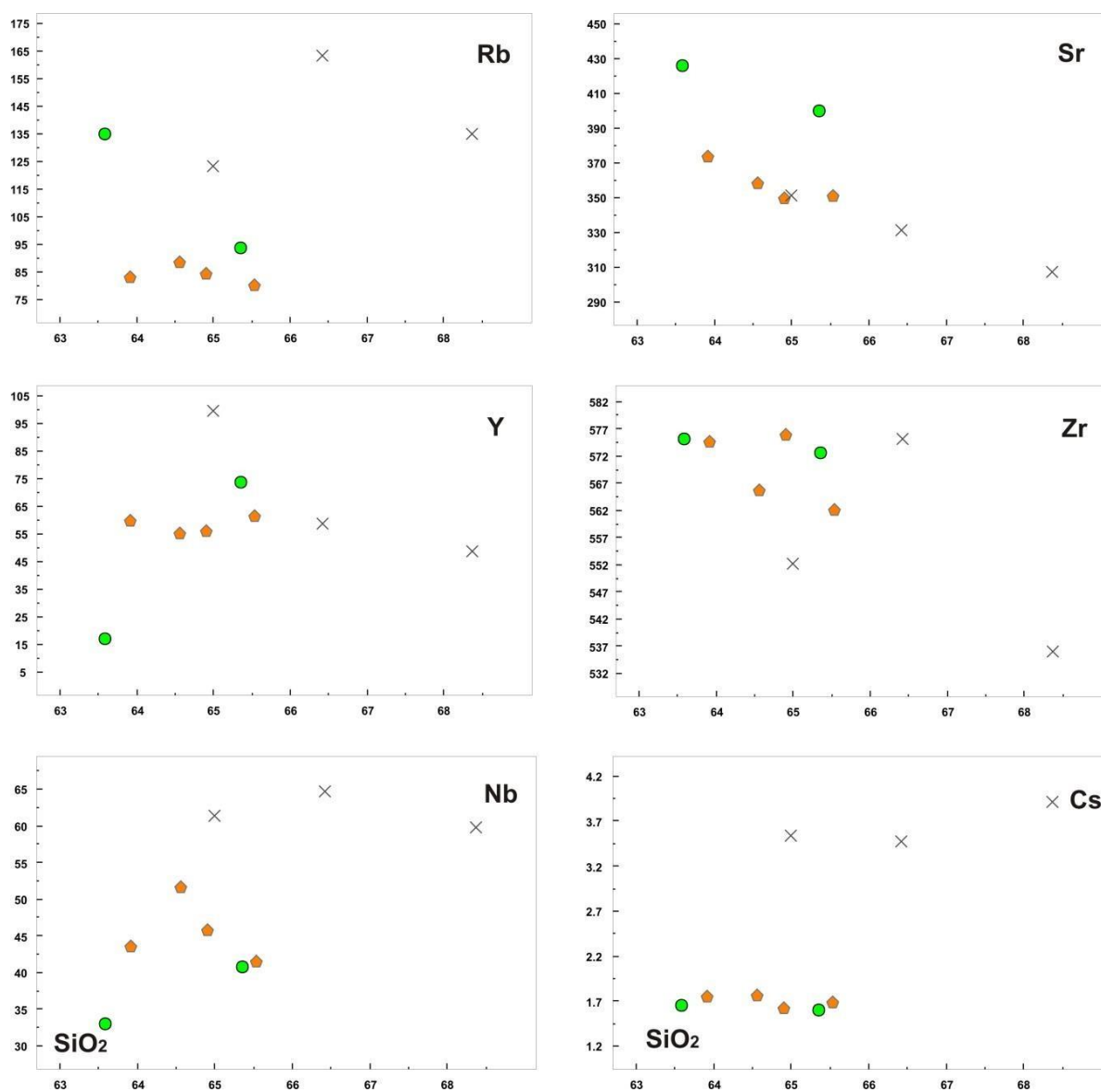


Fig. VI.15 - Diagramas de Harker de elementos traço das rochas ATC. Valores nas ordenadas em ppm. Legenda idêntica à fig. VI.14.

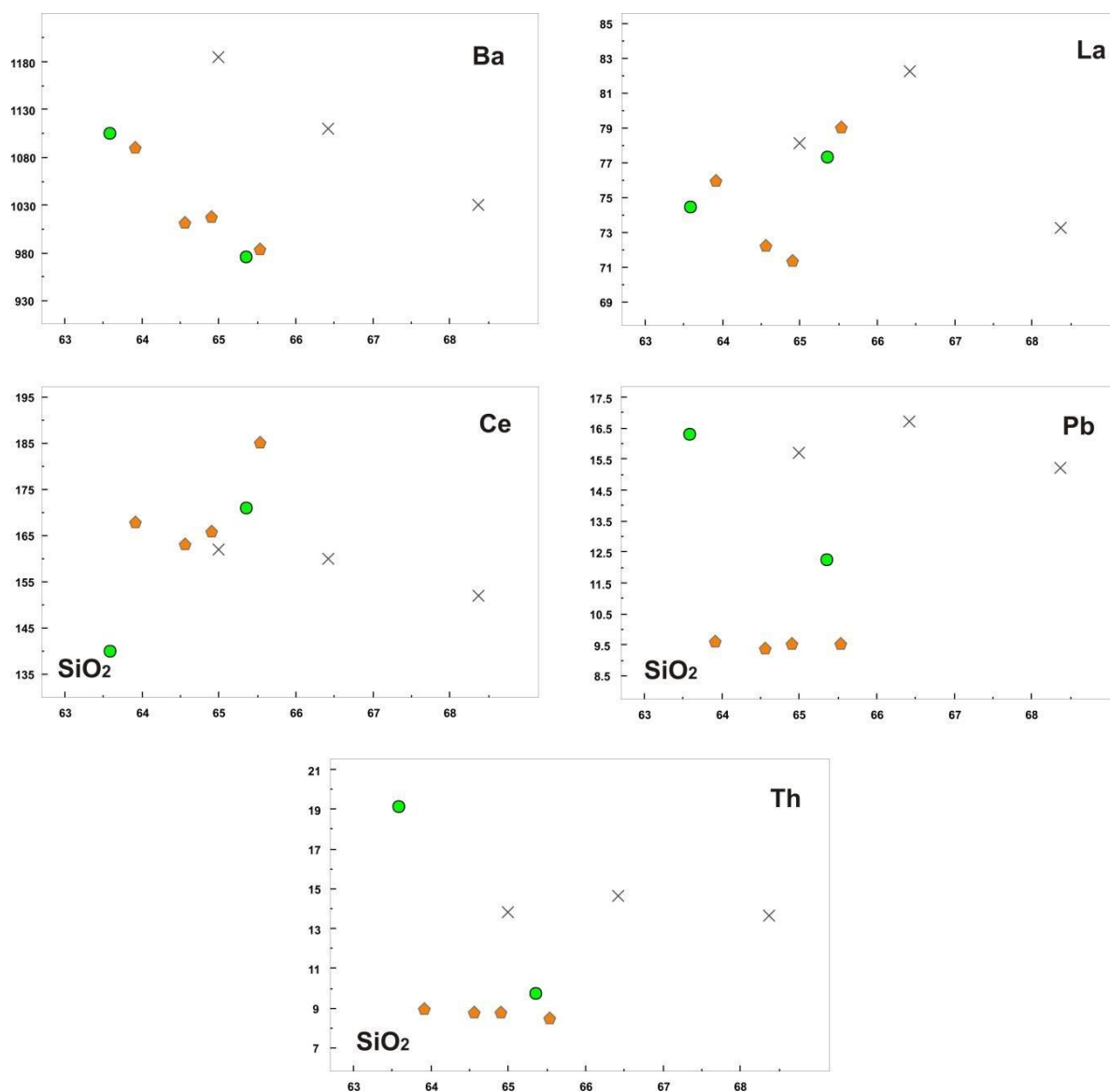


Fig. VI.16 - Diagramas de Harker de elementos traço das rochas ATC. Valores nas ordenadas em ppm. Legenda idêntica à fig. VI.14.

6.3.2 - Elementos Terras Raras (ETR)

Os resultados de elementos terras raras representados em diagramas de padrões de distribuição normalizados em relação ao condrito de Sun & McDonough (1989) (Fig. VI.17) mostram que, no geral, as rochas ácidas do tipo Chapecó apresentam enriquecimento de terras raras leves em relação às pesadas (La/Lu, Ourinhos=10,86; Tamarana=9,63; Guarapuava=11,31) e discretas anomalias negativas de Eu para as rochas dos tipos Guarapuava e Tamarana ($Eu/Eu^* = 0,84$). Nas do tipo Ourinhos, essas anomalias passam a ser mais fortes com valores médios de Eu/Eu^* iguais a 0,69. Em termos de ETR totais aquelas do tipo Tamarana são as mais enriquecidas (1559) em comparação com as dos tipos Guarapuava (1462) e Ourinhos (1005), Fig. VI.17.

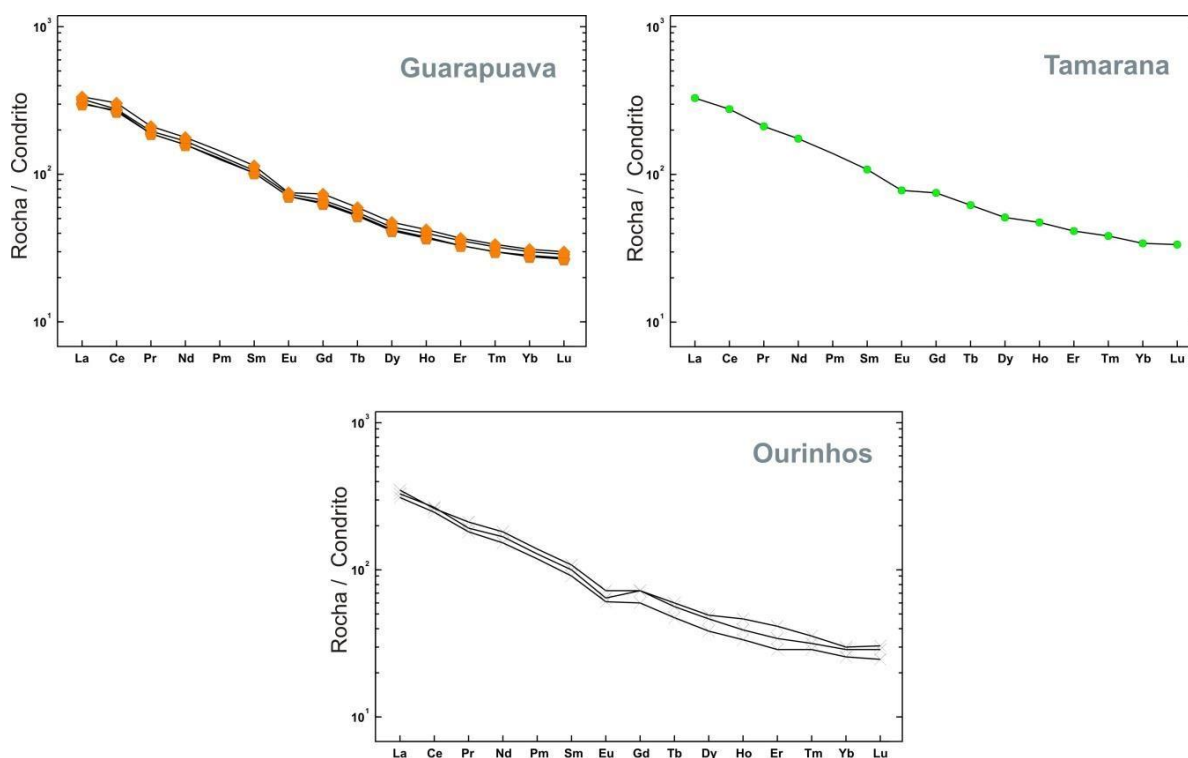


Fig.VI.17- Diagramas de padrões de distribuição das concentrações de elementos terras raras das rochas ácidas do tipo ATC, normalizadas pelo condrito (Sun & McDonough, 1989). Legenda idêntica à fig. VI.14.

6.3.3 - Elementos Incompatíveis

Os resultados de elementos traços das rochas ácidas do tipo Chapecó, representados em diagramas de concentrações relativas ao manto primordial de McDonough & Sun (1992) (Fig. VI.18) mostram que em todas elas há fortes anomalias negativas de Nb (Nb/K : Ourinhos= 0,43; Tamarana= 0,43 e Guarapuava= 0,48), Sr (Sr/Nd : Ourinhos= 0,30, Tamarana= 0,31 e Guarapuava= 0,29) e Ti (Ti/Eu : Ourinhos= 0,30, Tamarana= 0,4 e Guarapuava= 0,26) e positiva de K (K/La = Ourinhos= 1,51, Tamarana= 1,19 e Guarapuava= 1,250) . Além disso, no mesmo diagrama, mostra que as rochas do subtipo Ourinhos são mais enriquecidas em Rb, Ba, Th e U, comparadas à aquelas dos subtipos Guarapuava e Tamarana. Esta última, por sua vez, é mais enriquecida do que as demais em Zr, Sm, Eu, Dy, Y, Yb e Lu (Fig. VI.18).

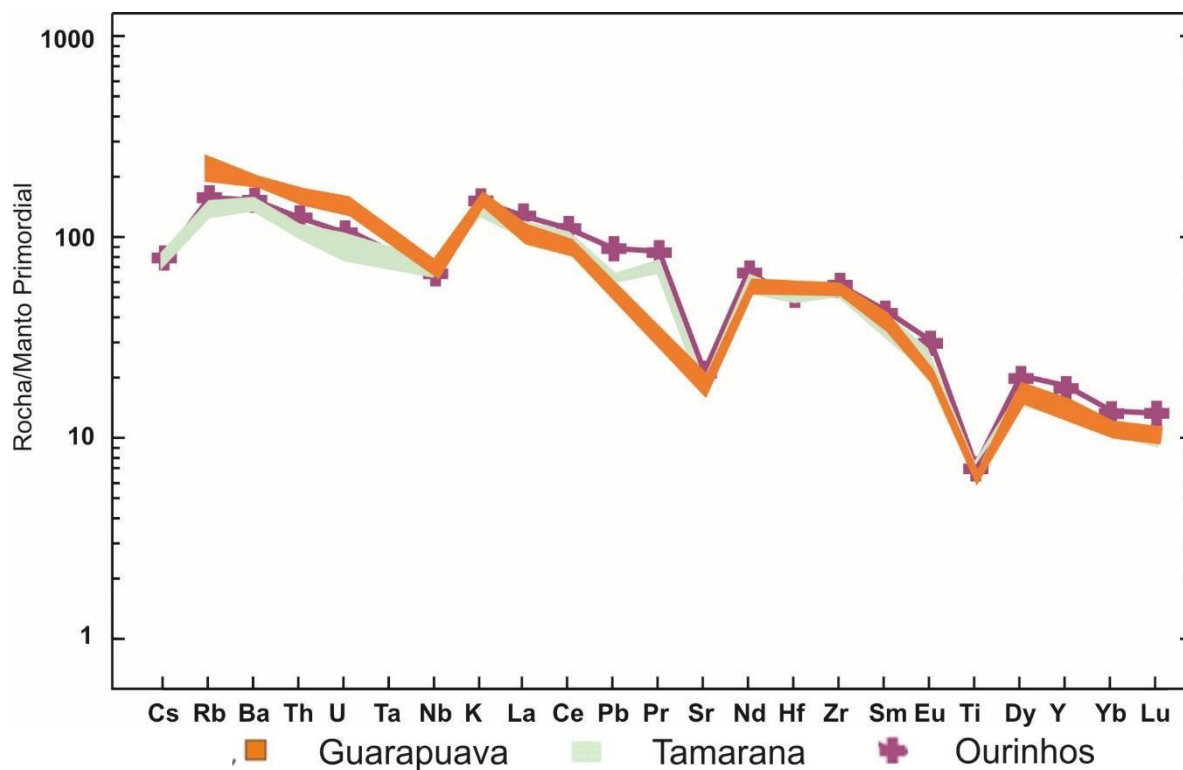


Fig. VI.18 - Diagrama do padrão de distribuição máxima e mínimo de elementos traços incompatíveis das rochas ácidas do tipo Chapecó, normalizadas em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1992).

6.4 – Discussão dos Resultados

Os diagramas de variação de elementos maiores e traço, em função da sílica (tomada como parâmetro indicativo do grau de evolução das rochas), bem como os padrões de ETR e os elementos incompatíveis referentes às rochas ATP e ATC mostram tendências que sugerem, em termos qualitativos, que não existe possibilidade de que estas rochas estejam relacionadas entre si por algum processo petrogenético, tal como cristalização fracionada, fusão parcial, mistura magmática, entre outros. A grande diferença geoquímica entre os dois grupos indicam que não estão relacionados por nenhum desses processos e muito provavelmente, as rochas ATP e ATC foram geradas em fontes mantélicas distintas.

Dentro de cada grupo das rochas ATP e/ou ATC, o estudo detalhado desses mesmos diagramas revela que essas rochas estão relacionadas entre si por algum desses processos petrogenéticos. As comparações efetuadas entre as rochas de cada subtipo, tanto das ATP como das ATC, mostram a existência de diferenças, por vezes, bem marcantes, nas características químicas de um mesmo litotipo em função da região de ocorrência. Esta situação é perfeitamente reconhecível nos subtipos de Clevelândia nas ATP (Fig. VI.10 e Fig. VI.11) e de Ourinhos nas ATC (Fig. VI.14, Fig. VI.15 e Fig. VI.16).

Este tipo de compartimentação geoquímica é também de grande importância para o conhecimento dos processos de formação e evolução dos magmas que originaram as rochas vulcânicas ácidas da Província Magmática do Paraná.

Capítulo 7 – Considerações Finais e Conclusões

Com o estudo detalhado da petrografia, química mineral e análises químicas de rocha total, foi possível inferir algumas considerações acerca da sequência de cristalização dos feno e microfenocristais das principais fases minerais das rochas ácidas dos tipos Palmas e Chapecó. Foi também possível caracterizar e definir com maior rigor (mais parâmetros) os vários magmas-tipo existentes nas rochas vulcânicas ATP e ATC da Província Magmática do Paraná.

As análises petrográficas permitiram o reconhecimento de várias feições texturais e relações mineralógicas dos cristais de plagioclásio e principalmente dos cristais de piroxênio nos vários grupos de rochas ATP e ATC. Para as rochas ATP a associação mineralógica é de plagioclásio + ortopiroxênio ($\pm$ augita) + Ti-magnetita no subtipo Caxias do Sul, nas rochas de Jacuí a mineralogia muda, para plagioclásio + clinopiroxênio (augita + pigeonita) + Ti-magnetita, e nas rochas do subtipo Santa Maria, a associação mineralógica é plagioclásio + pigeonita + Ti-magnetita. A razão Fe/Mg dos cristais de orto e clinopiroxênio aumentam de uma maneira progressiva dos magma-tipo Caxias do Sul para Santa Maria. A associação mineralógica das rochas de Anita Garibaldi e Clevelândia é idêntica às de Jacuí, porém, os clinopiroxênios são parte constituinte da matriz.

Nas rochas ATC, a associação mineralógica mantêm-se constante nos três magma-tipos, Guarapuava, Tamarana e Ourinhos, com plagioclásio + clinopiroxênio (augita + pigeonita) + Ti-magnetita, com razão Fe/Mg variável ao longo dos subtipos.

As relações mineralógicas e as feições texturais dos cristais de piroxênio (ricos e pobres em Ca) nas rochas são, em geral, muito importantes para o entendimento da complexidade do magmatismo ácido gerado da PMP, e com eles, podemos inferir sobre a sequência de cristalização das rochas, e em especial, das rochas tipo Palmas (ver Capítulo 5). Estudos de piroxênio em rochas básicas (Intrusões máficas bandadas) e rochas intermediárias (Weiselbeg, Alemanha e Hakone, Japão), segundo vários autores (Poldervaart, 1947;

Nakamura & Kushiro, 1970; Ross *et al.*, 1973; Jenner *et al.*, 1983; Longhi, 1987; Latypov *et al.*, 2001), indicam que a sequência de cristalização típica dos piroxênios em magmas toleíticos se inicia com ortopiroxênio + augita + plagioclásio (que é a associação presente nas rochas de Caxias do Sul), passando para ortopiroxênio + augita + pigeonita + plagioclásio, terminado com augita + pigeonita + plagioclásio (a associação encontrada nas rochas de Jacuí). Sendo assim, podemos inferir que a cristalização das rochas, se iniciou com o magma-tipo Caxias do Sul, com cristais de ortopiroxênio, seguido pelo magma-tipo de Jacuí, com clinopiroxênios (augita + pigeonita), a uma temperatura similar à de Caxias do Sul ($T \approx 1100-1130^{\circ}\text{C}$) e por último o magma-tipo Santa Maria como o resultado de uma recarga magmática com líquido mais quente ($T > 1130^{\circ}\text{C}$) e primitivo, que permitiu o fracionamento da pigeonita isolada (piroxênio de alta temperatura) e o zoneamento inverso observado nos cristais de plagioclásio.

No que diz respeito, aos derrames extensos do magma-tipo Caxias do Sul, é possível observar na Fig. VII.1 que a composição dos cristais de ortopiroxênio da amostra PEV-25, procedente da região leste da PMP (Fig. III.6 do Cap. 3) apresentam maiores distanciamentos à média e desvio-padrão dos coeficientes de distribuição (K_d), comparados aos cristais da amostra KLS-1105, da região oeste da PMP. Tais considerações geoquímicas são confirmadas pelos dados petrográficos, onde os cristais de ortopiroxênio da região leste (perfis RA e TA) apresentam maiores sinais de desequilíbrio com o líquido magmático, tais como o desenvolvimento de texturas coronas (reação com líquido gera pigeonita), bordas corroídas, embaixamentos pela matriz, entre outros. Já os cristais de ortopiroxênio da região oeste (perfis LS) dos derrames de Caxias do Sul apresentam pouca reação com o líquido que gerou a rocha hospedeira, indicando, uma vez mais, o seu maior grau de equilíbrio com a matriz dacítica. O gráfico da Fig. VII.3 demonstra bem essa relação de desequilíbrio destes cristais com o líquido magmático.

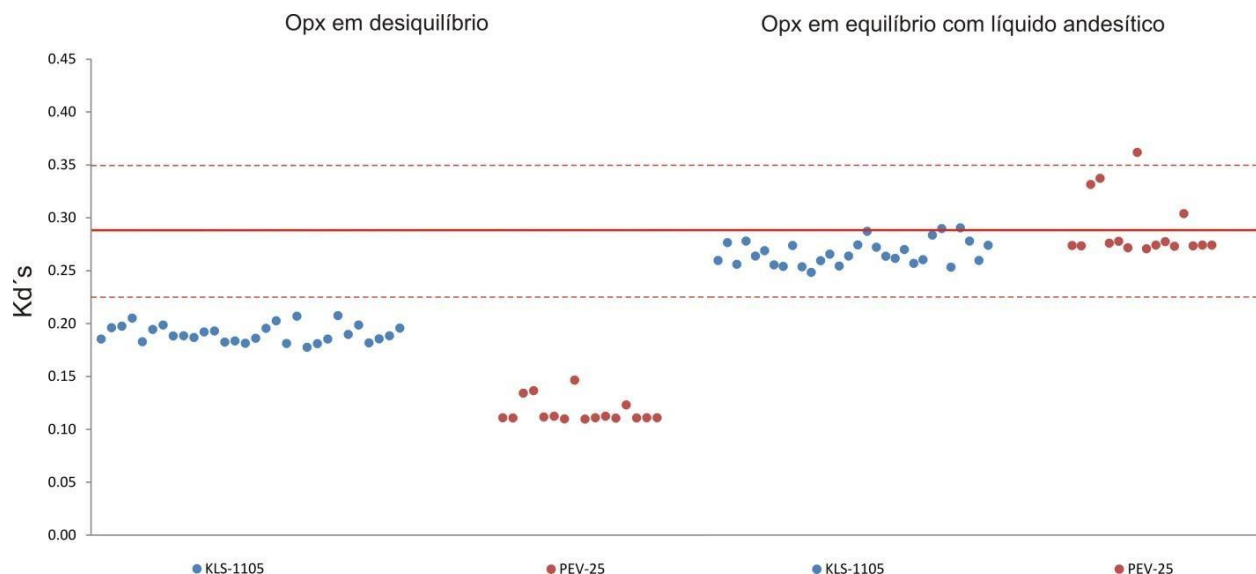


Fig. VII.1 – Distribuição dos valores de Kd dos cristais de ortopiroxênio do subtipo Caxias do Sul. A amostra KLS-1105 é pertencente à região oeste dos derrames dacíticos enquanto a PEV-25 corresponde ao perfil TA, da região leste da PMP. Como é possível observar os valores de Kd dos ortopiroxênios de ambas as amostras estão em desequilíbrio com a matriz, estando os minerais em equilíbrio com um líquido de composição andesítica (Tabela Fig. VII.2).

Óxidos	Líquido Basáltico	Líquido Andesítico
SiO ₂	50.35	55.61
TiO ₂	1.43	1.61
Al ₂ O ₃	14.20	13.42
Fe ₂ O ₃	16.53	12.72
MnO	0.19	0.18
MgO	4.82	4.00
CaO	8.71	7.83
Na ₂ O	2.55	2.73
K ₂ O	1.03	1.65
P ₂ O ₅	0.20	0.24
Total	100.0	100.0

Fig. VII.2 – Tabela com a composição química dos líquidos em equilíbrio com a composição dos cristais de clinopiroxênio de Jacuí e de ortopiroxênio nas rochas de Caxias do Sul, respectivamente. Composições foram calculadas pelo geotermobarômetro de Putirka (2008).

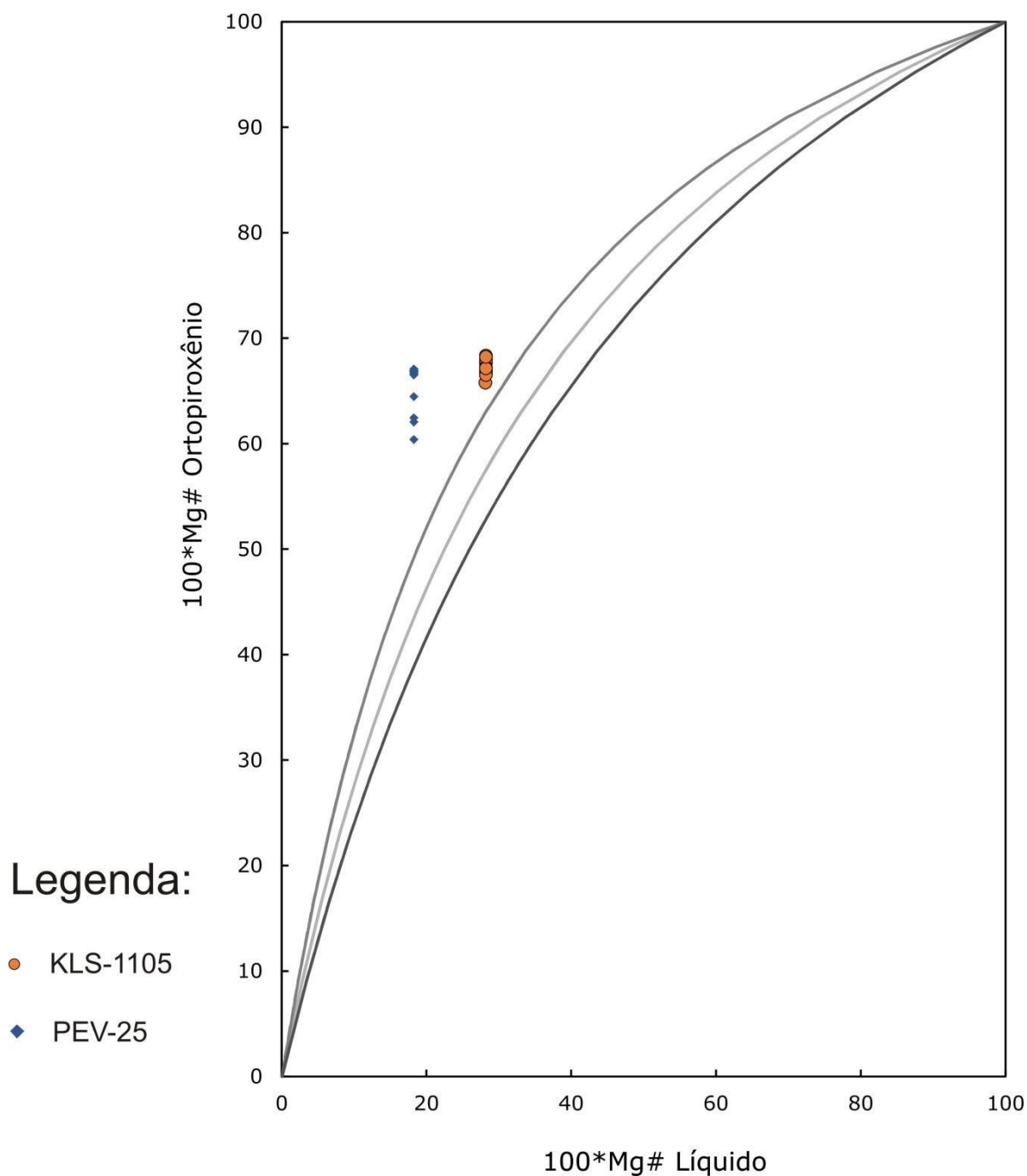


Fig. VII.3 – Distribuição dos cristais de ortopiroxênio no diagrama de Rhodes de Putirka (2008), demonstrando a maior dispersão face ao equilíbrio da amostra PEV-25 (parte Leste dos derrames do magma-tipo Caxias do Sul) em relação à amostra KLS-1105 (parte Oeste dos mesmos derrames). Os cristais em equilíbrio deveriam estar entre as linhas cinzentas.

Ao contrário das rochas ATP, nas rochas ATC os dados petrográficos, texturais e mineralógicos dos cristais de piroxênio não permitem inferir sobre a sequência de cristalização das rochas. No entanto, as estruturas em “peneira” (*sieve texture*) encontradas nos cristais de augita, nas rochas de Guarapuava e Tamarana, indicam que também este clinopiroxênio entrou em desequilíbrio com o líquido magmático que gerou a rocha hospedeira.

Os cristais de pigeonita bastante alterados ou exsolvidos, nos mesmos subtipos de rochas ATC, também indicam o forte desequilíbrio destes cristais com o líquido magmático.

Porém, de uma forma geral, as temperaturas de extrusão das lavas se mantiveram elevadas em ambos os grupos de rochas ácidas ATP e ATC ($T \geq 1000^\circ\text{C}$).

As feições texturais, mineralógicas e composicionais, descritas no Cap. 5, dos cristais de piroxênio e plagioclásio das rochas ATP e ATC, sugerem que estes cristais estão em desequilíbrio com o líquido que formou a matriz. De uma maneira geral, é possível observar que tanto os cristais de piroxênio como os de plagioclásio apresentam sinais de desequilíbrio, porém é nos primeiros que se encontram mais características de reação, como bordas corroídas, arredondamento, texturas “peneira” e embaixamentos. E as feições petrográficas estão de acordo com os coeficientes de distribuição (K_d) calculados por Putirka (2008) para os cristais de piroxênio e de plagioclásio das rochas ácidas ATP e ATC.

Para os cristais de piroxênio esta correlação com os coeficientes de distribuição (K_d) indicam que os feno e microfenocristais das amostras não estão em equilíbrio com a rocha hospedeira, isto é, com o líquido que gerou a matriz. A composição da matriz é dacítica/riolítica, mas como podemos observar pela Fig. VII.1 e Fig. VII.4, para os ortopiroxênios e clinopiroxênios, respectivamente, estes apresentam valores afastados do equilíbrio ($K_d = 0,29 \pm 0,06$ para ortopiroxênio; $K_d = 0,27 \pm 0,03$ para clinopiroxênio), indicando que estes cristais poderiam ser provenientes de um líquido com composições menos evoluídas, como rochas básicas e intermediárias (basaltos ou andesitos).

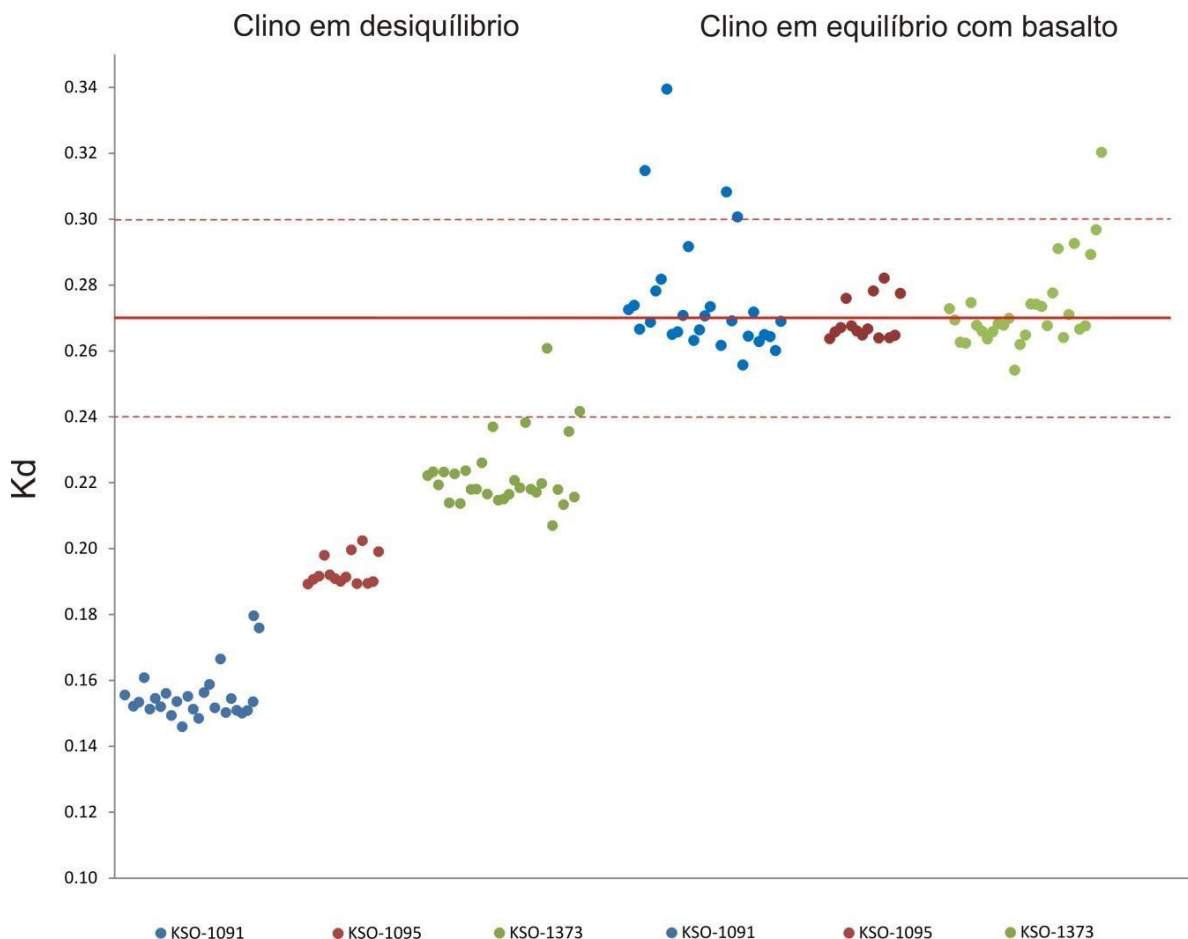
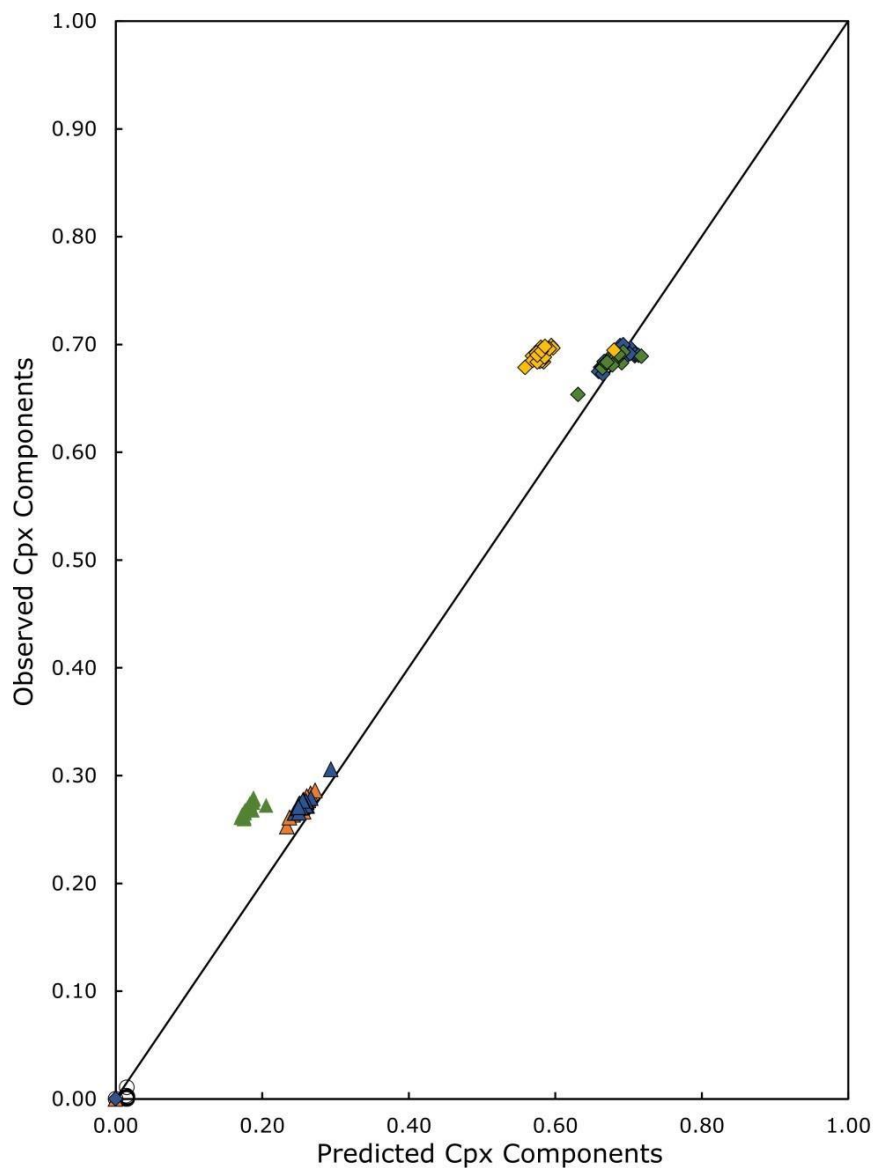


Fig. VII.4 – Distribuição dos valores de K_d dos cristais de clinopiroxênio do subtipo Jacuí. Os cristais apresentam-se em desequilíbrio com matriz ácida mas estão em equilíbrio com um líquido de composição basáltica (Tabela da Fig. VII.2).

Os dados de geotermobarometria de Luchetti (2015) (calculados pelo mesmo geotermobarômetro), não publicados, foram aqui utilizados para calcular a composição do líquido magmático que estaria em equilíbrio com os cristais encontrados na amostra. Segundo a autora, no modelo de Putirka (1999), o magma que mostrou um possível equilíbrio com os cristais de ortopiroxênio foi um líquido andesítico, sendo que o líquido dacítico da rocha hospedeira, não resultou em coeficientes de distribuição (K_d) satisfatórios (Fig. VII. 1 e 2). Contudo, até o momento, não foi encontrado na bibliografia a ocorrência de cristais de ortopiroxênio em andesitos e/ou em outras rochas intermediárias, da região sul ou central da PMP. Os testes de equilíbrio dos modelos termobarométricos usados

por Luchetti (2015) indicam ainda que os clinopiroxênios (augita e pigeonita) de Jacuí estariam em equilíbrio com o líquido de composição básica (Fig. VII. 4), e ainda que os piroxênios de Anita Garibaldi mostraram equilíbrio com um líquido de composições de andesibasilto do subtipo Urubici.



Legenda:

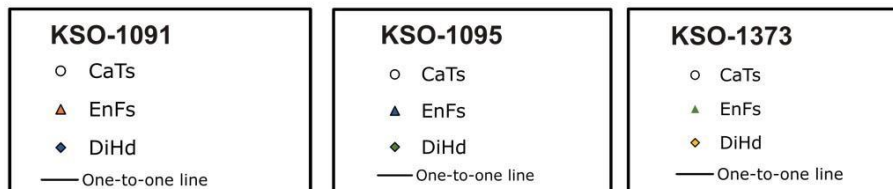


Fig. VII.5 – Distribuição dos componentes (CaTs, EnFs e DiHd) previstos e observados do clinopiroxênio (Putirka, 1999), demonstrando o maior afastamento face ao equilíbrio da amostra KSO-1373 relativamente às outras duas amostras analisadas.

Além dos coeficientes de distribuição dos cristais, existe outro dado que apoia que os feno e microfenocristais de piroxênio não estão em equilíbrio com o líquido hospedeiro, a razão Fe/Mg. Nos cristais intratelúricos apresentam valores relativamente baixos de Fe/Mg ($\approx 1-1,5$), enquanto que os cristais da matriz apresentam a razão muito mais alta (≈ 3), indicando que os cristais intratelúricos são de profundidades e de temperaturas mais elevadas do que o líquido que os transportou até à superfície, para só depois formar a matriz. Este salto na razão de Fe/Mg dos cristais intratelúricos para a matriz, que é quase o dobro da razão, significa uma variação brusca nas condições de temperatura no magma (Nakamura & Kushiro, 1970), que pode ser explicada aquando da extrusão das lavas. A pressão não foi fator que sofreu as maiores alterações já que conteúdo em Na_2O nos cristais de piroxênio não sofreu grande variação (inferior a 2%). Os cristais de plagioclásio também apresentam valores de K_d bastante afastados para a média, que varia consoante a temperatura do magma ($K_d = 0,1 \pm 0,05$ para $T < 1050^\circ\text{C}$ e $K_d = 0,27 \pm 0,11$ para $T \geq 1050^\circ\text{C}$) tanto para os cristais das rochas de Caxias do Sul (Fig. VII.5), nas rochas ATP, como para os de Guarapuava (Fig. VII.6), nas ATC. Sugerindo que também estes cristais estariam em desequilíbrio com a rocha hospedeira.

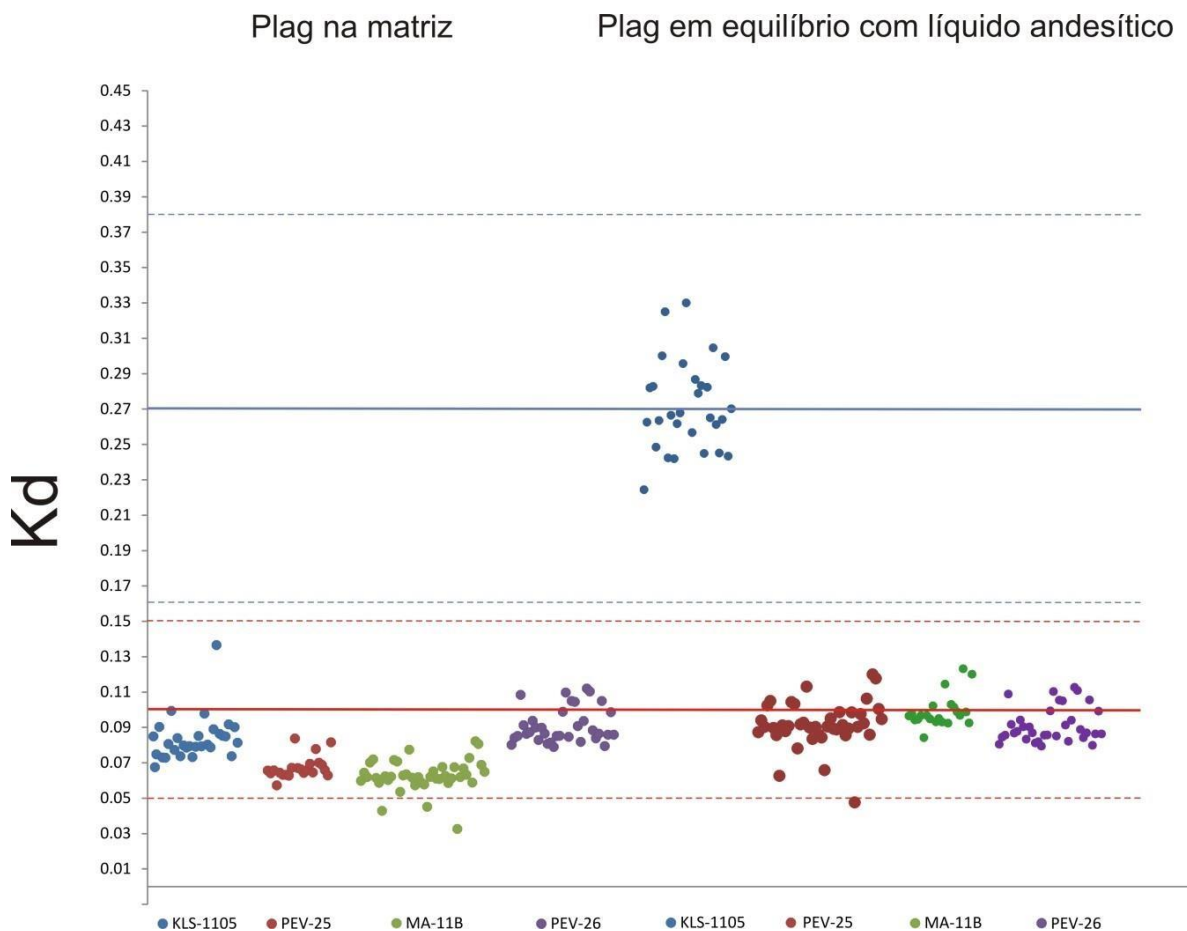


Fig. VII.6 – Distribuição dos valores dos Kd's dos cristais de plagioclásio do subtipo Caxias do Sul. Os cristais apresentam-se em desequilíbrio com matriz ácida mas como é possível observar na amostra KLS-1105, estes cristais estão em equilíbrio com magmas a $T \geq 1050^\circ\text{C}$ e de composição andesítica. Idêntica à composição inferida para o ortopiroxênio do mesmo subtipo (Tabela da Fig. VII.2).

Na Fig. VII.8 e VII.9 estão plotados as composições dos cristais de piroxênio e plagioclásio, respectivamente, recolhidos de Piccirillo *et al.* (1988), dos basaltos e rochas intermediárias. É possível observar que esses cristais apresentam composição idêntica aos cristais das rochas ácidas deste estudo, o que sugere um forte “link” com as rochas básicas e intermediárias. Esta relação com as rochas menos evoluídas pode indicar que os cristais de piroxênio e de plagioclásio são restitos de fusão ou produtos de cristalização fracionada nos basaltos da PMP. Pelos diagramas da Fig. VII.8, é possível verificar que ortopiroxênio está ausente da assembleia mineral das rochas básicas e

intermediárias, que os cristais de pigeonita das rochas dessas rochas são mais ricas em MgO do que os cristais de pigeonita das rochas ácidas (que são mais ferríferas). Os cristais de augita apresentam, praticamente, a mesma composição nos termos En-Wo-Fs dos cristais das rochas básicas e intermediárias.

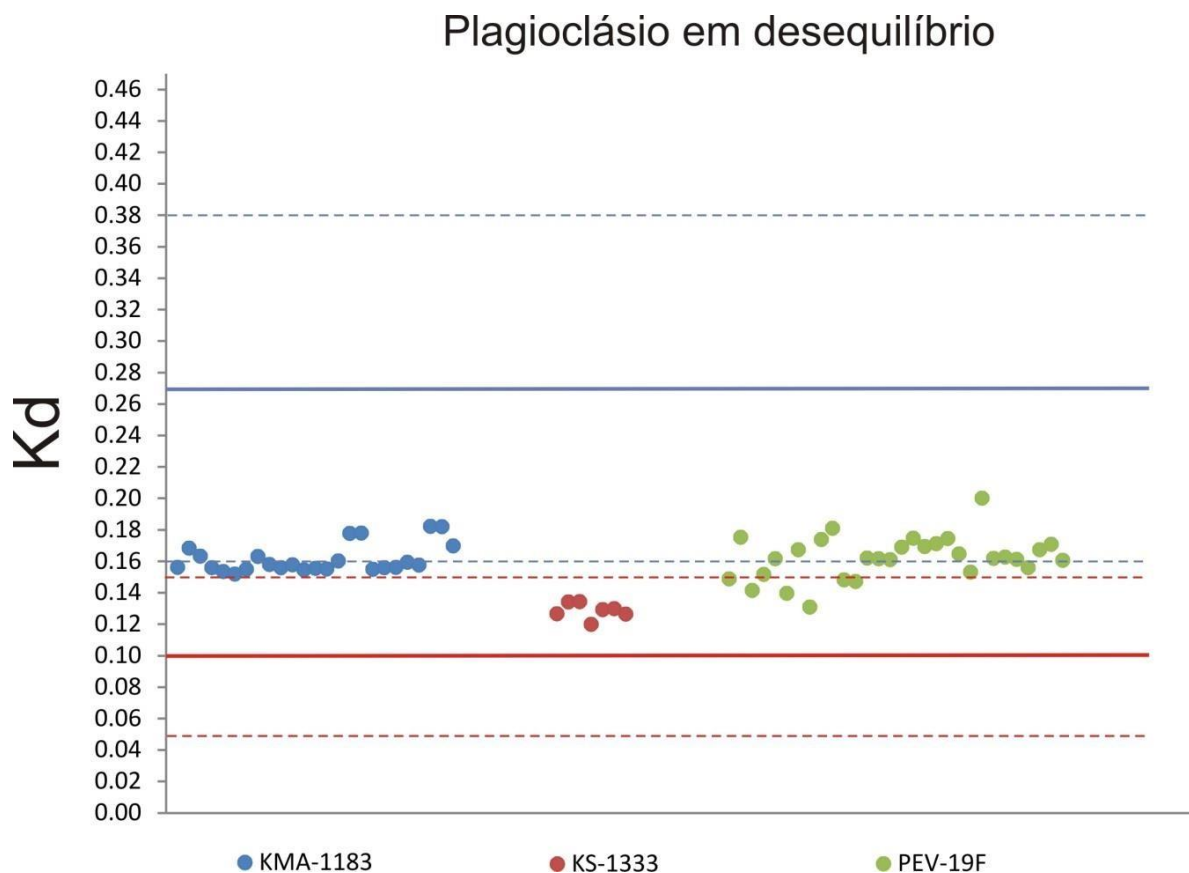


Fig. VII.7 – Distribuição dos valores de Kd dos cristais de plagioclásio do subtipo Guarapuava demonstrando o desequilíbrio do plagioclásio com a matriz ácida dessas rochas.

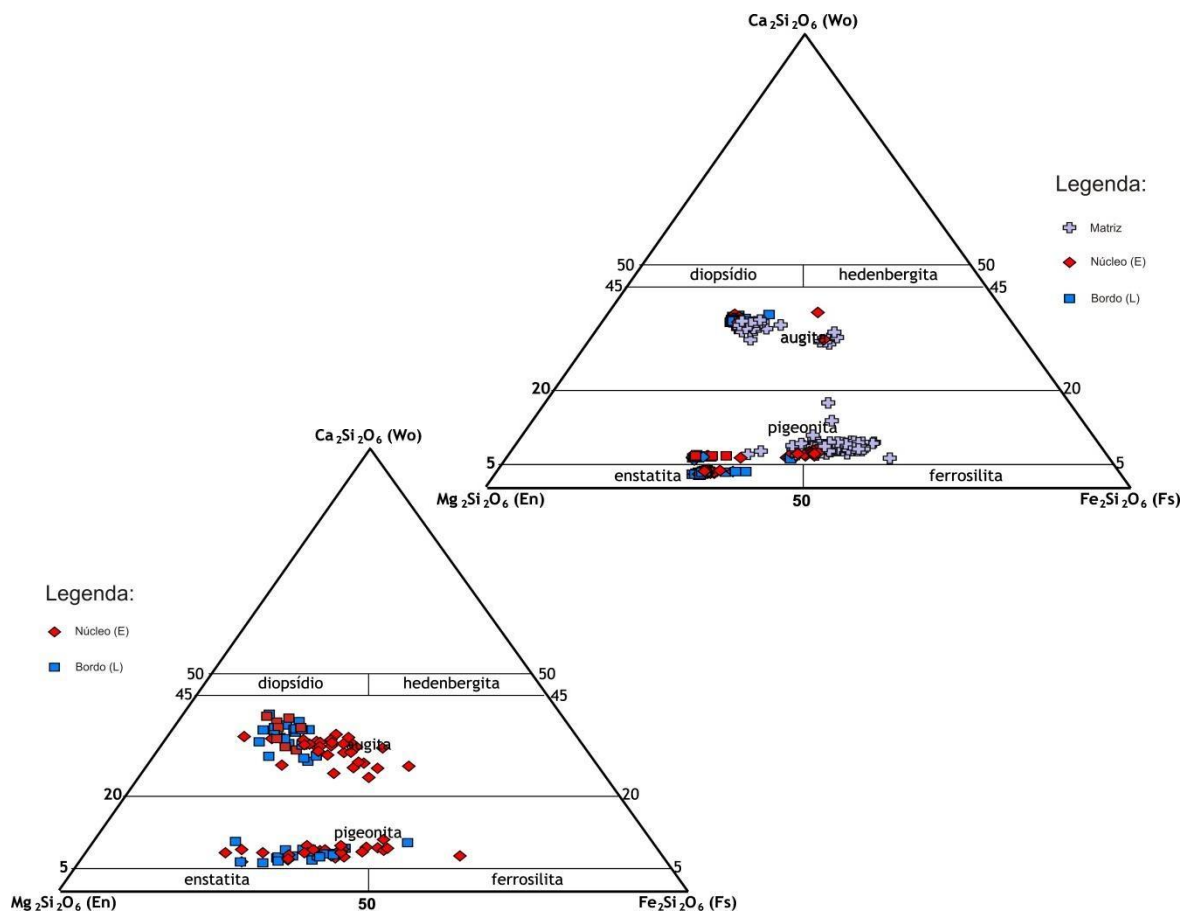


Fig. VII.8 – Diagramas de classificação dos piroxênios, de Morimoto (1990) para; A) Rochas básicas e intermediárias da PMP, dados de núcleo e bordo de feno e microfenocristais dos cristais foram retirados de Piccirillo *et al.* (1988); B) Rochas ácidas do presente trabalho, incluindo ATP e ATC.

Observa-se também na Fig. VII.9, que os cristais de plagioclásio das rochas ácidas apresentam um trend similar aos das básicas, que por sua vez, apresentam um trend mais amplo e rico na componente Or (K_2O). É interessante notar ainda que, mesmo algumas das rochas básicas apresentam cristais de plagioclásio com composições bem evoluídas (oligoclásio).

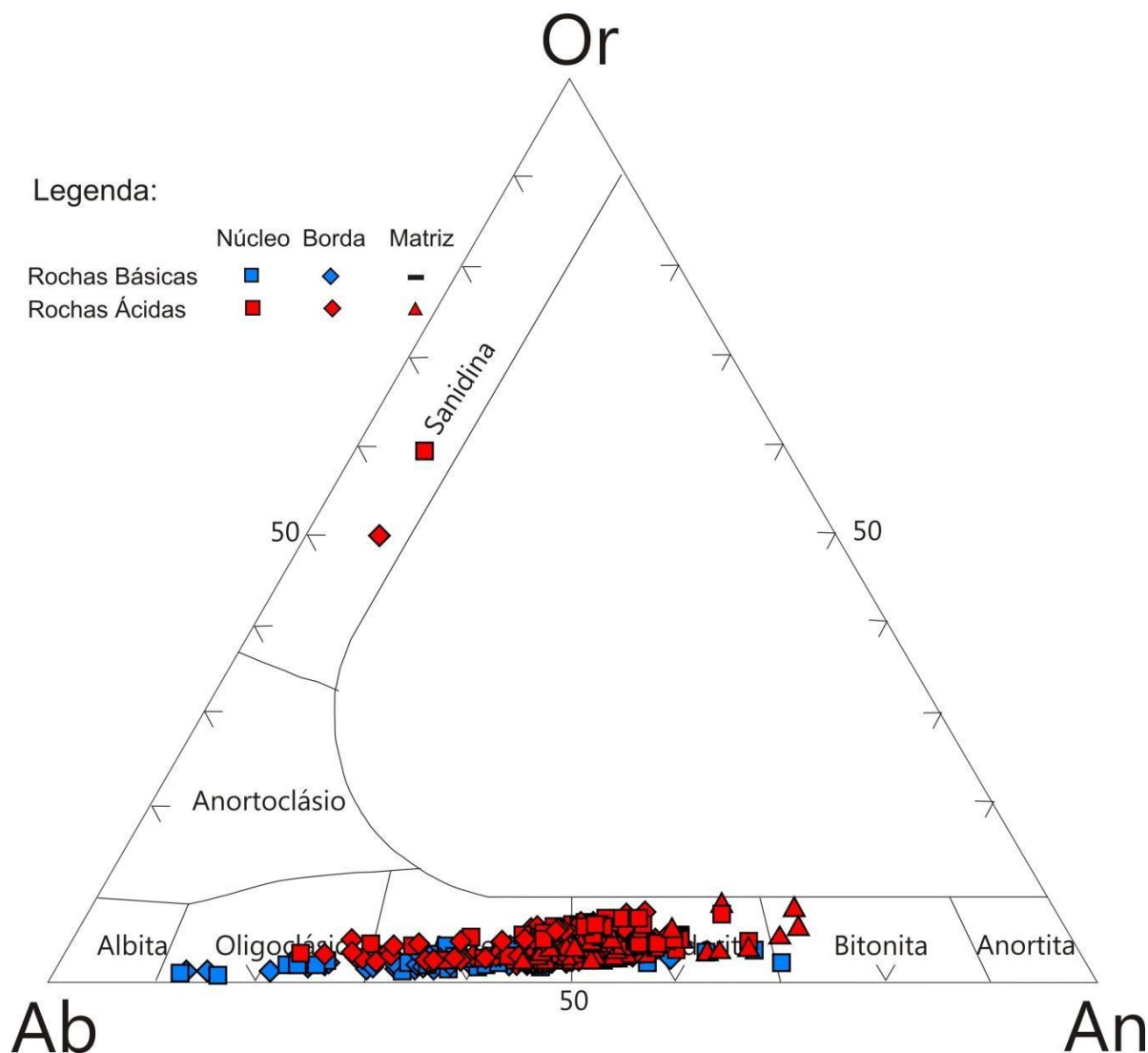


Fig. VII.9 – Diagrama ternário que relaciona os feno e microfenocristais dos plagioclásios das rochas básicas, retirados de Piccirillo *et al.* (1988), e das rochas ácidas tipo Palmas e Chapecó deste estudo.

Em suma, consideramos que grande maioria dos feno e microfenocristais, principalmente do piroxênio (orto e clino), sejam antecristais, e assim teriam sido gerados no mesmo sistema magmático mas em líquidos com diferentes graus de diferenciação e/ou evolução. Os cristais intratelúricos encontrados nas rochas ATP e ATC seriam oriundos de um líquido magmático menos evoluído (de composições básicas e intermediárias) alojados em câmaras magmáticas um pouco mais profundas e transportados com grande velocidade e pressão, por

líquidos ácidos, viscosos e, portanto, mais evoluídos, estocados em câmaras magmáticas mais rasas, que “conduziram” estes mesmos cristais até ambiente subaéreo (Fig. VII.10).

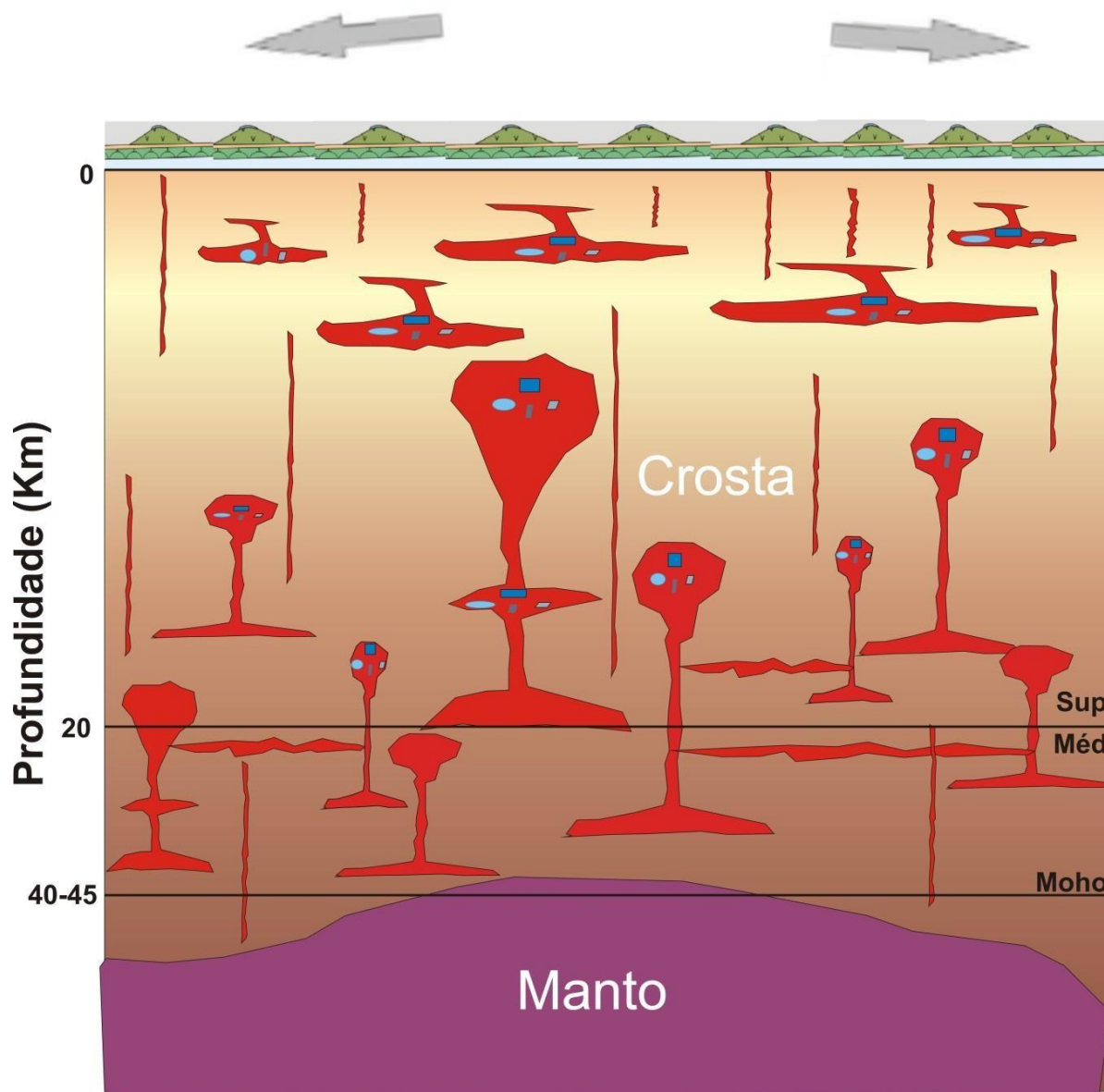


Fig. VII.10 – Modelo esquemático eruptivo (não à escala) das rochas ATP e ATC da PMP (tipo *plumbing*). Os cristais foram gerados em câmaras magmáticas mais profundas e em líquidos menos evoluídos e transportados até à superfície através de magmas ácidos, extremamente viscosos e quentes.

Capítulo 8 – Referências bibliográficas

ARNDT, N.T.; CZAMASKE, G.K.; WOODEN, J.L.; FEDORENKA, V.A. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*, 223, 39-53, 1993.

ALMEIDA, F.F.M.; Grupo São Bento – Geologia do Estado de São Paulo. Sec. Agr. Est. S. Paulo, Inst. Geogr. Geol., 41, 85-100, 1964.

ALMEIDA, F.F.M.; Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16, 325-349, 1986.

ALBERTI, A.; PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; CIVETTA, L.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MORAIS, E.A.A. Mesozoic acid volcanics from Southern Angola: petrology, Sr-Nd isotope characteristics, and correlation with the acid stratoid volcanic suites of the Paraná Basin (south – eastern Brazil). *Eur. J. Mineral*, 4, 597-604, 1992.

AMARAL, G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., REYNOLDS, J.H.; Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 30, 159-189, 1966.

ANDERSON, D.L.; Large igneous provinces, delamination, and fertile mantle. *Elements*, 1, 271-275, 2005.

ANDRADE, L.; Geoquímica isotópica de diques máficos sub-alcálinos da Serra do Mar. Monografia. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 2012.

ARMIENTI, P. Decryption of igneous rock textures: crystal size distribution tools. In: *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes*. *Rev. Mineral. Geochem*, 69, 623–648, 2008.

BELLINI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A. J.; PACCA, I. G.; PICCIRILLO, E. M.; STOLFA, D.; Petrological and paleomagnetic data on the plateau basalts to rhyolite sequences of the southern Paraná Basin (Brazil). *An. Acad. Brasil. Ciênc.*, 55, 353-385, 1983.

BELLINI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A. J.; PACCA, I. G.; PICCIRILLO, E. M. Flood basalt to rhyolites suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 25: 579-618, 1984.

BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; NARDY, A. J. R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, 27: 915-944, 1986.

BOYNTON, W.V.. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Rare Earth Element Geochemistry, P. Henderson, 63-114, 1984.

BRYAN, S.E.; UKSTINS PEATE, I.A.; SELF, S., PEATE, D., JERRAM, D.A.; MAWBY, M.R.; MILLER, J.; MARSH, J.S. The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth – Science Reviews*, 102, 207-229, 2010.

BUDDINGTON, A.F., LINDSLEY, D.H. Iron-Titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5(2), 310-357, 1964.

CORDANI, U. G.; SARTORI, PLP.; KAWASHITA, K. Geoquímica de isótopos de estrôncio e a evolução da atividade vulcânica na Bacia do Paraná (sul do Brasil) durante o Cretáceo. *Am. Acad. Brasil. Ciênc.*, 52, 811-818, 1980.

CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., THOMAS, Fº. A., CUNHA, F.M.B.; Estudo preliminar de integração do pós-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência – Técnica – Pet-oleo, Petrobrás (CENPES-SINTEP)*, 15, 1-70, 1984.

CORDANI, U. G.; CIVETTA, L.; MANTOVANI, M. S. M.; PETRINI, R.; KAWASHITA, K.; HAWKESWORTH, C. J.; TAYLOR, P.; LONGINELLI, A.; CAVAZZINI, G.; PICCIRILLO, E. M. Isotope geochemistry of flood volcanics from the Paraná basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E. M. & MELFI, A. J. (Eds). *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. IAG-USP press, p. 157-178, 1988.

CREER, K. M., MILLER, J.A., SMITH, G.A.; Radiometric age of the Serra Geral Formation. *Nature*, 207, 282-283, 1965.

COX, K.G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J.; The interpretation of igneous rocks. London Georg Allen & Unium Ltda, 450, 1979.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M.. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major elements analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 1083-210, 1980.

DE LA ROCHE, H.; Classification et nomenclature des roches ignées: un essai de restauration de la convergence entre sistemática quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 337-353, 1986.

DE PAOLO, D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-196, 1981.

DUNCAN, A.R.; MARSH, J.S.; MILNER, S.C.; ERLANK, A.J. Distributions and Petrogenesis of the basic rocks of Etendeka Formation of northwestern Namibia. Abstract International Conference “Geochemical Evolution of Continental Crust”, 1-6 July 1988, Poços de Caldas, Brazil, 10-18, 1988.

DUNCAN, A.R.; ARMSTRONG, R.A.; ERLANK, A.J.; MARSH, J.S.; WATKINS, R.T. MORB-related dolerites associated with final phase of Karoo flood basalt volcanism in the souther Africa, AA. Balkena, Rotterdam, 119-129, 1990.

ERNESTO, M.; Paleomagnetismo da Formação Serra Geral: contribuição ao estudo do processo de abertura do Atlântico Sul. Tese de doutoramento, IAG – USP, 154, 1985.

ERNESTO, M. & PACCA, I.G.; Paleomagnestim of the Paraná Basin Flood volcanism, southern Brazil. In the Mesozoic flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil): petrogenetic and geophysical aspects. PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds), Instituto Astronômico e Geofísico – USP, no prelo, 1988.

ERNESTO, M., PACCA, I.G., HODO, F.Y., NARDY, A.J.R.; Paleomagnestim of the Mesozoic Serra Geral Formation and some inferences about the volcanic activity in the Paraná Basin (Southern Brazil), no prelo, 1988.

ERNESTO, M., RAPOSO, M.I.B., MARQUES, L. S., RENNE, P.R., DIOGO, L.A.; DE MIN, A. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province. Tectonic Implications. Journal of Geodesia, 28, 251-340, 1999.

ERNESTO, M., MARQUES, L.S., PICCIRILLO, E.M., MOLINA, E.C., USSANI, N., COMIN-CHIARAMONTI, P., BELLINI, G.; Paraná Magmatic Province – Tristan da Cunha Plume system: fixed versus mantle plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118, 15-36, 2002.

EWART, A.; MILNER, S.C.; ARMSTRONG, R.A.; DUNCAN, A.R. Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: Geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contaminations in the Paraná-Etendeka CFB. Journal of Petrology, 39, 191-225, 1998a.

EWART, A.; MILNER, S.C.; ARMSTRONG, R.A.; DUNCAN, A.R. Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part II: Voluminous quartz latite volcanism of the Awahab magma system. Journal of Petrology, 39, 227-255, 1998b.

EWART, A.; MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; BAYLEY, M. The Cretaceous Messum igneous complex, SW Etendeka, Namibia: reinterpretation in terms of a downsag-cauldron subsidence model. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 114, 251-273, 2002.

EWART, A.; MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; KAMBER, B.S.; ARMSTRONG, R.A. Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: Introduction mafic lavas and re-evaluation of mantle source components. *Journal of Petrology*, 44, 559-105, 2004a.

EWART, A.; MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; KAMBER, B.S.; ARMSTRONG, R.A. Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 2: Characteristics and Petrogenesis of the High-Ti Latite and High-Ti and Low-Ti Voluminous Quartz Latite Eruptions. *Journal of Petrology*, 45 (1), 107-138, 2004b.

EWART, A.; MARSH, J.S.; MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; KAMBER, B.S.; ARMSTRONG, R.A. Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 2: Characteristics and petrogenesis of the high-Ti latite and high-Ti and low-Ti voluminous quartz latite eruptives. *Journal of Petrology*, 45 (1), 107-138, 2004.

FODOR, R.V.; CORWIN, C.; SIAL, A.N. Crustal signatures in Serra Geral Flood basalt province, Southern Brazil: O and Sr-isotope evidence. *Geology*, 13, 763-765, 1985.

FRANCIS, P. & OPPENHEIMER, C. *Volcanoes*. Second Edition. New York: Oxford University Press, 2003.

FRANK, H.Y.; GOMES, M.E.B.; FORMOSO, M.M.L. Reviews of the areal extent and the volume of Serra Geral Formation – Paraná Basin South America. Inédito, 2009.

FREITAS, V.A.; JANASI, V.A. A geração de magmas ácidos na Província Magmática do Paraná, região Piraju-Ourinhos (SP). Uma contribuição geoquímica isotópica e de elementos traços em rocha e minerais. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

GALLAGER, K.; HAWESWORTH, C.J. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature*, 352, 57-59, 1992.

HARRIS, C.; Covariance of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio, $\delta^{18}\text{O}$, and SiO_2 in continental flood basalt suites: the role of contamination and alteration. *Geology*, 17, 634-635, 1989.

HARRIS, C., MILNER, S.; Crustal origin for the Paraná rhyolites: discusses of "Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites, southern Brazil" by Garland et al. (1995). *Journal of Petrology*, 38(2), 299-302, 1997.

HARRIS, C., WHITTINGHAM, A.M., MILNER, S.C., ARMSTRONG, R.A.; Oxygen isotope geochemistry of the silicic volcanic rocks of the Etendeka-Paraná province: Source constraints. *Geology*, 18, 1118-1121, 1990.

HAWKESWORTH, C.J., GALLAGER, K., KELLEY, S., MANTOVANI, M.S.M., PEATE, D., REGELOUS, M., ROGERS, N.; Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. Em: STOREY, B., ALABASTER, A., PANKHURST, R. (Eds.); Magmatism and the causes of continental break-up. Geological Society Special Publication, 68, 221-240, London, 1992.

HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M., PEATE, D.; Lithosphere remobilization during Paraná magmatism. Em: COX, K.G. & MENZIES, M.A.; Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and Differences, Journal of Petrology Special, 205-223, 1988.

HERGT, J., PEATE, D.W., HAWKESWORTH, C.J.; The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low Ti flood basalts. Earth and Planetary Science Letters, 105, 134-148, 1991.

IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A.; A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-547, 1971.

JANASI, V.A., FREITAS, V.A., HEAMAN, L.H.; The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: The need to U-Pb baddeleyite/zircon age for a dacite-type Chapecó. Earth Planetary Science Letters, 302, 147-153, 2011.

JANASI, V.A., NEGRI, F.A., MONTANHEIRO, T.J., FREITAS, V.A., ROCHA, B.C., REIS, P.M.; Geochemistry of the eocretacic basalt magmatism in the Piraju – Ourinhos region, SE Brazil, and implications to the stratigraphy of the Serra Geral Formation. Rev. Brasil. Geoc., 37 (1), 148-162, 2007b.

JENNER, G. A., GREEN, D. H. Equilibria in the Mg-rich part of the pyroxene quadrilateral. Mineralogical Magazine, 47, 153-160, 1983.

JERRAM, D.A., MOUNTNEY, N., HOLZORSTER, F., STOLLHOFEN, H.; Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia. Journal of Geodynamics, 28, 393-418, 1999.

LATYPOS, R. M., DUBROVSKII, M. I., ALAPIETI, T. T. Graphical analysis of the orthopyroxene-pigeonite-augite-plagioclase equilibrium at liquidus temperatures and low pressure. American Mineralogist, 86, 547-554, 2001.

LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27, 745-750, 1986.

LIMA, E.F.D., PHILIPP, R.P., RIZZON, G.C., WAICHEL, B.I., ROSSETTI, L.D.; Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos – Antônio Prado (RS). Geologia USP. Série Científica, 12(2), 49-64, 2013.

LIPMAN, P.; Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. U. S. Geol. Survey Bull., 1201-D, 24, 1965.

LOFGREN, G. Experimental devitrification rate of rhyolite glass. Geological Society America Bulletin, 81, 553-560, 1970.

LONGHI, J. Liquidus equilibria and solid solution in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-CaSiO}_3\text{-SiO}_2$ at low pressure. American Journal of Science, 287, 265-331, 1987.

LUCHETTI, A.C.F.; Aspectos vulcanológicos dos traquidacitos da região de Piraju-Ourinhos (SP). Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo – SP, Brasil, 2010. <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44143/tde-06052010-110329/pt-br.php>

LUCHETTI, A.C.F.; NARDY, A.J.R.; MACHADO, F.B.; MADEIRA, J.E.O.; ARNOSIO, J.M. New insights on the occurrence of peperites and sedimentary deposits within the silicic volcanic sequences of the Paraná Magmatic Province, Brazil. Solid Earth, 5, 131-130, 2014.

MACHADO, F.B.; Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas Mesozoicas de parte da borda leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo. Dissertação de mestrado. Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 195, 2005.

MANTOVANI, M. S. M.; CORDANI, U. G.; ROISENBERG, A.; Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. Rev. Bras. Geoc., 15, 61-65, 1985b.

MANTOVANI, M.S.M., VASCONCELLOS, A.C.B.C., SHUKOWSKY, W., MILANI, E.J., BASEI, M., HURTER, S.I., FREITAS, S.R.C.; The Brusque transect (SA20) from the Dom Feliciano belt to the Amazon Craton. Em: Anais I Congresso Brasileiro de Geofísica, Rio de Janeiro, 137, 1989.

MARQUES, L.S., ERNESTO, M.; O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. Em: MANTESSO NETO, V. et al.; Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida. São Paulo: Beca. Cap. XV, 245-263, 2004.

MARQUES, L.S., DUPRÉ, B., PICCIRILLO, E.M.; Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. Journal of Geodynamics, 28, 439-459, 1999.

MARQUES, L.S., PICCIRILLO, E.M., MELFI, A.J., COMIN-CHIARAMONTI, P., BELLINI, G.; Distribuição de terras raras e outros elementos traços em basaltos da Bacia do Paraná (Brasil Meridional). Geochim. Brasil., 3, 33-50, 1989.

MARQUES, L.S., DUPRÉ, B., ALLEGRE, C.J.; Contribuição da geoquímica dos isótopos de Pb no estudo da gênese dos basaltos da Bacia do Paraná. Em: SBG, COGA. BRAS. GEOL., 36, Natal – RN. Anais..., Natal, 4, 1861-1869, 1990.

MARQUES, L.S.; Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: Contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná. Tese de Livre Docência – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Geofísica, USP, São Paulo, 2001.

MARQUES, L.S., ERNESTO, M., PICCIRILLO, E.M., BELLINI, G.; FIGUEIREDO, A.M.G., DE MIN, A.; Identificação de diferentes pulsos magmáticos no enxame de diques toleíticos da Serra do Mar. Em: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 3, Cabo Frio – RJ. Anais... Rio de Janeiro: SGB (Núcleo RJ/ES), 289-293, 2005.

MARSH, J.S., EWART, A., MILNER, S.C., DUNCAN, A.J.R., MILNER, R. McG.; The Etendeka Igneous Province: magma types and the stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalts province. *Bulletin of Volcanology*, 62, 464-486, 2001.

McDOUGALL, I. & RUEGG, N.P.; Potassium-argon dates on the Serra Geral of the South America. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 30- 191-195, 1966.

MELFI, A.J.; Potassium-argon dates for core samples of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 1079-1089, 1967.

MILNER, S.C., DUNCAN, A.R., EWART, A.; Quartz latite rhyolite flows of the Etendeka formation, north-western Namibia. *Bulletin of Volcanology*, 54, 200-219, 1992.

MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; WHITTINGHAM, A.M.; EWART, A. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 137-157, 1995.

MINCATO, R.L., ENZWEILER, J., SCHRANK, A.; Novas idades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ e implicações na metalogênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EPG na Província Ignea Continental do Paraná. Em: Resumo expandido do Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9, 67-92, 2003.

MINIOLI, B., PONÇANO, W.L., OLIVEIRA, S.M.B.; Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil meridional. *Na. Acad. Ciênc.*, 43, 433-437, 1971.

MORI, P.E., REAVEN, S., CORREIA, C.T., HAUKKA, M.; Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 29, 441-446, 1999.

NAKAMURA, Y., KUSHIRO, I. Equilibrium relations of hyperthene, pigeonite and augite in crystallizing magmas: microprobe study of pigeonite andesite from Weiselberg, Germany. *The American Mineralogist*, 55, Nov-Dec, 1970.

NARDY, A. J. R. Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico na região central da Bacia do Paraná, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 316 p, 1995.

NARDY, A. J. R.; OLIVEIRA, M. A. F.; BETANCOURT, R. H. S.; VERDUGO, D. R. H.; MACHADO, F. B. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. SP, UNESP, *Geociências*, 21: 15-32, 2002.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1): 178-195, 2008.

NARDY, A. J. R.; ROSA, M. C.; LUCHETTI, A. C. F.; FERREIRA, M. L. C.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F. Parâmetros Físicos Pré-Eruptivos do Magmatismo Ácido da Província Magmática do Paraná: Resultados Preliminares. *Geociências (UNESP. Impresso)*, 30, 575-588, 2011.

NAVARRO, M.S., ANDRADE, S., ULBRICH, H., GOMES, C.B., GIRALDI, V.A.V.; The direct determination of rare earth elements in basaltic and related rocks using ICP-MS. Testing the efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. *Geostandarts and Geoanalytical Research*, 32(2), 167-180, 2008.

PAL, P.C., PACCA, I.G., ERNESTO, M.; Paleosecular variations during the Serra Geral volcanism, Paraná Basin, Brazil. *J. R. Astr. Soc.*, no prelo, 1988.

PEATE, D.W.; The Paraná-Etendeka Province. Em: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M. (eds); *Large Igneous Provinces*. American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 100, 217-241, 1997.

PEATE, D.W.; MANTOVANI, M.S.M.; HAWESWORTH, C.J. Geochemical stratigraphy of the Paraná continental flood basalts: borehole evidence. *Revista Brasil. Geociên.*, 18, 212-221, 1988.

PEATE, D.W.; HAWESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOVSKY, W. Mantle plumes and Flood basalt stratigraphy in the Paraná, South America, *Geology*, 18, 1223-1226, 1990.

PEATE, D.W.; HAWESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (S. America): classification of magmas types and their spatial distributions. *Bulletin of Volcanology*, 55, 119-139, 1992.

PEATE, D.W.; HAWESWORTH, C.J. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from Southern Paraná, Brazil. *Chemical Geology*, 127, 1-24, 1996.

PEATE, D.W.; HAWESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M.; ROGERS, N.W.; TURNER, S.P. Petrogenesis and stratigraphy of the high Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of the “Dupal”-type mantle in the South Atlantic region. *Journal of Petrology*, 40, 541-573, 1999.

PETRI, S. & FÚLFARO, V.J.; *Geologia do Brasil*, EDUSP, 631, 1985.

PICCIRILLO, E. M.; RAPOSO, M. I. B.; MELFI, A.; COMINCHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. *Geochim. Brasil.*, 1, 53-69, 1987.

PICCIRILLO, E. M.; COX, K.G. Origin of variation in the mafic rocks of the S. Paraná Basin. Extended Abstract International Conference Geochemical Evolution Of Continental Crust, Poços de Caldas, Brazil, 83-89, 1988a.

POLDERVAART, A., The relationship of orthopyroxene to pigeonite. (With Plate XIII.). 164-172, 1947.

POLO, L. A. O vulcanismo ácido da Província Magmática Paraná-Etendeka na região de Gramado Xavier, RS: estratigrafia, estruturas, petrogênese e modelo eruptivo. 340 p. Tese (Doutorado), IGc, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

PRADO, J. C. Estratigrafia do vulcanismo mesozóico ácido da Província Magmática do Paraná. 97 p. Trabalho de conclusão de curso, IGCE, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2015.

RENNE, P.R., DECKART, K., ERNESTO, M., FÉRAUD, G., PICCIRILLO, E.M.: Age of the Ponta Grossa dikeswarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Planetary Science Letters*, 144, 199-211, 1996.

RENNE, P.R., ERNESTO, M., PACCA, I.G., COE, R.S., GLEN, J., PREV, M., PERRIN, M.; The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic – Cretaceous boundary. *Science*, 258, 975-979, 1992.

ROSS, M., HUEBNER, J. S. Temperature-composition relationships between naturally occurring augite, pigeonite, and orthopyroxene at one bar pressure. *American Mineralogist*, 64, 1133-1155, 1979.

ROSS, M., HUEBNER, J. S., DOWTY, E. Delineation of the one atmosphere augite-pigeonite miscibility gap for pyroxenes from lunar basalt 12021. *American Mineralogist*, 58, 619-635, 1973.

SANTOS, E.L., SILVA, L.C., ORLANDI F^o, V. COUTINHO, M.G.N., ROSEINBERG, A., RAMALHO, R., HASTMANN, L.A.; Os Escudos Sul-Rio-Grandense e Catarinense e a Bacia do Paraná. In: Geologia do Brasil, DNPM, 331-355, 1984.

SHAND, S.J.; Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to the Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley & Sons, 1943.

THIEDE, D.S., VASCONCELLOS, P.M.; Parana flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology*, 38(8), 747-750, 2010.

TURNER, S., REGELOUS, M., KELLEY, S., HAWESWORTH, C., MANTOVANI, M.; Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 121, 333-348, 1994.

VANDOROS, P., RUEGG, N.R., CORDANI, U.G.; On potassium-argon ages measurements of basaltic rocks from Southern Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1, 449-452, 1966.

WAICHEL, B.L., LIMA, E.F., SOMMER, C.A., LUBACHESKY, R.; Peperite formed by lava flows over sediments: an example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 343-354, 2007.

WAICHEL, B.L., SCHENER, C.M.S., FRANK, H.T.; Basaltic lava flows covering active aeolian dunes in the Paraná Basin in southern Brazil: Features and emplacement aspects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171, 59-78, 2008.

WHITE, I.C.; Relatório final da composição de estudos das minas de carvão de pedra do Brasil. *Imp. Nac.*, Rio de Janeiro, 617, 1908.

WHITTINGHAM, A. M.; Stratigraphy and petrogenesis of the volcanic formations associated with the opening of the South Atlantic, southern Brazil. Ph.D. Thesis, Oxford University, Oxford, 1991.

ZALÁN, P.V., WOLF, S., CONCIEÇÃO, J.C.C., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., APPI, V.T., NETO, V.S., CERQUEIRA, J.R., MARQUES, A.; The Paraná basin, Brazil. Em: Leighton et al. (eds), *Interior Cratonic Basins: American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Memoir*, 51, 681-708, 1990.

ZHANG, Y., XU, Z., ZHU, M., WANG, H.; Silicate melt properties and volcanic eruptions. *Rev. Geophys.*, 45, 1-27, 2007.

Anexo 1 – Tabelas das Análises Modais

KLS-1105

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	2.3	<i>Plagioclásio</i>	9.8
<i>Ortopiroxênio</i>	0.3	<i>augita</i>	1.4
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	
<i>Augita</i>	<0.1	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	1.1
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.2	<i>Apatita</i>	<0.1
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	84.6
Total	3.1	Total	96.9

PEV-25

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	1.5	<i>Plagioclásio</i>	10.0
<i>Ortopiroxênio</i>	0.6	<i>augita</i>	0.3
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	
<i>Augita</i>	<0.1	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.8
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.1	<i>Apatita</i>	<0.1
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	86.3
Total	3.1	Total	97.5

KCS-1379

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	2.1	<i>Plagioclásio</i>	5.0
<i>Ortopiroxênio</i>	0.8	<i>Augita</i>	4.8
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>Pigeonita</i>	
<i>Augita</i>	<0.1	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	2.6
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.3	<i>Apatita</i>	<0.1
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	84.0
Total	3.5	Total	96.5

KFC-1129

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	2.9	<i>Plagioclásio</i>	6.3
<i>Ortopiroxênio</i>	1.3	<i>augita</i>	0.5
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	
<i>Augita</i>	<0.1	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.8
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.3	<i>Apatita</i>	<0.1
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	87.5
Total	4.8	Total	95.2

MA-11B

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	2.6	<i>Plagioclásio</i>	0.5
<i>Ortopiroxênio</i>	0.5	<i>augita</i>	3.2
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	0.8
<i>Augita</i>	<0.1	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.1
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.3	<i>Apatita</i>	91.7
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	3.7	Total	96.3

PEV-26F

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	1.7	<i>Plagioclásio</i>	4.3
<i>Ortopiroxênio</i>	0.4	<i>augita</i>	0.7
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	0.5
<i>Augita</i>	0.3	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.1
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.2	<i>Apatita</i>	91.6
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	2.8	Total	97.2

PEV-26M

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	1.3	<i>Plagioclásio</i>	5.6
<i>Ortopiroxênio</i>	0.7	<i>augita</i>	0.8
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	0.7
<i>Augita</i>	<0.1	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.1
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.2	<i>Apatita</i>	90.3
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	2.5	Total	97.5

PEV-26Matriz

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	0.9	<i>Plagioclásio</i>	9.4
<i>Ortopiroxênio</i>	0.3	<i>augita</i>	1.3
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	1.8
<i>Augita</i>	<0.1	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.1
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.2	<i>Apatita</i>	85.7
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	1.7	Total	98.3

KSO-1094

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	2.0	<i>Plagioclásio</i>	9.5
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	4.5
<i>Pigeonita</i>	0.4	<i>pigeonita</i>	1.1
<i>Augita</i>	0.5	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.5
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.1	<i>Apatita</i>	81.3
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	3.1	Total	96.9

KSO-1095

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	1.8	<i>Plagioclásio</i>	13.4
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	4.6
<i>Pigeonita</i>	<0.5	<i>pigeonita</i>	1.3
<i>Augita</i>	0.9	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.5
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.1	<i>Apatita</i>	76.8
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	3.4	Total	96.6

KS-1231

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	1.9	<i>Plagioclásio</i>	3.0
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	2.0
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	2.8
<i>Augita</i>	0.8	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.5
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.1	<i>Apatita</i>	88.7
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	3.0	Total	97.0

JM-12

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	1.2	<i>Plagioclásio</i>	5.6
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	2.3
<i>Pigeonita</i>	0.5	<i>pigeonita</i>	0.8
<i>Augita</i>	<0.1	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.5
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.2	<i>Apatita</i>	88.7
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	2.1	Total	97.9

KLS-1108

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	0.8	<i>Plagioclásio</i>	2.1
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	3.2
<i>Pigeonita</i>	0.2	<i>pigeonita</i>	0.9
<i>Augita</i>	<0.1	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.5
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.2	<i>Apatita</i>	91.9
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	1.4	Total	98.6

KCA-1172

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	6.2	<i>Plagioclásio</i>	3.1
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	0.4
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	0.3
<i>Augita</i>	3.5	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.5
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.5	<i>Apatita</i>	85.3
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	10.4	Total	97.0

KMA-1183

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	5.3	<i>Plagioclásio</i>	5.1
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	0.5
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	2.6
<i>Augita</i>	1.1	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.5
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	1.0	<i>Apatita</i>	83.7
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	7.6	Total	92.4

PEV-19F

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	7.8	<i>Plagioclásio</i>	4.3
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	0.3
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	0.9
<i>Augita</i>	3.7	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.5
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	1.2	<i>Apatita</i>	81.1
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	12.9	Total	87.1

PEV-19M

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	4.0	<i>Plagioclásio</i>	0.5
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	3.4
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	0.5
<i>Augita</i>	2.4	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.5
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	1.1	<i>Apatita</i>	87.4
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	7.7	Total	92.3

PEV-20

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	7.1	<i>Plagioclásio</i>	1.0
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	0.2
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	0.2
<i>Augita</i>	3.3	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.2
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	1.0	<i>Apatita</i>	<0.5
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	86.5
Total	11.6	Total	88.4

KNM-141

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	6.0	<i>Plagioclásio</i>	2.1
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	4.6
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	
<i>Augita</i>	2.5	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	2.0
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.1	<i>Apatita</i>	<0.5
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	82.0
Total	8.8	Total	91.2

KJC-1150

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	5.1	<i>Plagioclásio</i>	8.7
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	1.5
<i>Pigeonita</i>	0.8	<i>pigeonita</i>	
<i>Augita</i>	1.1	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	1.2
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.5	<i>Apatita</i>	<0.5
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	80.9
Total	7.6	Total	92.8

KNO-448

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	4.3	<i>Plagioclásio</i>	6.2
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	2.0
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	0.8
<i>Augita</i>	0.8	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.5
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.5	<i>Apatita</i>	75.7
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	5.6	Total	85.2

KNO-446

Fenocristais (vol %)		Matriz (vol %)	
<i>Plagioclásio</i>	3.1	<i>Plagioclásio</i>	0.5
<i>Ortopiroxênio</i>	0.0	<i>augita</i>	0.5
<i>Pigeonita</i>	<0.1	<i>pigeonita</i>	1.0
<i>Augita</i>	0.9	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<0.5
<i>Óxidos Fe-Ti</i>	0.5	<i>Apatita</i>	82.8
<i>Apatita</i>	<0.1	<i>Vidro</i>	
Total	4.7	Total	95.3

Anexo 2 - Análise Modal: Metodologia Descrita

A análise modal foi realizada por um método inovador, utilizando mapeamento químico pela microsonda eletrônica e edição de imagem. O mapeamento químico de vários elementos maiores fornece uma leitura de toda a seção da lâmina delgada. A qualidade e resolução do mapa obtido variam com a área útil da lâmina, de modo a não ultrapassar 10h de tempo de mapeamento (ver Capítulo 2). Os dados obtidos mostram-se coerentes como os das referências bibliográficas, e por isso, a metodologia será descrita para futuras utilizações:

Mapeamento das secções laminares metalizadas pela microsonda eletrônica. Os resultados são mapas de elementos químicos principais da rocha, como Al, Mg, Ti, P etc., de modo a identificar plagioclásio, piroxênio, Ti-magnetita e apatita, respectivamente. Posteriormente, é gerada uma imagem onde serão realçados os minerais que têm na sua constituição maior conteúdo no elemento químico que foi analisado (Fig. II.3 A);

1. O mapa químico gerado pela microsonda é posteriormente tratado num editor de imagens, o *CorelPhotoPaint*, para melhorar a resolução e definição dos grãos da matriz, para que dessa maneira seja facilitada a contagem dos grãos nos passos seguintes (Fig. II.3 B);
2. Este passo é facultativo, mas por vezes, ainda é necessário editar a imagem no editor de imagens comum, para escurecer e destacar ainda mais os minerais que se querem contar. Utilizam-se para isso as ferramentas Brilho e Contraste do programa *Microsoft Office 2010* (Fig. II.4 A, B);

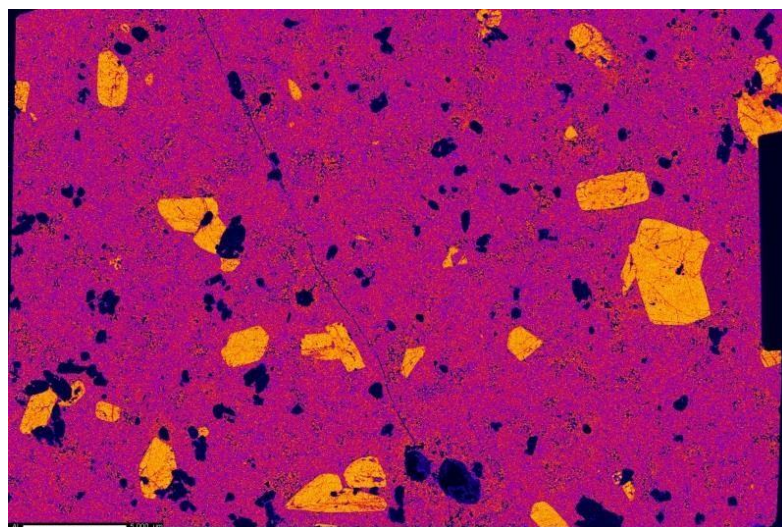
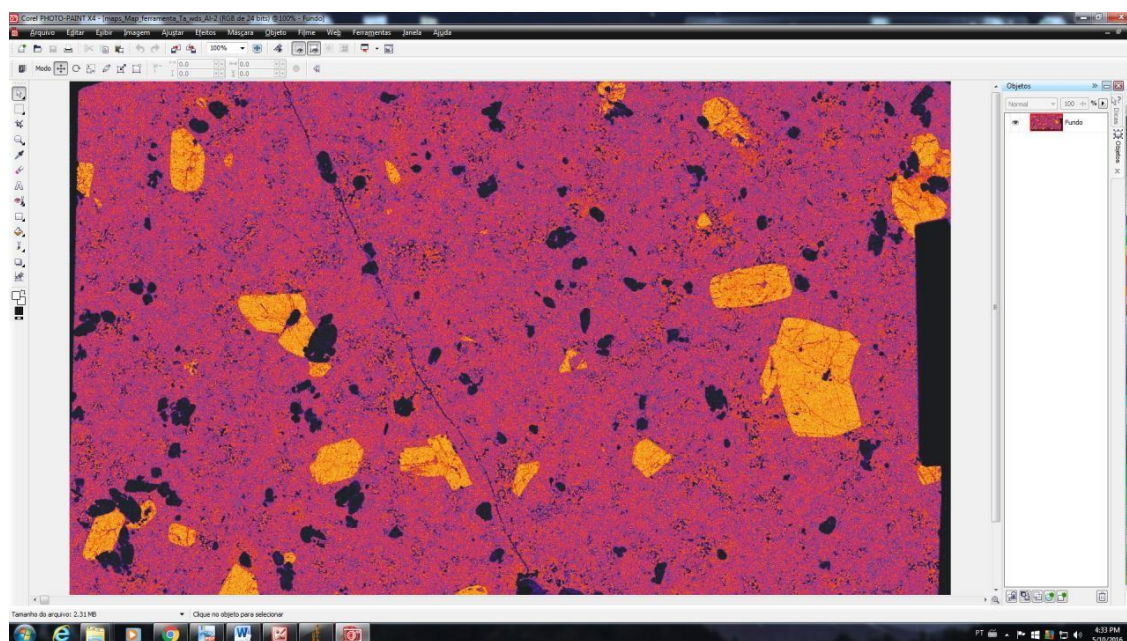


Fig. II.3 – A) Mapa químico do elemento Al para identificação e reconhecimentos de cristais de plagioclásio. B) Edição de imagem em *CorelPhotoPaint*, de modo a realçar os grãos e cristais a serem contabilizados.

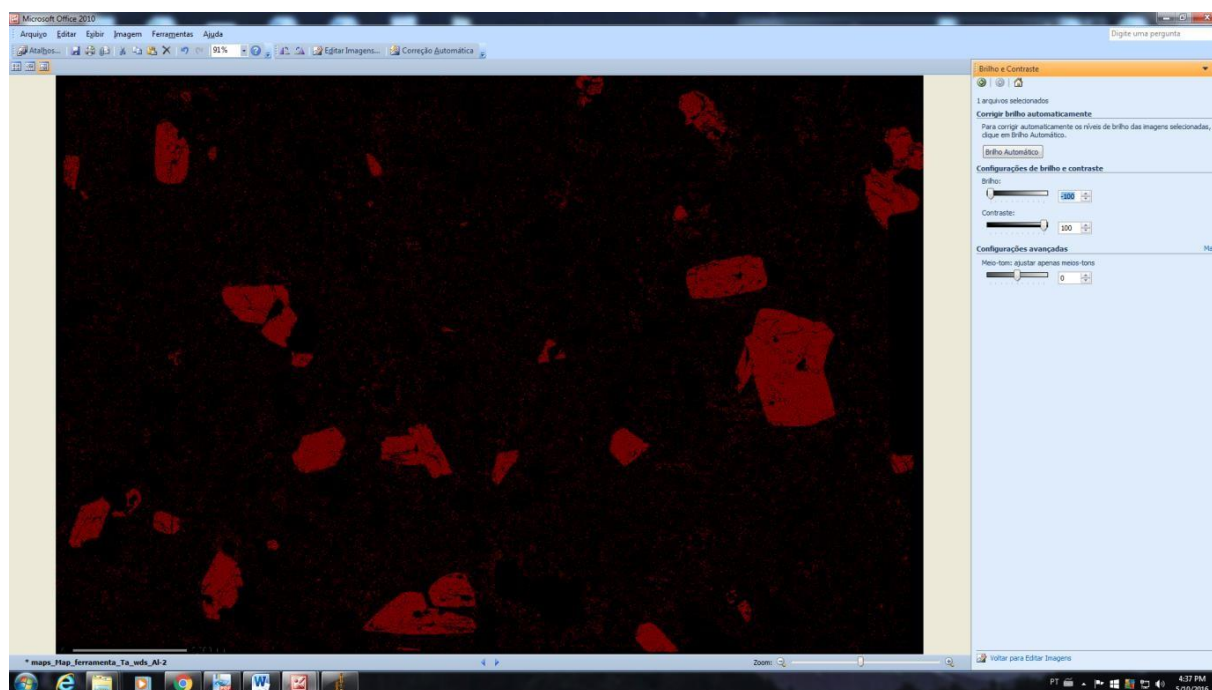
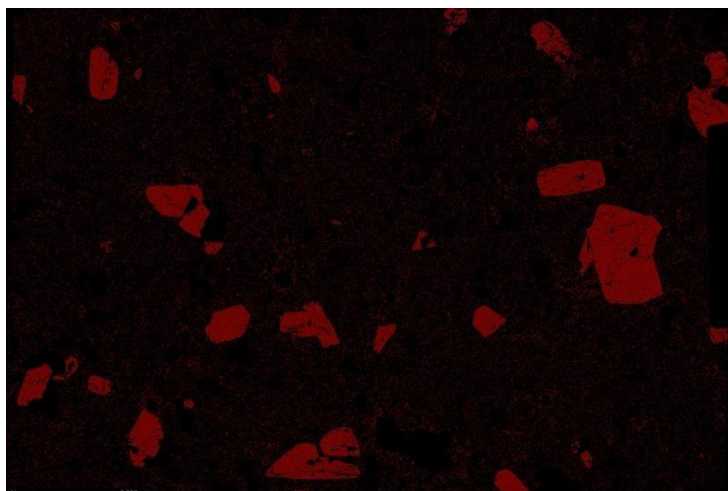


Fig. II.4 – A) Imagem já editada, com coloração mais escura de modo a realçar os fenocristais de plagioclásio da amostra a ser analisada. B) Editor de imagens comum da *Microsoft Office*, com as ferramentas brilho e contraste que permitem uma melhor resolução da imagem a ser tratada.

3. Depois da edição completa da imagem, utiliza-se o programa ImageJ (Fig. II.5). Este passo é subdividido nos seguintes pontos:

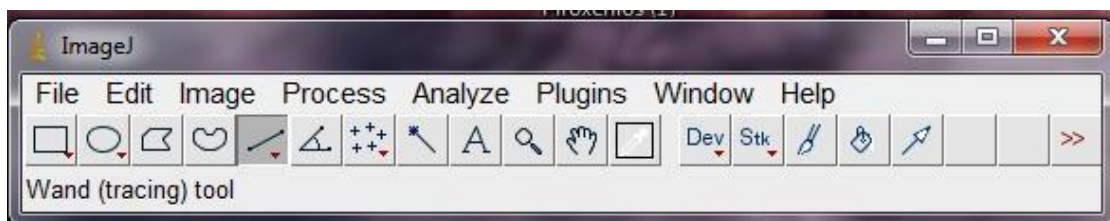


Fig. II.5 – Barra de ferramentas e opções do programa ImageJ.

- 3.1. Colocar a escala real, em milímetros, do comprimento e largura da lâmina a analisar. Para tal, utiliza-se a ferramenta *Straight*, no marcador *Analyze*, para marcar a linha de maior comprimento ou largura na imagem e posteriormente na ferramenta *Set Escal* coloca-se o valor do comprimento ou largura real medido na lâmina. Tal tem como função estabelecer uma escala para a imagem e permutar pixel por mm, e assim dar valores contáveis para as análises modais (Fig.II.7). A microsonda gera um mapa com legenda onde estão inseridos os valores reais medidos na lâmina (Fig. II.6);

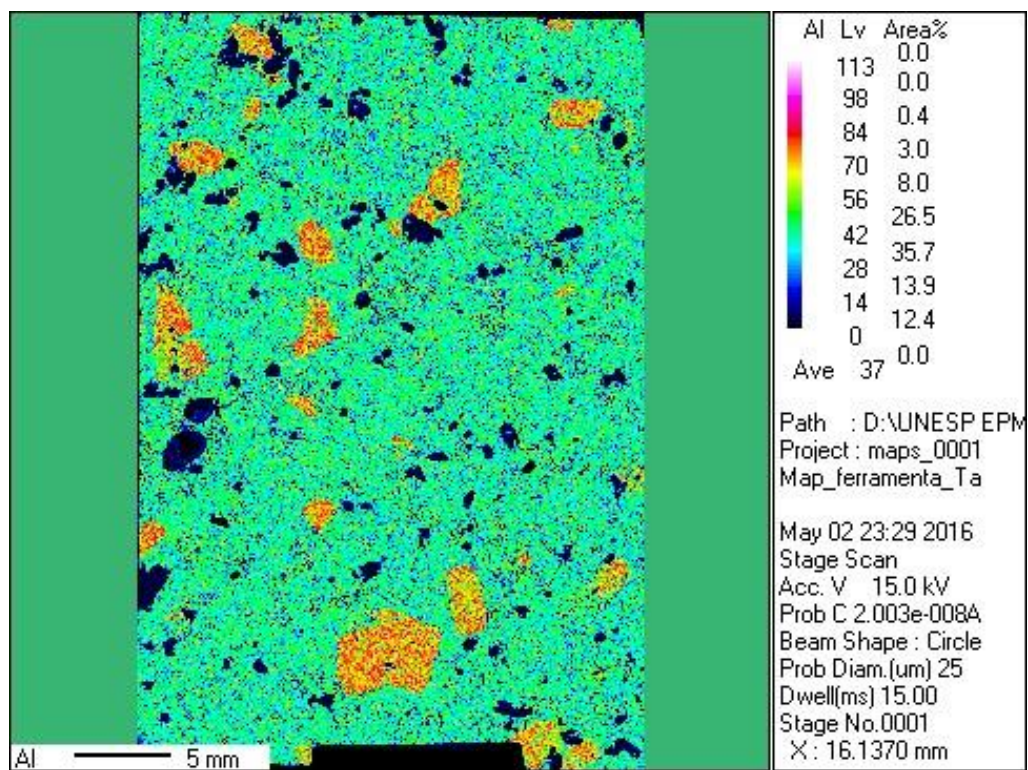


Fig. II.6 – Imagem fornecida por Microsonda com legenda com a proporção atômica de Al e as medidas reais e úteis da lamina analisada. Este mapa é essencial para a marcação de escala.

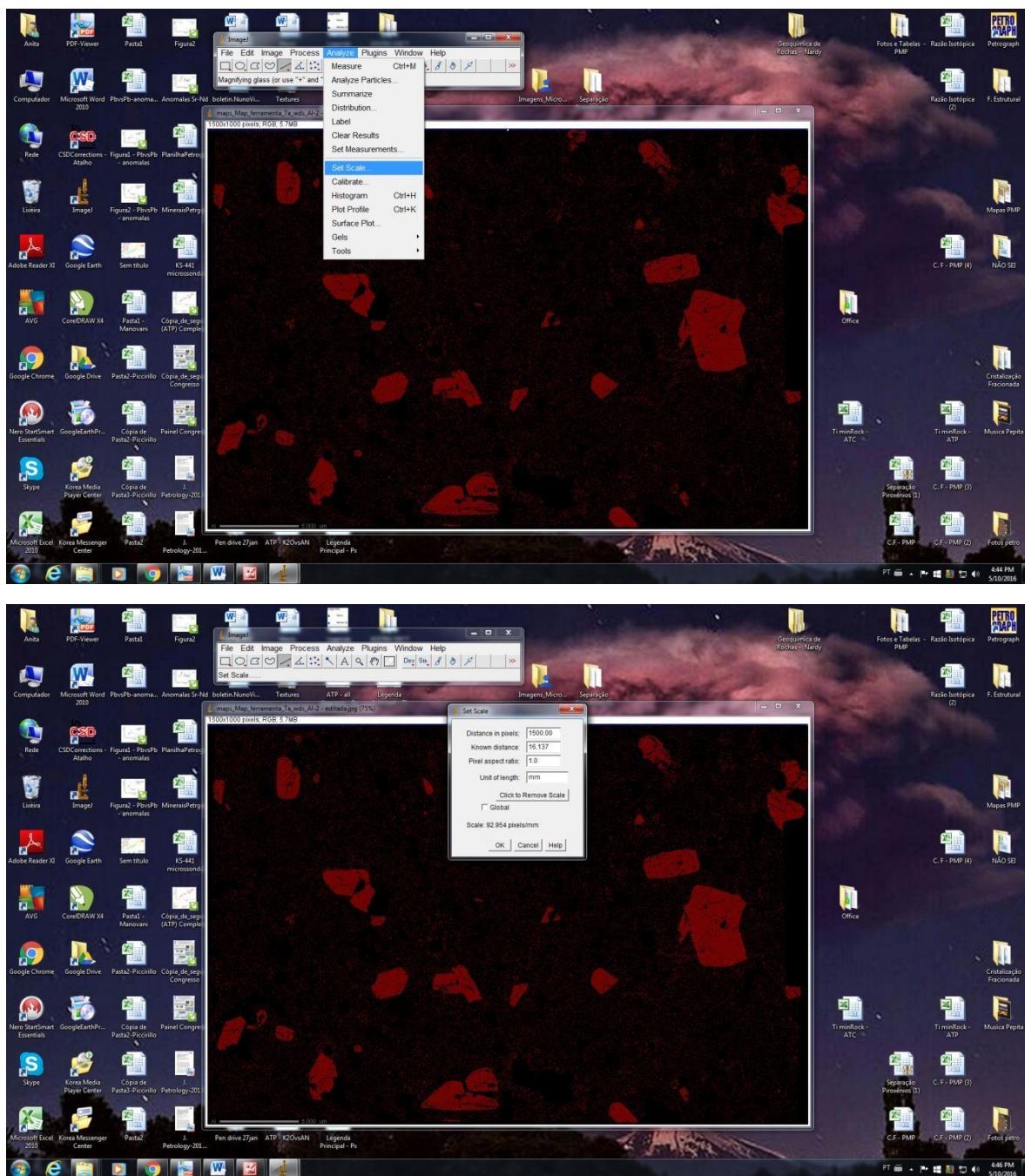


Fig. II.7 – Colocação de escala e permuta de pixel para dimensão milimétrica, ajustados aos valores reais e medidos da lâmina a ser estudada. Os valores são os legendados na figura 6.

3.2. Em seguida é necessário utilizar a ferramenta *Threshold* na aba *Adjust*, no marcador *Image*. Tal irá abrir uma janela na qual se deve colocar B&W no separador *Threshold Color* e colocar a haste em *Dark Background* para evidenciar os cristais desejados para que o programa, desta maneira consiga fazer a contagem dos diferentes grãos do mesmo mineral (Fig. II.8);

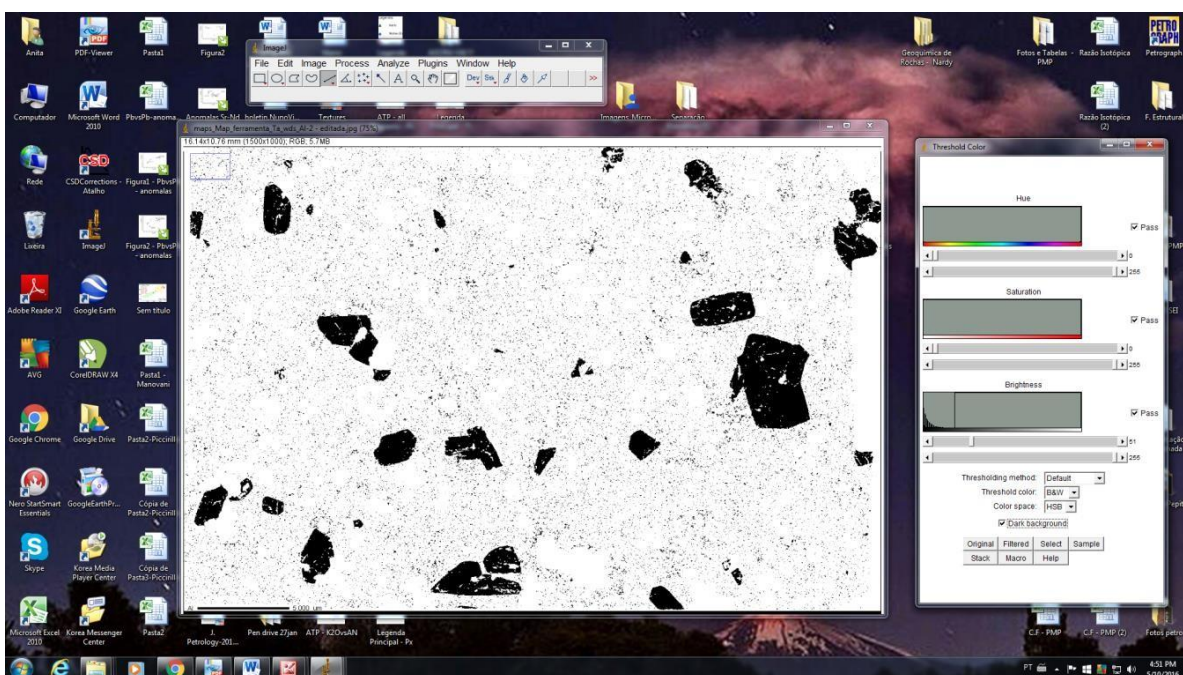


Fig. II.8 – Ferramenta *Threshold* limpa o pano de fundo e evidencia os cristais.

3.3. Em seguida, é crucial retirar o ruído à amostra, isto é, os inúmeros pontos diminutos que são acrescentados pelo próprio programa e que podem ser confundidos com matriz. Por isso é sempre importante a observação simultânea da lâmina por microscopia ótica para que não sejam eliminados pontos que fazem parte da matriz. Utiliza-se a ferramenta *Noise*, no marcador *Processe*, e em seguida *Despeckle*, e fazem-se várias interações

até obter o resultado desejado e a amostra esteja completamente “limpa” (Fig. II.9);

- 3.4. Para a contagem dos grãos do mesmo mineral, utiliza-se a ferramenta *Analyze Particles*. A separação dos grãos foi feita em constituintes da matriz quando seu comprimento máximo fosse inferior a 0,2 mm, em microfenocristais entre 0,2 a 0,5 mm e em fenocristais quando superassem 0,5 mm de diâmetro. O ImageJ apenas faz leituras de áreas e por isso, estabelecida a escala para a imagem como explicado no ponto 4.1, o programa irá ler os grãos com determinadas áreas estabelecidas no separador *Size* (pixel²), que é o valor do comprimento máximo elevado ao quadrado (Fig. II.10). O programa, de seguida, distingue e separa os diferentes tipos de cristais pela sua área. Os cristais da matriz terão áreas entre 0-0,04 mm, os microfenocristais entre 0,04-0,25 mm e os fenocristais 0,25-9 mm no caso das rochas tipo Palmas e 0,25-25 mm no caso das rochas ATC, pois estas apresentam granularidade maior;

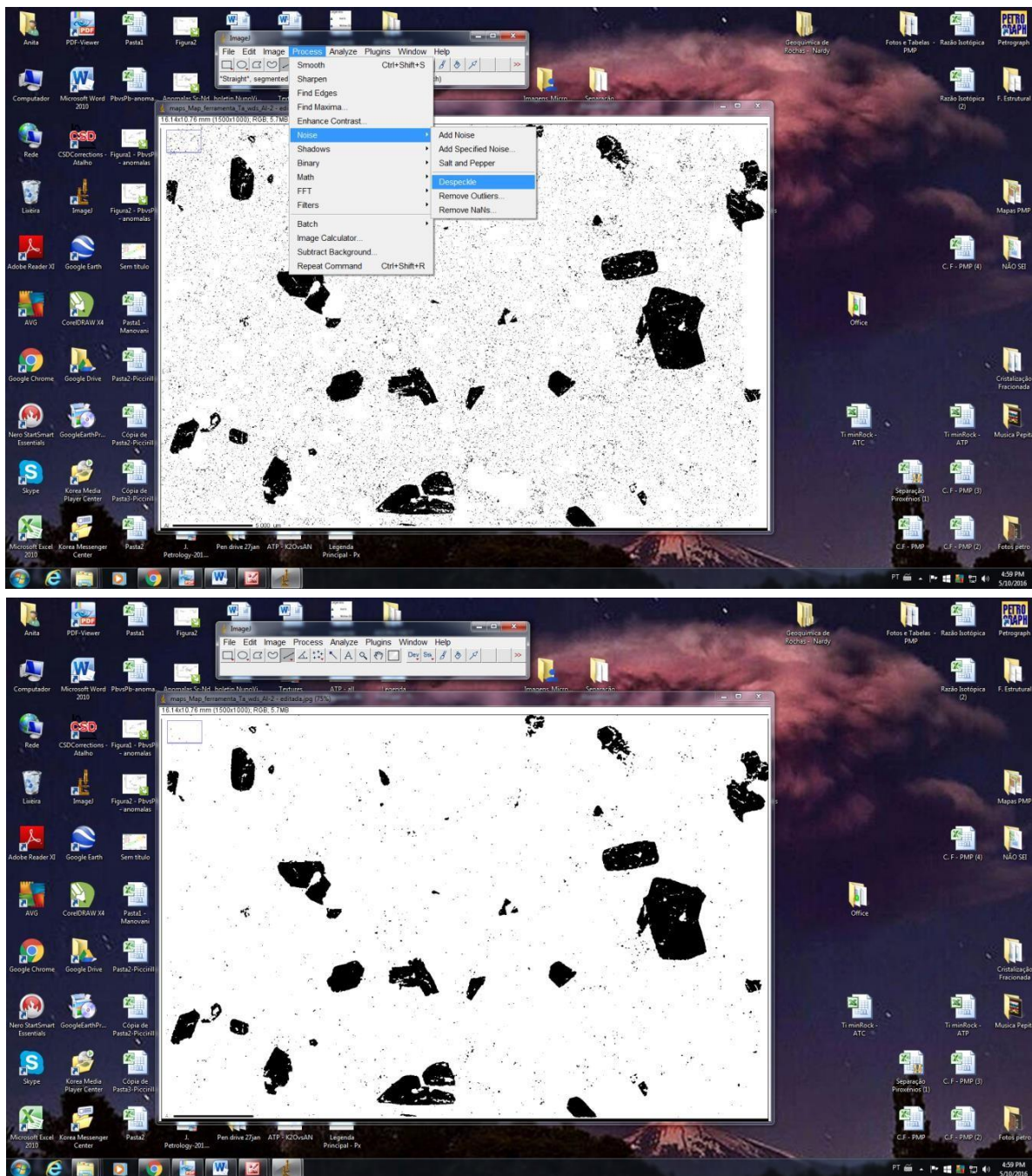


Fig. II.9 – Retirada do ruído da amostra para que não haja erros na contagem dos grãos. A) Sem aplicar a ferramenta *Noise*; B) Com a aplicação da ferramenta *Noise*, o ruído é eliminado e a amostra fica “limpa”.

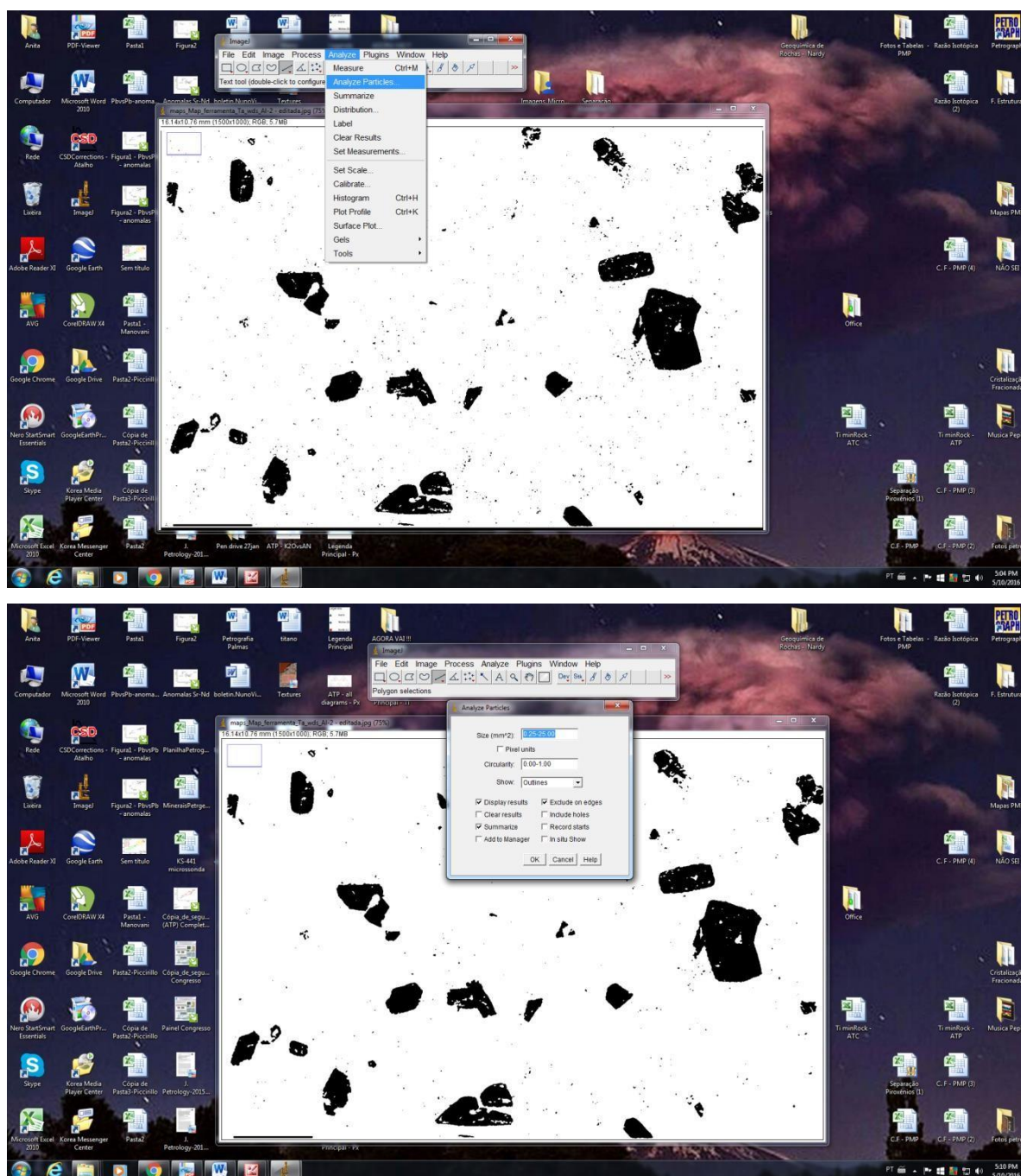


Fig. II.10 – Para a contagem dos grãos faz-se por 3 etapas distintas, separando fração fenocristalina, da microfenocristalina e da matriz, consoante as dimensões das partículas que se pretendem analisar.

3.5. Dada a função anterior, o programa gera uma imagem com os pontos que foram selecionados, faz uma leitura e contagem desses pontos e gera uma tabela onde estão listados os grãos

contados nessa interação e uma janela com o resumo e com a área ocupada por todos esses grãos em toda a lâmina (Fig. II.11).

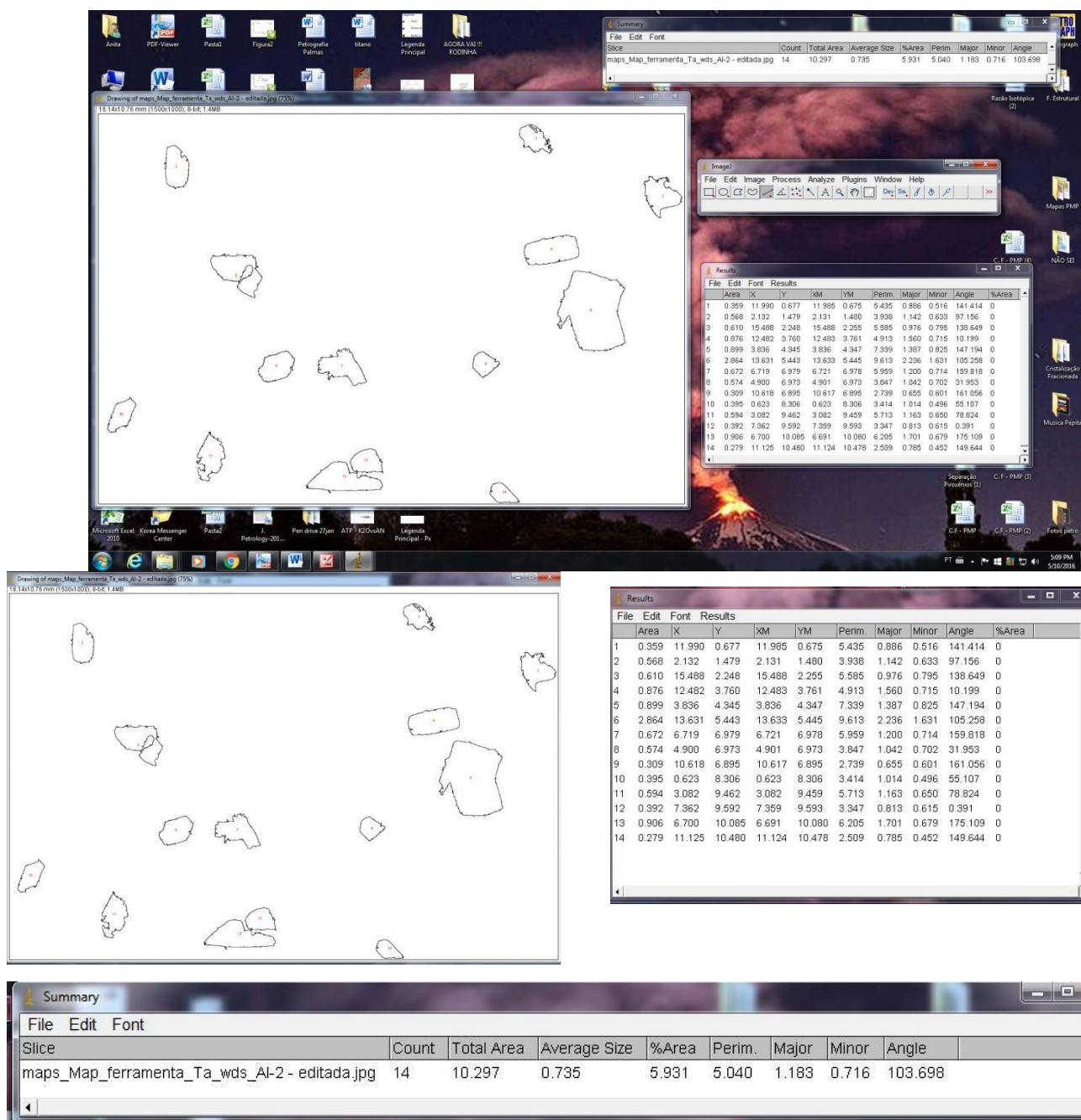


Fig. II.11 – Resultado final apresentado pelo software ImageJ. A) Mapa com o contorno nos cristais contados em uma interação; B) Tabela que reúne os grãos contados; C) Na aba %Area é dada a área ocupada pelos cristais contados, ou seja, a análise modal.

Na verdade, a análise modal é o volume total que determinado mineral ocupa em determinada rocha, no entanto, este programa dá-nos áreas em vez de volumes. Mas os resultados obtidos mostraram-se ser fiáveis, já que a imagem 2D utilizada é corretamente calibrada a uma escala real medida na própria lâmina, e por isso, os valores obtidos são bidimensionais mas coerentes com uma dimensão tridimensional.

Anexo 3 – Análises Químicas de Rocha Total

Sample	KS- 1329	KS- 1245	KPM-1168	KCS-1379	KMA1209	KMA1210	KSO1091	KSO1094	KS1231	KSO1374
SiO ₂	66.91	63.67	67.37	67.12	71.28	70.94	67.73	66.71	65.44	68.43
TiO ₂	1.04	1.21	1.05	0.91	0.72	0.73	0.99	1.04	1.07	0.75
Al ₂ O ₃	12.31	12.41	12.97	12.33	12.37	12.22	12.55	12.55	12.69	12.23
Fe ₂ O ₃	6.23	8.61	6.79	5.69	4.25	5.34	6.68	6.75	6.87	5.53
MnO	0.11	0.15	0.11	0.10	0.07	0.09	0.11	0.10	0.12	0.10
MgO	1.42	1.41	1.26	1.88	0.43	0.53	1.00	1.29	1.41	0.80
CaO	3.15	4.28	3.45	2.65	1.27	1.79	2.86	3.43	3.72	2.53
Na ₂ O	3.37	3.45	3.31	2.77	2.25	2.53	2.92	3.00	3.90	3.26
K ₂ O	3.93	3.01	3.62	4.06	5.75	5.03	4.08	3.71	2.73	4.14
P ₂ O ₅	0.33	0.36	0.33	0.27	0.22	0.22	0.30	0.30	0.30	0.23
SOMA	99.95	100.16	100.92	99.51	99.90	100.23	100.32	99.87	100.26	99.72
Rb	147.92	190.12	135.38	147.28	211.20	187.65	168.51	144.75	149.27	223.39
Sr	125.57	172.48	140.52	115.31	77.50	92.45	141.86	148.67	144.59	102.54
Y	38.02	50.75	40.97	36.39	156.04	111.79	35.93	35.21	35.67	51.20
Zr	236.57	264.89	247.28	212.54	305.85	294.66	229.67	231.35	221.64	313.49
Nb	19.64	21.48	21.53	21.68	37.57	20.02	21.62	17.51	20.31	27.31
Ba	612.72	737.51	557.27	630.51	715.61	725.19	530.84	515.82	576.60	716.62
La	38.46	43.55	41.68	39.03	63.89	65.62	38.81	38.11	38.37	51.49
Ce	78.18	89.35	83.17	77.48	118.84	124.17	77.84	75.99	77.98	106.61
Nd	35.65	41.57	40.09	34.90	65.91	62.35	36.58	36.01	33.91	46.13
Sm	7.61	9.17	8.52	7.41	16.01	14.07	7.72	7.61	7.29	9.95
Eu	1.67	2.00	1.81	1.49	3.46	2.84	1.65	1.63	1.62	1.81
Gd	7.04	8.86	8.07	6.66	18.54	15.60	7.15	6.94	6.64	9.02
Tb	1.12	1.44	1.25	1.05	3.28	2.56	1.11	1.09	1.05	1.47
Yb	3.50	4.75	3.75	3.15	12.19	9.03	3.31	3.20	3.34	4.83
Lu	0.50	0.68	0.56	0.46	1.72	1.35	0.50	0.47	0.49	0.70
Hf	6.28	7.05	6.83	5.72	8.30	7.92	6.36	6.26	6.03	7.92
Pb	16.77	15.01	18.27	18.67	25.96	24.75	18.56	17.90	17.54	26.02
Th	12.15	12.23	12.46	12.63	16.97	16.64	12.03	11.77	12.21	17.26
U	3.69	3.43	3.78	4.44	4.55	4.33	3.87	3.77	4.17	5.67

Sample	KSM-1042	KSM-1049	KCA-1172	KS-1369	KS-1371	KNO446	KNO448	KNM-141	KJC-1150K
SiO2	71.14	69.67	64.57	64.92	65.54	66.42	65.00	63.60	65.37
TiO2	0.69	0.69	1.47	1.42	1.37	1.27	1.16	1.50	1.40
Al2O3	12.27	12.00	12.65	12.46	12.56	12.96	12.92	14.21	13.32
Fe2O3	4.79	5.74	7.78	7.53	7.20	6.78	6.51	7.32	7.41
MnO	0.08	0.10	0.16	0.14	0.15	0.07	0.47	0.07	0.18
MgO	0.82	0.80	1.25	1.39	1.21	0.95	0.72	1.28	1.04
CaO	1.74	2.02	2.84	3.11	2.99	1.80	3.92	3.09	2.44
Na2O	3.04	2.60	3.54	3.63	3.65	3.32	3.39	3.70	3.48
K2O	4.76	4.67	4.46	4.08	3.95	4.59	4.36	4.64	4.12
P2O5	0.18	0.21	0.41	0.47	0.45	0.33	0.33	0.41	0.43
SOMA	100.40	99.39	99.77	99.79	99.92	100.27	100.16	100.61	99.18
Rb	211.00	190.16	88.63	84.18	80.32	163.00	123.00	135.00	93.37
Sr	97.00	94.41	358.47	349.73	350.88	331.00	351.00	426.00	399.71
Y	674.90	52.12	55.20	56.12	61.50	58.70	99.40	16.80	73.63
Zr	315.20	299.62	565.75	575.90	562.10	575.00	552.00	575.00	572.50
Nb	30.58	27.72	51.64	45.80	41.42	64.60	61.30	32.90	40.68
Ba	739.00	635.84	1011.55	1017.71	983.78	1110.00	1184.00	1105.00	975.06
La	80.80	49.14	72.23	71.34	79.05	82.20	78.10	74.40	77.30
Ce	141.00	99.30	163.19	165.95	185.17	160.00	162.00	140.00	170.78
Nd	112.20	45.21	74.22	74.37	83.66	84.10	77.70	52.60	81.57
Sm	45.46	9.52	15.50	15.66	17.48	16.60	15.30	9.00	16.63
Eu	13.33	1.74	4.10	4.11	4.35	4.16	3.70	2.57	4.48
Gd	83.00	9.13	12.91	13.23	15.11	14.70	14.90	6.53	15.49
Tb	14.40	1.45	1.95	1.97	2.23	2.10	2.21	0.76	2.30
Yb	39.02	4.83	4.73	4.75	5.31	4.88	5.11	1.00	5.78
Lu	5.55	0.71	0.67	0.68	0.75	0.73	0.78	0.50	0.86
Hf	10.03	8.17	14.16	14.48	14.12	14.60	13.50	13.30	13.93
Pb	28.86	26.69	9.40	9.52	9.55	16.70	15.70	16.30	12.24
Th	20.19	17.09	8.80	8.79	8.49	14.60	13.80	19.10	9.70
U	6.52	4.27	2.13	1.95	1.67	2.64	3.00	3.13	2.09