



Universidade Estadual de Campinas
Instituto de Geociências



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

Caracterização petrográfica e geoquímica de pegmatíticos básicos, encaixados em derrames basálticos do Grupo Serra Geral, no Estado do Paraná.

Aluna: Kamylla de Fátima Barbosa da Silva

Orientador: Alfonso Schrank

Co-orientador: Edir Edimir Arioli

Campinas, 2011

*“Dedico esse trabalho a minha querida
mãe, que me incentivou muito a ir
em busca dos meus sonhos e que
sempre continuará me motivando”*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que me ajudaram, como Alfonso Schrank pela orientação do trabalho e por toda a ajuda ao longo do desenvolvimento da pesquisa. Ao Edir Edimir Arioli, como co-orientador e Otávio Licht, pelas amostras cedidas, textos fornecidos e auxílio na elaboração do trabalho, a professora Jacinta Ensweller, por ter permitido as análises de FRX e ICP-MS, a todos os técnicos que ajudaram nas análises, como a Lúcia Helena dos Santos Carvalho e Maria Aparecida Vendemiatto com o auxílio e supervisão para elaboração da FRX, Margareth Sugano Navarro na ajuda na preparação das amostras para o ICP-MS, ao Cristiano Gonçalves da Silva pela confecção das seções delgadas e a Érica Toledo com a dedicação com as minhas amostras no MEV.

Agradeço também ao Gabriel Facuri pela paciência, ajuda na edição das imagens e pelas discussões sobre todo o relatório. Agradeço também ao Jeandro A. Vítório, pela ajuda com pesquisas bibliográficas e discussões sobre a geoquímica.

Meus agradecimentos ao Fernando Pelegrini, por explicações sobre geoquímica de pegmatitos.

Por fim, para não esquecer ninguém, meus sinceros agradecimentos a todos que participaram dessa etapa muito importante da minha vida: o curso de Geologia.

RESUMO

As rochas da Província Magmática Paraná-Etendeka, estratigraficamente do Grupo Serra Geral, são o alvo de estudos deste trabalho. Nele foram selecionados basaltos e pegmatitos básicos da região sudoeste do Paraná, que estão sendo caracterizados petrograficamente e geoquimicamente por diversos autores.

As rochas da Formação Barração (Membros Toledo e Flor da Serra) e Formação Candói (Membro General Carneiro) foram definidas nesse trabalho como rochas de Alto TiO_2 e de magmas-tipo Paranapanema (Membro Toledo) e Pitanga (Membro General Carneiro) e uma amostra de baixo titânio como magma-tipo Ribeira.

O conjunto de amostras estudadas, cedidos pela MINEROPAR, foram coletados de forma pontual, consistindo em nove espécimes de basaltos com diques pegmatíticos básicos ou somente de basaltos. A partir delas foram elaboradas dezenove seções delgadas para análise petrográfica e selecionadas dez porções, sendo cinco de basaltos e cinco de pegmatitos básicos para análise geoquímica por FRX e ICMP-MS.

Os pegmatitos e os basaltos apresentam uma composição química e petrográfica semelhante, formados por plagioclásio e augita como minerais principais, ilmenita e magnetita, como minerais opacos abundantes, cobre nativo e sulfeto de cobre em algumas amostras, como minerais acessórios, a olivina, quartzo, apatita e minerais secundários, a celadonita e a esmectita.

As rochas foram classificadas através do diagrama TAS como basaltos e como ferro-basaltos tholeiíticos pelo diagrama AFM. Tanto os basaltos quanto os pegmatitos são enriquecidos em Elementos Terras Raras leves, porém os pegmatitos são empobrecidos em Elementos Terras Raras pesados em relação aos basaltos.

O que diferencia as rochas é apenas a textura, podendo ser explicado pelo processo de inflação de derrame governada por lenta variação de temperatura e no tempo de solidificação no interior da sucessão de espessos derrames basálticos do Grupo Serra Geral, onde se desenvolveram os pegmatitos básicos.

ABSTRACT

The rocks of the Paraná-Etendeka Magmatic Province, stratigraphically Serra Geral Group, are the focus of these studies. In it were selected basalts and basic pegmatites located in the southwestern region of the Paraná state, which were characterized petrographically and geochemically by several authors.

Barração Formation (Flor da Serra and Toledo Members) and Candói Formation rocks (General Carneiro Member) were defined in this work as high TiO₂ and Paranapanema (Toledo Member) and Pitanga magma-type rocks (General Carneiro Member) and a low TiO₂ Ribeira magma-type sample.

The set of studied samples, assigned by MINEROPAR, were collected in a timely manner, consisting of nine specimens of basalts with basic pegmatite dikes or only basalt. Nineteen thin sections for petrographic analysis were made of and ten pieces were selected, five of basalts and five of basic pegmatites for geochemical analysis by XRF and ICMP-MS.

The pegmatites and the basalts have a similar chemical and petrographic composition, consisting of augite and plagioclase as major minerals, ilmenite and magnetite as abundant opaque minerals, native copper and copper sulphide in some samples; as accessory minerals, olivine, quartz, apatite and secondary minerals, celadonite and smectite.

The rocks were classified using the TAS diagram as iron-rich basalts and tholeiitic basalts by the AFM diagram. Both, basalts and pegmatites, are enriched in LREE, but the pegmatites are impoverished in HREE in relation to basalts.

What differentiates those types of rocks is just their texture, that can be explained by the lava flow inflation process driven by a slow variation of temperature and solidification time inside the thick succession of basaltic flows of the Serra Geral Group, where the basic pegmatites were developed.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO.....	6
1.1 – APRESENTAÇÃO.....	6
1.2 - JUSTIFICATIVA DO TRABALHO.....	7
1.3 – OBJETIVOS.....	7
1.4 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS.....	8
1.5 – METODOLOGIA.....	9
2 – GEOLOGIA.....	13
2.1 - HISTÓRICO DE PESQUISAS E CONTEXTO GEOLÓGICO.....	13
2.1.1 - A PROVÍNCIA PARANÁ-ETENDEKA: REGISTRO DA DERIVA CONTINENTAL.....	18
2.1.2 - INFLAÇÃO DE DERRAME.....	22
2.1.3 - GRUPO SERRA GERAL NO PARANÁ.....	25
2.2 - PEGMATITO BÁSICO.....	29
3 – PETROGRAFIA.....	30
3.1 - DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA DAS AMOSTRAS DE MÃO.....	33
3.2 - PETROGRAFIA DOS BASALTOS.....	39
3.3 - PETROGRAFIA DOS PEGMATITOS.....	41
3.4 - MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV).....	44
3.5 - DISCUSSÕES SOBRE OS CONTATOS DO BASALTO E O PEGMATITO.....	47
4 – GEOQUÍMICA.....	48
4.1 – RESULTADOS.....	52
4.2 - CLASSIFICAÇÃO POR MAGMA-TIPO, POR PEATE (1992).....	58
4.3 - CLASSIFICAÇÃO GEOTECTÔNICA.....	59
5 – DISCUSSÕES.....	60
6 – CONCLUSÕES.....	62
7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	64
8 – ANEXOS	
8.1 – DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS.....	75
8.2 – ESPECTROGRAMAS DO ESPECTRÔMETRO DE ENERGIA DIVERSIVA.....	85

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

O presente trabalho reúne os resultados do estudo de pequenos veios pegmatíticos encontrados em meio à sucessão de derrames basálticos do Grupo Serra Geral, no sudoeste do Estado do Paraná. Esse trabalho é parte da disciplina GE001 – Trabalho de Conclusão de Curso, pré-requisito para a conclusão do curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (IG/UNICAMP). Contou-se com a orientação do Professor Doutor Alfonso Schrank do Departamento de Geologia e Recursos Naturais (DGRN/IG) e com a co-orientação do Doutor Edir Edimir Arioli, da Minerais do Paraná S. A. (MINEROPAR).

O conjunto de amostras utilizadas no presente trabalho foi cedido pelo co-orientador da pesquisa. Elas foram coletadas em campanhas de mapeamento geológico pela empresa por se destacarem pela representatividade ou importância das feições originais. Portanto para o trabalho de conclusão de curso não houve acompanhamento das atividades de campo realizadas pela empresa, apenas o uso das amostras previamente selecionadas.

Os resultados do trabalho, apresentados adiante, ficam estruturados em cinco tópicos principais, a saber: introdução, geologia, petrografia, geoquímica e discussões/conclusões. A primeira parte introduz ao leitor a como será o relatório, expõe as características da área de estudo e sua localização. A segunda parte refere-se a geologia, apresentando o contexto geológico regional e uma revisão bibliográfica. A terceira parte dedica-se aos estudos petrográficos, consistindo nos resultados obtidos após as descrições das seções delgadas e uma interpretação do que foi encontrado. O mesmo acontece no capítulo referente à geoquímica, onde as amostras foram analisadas no laboratório de Fluorescência de Raios X (FRX) e de Espectrometria de Massa por Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS) do Instituto de Geociências da UNICAMP e interpretadas a partir dos resultados obtidos e apresentados no último capítulo, que se refere a discussões e conclusões desta pesquisa.

1.2 - JUSTIFICATIVA DO TRABALHO

As rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral têm sido estudadas há mais de século por diversos autores. O volume de informações encontradas na literatura científica nacional e internacional sobre seu posicionamento e relações estratigráficas, sobre o contexto geotectônico de sua erupção e suas afinidades geoquímicas é vasto.

Entretanto, o reconhecimento da ocorrência de pegmatitos básicos em meio à sucessão dos basaltos da Bacia do Paraná é algo bastante recente e deve-se, sobretudo, aos mapeamentos sistemáticos empreendidos pela MINEROPAR, no Estado do Paraná. As ocorrências foram inicialmente reportadas nos relatórios técnicos e boletins da empresa (Licht & Arioli, 2000; Arioli e Licht, 2006; 2007) no final da última década e, atualmente, podem ser encontradas breves referências às essas rochas em publicações especializadas (Arioli, 2009; Arioli *et al.*, 2008; Vasconcelos, 2001 e Wildner *et al.*, 2006).

Em função de terem sido identificadas há poucos anos, essas rochas e sua associação com os basaltos aos quais se associam ainda carecem de estudos. Assim sendo, esse trabalho encontra sua justificativa na importância que o estudo dessa associação básica representa para o entendimento do contexto de solidificação e resfriamento das rochas básicas da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.

1.3 - OBJETIVOS

O objetivo do presente trabalho de conclusão de curso é a caracterização de pegmatitos básicos que se associam aos derrames basálticos do Grupo Serra Geral, no sudoeste do estado do Paraná. Os basaltos dessa associação também serão alvo de estudos petrográficos.

Além disso, essa associação de rochas básicas será classificada em termos de suas afinidades geoquímicas, propondo comparações entre as unidades integrantes (basaltos e pegmatitos básicos) sempre que possível, de forma a facultar uma explicação para a gênese do magma de cada unidade. Finalmente, pretende-se esboçar uma conclusão acerca do principal mecanismo responsável pela formação dessa associação íntima entre rochas afaníticas (basaltos) e pegmatitos.

1.4 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

A área de estudos está localizada na porção sudoeste do Estado do Paraná, que compreende as folhas topográficas em escala 1:50.000 de Guaraniaçu SG-22-V-C e Guarapuava SG-22-V-D, limitada pelas coordenadas 7.240.000 a norte, 7.120.000 a sul, 200.000 a oeste e 440.000 a leste (Figura 1).

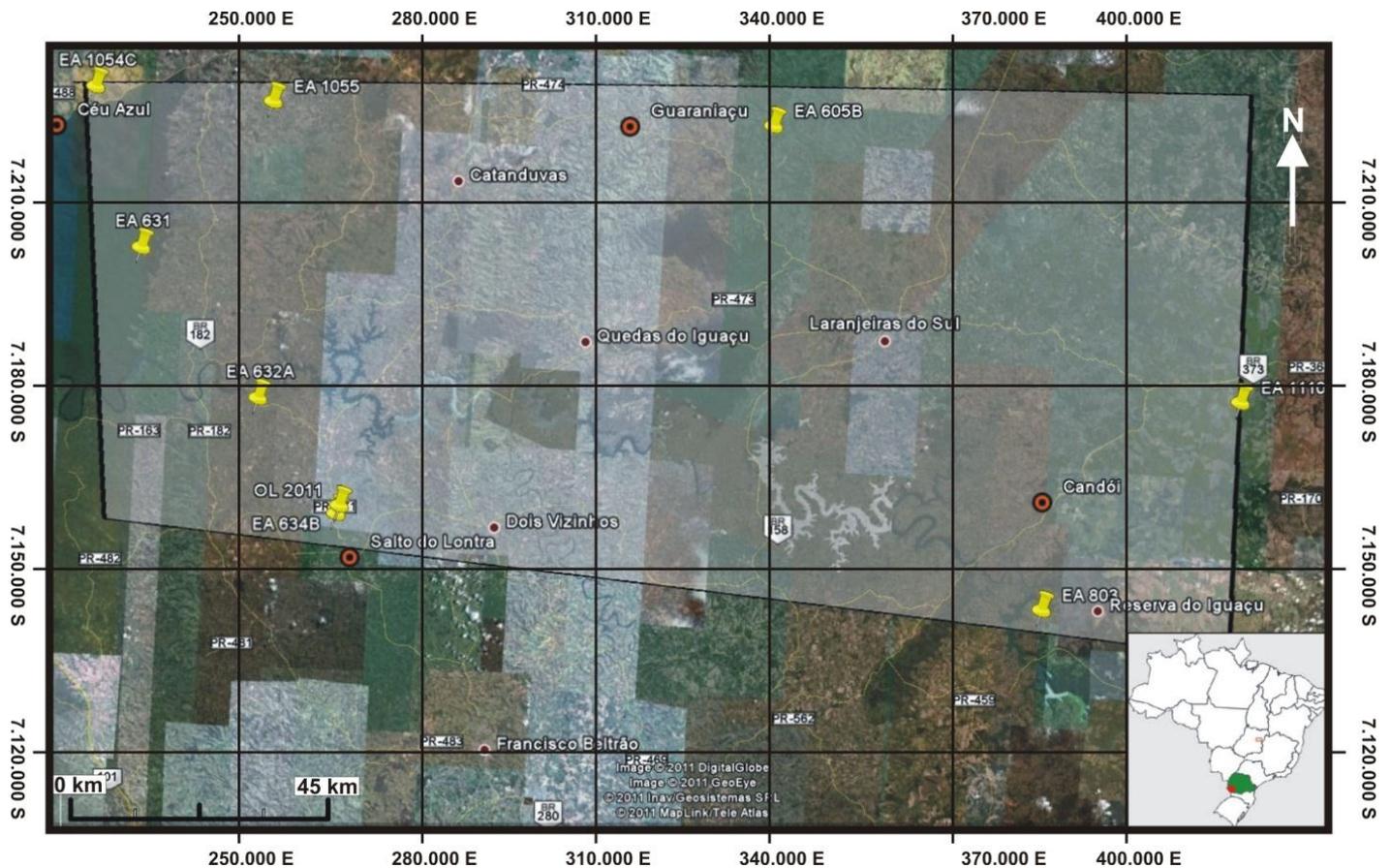


Figura 1 - Visão geral da localização da área de estudos. Os pontos amostrados são mostrados em amarelo e o retângulo branco delimita a área de estudos. Fonte: Google Earth/ Digital Globe (2010)/ GeoEye (2010).

As principais cidades próximas aos pontos estudados são Céu Azul, Santa Tereza do Oeste, Guarani, Candói, Chopinzinho, Salto do Lontra e Capitão Leônidas Marques. As amostras estão distribuídas em locais distintos de coordenadas conforme a Tabela 1.

Tabela 1 - Coordenadas UTM dos pontos amostrados.

Amostra	Coordenada x	Coordenada y
EA605	335.655 W	7.213.372 S
EA631	238.461 W	7.193.170 S
EA632A	250.536 W	7.168.719 S
EA634B	265.473 W	7.149.786 S
EA1054C	218.483 W	7.219.783 S
EA1055	249.457 W	7.219.338 S
EA1110B	419.202 W	7.180.148 S
EA803	387.661 W	7.142.329 S
OL2011	265.850 W	7.152.120 S

1.5 - METODOLOGIA

O trabalho pode ser dividido em quatro etapas principais: (1) levantamento bibliográfico; (2) aquisição, localização e descrição macroscópicas das amostras; (3) estudos petrográficos (com microscópio ótico e eletrônico de varredura) e (4) estudos geoquímicos.

Na primeira etapa, buscaram-se obras, dentre artigos especializados, livros e outras fontes científicas que fizessem referência tanto às rochas básicas do Grupo Serra Geral, quanto àquelas que se dedicassem aos estudos de associações entre pegmatitos e suas encaixantes. O início dessa pesquisa bibliográfica consistiu na contextualização da área de estudos, com auxílio do co-orientador do trabalho.

Junto a revisão bibliográfico, foi realizada uma reunião com o co-orientador, na MINEROPAR, para entrega das amostras selecionadas por ele e fornecer explicações de sua geologia e aspectos de campo, já que não houve atividade de campo realizadas pela aluna, para esse trabalho. Foi fornecida pela um conjunto de onze amostras de rochas básicas (Tabela 2), para confecção de lâminas petrográficas e análises geoquímicas referente a nove afloramentos distintos.

A confecção das seções delgadas foi realizada no laboratório de laminação do Instituto de Geociências da UNICAMP, elaboradas pelo técnico Cristiano e coordenadas pelo orientador resultando em dezenove seções delgadas, indicadas abaixo na Tabela 2 e Figura 2.

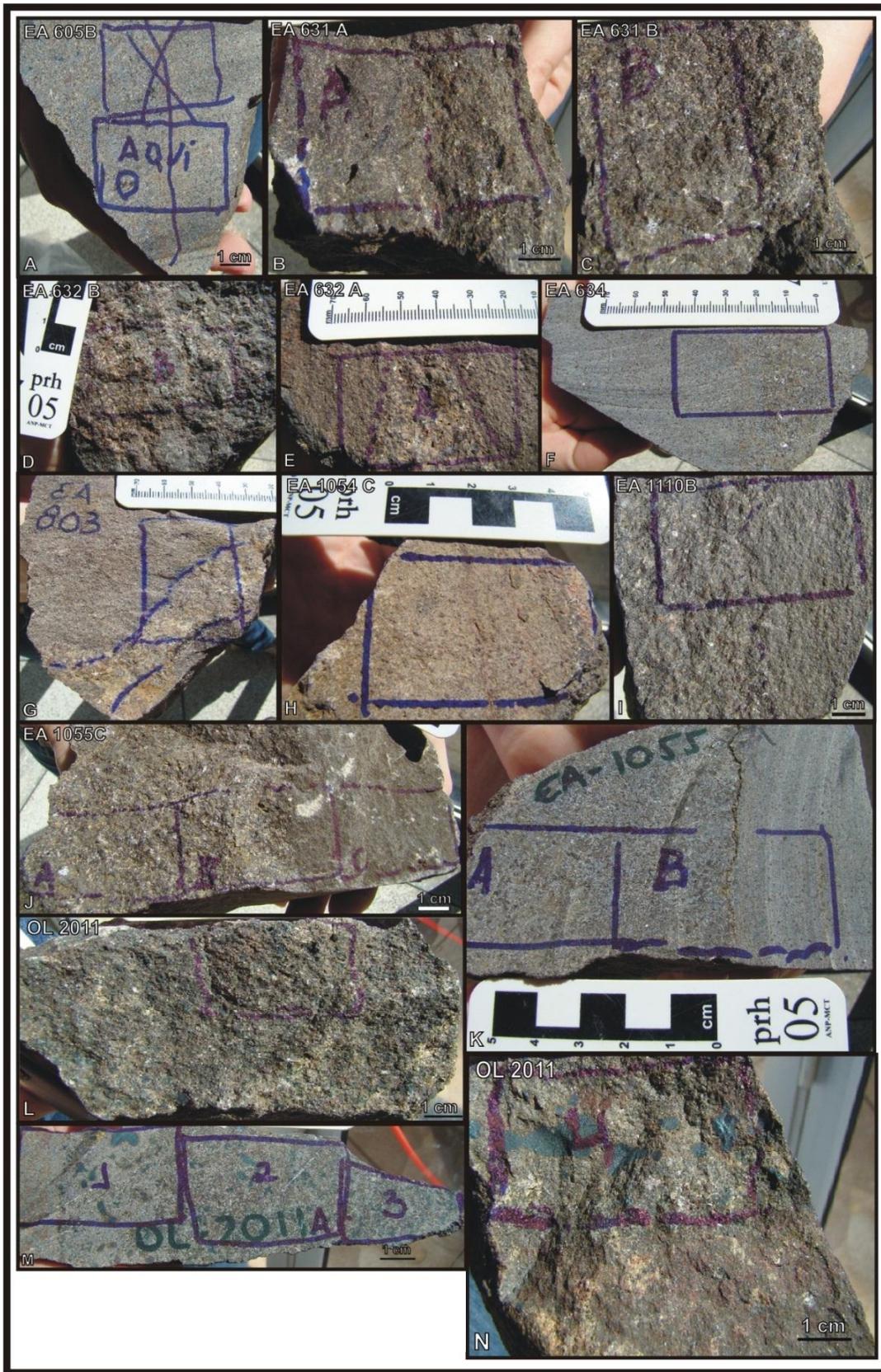


Figura 2 - Localização das lâminas nas amostras de mão.

Tabela 2 - Amostras e sua lâmina correspondente.

Amostra	Litologia	Lâmina	Descrição
EA 605B	basalto com pegmatito básico	EA 605 B	lâmina com o contato entre o basalto e o pegmatito básico
EA 631	basalto com pegmatito básico	EA 631 A	lâmina com o contato entre o basalto e o pegmatito básico
	basalto com pegmatito básico	EA 631 B	lâmina com o contato entre o basalto e o pegmatito básico
EA 632 A	basalto com pegmatito básico	EA 632 A	lâmina com o contato entre o basalto e o pegmatito básico
	basalto com pegmatito básico	EA 632 B	lâmina com o pegmatito básico
EA 634 B	basalto com pegmatito básico	EA 634 A	lâmina com o contato entre o basalto e o pegmatito básico
EA 803	basalto com pegmatito básico	EA 803	lâmina com o contato entre o basalto e o pegmatito básico
EA 1054 C	basalto com pegmatito básico	EA 1054	lâmina com o basalto
EA 1055 A	basalto com pegmatito básico	EA 1055 A	lâmina com pegmatito básico
	basalto com pegmatito básico	EA 1055 B	lâmina com o contato entre o basalto e o pegmatito básico
EA 1055 C	basalto com pegmatito básico	EA 1055 C A	lâmina com o pegmatito básico
	basalto com pegmatito básico	EA 1055 C B	lâmina com o contato entre o basalto e o pegmatito básico
	basalto com pegmatito básico	EA 1055 C C	lâmina com o basalto
EA 1110 AB	basalto com pegmatito básico	EA 1110 AB	lâmina com o contato entre o basalto e o pegmatito básico
OL 2011	basalto com pegmatito básico	OL 2011 A	lâmina com o contato entre o basalto e o pegmatito básico
	basalto com pegmatito básico	OL 2011 B	lâmina com o contato entre o basalto e o pegmatito básico
	basalto com pegmatito básico	OL 2011 (1)	lâmina com o contato entre o basalto e o pegmatito básico
	basalto com pegmatito básico	OL 2011 (2)	lâmina como pegmatito básico
	basalto com pegmatito básico	OL 2011 (3)	lâmina como pegmatito básico

Com as lâminas prontas, as análises petrográficas em microscópio ótico foram iniciadas com interesse de buscar informações sobre os minerais e as relações importantes nos contatos entre o basalto e o pegmatito.

O conjunto de amostras estudadas, composto por basaltos e pegmatitos básicos, apresenta uma alta concentração de minerais opacos. A determinação e qualificação das fases minerais opacas envolveu estudos petrográficos com auxílio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) acoplado a um Espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS) da marca LEO 430i da Zeiss.

A supervisão dos estudos foi feita pela responsável pelo laboratório de MEV do IG/UNICAMP, a física Érica Toledo. Para as análises foram selecionadas seis lâminas delgadas (OL 2011, EA 1055B, EA 1110AB, EA 632B, EA 63B1 e EA 605B), que contemplavam tanto basalto quanto pegmatito básico. A seleção das lâminas ainda levou em conta a maior presença de minerais opacos e menor grau de alteração secundária (intemperismo) e a presença de vesículas preenchidas por argilominerais para identificar o mineral em questão.

Após essa etapa, foram escolhidas oito amostras representativas da área de estudo, e preparadas para análises geoquímicas de Espectrometria de Fluorescência de Raio X (FRX) da marca Phillips (modelo PW 2404, fabricado na Holanda). Essa técnica foi utilizada para determinação dos elementos maiores e traço em rocha total em porcentagem e em partes por milhão.

As rochas amostradas tiveram suas dimensões reduzidas a numerosos fragmentos inferiores a 3,0 centímetros, com auxílio do martelo em local apropriado para evitar contaminações, e triturado no britador de mandíbulas alemão da marca Fritsh (modelo II). Posteriormente elas foram moídas em moinho planetário também da marca Fritsh (modelo 5/4) em potes ágata para obter a granulação de 75µm. Para os estudos em FRX foram confeccionadas pastilhas prensadas para análise de elementos traço e pastilhas de vidro nas instalações do Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UNICAMP.

As mesmas amostras que foram analisadas em FRX, também foram estudadas com Espectroscopia de Massas por Plasma Acoplado Indutivo (ICP-MS) fabricado pela Thermo (modelo Xseries II, com *Collision Cell Technology* --CCT). Com o pó já feito anteriormente para a confecção das pastilhas prensadas e de vidro, a preparação das dez amostras selecionadas para essa análise, envolveu apenas sua dissolução com uma mistura de ácidos nítrico (purificado por sub-ebulição) e fluorídrico em bombas do tipo Parr. Segundo as especificações obtidas com o Laboratório de Geoquímica, todas as soluções foram preparadas com água ultra-pura (18,2 MΩ.cm), obtida pelo sistema Milli-Q. O resultado da quantificação por espectrometria de massas é apresentado na tabela com os resultados de ICP-MS.

Além disso também foram realizadas análises de perda ao fogo. Seu valor, que representa a água contida nas amostras, foi obtido aquecendo-se alíquota do pó preparado, a uma temperatura de 1000° C.

Com os resultados geoquímicos obtidos pelas análises de rocha total para as 10 amostras selecionadas, constituídos por cinco pegmatitos e cinco basaltos, foram elaborados diagramas para estudar o comportamento geoquímico das amostras utilizando o software Minpet 2.0.

As etapas finais da pesquisa foram basicamente reunir os dados e informações obtidos ao longo das etapas anteriores para elaborar as conclusões e obter os resultados propostos deste trabalho.

2 - GEOLOGIA

2.1 - HISTÓRICO DE PESQUISAS E CONTEXTO GEOLÓGICO

A Formação Serra Geral pode ser brevemente definida como uma associação de rochas magmáticas extrusivas, cujos principais episódios eruptivos deram-se no Cretáceo, preservadas ao longo da sucessão estratigráfica da bacia sedimentar do Paraná (Milani *et al.*, 2007).

A Bacia do Paraná, por sua vez, é uma entidade geotectônica desenvolvida na porção sudeste da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1967; Figura 3). Com mais de 1,5 milhões de quilômetros quadrados, essa bacia estende-se pelos territórios do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai. Suas rochas sedimentares registram o histórico geológico de pouco mais de 400 milhões de anos, dos períodos Ordoviciano (460 M.a.) do Paleozóico, até o Cretáceo (65 M.a.), já na era Mesozóica (Milani *et al.* 2007).

Os primeiros estudos abordando as rochas sedimentares da Bacia do Paraná datam das últimas décadas do século XIX, ainda sob os auspícios da Comissão Geológica do Império, e têm como principal autor o geólogo Orville Derby. Os trabalhos desse período tinham como principal objetivo avaliar o potencial energético das camadas de rochas carboníferas da bacia (Derby, 1883; White, 1908; entre outros).

Desde então a Bacia do Paraná passou a ser um dos temas mais presentes na literatura geológica brasileira. Somam-se centenas de artigos e trabalhos dedicados à formalização de unidades geológicas e ao estabelecimento da coluna estratigráfica da bacia como um todo. Dentre esses trabalhos, destacam-se os de Sanford & Lange (1960), Northfleet *et al.* (1969), Schneider *et al.* (1974), Soares *et al.* (1978), Almeida (1980), Fulfaro *et al.* (1980) e Zalán *et al.* (1990), que serviram de embasamento para a proposta estratigráfica de Milani (1997).

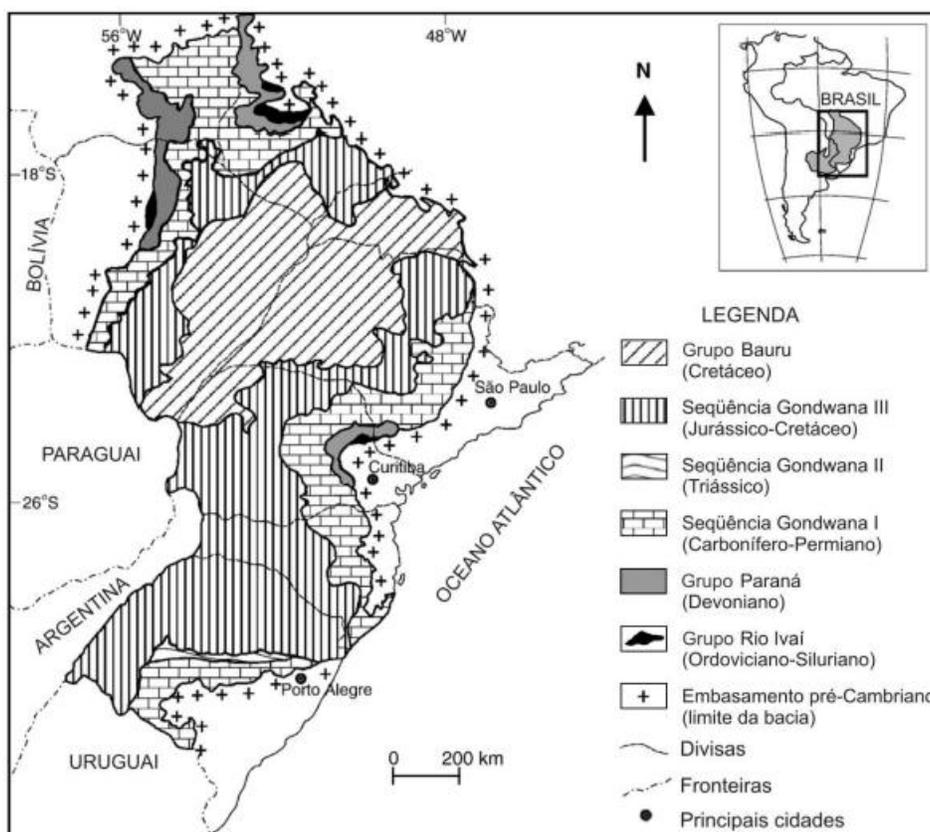


Figura 3 - Mapa de localização da bacia do Paraná (Milani et al, 2007).

Posteriormente, com auxílio da Petrobrás S.A., aperfeiçoamentos foram feitos à proposta de Milani (1997), resultando na icônica Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná, publicada pelo boletim da estatal (Milani et al. 2007), sendo a proposta estratigráfica mais aceita atualmente.

Como resultado dos estudos de Milani (1997) e Milani et al. (2007), tem-se a subdivisão da seqüência de rochas vulcano-sedimentares da Bacia do Paraná em seis superseqüências, no sentido de Vail et al. (1977), isto é, seis grandes associações de sucessões sedimentares (ou vulcano-sedimentares), individualizadas graças à presença de discontinuidades no registro sedimentar (hiatos sedimentares, eventos erosivos), representados por desconformidades sedimentares. As seis superseqüências de Milani et al. (2007), e sua respectiva posição cronoestratigráfica, estão ilustradas na Figura 4.

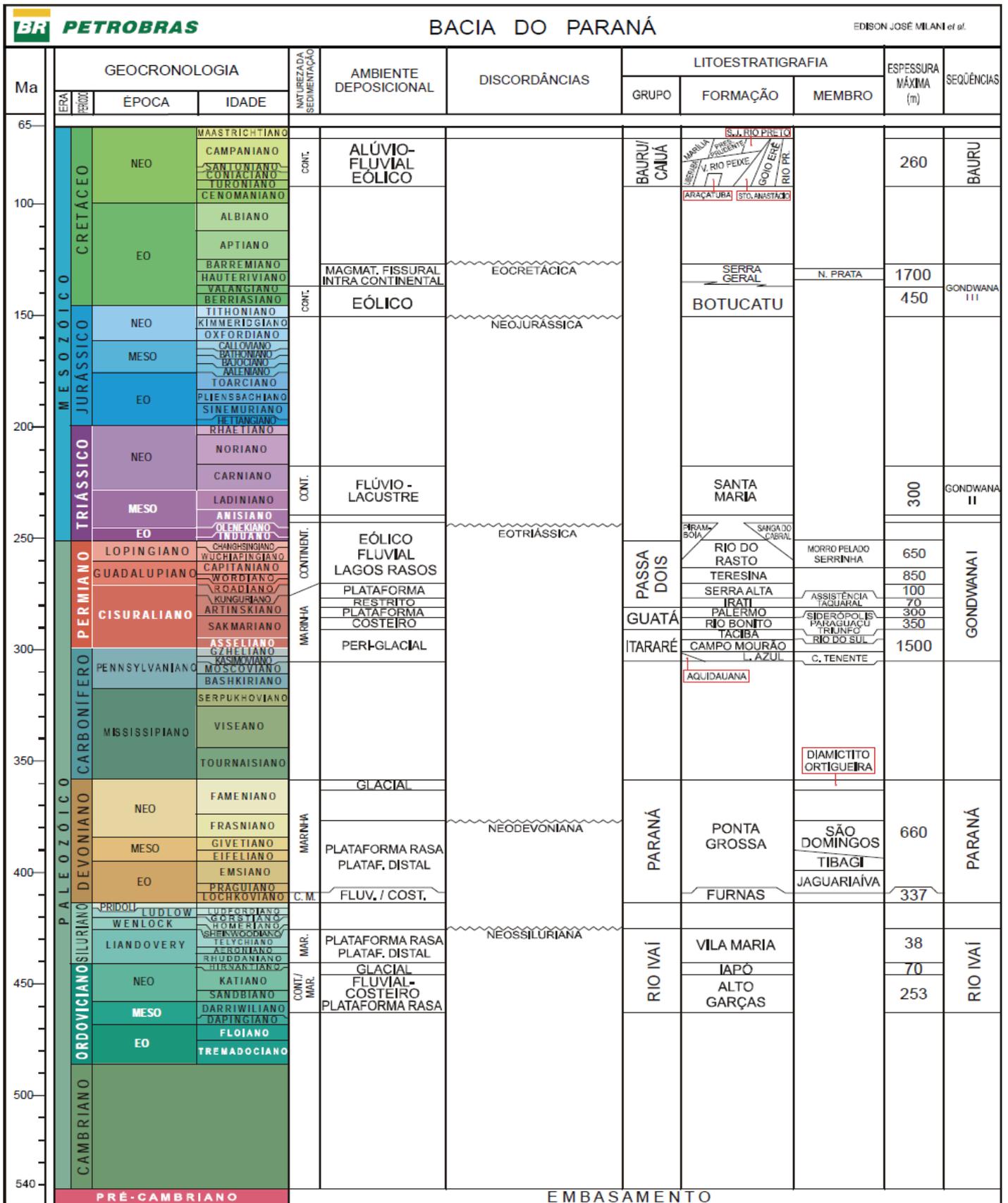


Figura 4 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007).

Cada Supersequência individualizada relaciona-se, direta ou indiretamente, às condições eustáticas vigentes, e atesta as variações do nível do mar ao longo do tempo geológico a partir do registro sedimentar preservado. Atendo-se ao escopo desse trabalho, a Supersequência Gondwana III (Figura 4), que engloba as formações Botucatu e Serra Geral, representaria, segundo Milani *et al.* (2007), o primeiro episódio de sedimentação exclusivamente continental dentro da Bacia do Paraná. Isto é, as rochas dessa supersequência constituem-se predominantemente por fácies sedimentares eólicas e, portanto, livres da influência do mar durante sua deposição (a erupção dos derrames da Formação Serra Geral também se deu em ambiente sub-áereo, intra-continental). Juntas, as formações Botucatu e Serra Geral são agrupadas sob a denominação de Grupo São Bento (Schneider *et al.*, 1974).

Cronoestratigraficamente, a Supersequência Gondwana III, ou Grupo São Bento, responde por rochas formadas na época Eocretácica (do período Cretáceo), num intervalo de aproximadamente 20 milhões de anos, entre 148 M.a. e 128 M.a.. De acordo com princípios aloestratigráficos, essa supersequência limita-se, à base, pela descontinuidade Neojurássica e, no topo, pela descontinuidade Eocretácica

Segundo Milani *et al.* (2007), a Bacia do Paraná adquiriu caráter intra-cratônico de forma lenta e contínua, sendo a descontinuidade Neojurássica representante direta do primeiro evento erosivo resultante da continentalização dessa bacia. Como resultado desse intenso episódio erosivo, a Supersequência Gondwana III repousaria sobre a Supersequência Gondwana II (Figura 4), configurando um hiato sedimentar de pouco mais de 70 milhões de anos que coloca em contato direto as rochas sedimentares eólicas da Formação Botucatu (Grupo São Bento) e as rochas sedimentares de fácies flúvio-lacustres da Formação Santa Maria (Supersequência Gondwana II).

A descontinuidade sedimentar que limita o topo da Supersequência Gondwana III, e também marca o limite superior dos derrames da Formação Serra Geral, deve-se ao episódio erosivo ocasionado pelo soerguimento generalizado da Plataforma Sul-Americana simultaneamente à intensificação da Orogenia Andina, no extremo oeste.

Internamente, a organização da Supersequência Gondwana III não obedece à nenhum marco aloestratigráfico regional, pois não houve uma parada na sedimentação eólica da Formação Botucatu com o início do magmatismo da Formação Serra Geral. Diversos autores identificaram, em trabalhos de escala detalhada, corpos areníticos intercalados aos derrames basálticos, atestando a simultaneidade de eventos sedimentares e extrusivos. Aos corpos intercalados aos derrames confere-se a denominação de *intertrappes* em referência ao termo holandês *trap* que, em tradução livre, significa degrau ou nível (pela morfologia em degraus que os derrames delimitados por corpos areníticos assumem em encostas com ação da erosão diferencial). Dentre uma infinidade de referências à ocorrência e identificação arenitos *intertrappes* e/ou feições de intercalação entre arenitos e basaltos, citam-se, a título de exemplo, os trabalhos recentes, em escalas e localidades distintas, de Machado *et al.* (2009) e Fernandes *et al.* (2010).

A Formação Botucatu, sotoposta à Formação Serra, consiste de arenitos quartzosos finos a grossos, bem selecionados e arredondados, de elevada esfericidade, portadores de estratificações cruzadas de grande porte, formadas sob ação dos ventos (Fernandes *et al.*, 2010). Milani *et al.* (2007) reconhecem também a ocorrência de corpos lenticulares de arenitos médios a grossos, de origem alúvio-lacustre, que gradam para a fácies eólica e predominante na formação.

Ainda segundo os supracitados autores, a espessura máxima de arenitos da Formação Botucatu é da ordem de 450 metros no depocentro da Bacia do Paraná, ao passo que o dos derrames da Formação Serra Geral é de aproximadamente 1.700 metros.

Finalmente, a Supersequência Gondwana III configura um dos sistemas aquíferos mais importantes do planeta Terra, o chamado Aquífero Guarani, para o qual se tem os arenitos Botucatu como reservatório e os derrames basálticos como arquitardos, isto é, como cobertura impermeável que reduz a intensidade da recarga do aquífero e que, por outro lado, também impede a evaporação da água contida nos poros dos arenitos.

2.1.1 - PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ ETENDEKA: REGISTRO DA DERIVA CONTINENTAL

As grandes províncias ígneas (LIPs – *large igneous provinces*) são grandes ocorrências de rochas ígneas máficas formadas em platôs oceânicos, derrames continentais, derrames basálticos de bacia oceânica, pontes submarinas, enxames de diques ou *sills* gigantes, margem passiva vulcânica e algumas grandes intrusões acamadadas (Condie, 2001). A Província Paraná-Etendeka e as demais LIPs, como Deccan (Índia), North Atlantic (Groelândia), Karoo (sul da África) entre outras, fazem parte de grandes eventos magmáticos efusivos por meio de vulcanismo fissural, associados a separações continentais (Condie, 2001).

Os derrames basálticos da Província Magmática Paraná-Etendeka são considerados um dos maiores eventos magmáticos continentais (Figura 5), cobrindo cerca de $1,2 \times 10^6 \text{ Km}^2$ no sudeste do Brasil, leste do Paraguai, norte da Argentina e Uruguai e $8 \times 10^4 \text{ Km}^2$ na porção Africana (Peate *et al.*, 1992).

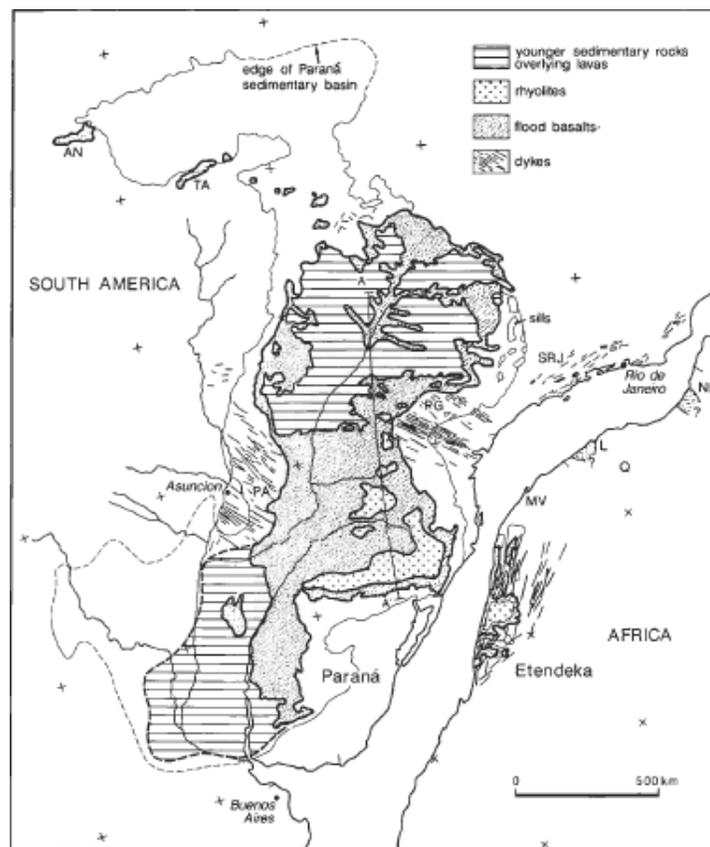


Figura 5 - Localização dos derrames no Brasil e na África (Peate, 1997).

Com direção sul-norte e atividade vulcânica do *hotspot* Tristão da Cunha (Condie, 2001) no Cretáceo Inferior, esse evento magmático foi caracterizado pela abertura do oceano Atlântico Sul (Figura 6). Junto ao processo de *rift* adjacente à erupção, foram formadas duas pontes de conexão com os continentes: a *Walvis Ridge*, no sudoeste da Namíbia e a *Rio Grande Rise*, no sudeste do Brasil. Esse tipo de magmatismo em margem passiva vulcânica é predominantemente bimodal, formando principalmente basalto tholeiíticos e riolitos encontrados ao longo da costa sul do Brasil e na bacia Etendeka, na África.

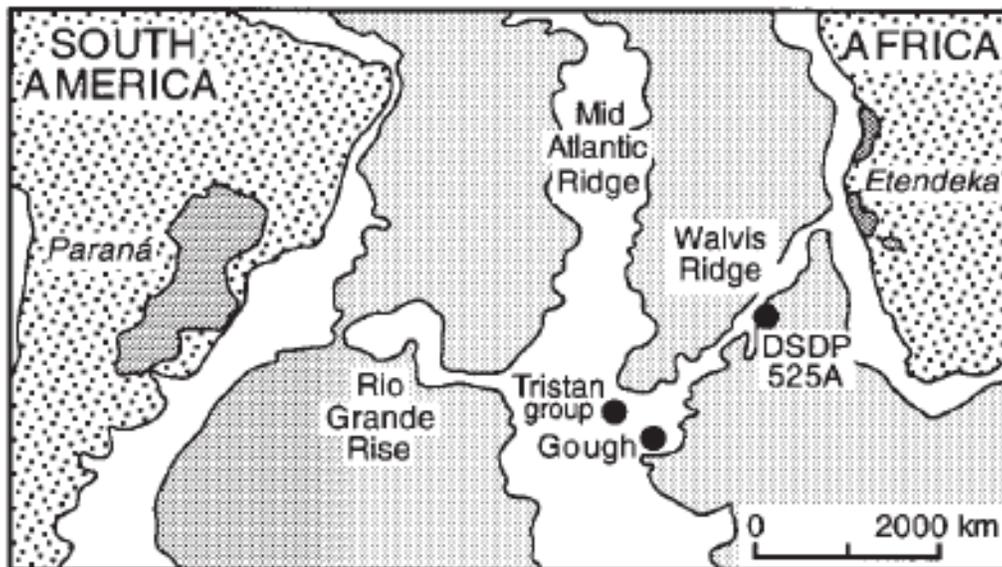


Figura 6 - Mapa da região do Atlântico Sul, mostrando o *hotspot* Tristão da Cunha e as províncias magmáticas Paraná (a esquerda) e Etendeka (a direita), Peate *et al.*, 1992.

O processo de rifteamento crustal que deu origem aos exames de diques de Ponta Grossa no Paraná, do Rio de Janeiro, do Paraguai e da porção africana Etendeka e aos extensos derrames desse evento, pode ter sua origem explicada por quatro principais modelos baseados na interação pluma mantélica - litosfera. O modelo proposto por White & McKenzie (1989) é definido pela abertura da crosta, gerada pela redução da espessura litosférica devido ao aquecimento do manto, um grande volume de magma basáltico é formado em um rápido magmatismo. Outro modelo se refere aos basaltos como resultados da fusão da “cabeça” da pluma mantélica que está abaixo da litosfera “normal” (Campbell e Griffiths, 1990; White & McKenzie, 1989). Já por Cordery *et al.* (1997), o *rift* pode se iniciar com rochas do tipo

eclogito que, presentes na cabeça da pluma, pode contribuir para a fusão da litosfera e os basaltos podem ser gerados através de fusão mantélica subcontinental a partir do aquecimento provocado pela pluma (Hawkesworth e Gallagher, 1992).

O derrame de lavas em questão, através de estudos isotópicos de razões Ar^{40}/Ar^{39} indicam volumosas erupções entre 135 a 131 Ma (Condie, 2001). Datações mais recentes desenvolvidas por Thiede e Vasconcelos, 2010 estão entre 140 e 129 M.a.

As rochas vulcânicas da Província Magmática do Paraná foram estudadas por diversos autores, iniciando em 1908 por White, no qual definiu definindo a Formação Serra Geral. Com intensos estudos na década de 80 foi definido duas províncias magmáticas distintas, em relação aos valores de TiO_2 e de e elementos incompatíveis, caracterizando os basaltos de alto titânio, na porção norte da Bacia do Paraná e os basaltos de baixo titânio no sul (Bellieni, 1984a, 1986a). Além desses autores, outros como Piccirillo *et al.* (1988a) e Piccirillo e Melfi (1988b) estudaram a petrografia e a geoquímica dos derrames, caracterizando-os como basaltos tholeiíticos e andesi-basaltos tholeiíticos e os diferenciando em rochas de alto e baixo titânio.

Com os estudos das lavas formadas pela atividade magmática da pluma Tristão da Cunha foi possível dividir em seis magmas-tipo conforme classificação determinada por Peate, 1990 (Tabela 4). A definição dos magmas-tipo é baseada principalmente na porcentagem em peso de TiO_2 presente na rocha, criando dois principais grupos: os de alto Ti (com valores maiores que 2 wt%), tipos Urubici, Pitanga e Paranapanema e os de baixo Ti (com resultados menores que 2 wt%), tipos Ribeira, Esmeralda e Gramado mostrados na Figura 6. Para a caracterização dos magmas, também são utilizadas as quantidades e razões dos elementos menores e traço, com comportamento incompatível no processo de cristalização fracionada, como o Ti, P, Nb, Zr, Y e todos os elementos terras raras. (Peate, 1990 e 1997 e Peate *et al.*, 1992).

Tabela 4 - Magmas-tipo da Formação Serra Geral de acordo com Peate, 1990.

Unidade/ wt%	Alto TiO ₂			Baixo TiO ₂		
	Urubici	Pitanga	Paranapanema	Ribeira	Esmeralda	Gramado
SiO ₂	> 49	>47	48 – 53	49 - 52	48 – 55	49 - 60
TiO ₂	> 3,3	> 2,8	1,7 – 3,2	1,5 – 2,3	1,1 – 2,3	0,7 – 2,0
P ₂ O ₅	> 0,45	> 0,35	0,2 – 0,8	0,15 – 0,50	0,1 – 0,35	0,05 – 0,40
Fe ₂ O ₃ (t)	< 14,5	12,5 - 18	12,5 – 17	12 - 16	12 – 17	9 - 16
Sr	> 550	> 350	200 - 450	200 - 375	< 250	140 - 400
BA	> 500	> 200	200 - 650	200 - 600	90 - 400	100 - 700
Zr	> 250	> 200	120 - 250	100 - 200	65 - 210	65 - 275
Ti/Zr	> 57	> 60	> 65	> 65	> 60	< 70
Ti/Y	> 500	> 350	> 350	> 300	< 330	< 330
Zr/Y	> 6,5	> 5,5	4,0 – 7,0	3,5 – 7,0	2,0 – 5,0	3,5 – 6,5
Sr/Y	> 14	> 8	4,5 – 15	5 - 17	< 9	< 13
Ba/Y	> 14	> 9	5 – 19	6 - 19	< 12	< 19

De acordo com Machado (2005) e Machado *et al.* (2009) os magmas-tipo têm uma localização preferencial disposto conforme a Figura 7. Os magmas de alto titânio Paranapanema e Pitanga (número I) são predominantes na porção norte e central da Província Magmática do Paraná e o magma-tipo Urubuci (número II) mapeados na parte central. Os magmas de baixo titânio como, Esmeralda, Gramado e Ribeira (números III, IV e V, respectivamente) estão localizados na porção sul da Província, com o magma tipo Esmeralda, e centro e norte com Gramado e Ribeira.



Figura 7 - Mapa esquemático localizando os diferentes magmas tipos da Província Magmática do Paraná-Etendeka. **Legenda:** cor verde - derrames de lava, 2- diques, I - Paranapanema e Pitanga, II - Urubici, III - Esmeralda, IV - Gramado, V - Ribeira. Retirado de Machado, 2009.

2.1.2 - MODELO DE INFLAÇÃO DE DERRAMES

O modelo de inflação de derrame (*inflating lava flow*) proposto por Self *et al.* (1996) e utilizado por Waichel (2006) como modelo de inflação de derrames para as Grandes Províncias Ígneas e principalmente para os derrames basálticos do Columbia River, baseado nos fluxos de lava do tipo *a'a* e *pahoehoe* do Kilauea, Havaí, que ocorre quando o derrame se inicia e conforme a lava se desloca lentamente formando o lobo.

Esquemáticamente é composta no seu interior por um material viscoso, uma camada visco elástica e nas bordas por uma crosta rígida, tanto no topo como na base, originando as bolhas que irão se concentrar na superfície superior e inferior do derrame (Figuras 8 a e b).

Com a injeção contínua de lava, o soerguimento da crosta superior inicia o processo de “inflação” que irá dar forma os novos lobos frontais devido à quebra da

frente do lobo antigo, podendo levar dias ou até anos para ocorrer esse evento (*outbreaks*, Figura 8 b).

Caso o resfriamento seja relativamente rápido, podem ser geradas juntas irregulares na crosta superior e as vesículas se concentrarem horizontalmente. Quando a injeção de novo material termina, com o resfriamento lento no interior do derrame, as vesículas se posicionam verticalmente e em lençóis horizontais conforme Figura 8 c, além de formar juntas regulares. Finalmente quando o derrame solidifica totalmente, pode-se observar suas feições e as relacionar com os processos que deram origem a ele.

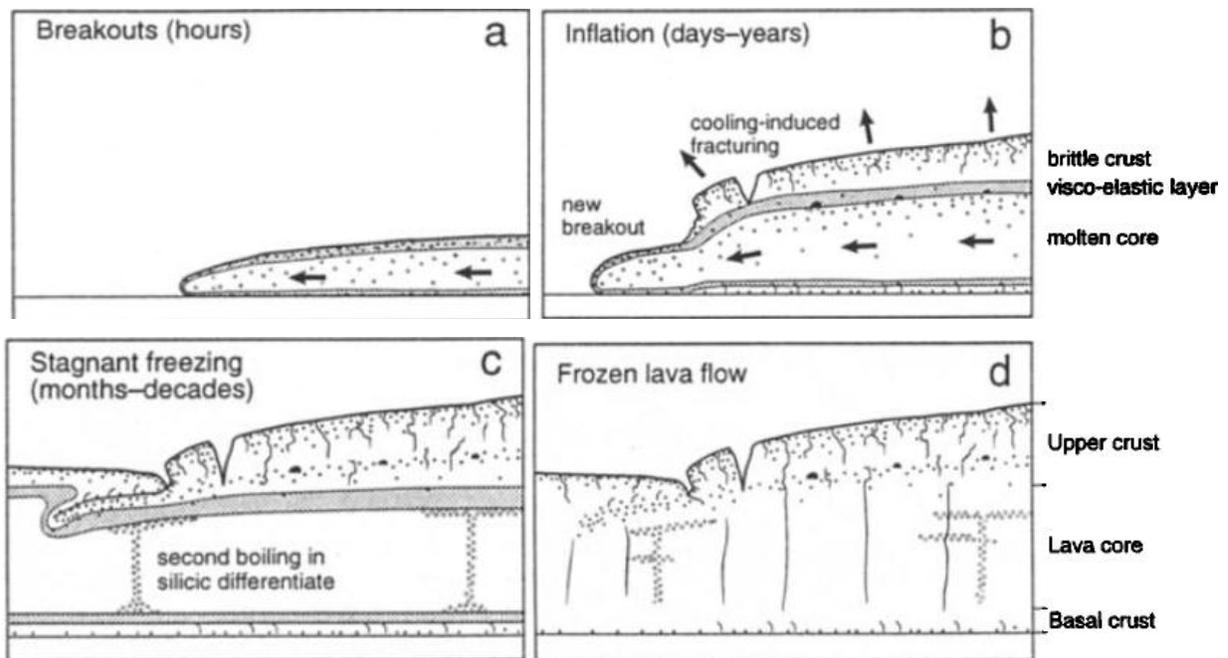


Figura 8 - Início do fluxo de lava (a); injeção de lava contínua (b); sem injeção de lava o derrame começa a solidificar (c) e derrame já solidificado (d). Esquema retirado de *Self et al., 1996*.

A região oeste do Paraná é predominantemente constituída por derrames do tipo *pahoehoe* simples ou compostos com extensão lateral de cerca de 50 km. Apresentam características como zona de estruturação interna, fraturas formadas pela inflação na zona superior preenchidas por injeções de lava que formam lobos pouco espessos na frente do derrame evidenciando um processo de inflação de derrames, como o do tipo havaiano (Figura 9, Waichel, 2006).

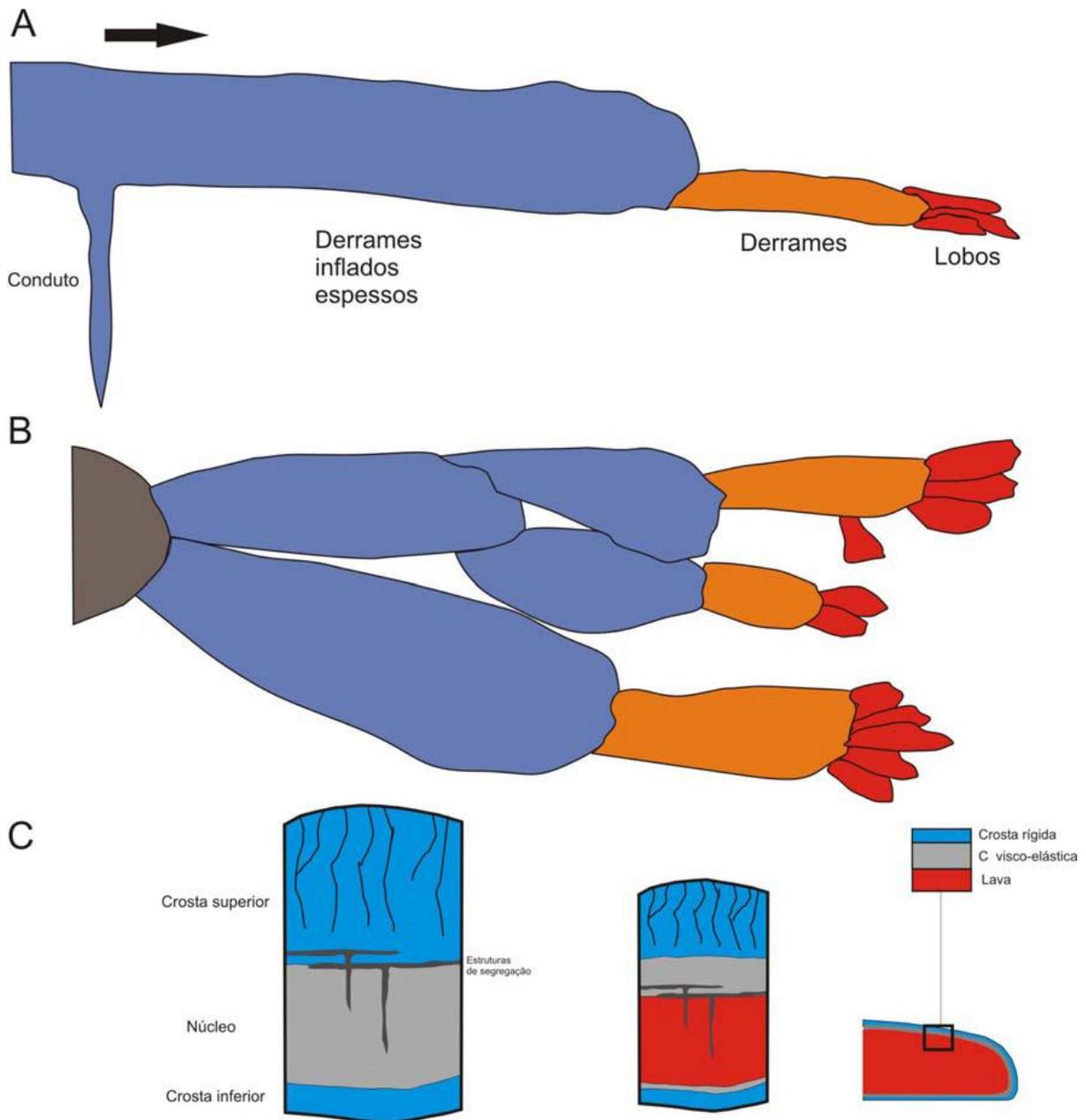


Figura 9 - Estruturação dos derrames na porção oeste do Paraná com as divisões em escalas proximal, mediana e distal. As Figuras A, B e C representam respectivamente o derrame em perfil, em planta e sua estrutura interna. Retirado de Waichal, 2006.

Estudos de Self (1996) e de Self, Keszthelyi e Thordarson (1998) mostram que todas as Grandes Províncias Ígneas estudadas até o presente, foram formadas por derrames em lençol (*sheet*) e por inflação. Esses derrames são extensos e condicionados pelo isolamento térmico, devido a presença de crosta solidificada que controla a diminuição da temperatura. A baixa taxa de resfriamento (0,001 a 0,1°C/km) possibilitaria que o fluxo de lava percorresse longas distâncias (de até

1.000 km) com a formação de lobos muito extensos e pouco espessos (Self, Keszthelyi e Thordarson, 1998; Self, 2008; Self *et al.*, 2008).

Conforme Self, Keszthelyi e Thordarson (1998), o processo de inflação ocorre por um fluxo contínuo de lava com bolhas constituídas por voláteis. E com o fim da injeção de magma, estas bolhas, que ficam no interior do derrame, tendem a subir para a superfície formando um núcleo denso. No processo de cristalização do núcleo, os elementos incompatíveis, incluindo voláteis, concentram-se no *resíduo*, o qual pode ascender como diápiros, por flutuação. Este *resíduo* é frequentemente silicoso, e apresenta maior cristalinidade que a lava circundante. Quando os diápiros ascendentes atingem a base da crosta superior do derrame, eles se espalham na horizontal, formando lençóis vesiculares sub-horizontais, tipicamente de 1 a 5 cm de espessura, com limites inferiores planares.

2.1.3 - GRUPO SERRA GERAL NO PARANÁ

No presente trabalho, e a partir deste ponto, adotou-se a nova classificação do Serra Geral para o Paraná apresentada no V Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados em agosto de 2011.

A elevação para a categoria de Grupo da antiga Formação Serra Geral está sendo elaborada pela MINEROPAR, visto que ela é uma unidade litoestratigráfica muito extensa, com cerca de 1 milhão de Km² e espessura de 1700m, e só com o mapeamento geológico de 1:250.000 pode-se separar esta unidade em outras com extensões de centenas a milhares de km². Essas subunidades são consistentes em relação a associação faciológica, pois representam fases bem definidas do preenchimento da bacia do Paraná.

As unidades litoestratigráficas do Grupo Serra Geral presentes no Paraná, descritas nesse capítulo, estão orientadas da base para o topo da sequência estratigráfica. Para sua determinação foram seguidas a arquitetura faciológica de acordo com a estrutura interna dos derrames e fluxos vulcanoclásticos (visando características como cor, minerais secundários, zonalidade vertical, estilos de disjunção, distribuição de zonas vesiculares), geometria dos derrames (tabulares e lobados), relação das rochas vulcânicas e sedimentares e assinatura geoquímica. O

Grupo foi, dessa maneira, subdivido em três formações e dez membros que serão descritos a seguir.

A Formação Barracão é composta por uma sequência de finos lobos de basalto de alto TiO_2 classificada como magma-tipo Paranapanema (Peate *et al.*1992) e com até 10 metros de espessura, cor vermelha, intercalados com brecha vulcânica, peperitos, arenitos e siltitos. É subdivida em quatro membros: Salgado Filho, Cantagalo, Toledo e Flor da Serra.

O Membro Salgado Filho (unidade de base do Grupo Serra Geral no Paraná) é formado por lobos delgados de basalto vesicular de cor avermelhada com cerca de 4 metros de espessura, apresentando disjunção irregular, formando blocos com 1 a 2 metros de espessura intercalados com brechas peperíticas constituídas por clastos amebóides a angulares de basalto vesicular, arenitos e siltitos laminados com cerca de 1 metro de espessura. Os peperitos apresentam 17 km de extensão, são controlados pelo relevo, apresentam espessura em torno de 4 metros e em alguns locais atingem até 20 metros. As rochas encontradas nesse membro tem cor predominantemente avermelhada, indicando ambiente oxidante em sua formação.

O Membro Cantagalo é composto por lobos de basalto de cor avermelhada, com a mesma filiação magmática do membro anterior, com espessura de 2 a 3 metros, podendo alcançar de 6 a 8 metros. Os lobos mais espessos apresentam núcleos maciços com prismas irregulares de 1 a 2 metros de espessura e zona vesicular de topo e base. As vesículas se encontram alongadas e inclinadas na direção do fluxo. Os lobos são comumente recobertos por brechas de fluxo com blocos angulosos de basalto vesicular cimentado por sílica amorfa, quartzo cristalino, calcita e raramente zeólita. Finas camadas de arenito e silito vermelho-tijolo recobrem a brecha de fluxo ou o basalto vesicular, preenchendo fraturas abertas no topo dos lobos. O membro tem espessura de aproximadamente 300 metros.

O Membro Toledo é constituído por derrames tabulares de basalto cinza-claro a avermelhado. O topo da sequência apresenta níveis de peperitos entre os dois ou três derrames superiores, com evidências de água abundante determinadas por: vesículas alongadas e inclinadas, caulínização, cloritização, deposição de zeólita e calcita, entre outros minerais secundários. A magnetita é abundante em grãos de 1 a

2 milímetros vista em concentrações de areia negra sobre o solo. As rochas afloram com espessura aparente de aproximadamente 550 m, entre as cotas 250 e 800 metros.

O Membro Flor da Serra é formado por derrames tabulares de ferro-basalto de cor roxo-esverdeada, com entablamento em cunha e sigmoidal no topo e disjunção tetragonal na base. Os derrames intercalam-se a níveis de brecha peperítica e arenitos. Outra característica dos basaltos Flor da Serra é a espessa zona vesicular de topo, que chega a 4 m de espessura, formada por 30-40% de vesículas arredondadas de 1 a 2 mm, excepcionalmente 3 a 8 mm, preenchidas por sílica microcristalina e celadonita. Esta composição favorece o intemperismo dos afloramentos atuais, que desenvolvem feições em almofadas, resultantes da combinação de incisão e denudação acelerada. Em planta, o padrão desta disjunção assemelha-se ao modelo Riedel de cisalhamento e é interpretado como sendo o produto de tensões cisalhantes desenvolvidas entre fluxos de lava com temperaturas, densidades, viscosidades e velocidades diferentes. Estes basaltos contêm teores de FeO total maiores do que a média do Grupo Serra Geral, entre 15 e 16,5%, o que os classifica como ferro-basaltos.

A Formação Candói é constituída por derrames tabulares de basalto maciço de cor cinza a cinza-esverdeado de alto TiO₂ classificado como magma tipo Pitanga (Peate *et al.*,1992), com raros níveis de peperitos intercalados. É subdividida em cinco membros: Ivaiporã, General Carneiro, Chopinzinho, Foz do Areia e Três Pinheiros.

O Membro Ivaiporã recobre o Membro Cantagalo com uma sequência de derrames tabulares delgados (8 a 12 m) e lobos decimétricos a métricos (2 a 3 m) de basaltos cinza-esverdeados, faneríticos finos a afaníticos, maciços, mostrando em boa parte dos afloramentos laminação de fluxo, formada por níveis mais escuros, de espessura milimétrica e espaçamento centimétrico, com concentração de vidro vulcânico. Na base da sequência, níveis isolados de peperitos sugerem uma transição de ambiente do Membro Cantagalo para o Ivaiporã.

O Membro General Carneiro é constituído pela mesma litologia que a do Membro Ivaiporã, mas distantes cerca de 100 km. É formado por lavas que em seu

ambiente de formação, caracterizado por volumes de água suficientes para produzir alteração hidrotermal pervasiva no basalto.

O Membro Chopinzinho é composto por derrames de basalto com presença de geodos encaixados em basaltos maciços com textura fanerítica média. Ele se diferencia dos derrames tabulares do Membro Foz do Areia pela alteração hidrotermal na forma de cloritização do piroxênio e caulinização do plagioclásio. Através de estudos de campo determinou-se que esta unidade é constituída por um único derrame tabular caracterizado por uma zona vesicular de topo espessa, entablamento vertical delgado e zonas com geodos de ametista, quartzo e calcedônia.

O Membro Foz do Areia é formado por espessos derrames tabulares de basalto maciço cinza-escuro com a porção de topo vesicular delgada e descontínua. Com limites irregulares, essas vesículas são frequentemente vazias e, mais raramente, preenchidas por calcita e zeólitas. Esses derrames apresentam disjunção colunar regular localizadas no topo e na base e com entablamento sigmoidal no núcleo, assim como feições de inflação (juntas tabulares, vesiculação em seu interior e divisão interna em vários níveis). A espessura está controlada pela seção estratigráfica construída do leito do rio Iguaçu, a sul da usina de Foz do Areia, até o planalto de Faxinal do Céu, compreendendo aproximadamente 600 m de espessura e 37 derrames com espessura média de 17 m cada.

O Membro Três Pinheiros é constituído por lobos delgados de basalto cinza-escuro a preto, com até 20% de vidro vulcânico, sendo classificado como basalto hipohialino. Em afloramento, é fortemente caracterizado por seu brilho resinoso, ausência de zonalidade interna nos lobos e disjunção fina (10 a 20 cm) com arranjo geométrico vertical, em leque ou caótico. Em algumas exposições o basalto hipohialino é visível, porém em locais pontuais aparecem na zona de topo de derrames mais espessos, com um núcleo formado por basalto fanerítico, coloração cinza e disjunção colunar regular.

A Formação Covó é definida por dois membros: Palmas e Guarapuava, ambos interdigitados principalmente na área de afloramento do primeiro, sem interdigitações observadas na área do Membro Guarapuava. Segundo Peate *et al.* (1992), os riolitos

Palmas correspondem a um magma-tipo de baixo TiO_2 e o riodacito Guarapuava é classificado como de alto TiO_2 .

O Membro Palmas é formado por ignimbritos dispostos em sequência de ignimbritos reomórficos de composição riolítica, diferenciado em riolito laminado, porfirítico e vesicular. O riolito laminado cobre a área mais extensa da unidade, com planos de descontinuidade separados de 15 a 30 cm, geometria ondulada, paralela a truncada e com bandamento mineral subparalelo de 3 a 6 cm de espessura. Em alguns locais, principalmente nas vizinhanças das localidades de Covó e Butiá, o riolito laminado apresenta notáveis feições de deformação dúctil, identificadas por Branney & Kokelaar (2002).

O Membro Guarapuava compreende riodacitos porfiríticos com fenocristais de plagioclásio (5 a 15 mm) em matriz vitrófica em bandas de 2 a 4 cm, formadas por diferentes graus de desvitrificação, como no riolito Palmas. A base da sequência ignimbrítica é constituída por vitrófiro, brecha de fluxo de composição riolítica e riodacito. Até o topo da sequência, o riodacito porfirítico apresenta a laminação subparalela ao bandamento, sem dobras visíveis, exceto ondulações abertas. Localmente, mergulhos de até 30° , principalmente para SW e NW, sugerem dobras mais fechadas e basculamentos de blocos tectônicos. A espessura total da sequência é estimada em aproximadamente 80 metros.

2.2 - PEGMATITOS BÁSICOS

Os pegmatitos básicos que serão estudados nesse trabalho, estão presentes na forma de diques em basaltos do Grupo Serra Geral da porção sudoeste do Estado do Paraná. Essas rochas foram determinadas por 38 ocorrências no Terceiro Planalto Paranaense por Arioli e Licht (2008). Para determinar sua nomenclatura, estudos por diversos autores foram necessários além das pesquisas elaboradas pela MINEROPAR para tal definição.

Historicamente, as rochas em questão, foram classificadas por Jefferson *et al.* (1994) como gabro-doleritos pegmatíticos e em seguida descritas por Vasconcelos *et al.* (2001) como gabro pegmatóide em estudos da caracterização dos derrames,

classificadas como uma litologia de granulação grossa encaixada em um derrames maciço de basaltos. Kontak *et al.* (2002) também utiliza o nome de gabro-doleritos devido a interpretação de diferentes finais da cristalização de lava basáltica. Arioli e Litch (em andamento) determinam como pegmatito básico, como será adotado nesse trabalho.

Conforme estudos realizados por diversos autores (Cornwall, 1951; Greenough e Dostal, 2004; Marsh, 1995; Philpotts *et al.*, 1996 e 1999; Dragovic e Philpotts, 2002; Philpotts *et al.*, 1996; Philpotts e Dickson, 2002; Cheadle *et al.*, 2004; Greenough *et al.*, 2004 e Arioli, 2009) os pegmatitos básicos são interpretados como produtos de diferenciação magmática em derrames espessos de basaltos com características petrográficas (como no caso a textura pegmatóide) e assinaturas geoquímicas (semelhantes a dos basaltos encaixantes), apresentando enriquecimento de elementos incompatíveis. Essas particularidades indicam que ocorreu uma filtração seletiva do líquido residual no processo de ascensão através da rede formada por cristais de plagioclásio na lava em fase de cristalização.

Os pegmatitos básicos são rochas presentes em derrames tabulares basálticos espessos na direção vertical, em forma de veios ou diques centimétricos ou na direção horizontal formando lençóis (*sheets*) (Arioli, 2009).

3 - PETROGRAFIA

As rochas escolhidas para esse trabalho estão inseridas na Província Magmática do Paraná, na região do Terceiro Planalto Paranaense, estratigraficamente posicionada no Grupo Serra Geral.

As amostras selecionadas são da Formação Barracão, Membro Toledo e Membro Flor da Serra e da Formação Candói, Membro General Carneiro (Tabela 4), descritos detalhadamente no capítulo 2.1.2.

Tabela 4 – coordenadas dos pontos estudados.

Amostra	Coordenada x	Coordenada y	Membro
EA605	335.655	7.213.372	Toledo
EA631	238.461	7.193.170	Toledo
EA632A	250.536	7.168.719	General Carneiro
EA634B	265.473	7.149.786	General Carneiro
EA1054C	218.483	7.219.783	Toledo
EA1055	249.457	7.219.338	Toledo
EA1110B	419.202	7.180.148	General Carneiro
EA803	387.661	7.142.329	General Carneiro
OL2011	265.850	7.152.120	Flor da Serra

Os pontos amostrados pela empresa são caracterizados por basaltos avermelhados a cinza-esverdeados maciços e raramente vesiculares (apenas as amostras EA632 e OL2011 apresentam vesículas) com pegmatitos básicos distribuídos nos espessos derrames.

Com o mapa geológico e de pontos de estudo retirado de Arioli e Licht, 2008 (Figura 10), pode-se observar que as amostras estão localizadas em pontos distintos, compondo amostras significativas de cada ponto, selecionadas e cedidas pela MINEROPAR, sem realização de atividade de campo exclusivamente para esse trabalho.

MAPA GEOLÓGICO E DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS

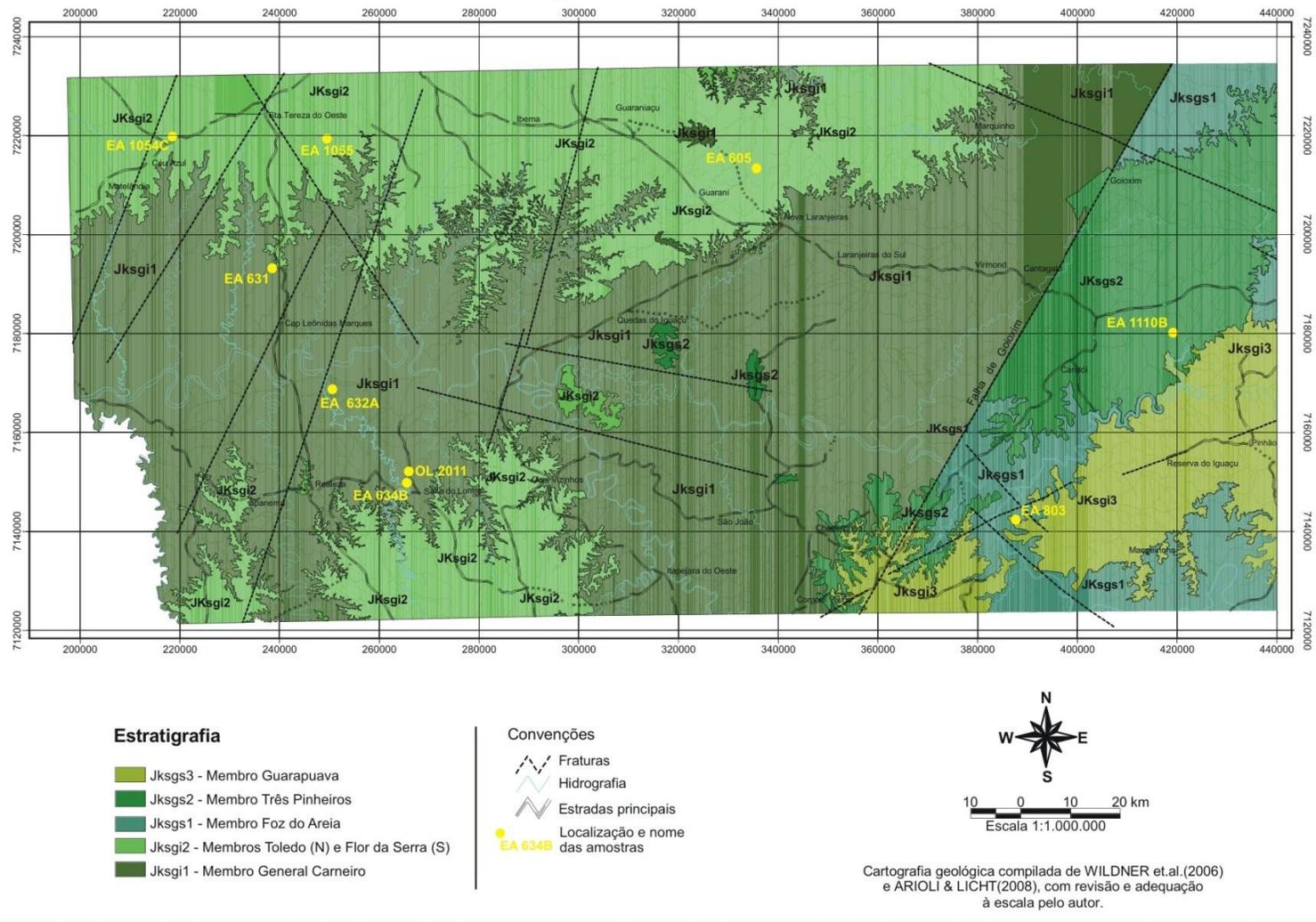


Figura 10 - Mapa de localização e geologia da área de estudos (adaptado de Arioli e Licht, 2008)

3.1 - DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA DAS AMOSTRAS DE MÃO

Foram selecionadas onze amostras de mão de basaltos com pegmatitos básicos (na mesma amostra de mão) para estudo, denominadas como: EA-605B, EA-631, EA-632A, EA-634B, EA-803, EA-1054C, EA-1055A e EA-1055C, EA-1110A e EA-1110B e OL-2011.

A amostra EA-605B é composta pelo basalto e pelo pegmatito. A porção basáltica é maciça, cinza-escuro com índice de cor mesocrática, a textura afanítica é predominante, devido a sua granulação fina ($< 0,5$ mm). A oxidação ao redor dos minerais opacos é evidente próximo ao contato com o pegmatito (Figura 11A). O pegmatito básico é maciço de cor cinza escuro, mesocrático, textura fanerítica média, granulação média a grossa (até 5,0 mm), e com presença de cobre nativo subédrico (Figura 11B).

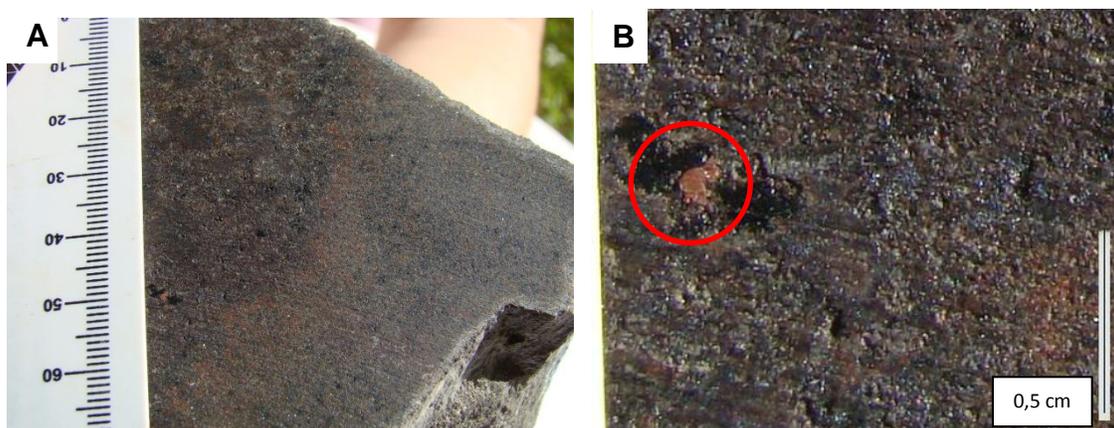


Figura 11 - Amostra EA-605B (A) e detalhe no cobre nativo (B).

A amostra EA-631 (Figura 12) é composta por basalto e pegmatito básico, ambas de cor cinza amarronzado e índice de cor mesocrático. São diferentes quanto a textura e granulação, que é afanítica com granulação fina (0,3 mm) e fanerítica com granulação média a grossa (6,0 mm), no basalto e no pegmatito respectivamente.



Figura 12 - Amostra EA-631.

A amostra EA-632A (Figuras 13A, B, C e D) é composta por basalto e pegmatito de cor cinza amarronzado, mesocráticos com presença de vesículas nas duas porções, sendo que uma delas está preenchida por calcita com cerca de 0,4 centímetros de comprimento (Figura 13B). Texturalmente e granulometricamente se diferenciam como afanítico (fino) e fanerítico (médio a grosso), para o basalto e o pegmatito respectivamente (Figura 13A).

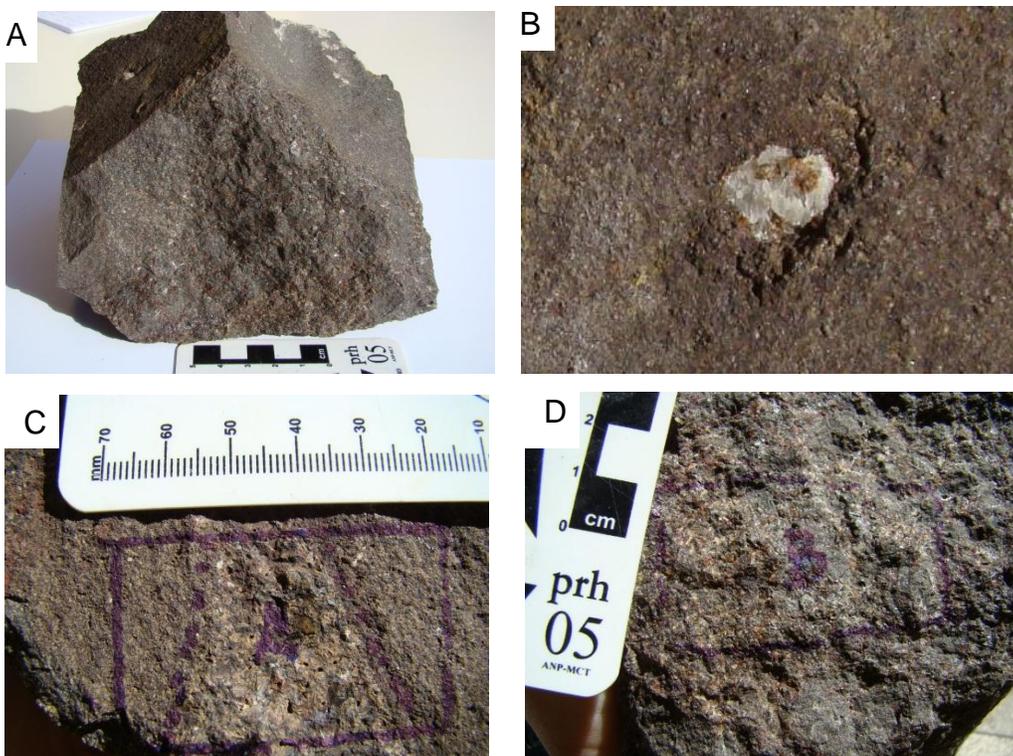


Figura 13 - Aspecto lateral geral da amostra EA-632 (A), detalhe da vesícula preenchida por calcita no basalto (B) e detalhes do pegmatito básico (C e D).

A amostra EA-634B é cinza escuro, melanocrática, maciça e com manchas de cor caramelo por toda a rocha. A parte basáltica é afanítica com granulação fina (0,2mm) e a pegmatítica é fanerítica com granulação grossa (até 8,0mm). Os minerais opacos estão bem oxidados próximos ao contato (Figura 14).



Figura 14 - Amostra EA-634B.

A amostra EA-803 (Figura 15) é cinza amarronzada, com índice de cor mesocrática, de estrutura maciça e localmente vesicular. A textura do basalto é afanítica com granulação fina (0,3 mm) e na parte pegmatítica é fanerítica com granulação média a grossa (até 9,0 mm). Interessante observar que no pegmatito apresentam-se porções de cor caramelo.

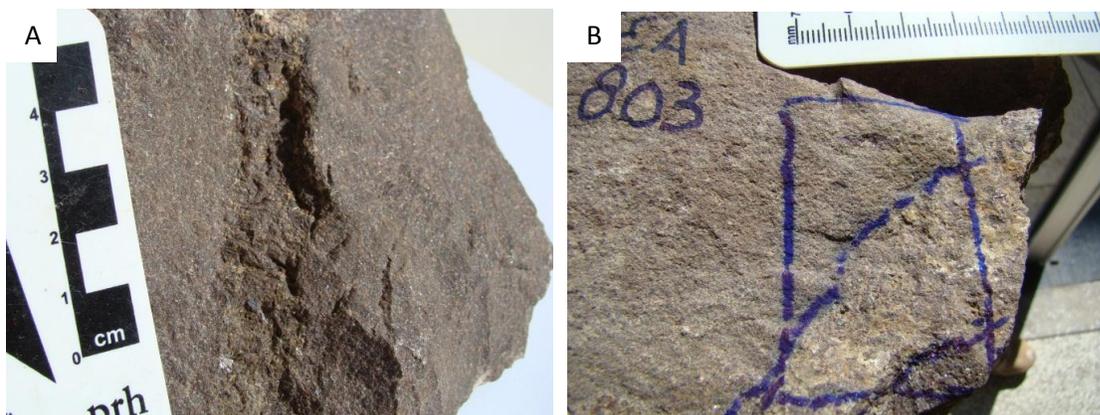


Figura 15 - Amostra EA-803 (A) e detalhe do pegmatito básico (B).

A amostra-EA 1054C (Figuras 16A e B) é constituída por basalto e pegmatito, de cor cinza avermelhado, mesocrática e de estrutura maciça. O basalto é afanítico

de granulação fina (0,3mm) e o pegmatito é fanerítico de granulação média a grossa (8,0mm).

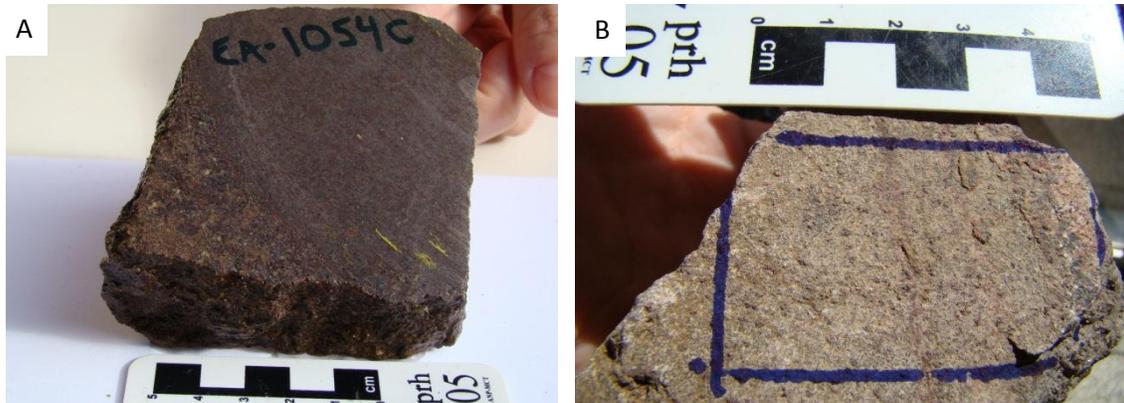


Figura 16 - Amostra EA-1054C molhada (A) e detalhe na sua coloração avermelhada (B).

As amostras EA-1055A e a EA-1055C (Figuras 17A e B, respectivamente), são ambas constituídas pelo basalto de cor cinza avermelhado, mesocrático, maciço, afanítico e de granulação fina (0,2mm) e pelo pegmatito cinza avermelhado, mesocrático, fanerítico e de granulação média a grossa (8,0mm).

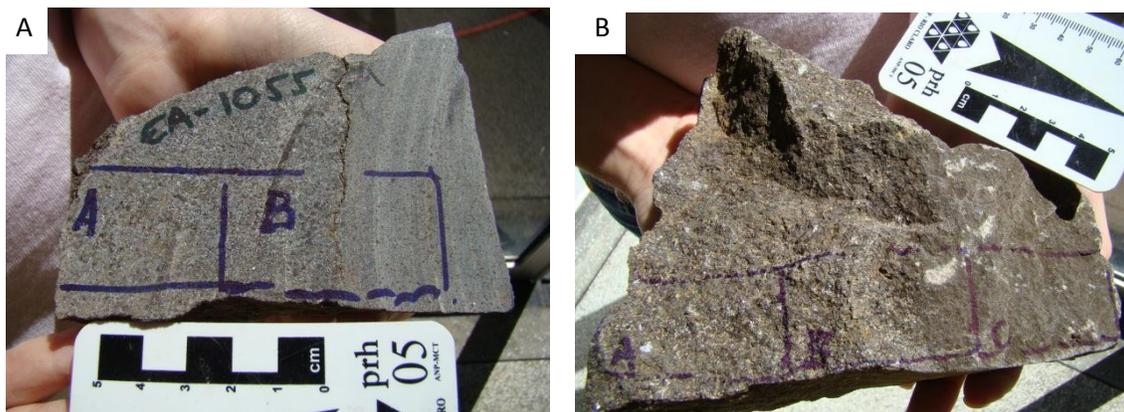


Figura 17 - Amostra EA-1055A (A) e amostra EA-1055C (B).

As amostras EA-1110A e EA-1110B (Figuras 18A e B, respectivamente) apresentam basalto e pegmatito de coloração cinza escuro, melanocráticos e maciços, diferenciando-se na textura afanítica do basalto e na fanerítica do pegmatito, além da granulação fina (0,2 mm) e média a grossa (7,0 mm).

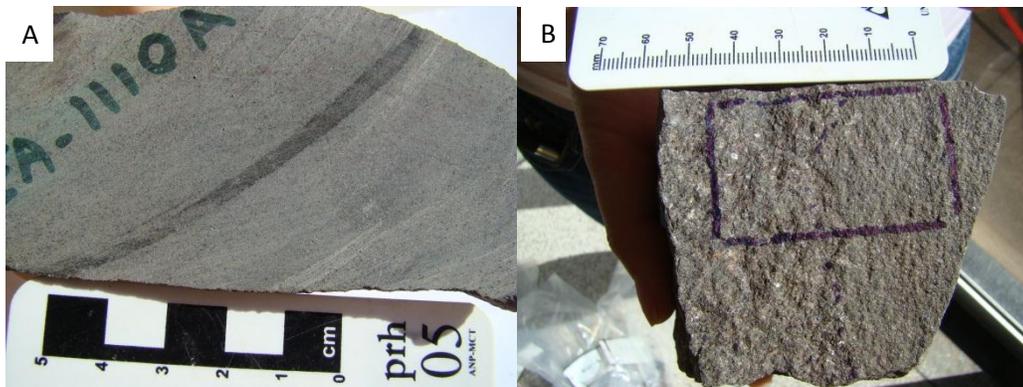


Figura 18 – Amostra EA-1110A (A) e amostra EA-1110B (B).

A amostra OL-2011 (Figura 19) é vesicular, cinza-esverdeada, melanocrática e com predominância da porção pegmatítica. O basalto é afanítico e com granulação fina (0,1 mm). Já o pegmatito é fanerítico, com granulação média a grossa (9,0 mm) e com presença de vesículas milimétricas a centimétricas (0,5 mm a 1 cm) preenchidas por celadonita.



Figura 19 - Amostra OL-2011.

A descrição macroscópica será apresentada de forma resumida nas Tabelas 5 e 6, seguindo os parâmetros cor, índice de cor, textura, granulação, estrutura e observações.

Tabela 5 - Descrição macroscópica das amostras na porção basáltica.

Amostra	Litologia	Cor	Índice de cor	Textura	Granulação	Estrutura	Observações
EA-605B	basalto	cinza escuro	mesocrática	afanítica	finha	maciça	evidente oxidação dos minerais
EA-631	basalto	cinza amarronzado	mesocrática	afanítica	finha	maciça	evidente oxidação dos minerais
EA-632A	basalto	cinza amarronzado	mesocrática	afanítica	finha	maciço e localmente vesicular	vesículas preenchidas por calcita
EA-634B	basalto	cinza escuro	melanocrática	afanítica	finha	Maciça	porções alteradas de cor caramelo
EA-803	basalto	cinza amarronzado	mesocrática	afanítica	finha	maciça	manchas esverdeadas dispersas
EA-1054C	basalto	cinza avermelhado	mesocrática	afanítica	finha	maciça	muito oxidada
EA-1055A	basalto	cinza avermelhado	mesocrática	afanítica	finha	maciça	evidente oxidação dos minerais
EA-1055C	basalto	cinza avermelhado	mesocrática	afanítica	finha	maciça	evidente oxidação dos minerais
EA-1110A	basalto	cinza escuro	melanocrática	afanítica	finha	maciça	sem oxidação
EA-1110B	basalto	cinza escuro	melanocrática	afanítica	finha	maciça	sem oxidação
OL-2011	basalto	cinza esverdeado	melanocrática	afanítica	finha	vesicular	vesículas preenchidas por celadonita

Tabela 6 - Descrição macroscópica das amostras na porção pegmatítica.

Amostra	Litologia	Cor	Índice de cor	Textura	Granulação	Estrutura	Observações
EA-605B	pegmatito básico	cinza escuro	melanocrática	fanerítica média	média a grossa	maciça	filamento de cobre nativo
EA-631	pegmatito básico	cinza amarronzado	mesocrática	fanerítica média	média a grossa	maciça	augitas radiais visíveis
EA-632A	pegmatito básico	cinza amarronzado	mesocrática	fanerítica média	média a grossa	maciço e localmente vesicular	plagioclásio e piroxênios com 1cm
EA-634B	pegmatito básico	cinza escuro	melanocrática	fanerítica média	média a grossa	maciça	porções alteradas de cor caramelo
EA-803	pegmatito básico	cinza amarronzado	mesocrática	fanerítica média	média a grossa	maciça	concentração de óxidos de ferro
EA-1054C	pegmatito básico	cinza avermelhado	mesocrática	fanerítica média	Média	maciça	muito oxidada
EA-1055A	pegmatito básico	cinza avermelhado	mesocrática	fanerítica média	Média	maciça	augita centimétrica
EA-1055C	pegmatito básico	cinza avermelhado	mesocrática	fanerítica média	média	maciça	augita centimétrica
EA-1110A	pegmatito básico	cinza escuro	melanocrática	fanerítica média	média	maciça	sem oxidação
EA-1110B	pegmatito básico	cinza escuro	melanocrática	fanerítica média	média	maciça	sem oxidação
OL-2011	pegmatito básico	cinza esverdeado	melanocrática	fanerítica média	média	vesicular	vesículas preenchidas por celadonita

3.2 - PETROGRAFIA DOS BASALTOS

Os basaltos estudados nesse trabalho apresentam mineralogia simples, composto principalmente por minerais como plagioclásio, piroxênio, ilmenita/titanomagnetita, olivina e quartzo.

Através da análise modal, pôde-se caracterizar os basaltos com cerca de 45% a 55% de plagioclásios (andesina-labradorita), 25% a 33% de piroxênios (augita e pigeonita), e de 8% a 10% de minerais opacos (magnetita e ilmenita) e 3% olivinas.

Os minerais secundários como a celadonita, esmectita e calcita estão presentes no preenchimento de vesículas ou como minerais de alteração. Além disso, a mesostase é encontrada em até 10% das lâminas, sendo micrográfica e microgranular composta por quartzo, plagioclásio e minerais opacos em microcristais, com vidro em seus interstícios (Figura 20).

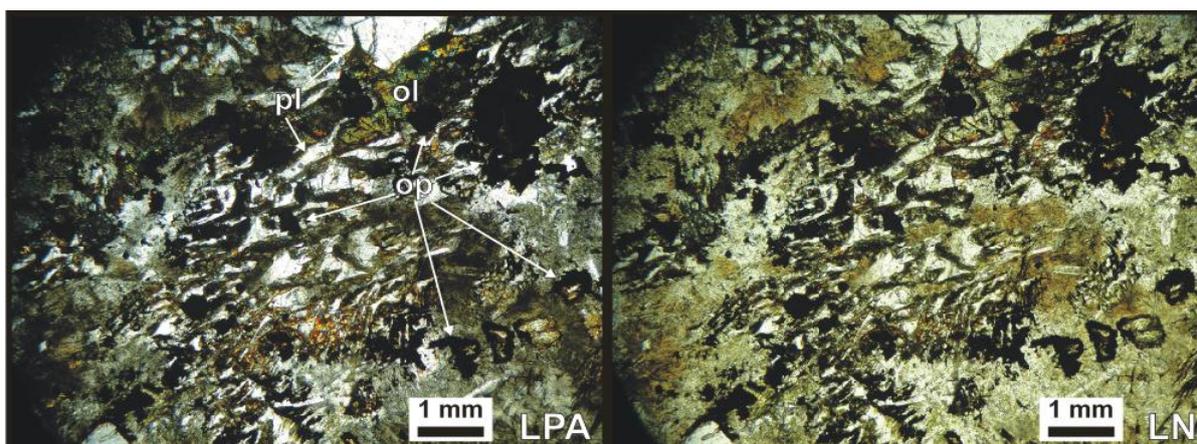


Figura 20 - Fotomicrografia mostrando a mesostase no basalto com textura gráfica em LPA e em LN. Aumento de 10X.

Os basaltos aqui descritos são rochas mesocráticas, por vezes melanocráticas, de coloração cinza avermelhada a cinza-escuro, granulação predominante fina (0,2mm a 1,00mm), hipovítrea à hipocristalina e afanítica. As texturas observadas são a subofítica e a intergranular, onde cristais euédricos (retangulares) e ripiformes de plagioclásio constituem uma malha. Entre estes cristais estão presentes clinopiroxênio (augita) e titanomagnetita. Das variações deste tipo de textura, a intersertal é a mais freqüente, sendo caracterizada pela presença de material vítreo nos interstícios da malha

constituída por cristais ripiformes bem desenvolvidos de plagioclásio. É também comum, a ocorrência de basaltos com textura hialofítica, caracterizada por uma massa contínua de material vítreo, que engloba cristais muito finos de plagioclásio, normalmente ripiformes, bem como cristais granulares ou aciculares de piroxênio (Figura 21).

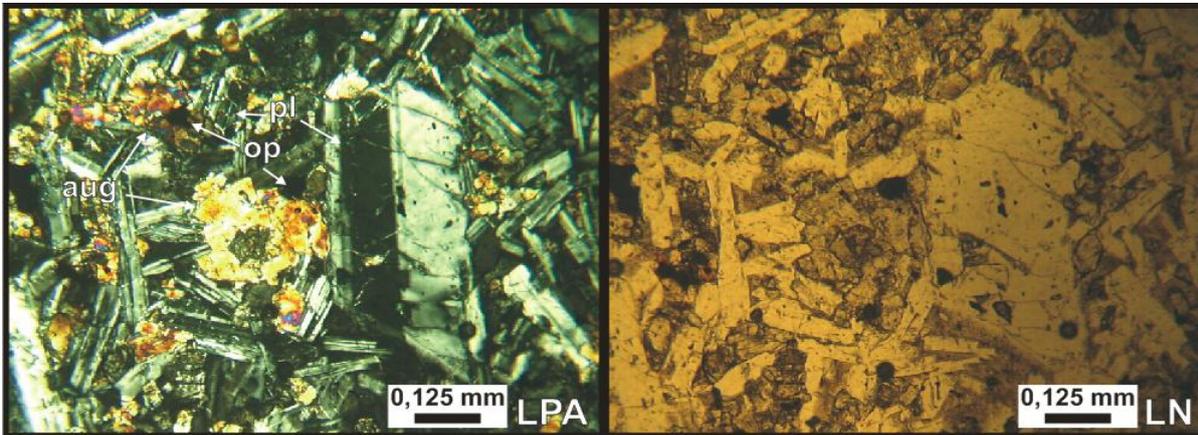


Figura 21 - Fotomicrografias com textura subofítica e fenocristais de plagioclásio em basalto. Lâmina EA1055C com objetiva de 20X.

Os minerais opacos variam de euédricos (triangular e tabular) a anédricos (circulares a amorfos), presentes no basalto em forma de fenocristais acompanhados de uma auréola avermelhada (Figura 22).

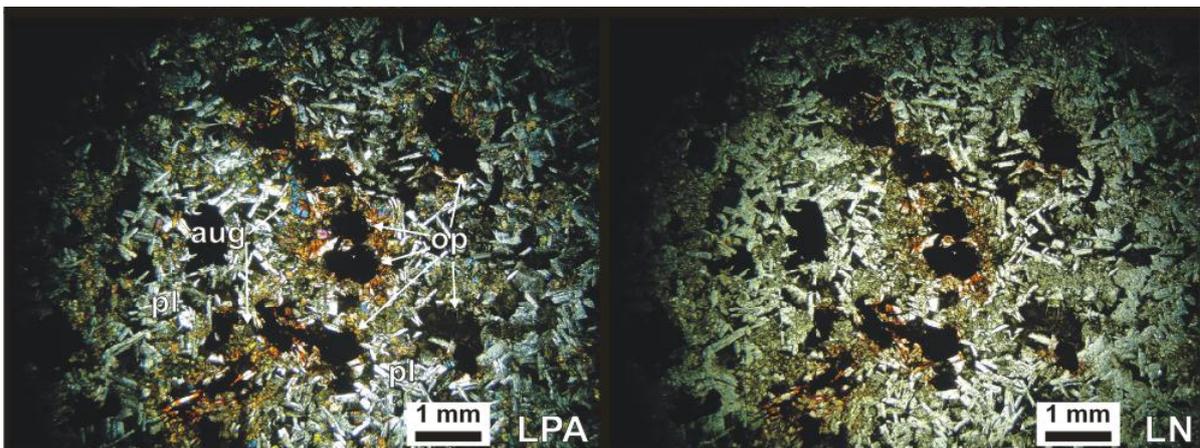


Figura 22 - Fotomicrografias com fenocristais de opacos anédricos em basalto na lâmina EA-605B, com a objetiva de 2,5X.

Como minerais primários acessórios são encontrados a olivina e o quartzo. A olivina (<0,3mm) foi observada apenas ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), pois está bem alterada para argilominerais como a

esmectita. O quartzo ocorre como cristais anedrais, podendo estar intercrescido com o plagioclásio, caracterizando textura gráfica, observada na mesóstase de algumas amostras estudadas. Os minerais secundários mais frequentes são a esmectita, devido a alteração da olivina e da celadonita.

3.3 - PETROGRAFIA DOS PEGMATITOS

A mineralogia dos pegmatitos também é simples e semelhante a dos basaltos estudados. Como minerais predominantes são encontrados o plagioclásio, piroxênio, olivina, apatita, quartzo, ilmenita/titanomagnetita, cobre nativo e sulfetos (menos que 5%).

O pegmatito é composto por aproximadamente 43% a 48% de plagioclásio, 20% a 25% de piroxênio (augita), 10% a 16% de minerais opacos (ilmenita, titanomagnetita), 9% a 11% de olivina e quartzo e 5% cobre nativo.

Os minerais opacos são euédricos, com hábito triangular e prismático e anédricos, principalmente esqueletais, sendo caracterizados como ilmenita, titanomagnetita e sulfetos (Figura 23).

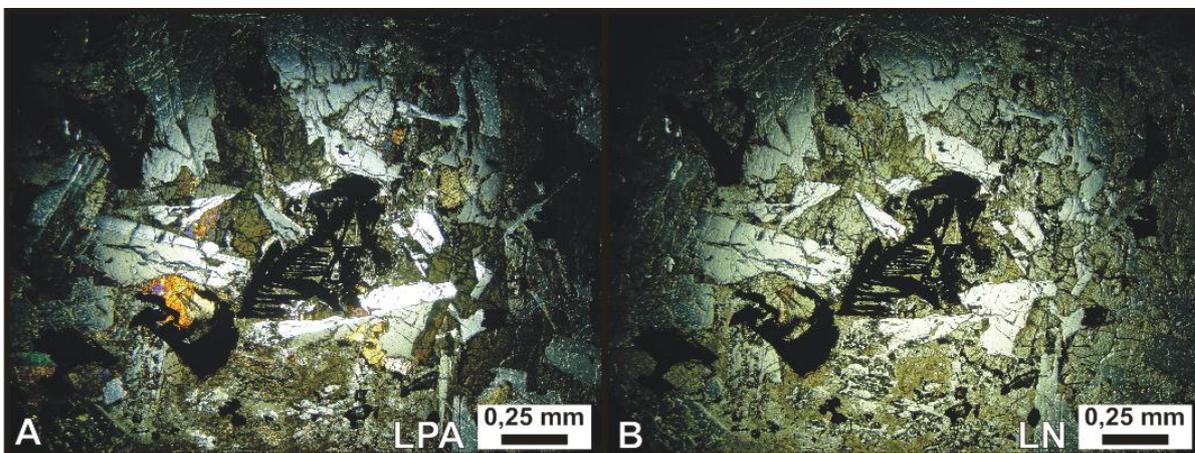


Figura 23 - Fotomicrofias mostrando um mineral opaco esqueletal. Aumento de 10X.

O cobre nativo aparece, principalmente, em fenocristais na amostra EA 605B, no interior de cavidades miarolíticas, ocupadas por ele e por argilominerais, variando sua granulação de 0,5 mm a 5 mm (Figura 24). Em outras partes da mesma seção delgada foi encontrado sulfeto de cobre em pequena porcentagem (cerca de 5%) em grãos muito finos (<0,2mm).

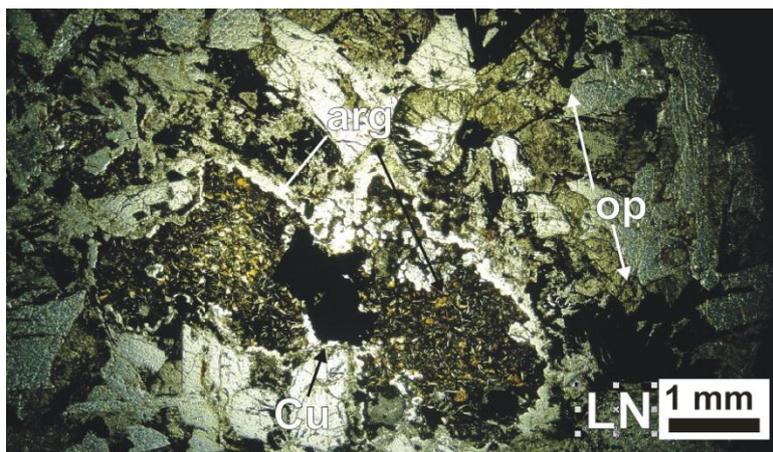


Figura 24 - Fotomicrografia com o cobre nativo em cavidade também preenchida por argilominerais. Aumento de 10X.

Estas rochas são mesocráticas a melanocráticas, de coloração cinza avermelhada a cinza-escuro esverdeado (amostra OL-2011), granulação variando média a grossa (3,00 a 10,00 mm) e com textura fanerítica. Esta coloração esverdeada se deve a grande quantidade de celadonita na amostra e nos minerais de alteração do piroxênio e olivina. A textura predominante é pegmatítica com plagioclásios e piroxênios centimétricos, podendo também ser observada textura gráfica e intersetal (Figura 25).

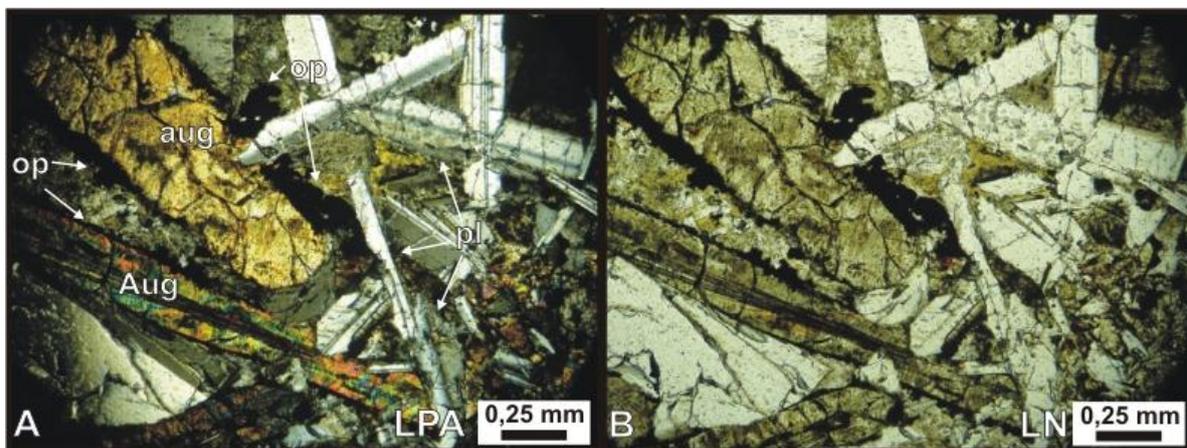


Figura 25 - Fotomicrografia que mostra a textura intersetal no pegmatito. Aumento de 20X.

Alguns plagioclásios apresentam forma de "cauda de andorinha" (Figura 26), sendo que os minerais têm bordas irregulares, principalmente em suas extremidades.

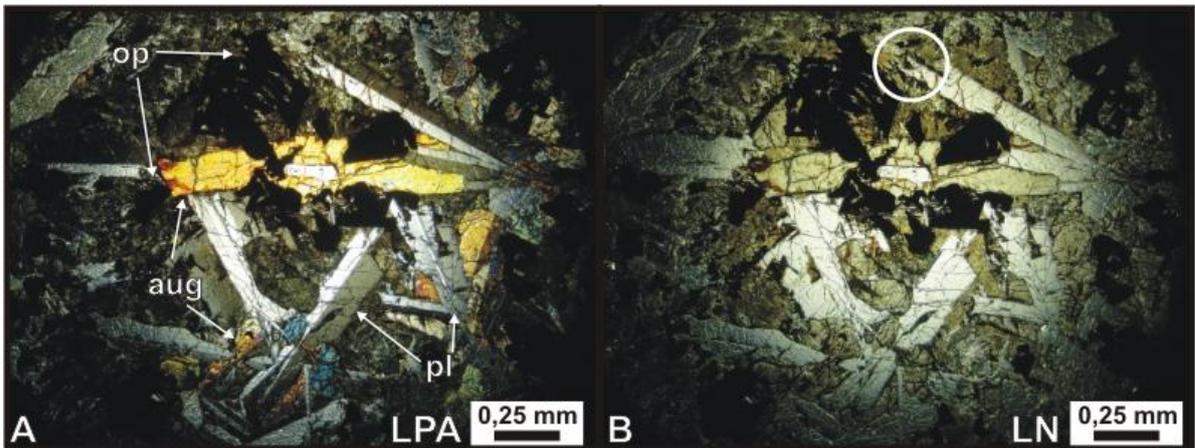


Figura 26 - Fotomicrografias do plagioclásio com destaque à forma de cauda de andorinha.
Aumento de 2,5X.

A apatita é observada em cristais ripiformes (8,00mm), presente principalmente na amostra EA 631, além de cristais pequenos (0,5mm) detectados por MEV (Figura 27).

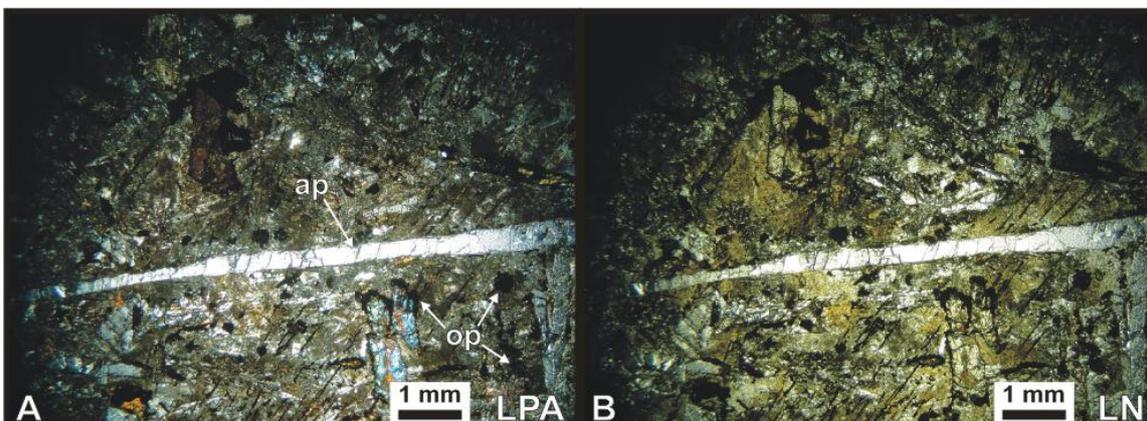


Figura 27 - Cristal de apatita bem desenvolvido na lâmina EA-631B. O aumento da objetiva é de 2,5X.

A amostra OL-2011, na sua porção pegmatítica, apresenta vesículas com cerca de 1,0 cm de comprimento preenchidas por celadonita, um argilomineral secundário de cor verde que está presente ao longo dessa amostra em granulação fina com cerca de 1,0mm (Figura 28).

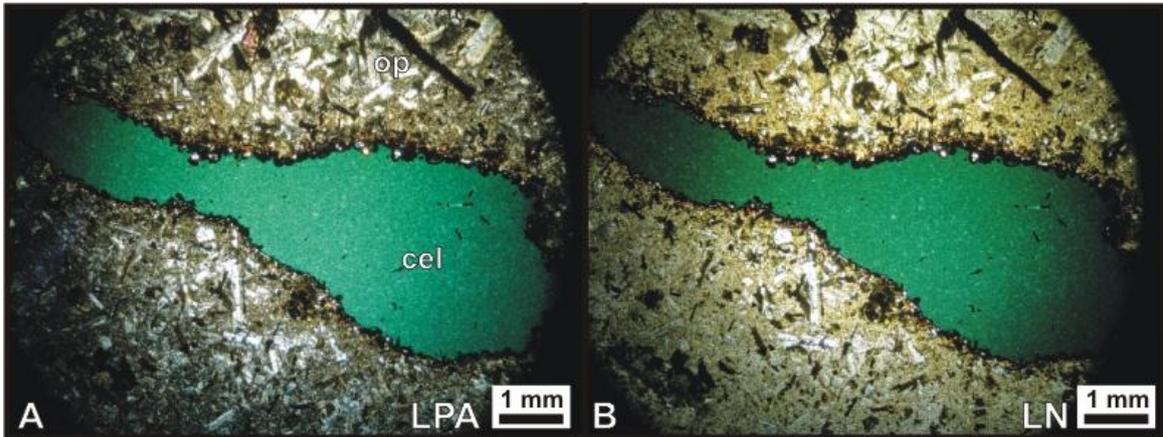


Figura 28 - Vesícula em pegmatito preenchida por celadonita. Aumento de 2,5X.

3.4 - MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

Foi avaliada para os minerais opacos de morfologia esquelética e euédrica a presença de óxidos de ferro e titânio em sua composição, sendo o primeiro mais abundante, o que implica em ilmenita como sendo a principal fase opaca nas rochas. Titanomagnetita e hematita também foram verificados como fases minerais importantes. Entretanto, como o microscópio eletrônico não distingue entre Fe^{+2} do Fe^{+3} não foi possível estabelecer uma relação de abundância entre os dois minerais de ferro (Figuras 29E, F, G, H, I e J).

Ocorrendo principalmente sob formas anédricas, foi confirmada a presença de cobre nativo na lâmina EA-605B (Figura 29L). Em alguns cristais, pode-se verificar a existência de enxofre no mineral, algo que torna possível compreender que os minerais observados, neste caso, são sulfetos de cobre encontrados principalmente nas lâminas EA-1055B e OL-2011 (1).

Os opacos predominantemente constituídos por ilmenita são representados por um mineral com lamelas composicionalmente variando para titanomagnetita e fora delas para ilmenita, além de apresentar feições de intercrescimento (Figura 29 J).

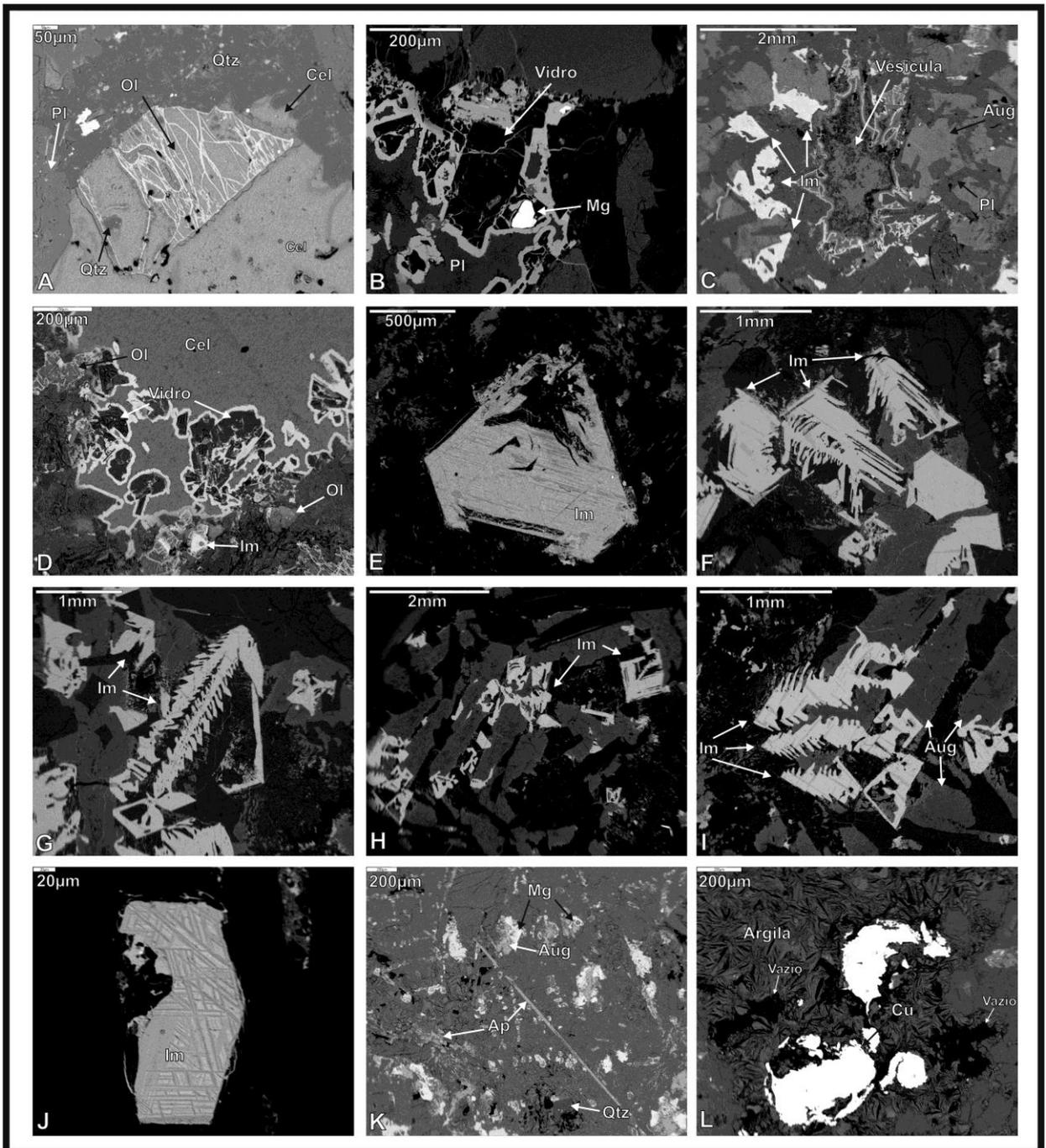


Figura 29 - Fotomicrografias de MEV: Olivina na lâmina OL-2011 (A), borda brechada das vesículas preenchidas por celadonita na lâmina OL-2011(B, C e D), ilmenita na lâmina EA-1055B (E), opacos de formato esquelético (F, G, H e I), detalhe do cristal com intercrescimento de ilmenita na lâmina EA-632B (J), apatita ripiforme na lâmina EA-631B (K) e cobre nativo e argila preenchendo cavidade da lâmina EA-605B (L).

A análise do mineral secundário celadonita que preenche as vesículas da amostra OL-2011 (Figuras 29B, C e D) revelou teores consideráveis de potássio, magnésio e ferro, que são componentes essenciais da celadonita, mineral reconhecidamente associado ao preenchimento secundário de rochas

básicas da região. Em detalhe, nas Figuras 29B e D, pode ser observadas estruturas brechadas com vidro na cor preta e óxido de ferro na cor branca associadas às vesículas na mostra.

A apatita, frequentemente identificada na petrografia ótica, usual como mineral ripiforme euédrico, de alto relevo e coloração branca em luz natural, foi confirmado graças à constatação de cálcio associado a fósforo e oxigênio, como mostra a Figura 29K, da amostra EA-631B.

Com os resultados químicos obtidos pelo Espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS), para cada mineral analisado, foi calculada a média dos elementos constituintes da augita (Figura 30) e do plagioclásio (Figura 31), tanto no basalto como no pegmatito, esses valores foram obtidos em augitas e do plagioclásio no basalto e no pegmatito na mesma lâmina, repetindo para o pegmatito e para o basalto em diferentes locais e diferentes lâminas, afim de comparar os valores dos minerais em ambos os litotipos.

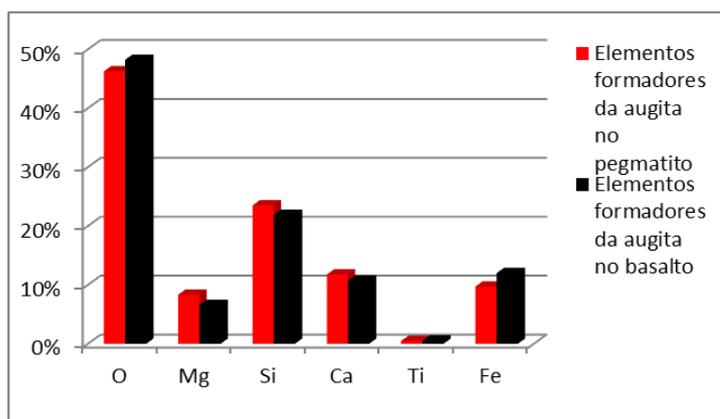


Figura 30 – Percentagem dos elementos constituintes da augita no basalto e no pegmatito.

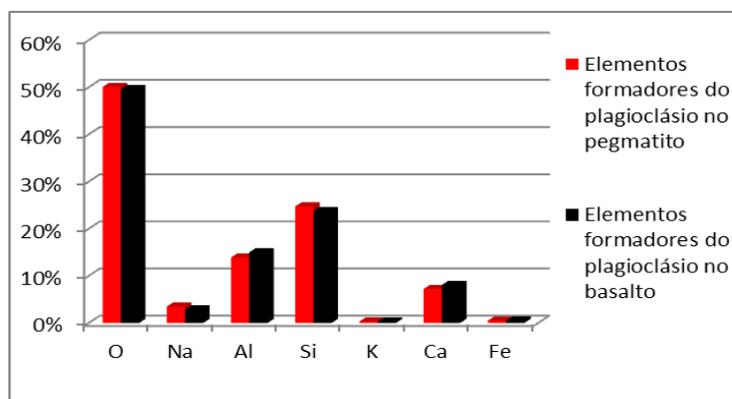


Figura 31 - Percentagem dos elementos constituintes do plagioclásio no basalto e no pegmatito.

Os resultados obtidos, com ilustração dos espectros dos minerais opacos e demais cálculos seguem no anexo II.

3.4 - DISCUSSÕES SOBRE O CONTATO DO BASALTO E O PEGMATITO

Para entender melhor a relação dessas duas rochas, estudou-se também a petrografia na região de contato entre elas. Com isso determinou-se que esse contato ocorre de forma abrupta (Figuras 32A e B), porém não são muito distintas nas lâminas analisadas.

Os minerais opacos são distintos na sua forma. No basalto são anédricos a subédricos e em algumas rochas, com maior grau de intemperismo, estão com uma capa de oxidação envolvendo o mineral (Figura 32C), enquanto no pegmatito são principalmente esqueletais, subédricos e ripiformes, além de não apresentarem oxidação ao redor desses minerais. Em alguns minerais opacos é possível se observar feições de intercrescimento de cristais opacos através do MEV.

As diferenças estão relacionadas com a forma que os minerais se apresentam. No caso dos opacos, que no pegmatito se concentram próximos ao contato com o basalto, a predominância desses minerais, ao redor principalmente da augita ou alongados ao redor da apatita (Figura 32 D), isso não se repete na porção basáltica, que se distribuem como fenocristais ao longo da rocha. Além de sua granulação, já que no pegmatito são encontrados cristais em média com 8mm e nos basaltos a média é de 1,0mm.

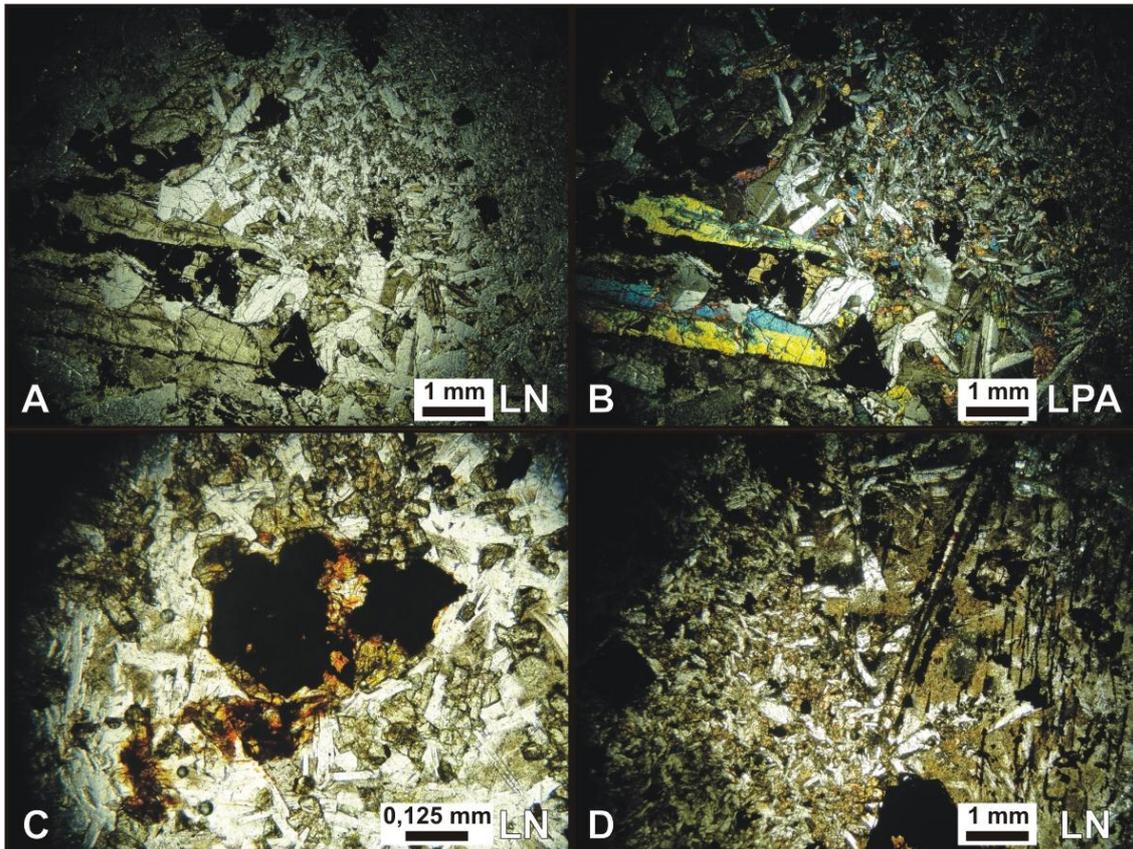


Figura 32 - Lâmina EA-632B mostrando contato abrupto entre as rochas com aumento da objetiva de 2,5X (A e B). Zoom no opaco do basalto com auréola de oxidação na lâmina EA-605B com o uso da objetiva de 20X (C). Lâmina EA-634A com minerais opacos alongados circundando a augita e a apatita com aumento de 10X (D).

4 - GEOQUÍMICA

As amostras selecionadas para a análise geoquímica por Fluorescência de Raios X (FRX, nas Tabelas 7 e 8) e por Espectrometria de Massa por Plasma Indutivamente Acoplado (ICPM-S, nas Tabelas 9 e 10) e estão separadas de acordo com a sua litologia. Estes resultados serão apresentados nos diagramas no sub-capítulo a seguir, e em seguida será feita a discussão da relação entre os diferentes litotipos estudados nesse trabalho.

Tabela 7 - Valores dos resultados das análises de FRX dos basaltos.

Amostra Litotipo N° Lab.	EA-631C basalto L-481-A	EA-631C Duplicata L-481-B	EA-631C Basalto L-481	EA-632B basalto L-482	EA-605B basalto L-483	EA-1110AB basalto L-485	EA-1054C basalto L-487
(%)			Média				
SiO ₂	50,89	50,83	50,86	51,47	52,01	52,39	50,87
TiO ₂	2,48	2,47	2,48	2,33	2,65	1,407	2,54
Al ₂ O ₃	12,35	12,31	12,33	12,55	12,37	13,21	12,29
Fe ₂ O ₃	16,15	16,11	16,13	15,84	15,77	13,85	16,38
MnO	0,217	0,217	0,217	0,224	0,187	0,209	0,23
MgO	4,68	4,65	4,67	4,74	4,01	5,12	4,7
Cão	8,64	8,61	8,63	8,76	8,22	9,16	8,79
Na ₂ O	2,39	2,39	2,39	2,48	2,42	2,46	2,35
K ₂ O	1,22	1,22	1,22	1,13	1,36	1,18	1,14
P ₂ O ₅	0,28	0,282	0,281	0,273	0,323	0,166	0,273
P.F.(1000°C)	0,22	0,2	0,21	0	0,23	0,03	0,17
Soma (mg g ⁻¹)	99,5	99,3	99,4	99,8	99,6	99,17	99,7
Ba	345	351	348	314	375	227	347
Ce	58	59	58	60	65	43	57
Cr	47	45	46	54	41	93	49
Cs	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Cu	221	224	222	193	165	149	237
Ga	21	19,2	20,1	19	20,8	18,6	20
La	18	19	18	18	21	14	16
Nb	15,2	15,3	15,3	13,6	17	8,8	15
Nd	46	44	45	41	56	34	34
Ni	36	37	36	41	29	51,5	38
Pb	7	8,1	7,6	6,1	8,5	8,6	8,9
Rb	26,6	25,3	26	23,7	26,4	44	24,8
Sc	40	35	38	36	42	34	39
Sn	2,7	2,9	2,8	2	3,7	4,6	1,9
Sr	234	234	234	237	266	150	232
Th	<2	<2	<2	2,5	<2	3	<2
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
V	427	421	424	412	454	394	450
Y	64	64	64	124	44	38	44
Zn	134	132	133	136	150	105	138
Zr	199	199	199	193	202	131	195

Tabela 8 - Valores dos resultados das análises de FRX para os pegmatitos.

Amostra Litotipo N° Lab.	EA-1055A pegmatito L-488	EA-1055C pegmatito L-489	OL-2011 pegmatito L-490	EA-605BG pegmatito L-484	EA-1110 AG pegmatito L-486
(%)					
SiO ₂	48,71	49,47	50,31	51,35	52,79
TiO ₂	3,38	3,2	3,03	2,95	2,06
Al ₂ O ₃	11,75	11,65	12,35	12,13	12,35
Fe ₂ O ₃	18,5	18,18	16,33	16,84	16,61
MnO	0,201	0,191	0,223	0,2	0,173
MgO	4,4	3,87	4,15	3,71	3,56
CaO	8,7	8,11	6,94	7,7	7,7
Na ₂ O	2,47	2,54	2,61	2,58	2,95
K ₂ O	1,06	1,27	2,1	1,58	1,4
P ₂ O ₅	0,267	0,337	0,301	0,386	0,225
P.F.(1000°C)	0,32	0,44	0,78	0,16	0
Soma	99,8	99,3	99,1	99,6	99,8
(mg g ⁻¹)					
Ba	340	403	399	438	279
Ce	47	60	64	77	56
Cr	31	15,5	4,2	20,8	11,7
Cs	<7	<7	<7	<7	<7
Cu	205	176	157	242	204
Ga	18,3	22,6	21,7	23,9	20,1
La	13	19	20	23	15
Nb	15,7	18,2	18,1	20,6	12,1
Nd	39	47	47	51	31
Ni	41	31	21,8	23,7	29,9
Pb	8,3	7,5	7,9	9,7	12,6
Rb	23,8	29,7	71	32	50
Sc	41	40	29	36	36
Sn	2,2	3,1	3,6	3,2	4,3
Sr	236	243	345	263	148
Th	<2	<2	2	2,5	5
U	<3	<3	<3	<3	<3
V	715	518	532	437	526
Y	42	48	32	54	47
Zn	126	125	122	148	130
Zr	189	224	189	258	176

Tabela 9 - Valores dos resultados das análises de ICP-MS para os basaltos.

Nome Litotipo N. no laboratório	EA-631C basalto L481	632B basalto L482	EA-605B basalto L483	EA-1110AB basalto L486	EA-1054C basalto L487
Ba	338	326	367	270	350
Be	0,96	0,9	1,21	1,37	1,09
Bi	0,04	0,04	0,14	0,15	0,05
Cd	0,18	0,19	0,16	0,16	0,16
Ce	55	52,8	62,2	47,4	53,3
Co	46,1	46,1	43,3	47	48,8
Cr	47,8	52,6	32,4	8,6	51,9
Cs	0,29	0,23	0,19	1,75	0,3
Cu	275	267	207	256	287
Dy	8,32	13,8	8,12	8,62	8,06
Er	4,96	10,7	4,68	5,22	4,74
Eu	2,34	2,88	2,46	2,05	2,33
Ga	20,8	20,8	21,8	21,1	21,1
Gd	8,5	12,5	8	7,86	7,86
Hf	5,66	5,52	5,81	5,21	5,59
Ho	1,76	3,46	1,65	1,82	1,68
La	26,2	29	28,4	21,8	24,9
Li	9,64	8,41	6,74	21,2	8,73
Lu	0,67	0,95	0,67	0,74	0,64
Mo	0,95	0,92	1,05	0,7	0,8
Nb	16,2	15,5	17,9	11,5	15,9
Nd	31,3	33,9	33,2	26,5	29,8
Ni	38,7	42,6	30,7	31	41,7
Pb	3,84	3,68	4,24	8,74	4,23
Pr	7,28	7,83	8	6,19	7,08
Rb	26,5	23,8	25,8	49,7	26
Sb	0,05	0,04	0,05	0,14	0,1
Sc	46,5	44,5	44,5	45,6	47,7
Sm	6,85	7,92	7,13	6,5	6,75
Sn	1,67	1,61	1,39	2,54	1,67
Sr	234	236	260	146	234
Ta	1,1	1,03	1,19	0,91	1,07
Tb	1,38	2,15	1,36	1,39	1,31
Th	3,12	2,97	3,44	5,95	3,02
Tm	0,68	1,31	0,67	0,74	0,66
U	0,56	0,58	0,61	1,57	0,63
V	451	434	482	575	480
W	1,06	0,54	0,39	0,75	0,32
Y	64,7	127	41,6	46,2	43,3
Yb	4,48	6,17	4,4	4,96	4,37
Zn	140	140	134	130	146
Zr	201	195	207	176	198

Tabela 10 - Valores dos resultados das análises de ICP-MS para os pegmatitos.

Nome	EA-605BG	EA-1110AG	EA-1055A	EA-1055C	OL2011	OL2011
Litotipo	pegmatito	pegmatito	pegmatito	pegmatito	pegmatito	duplicata
N. no laboratório	L484	L485	L488	L489	L490a	L490b
Ba	435	213	325	371	400	407
Be	1,49	1,01	0,89	1,09	1,01	1,07
Bi	0,04	0,14	0,03	0,03	0,01	0,01
Cd	0,15	0,16	0,19	0,18	0,1	0,11
Ce	75,9	34,8	51,1	59,1	58,2	59,3
Co	42	45,4	48,2	42,6	41,7	41,3
Cr	14,9	94,6	31,3	9,35	5,73	5,69
Cs	0,24	1,63	0,27	0,35	0,48	0,49
Cu	293	180	277	226	429	249
Dy	9,76	6,43	7,64	8,45	6,33	6,46
Er	5,81	3,92	4,56	4,98	3,63	3,64
Eu	2,76	1,59	2,16	2,34	2,3	2,35
Ga	22,9	19,8	20,4	20,2	22,2	22,8
Gd	9,69	5,83	7,29	8,19	6,59	6,69
Hf	7,25	3,8	5,39	6,19	5,38	5,48
Ho	2,06	1,36	1,57	1,73	1,25	1,28
La	35,1	15,8	23,8	27,4	27,1	27,6
Li	6,2	14	10,9	9,71	8,34	8,4
Lu	0,78	0,54	0,62	0,68	0,52	0,51
Mo	1,08	0,54	0,9	0,98	0,9	0,85
Nb	21,5	8,32	15,2	17,5	18	18
Nd	40	19,5	28,5	32,7	31	31,6
Ni	22,6	54,6	42,3	29,3	22,3	21,9
Pb	6,1	6,62	3,36	4,03	4,22	4,31
Pr	9,72	4,64	6,75	7,78	7,51	7,71
Rb	32,6	42,5	23,2	27,7	73,6	75,1
Sb	0,05	0,1	0,05	0,08	0,05	0,05
Sc	44,4	44	49,9	43,9	38,4	38,1
Sm	8,66	4,82	6,56	7,31	6,38	6,59
Sn	2,09	1,84	1,57	1,76	1,58	1,56
Sr	263	148	222	218	361	361
Ta	1,45	0,65	1,05	1,17	1,22	1,21
Tb	1,66	1,04	1,28	1,4	1,08	1,08
Th	4,37	4,36	2,78	3,33	3,25	3,29
Tm	0,81	0,55	0,64	0,7	0,52	0,53
U	0,77	1,16	0,56	0,62	0,63	0,64
V	472	405	765	551	573	574
W	0,44	0,5	0,32	0,36	0,27	0,28
Y	52,2	34,5	39,8	44	30,6	30,9
Yb	5,26	3,69	4,23	4,67	3,54	3,56
Zn	148	105	132	124	144	144
Zr	259	129	187	216	188	191

4.1 - RESULTADOS

Para o estudo do comportamento geoquímico das rochas básicas foram selecionadas 10 amostras, sendo cinco dos basaltos e cinco dos pegmatitos para análise de rocha total por Fluorescência de Raios X (FRX) e Espectrometria de Massa por Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS). Os diagramas a seguir foram confeccionados pelo *software* Minpet 2.0.

Os dados obtidos pelas análises das rochas estudadas foram classificadas usando-se o diagrama TAS definido por Le Bas *et al.* (1986) como basaltos. Pôde-se observar que as rochas básicas estudadas têm teor de SiO₂ variando de 47% a 53% (Figura 33).

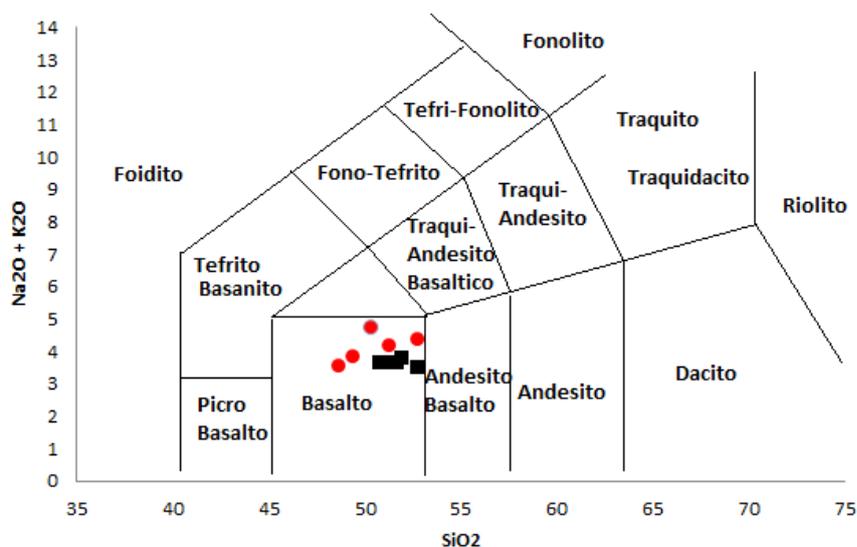


Figura 33 - Diagrama classificatório TAS (SiO_2 vs. $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$) para as amostras em estudo. Os pegmatitos estão representados por círculos vermelhos e os basaltos por quadrados pretos. Os valores indicados estão em %.

As amostras estudadas foram também classificadas pelo diagrama AFM (Figura 34), como ferro-basaltos tholeiíticos pela linha divisória proposta por Irvine e Baragar (1971) e estão no extremo superior do *Fenner Trend* e enriquecidas em FeO_t . Estes teores para as amostras foram calculados a partir do Fe_2O_3 obtido por FRX, que não distingue Fe^{2+} de Fe^{3+} .

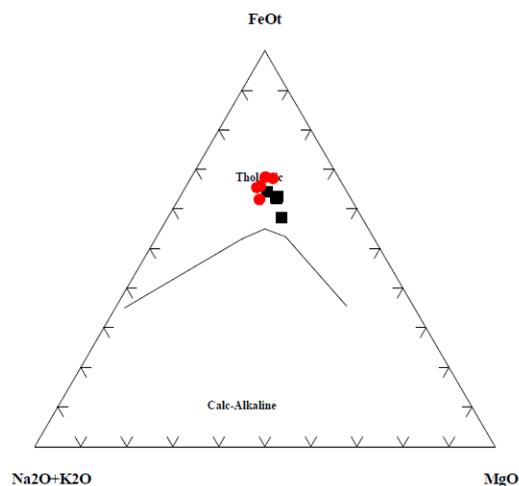


Figura 34 - Classificação dos basaltos e pegmatitos pelo diagrama AFM, e linha divisória segundo Irvine e Baragar, 1971. Os pegmatitos estão representados por círculos vermelhos e os basaltos por quadrados pretos.

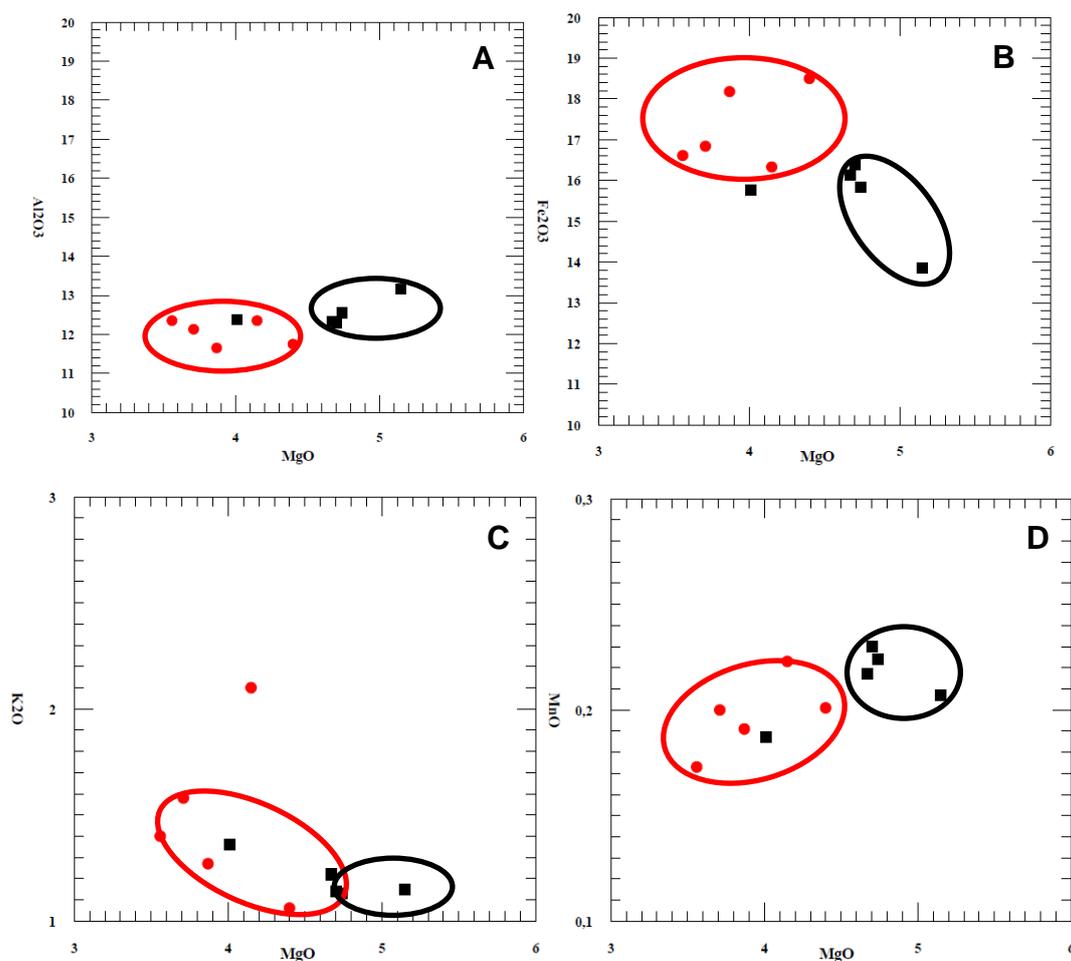
Para avaliar o comportamento dos elementos nestas rochas foram feitos diagramas binários de variação segundo modelo de Harker, tanto para os elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , K_2O , Na_2O , CaO , Fe_2O_3 e P_2O_5), utilizando o valor de MgO como índice de diferenciação (Figura 35), quanto

para os elementos-traço (Ba, Sr, Ni, Cr, Rb, Zr e V), utilizando o valor de SiO₂. (Figura 36).

A análise dos diagramas de variação para elementos maiores em relação ao MgO (Figura 35) mostra que o pegmatito apresenta teores menores de MgO, MnO e Al₂O₃ e maiores de Fe₂O₃, K₂O, Na₂O, P₂O₅ e TiO₂, em relação ao basalto.

Pode-se observar que os teores de SiO₂ (Figura 35 G) são levemente maiores nos basaltos (variando de 50,83 a 52,39 % peso) em relação aos pegmatitos que variam de 48,71 a 52,79 % peso. Adicionalmente, os teores de MgO são proporcionais aos valores de SiO₂, assim quanto maior a quantidade de MgO na amostra, maior será o de SiO₂.

Os valores de TiO₂ para as rochas, são caracterizados no diagrama da Figura 35 H como basaltos de alto titânio, com exceção da amostra de basalto EA-1110AB caracterizada como de baixo titânio com teor de 1,4 % peso.



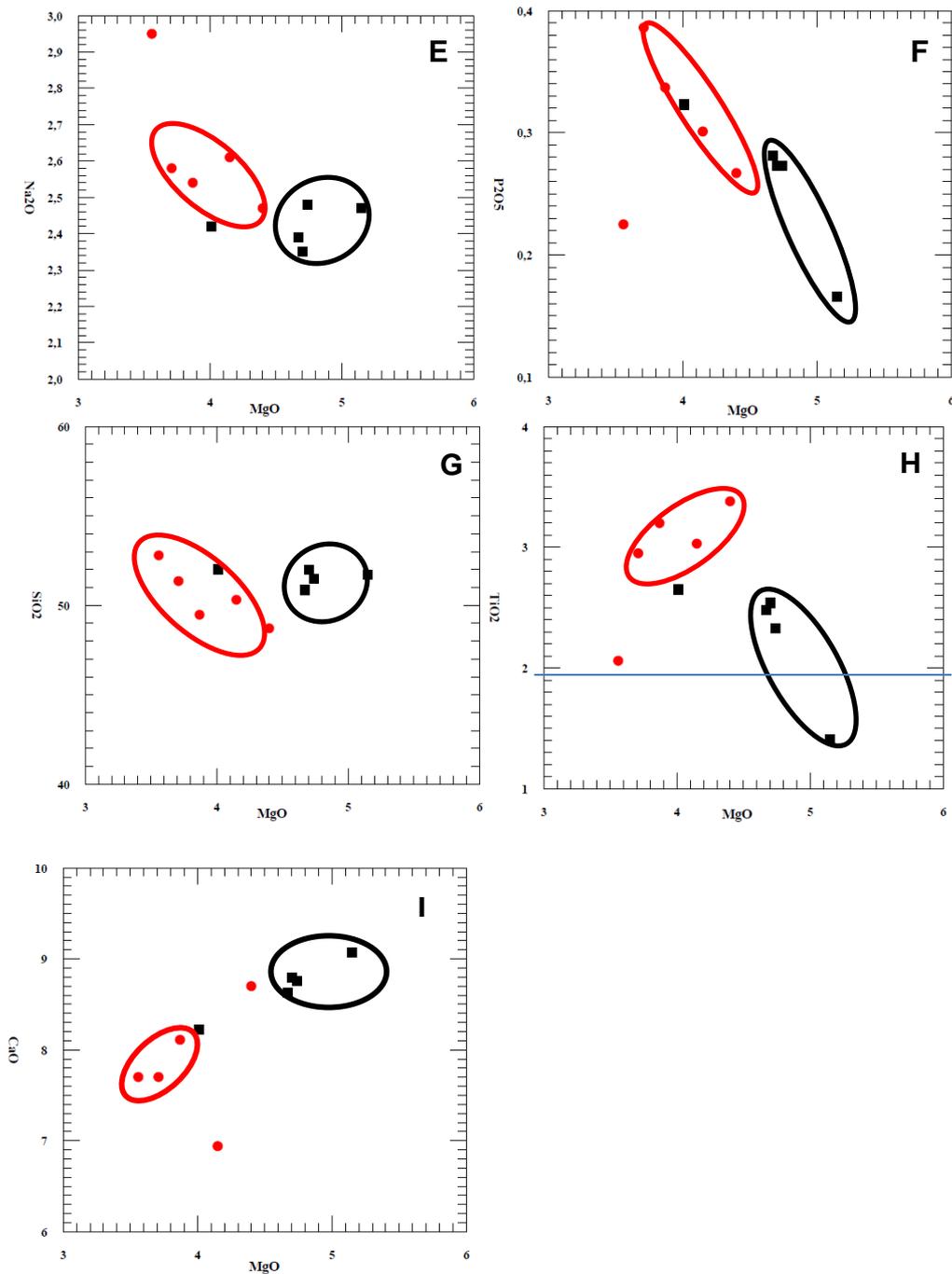


Figura 35 - Diagramas de variação de elementos maiores em relação à MgO: Al_2O_3 versus MgO (A), Fe_2O_3 versus MgO (B), K_2O versus MgO (C), MnO versus MgO (D), Na_2O versus MgO (E), P_2O_5 versus MgO (F), SiO_2 versus MgO (G), TiO_2 versus MgO (H) e CaO versus MgO (I). Os pegmatitos estão representados por círculos vermelhos e os basaltos por quadrados pretos. Os valores estão indicados em %.

Para os elementos-traço (Ba, Cr, Ni, Rb, Sr, Zr) também foram gerados diagramas binários de variação (Figura 36), porém levou-se em consideração o SiO_2 como índice de diferenciação. Pode-se dizer que os pegmatitos são

enriquecidos em alguns elementos em relação ao basalto, tais como Ba (Figura 36 A), com teor em média de 372ppm contra 321ppm, e Rb (Figura 36 D, em média de 28,98ppm no basalto e 41,3ppm no pegmatito). Já o basalto é enriquecido de Cr (Figura 36 B) em relação ao pegmatito (em média 56,6ppm no basalto e 16,6ppm no pegmatito) .

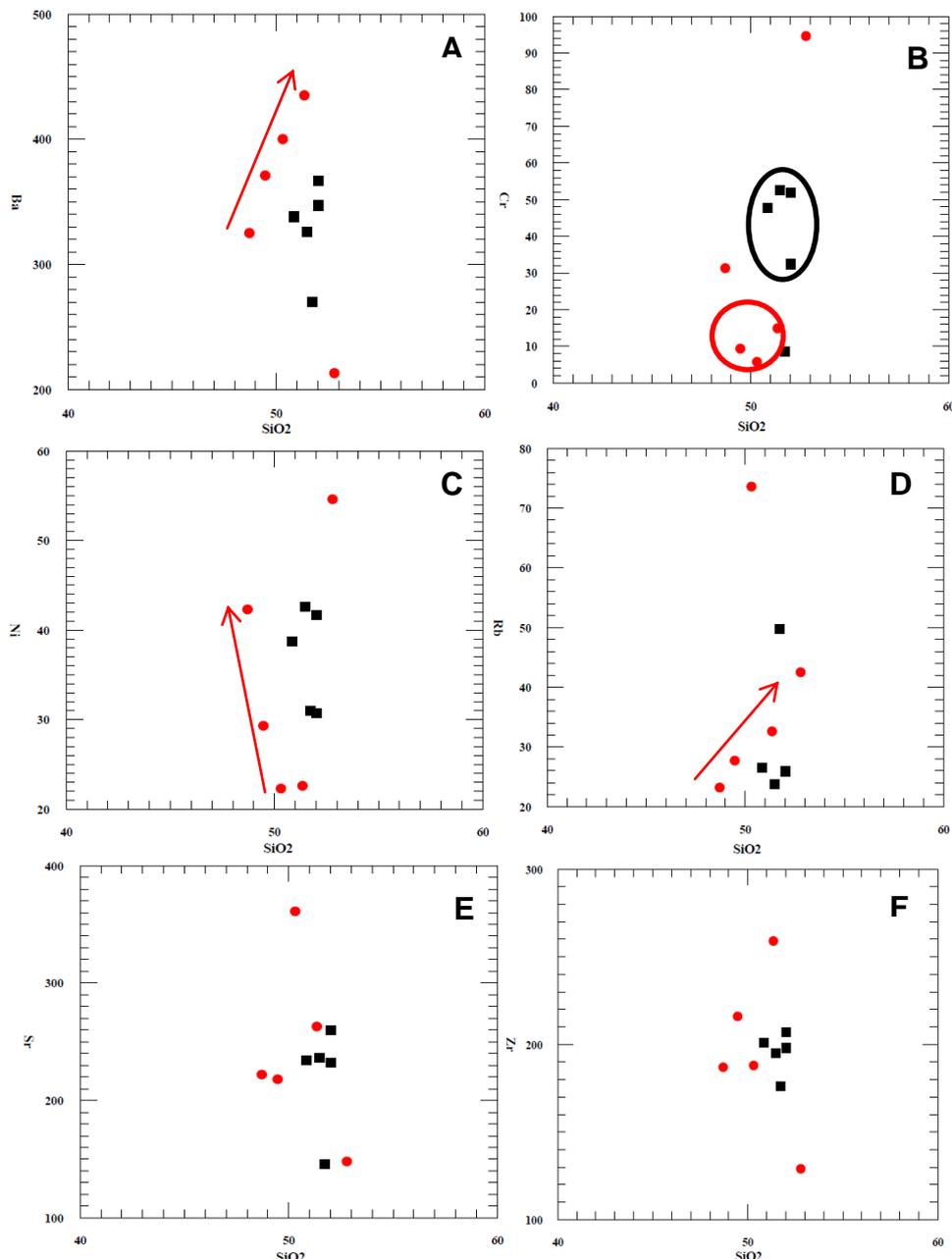


Figura 36 - Diagramas de variação de elementos traços em relação ao SiO₂. Ba versus SiO₂ (A), Cr versus SiO₂ (B), Ni versus SiO₂ (C), Rb versus SiO₂ (D), Sr versus SiO₂ (E) e Zr versus SiO₂ (F). Os pegmatitos estão representados por círculos vermelhos e os basalts por quadrados pretos. Os valores em x estão em % e os em y em ppm.

Plotando todos os valores encontrados nas análises em diagrama para os Elementos Terras Raras (ETRs) normalizados pelo condrito C1, as amostras de basalto apresentam semelhante enriquecimento em ETRs leves em relação ao pegmatito. Observa-se também um enriquecimento de ETRs pesados nos basaltos e empobrecimento nos pegmatitos. A amostra EA-632B mostrou inclinação em ETRs leves semelhante às demais, mas em ETRs pesados muito distinta e irregular, em relação às outras (Figura 37).

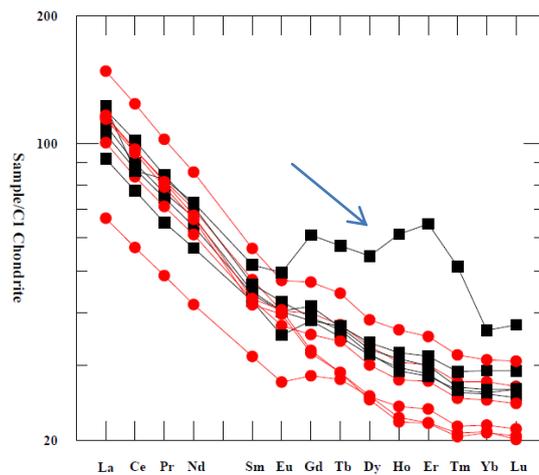


Figura 37 - Diagrama de ETRs normalizados pelo condrito C1. Os pegmatitos estão representados por círculos vermelhos e os basaltos por quadrados pretos. A seta indica o comportamento da amostra EA-632B. Os valores indicados estão em ppm.

Com os resultados novamente em diagramas para ETRs, porém sem a amostra EA-632B, que se diferencia das demais, pôde-se observar que ambas as rochas apresentam um enriquecimento de ETRs leves, mas os pegmatitos estão empobrecidos em ETRs pesados, em relação aos basaltos (Figura 38).

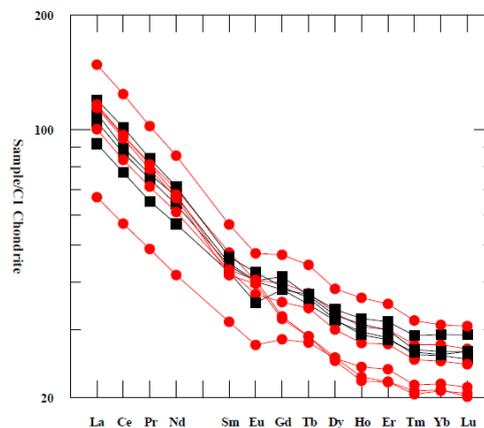


Figura 38 - Diagrama com os ETRs para as amostras, exceto para a EA-632B. Os pegmatitos estão representados por círculos vermelhos e os basaltos por quadrados pretos. Os valores indicados estão em ppm.

Em relação aos elementos incompatíveis (Rb, Ba, Nb, K, La, Ce, Sr, Nd, Sm, Zr, Eu, Ti, Y e Lu), as amostras estudadas são semelhantes, ambas com anomalias positivas de Ba, La, Nd, Zr e Y e anomalias negativas de Nb, Sr e Sm (Figura 39).

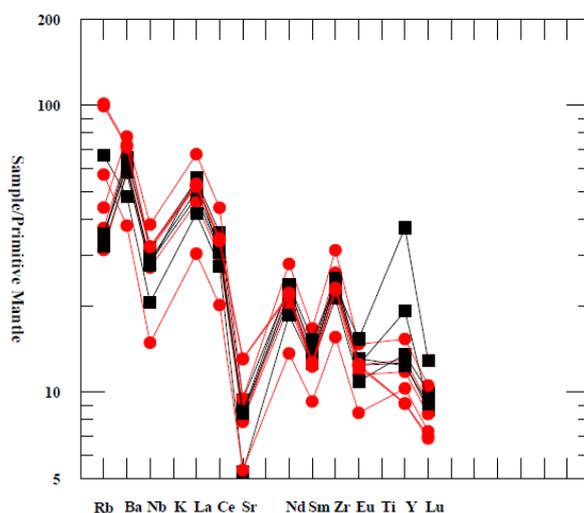


Figura 39 - Diagrama de elementos incompatíveis em relação ao manto primitivo. Os pegmatitos estão representados por círculos vermelhos e os basaltos por quadrados pretos. Baseado em Sun e McDonough, 1989. Os valores indicados estão em ppm.

4.2 - CLASSIFICAÇÃO POR MAGMA-TIPO, POR PEATE (1992)

As amostras foram classificadas também no diagrama de Fe_2O_3t versus TiO_2 , em relação aos magma-tipos estabelecidos por Peate (1992). Estas rochas foram classificadas através das análises de FRX como de alto Titânio (variação de TiO_2 de 2,06 a 3,38 % peso) com exceção da amostra de basalto EA 1110AB (com 1,4 % peso de TiO_2).

No diagrama acima (Figura 40) determinou-se que os pegmatitos foram classificados como magma-tipo predominantemente de alto titânio Pitanga e Paranapanema e os basaltos são basicamente do magma-tipo Paranapanema e apenas a amostra EA 1110AB é do magma-tipo de baixo titânio Ribeira.

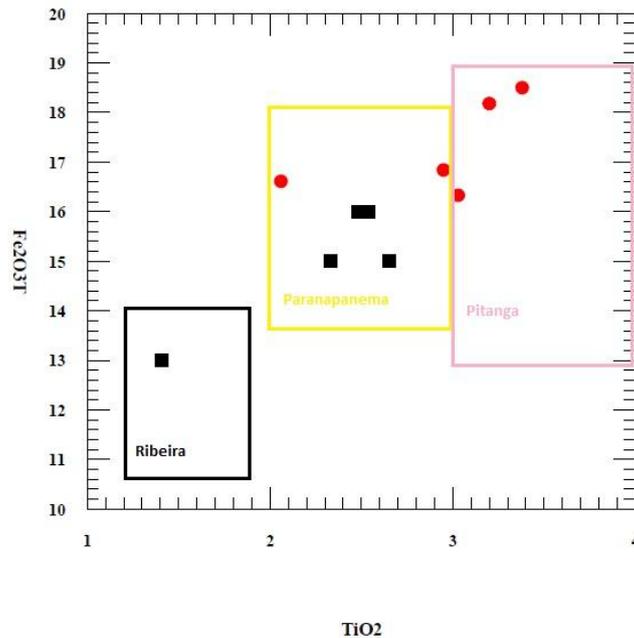


Figura 40 - Diagrama Fe_2O_3t versus TiO_2 , de acordo com Peate (1992). Os pegmatitos estão representados por círculos vermelhos e os basaltos por quadrados pretos. O campo em preto engloba o magma-tipo Ribeira, o amarelo o magma-tipo Paranapanema e o campo rosa o magma-tipo Pitanga. Os valores indicados estão em %.

4.3 - CLASSIFICAÇÃO GEOTECTÔNICA

Segundo o diagrama de Pearce e Cann (1979) as amostras foram se classificaram como basaltos de intra-placa, tanto os pegmatitos como os basaltos (Figura 41).

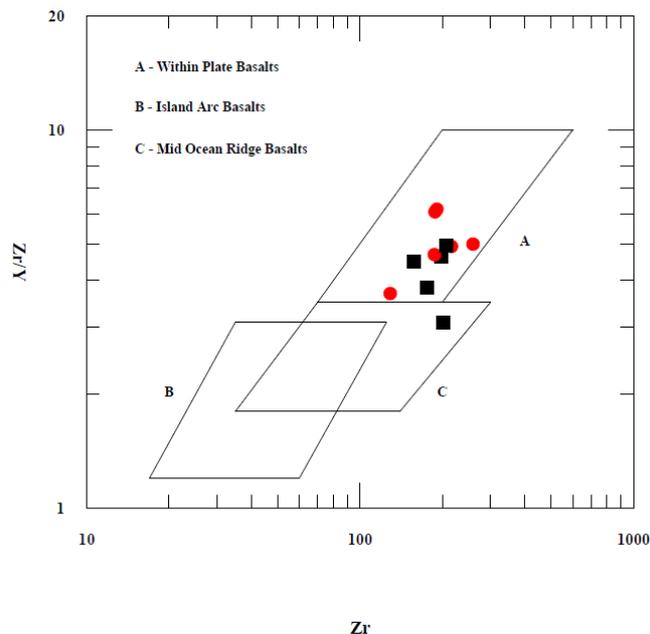


Figura 41 - Diagrama de classificação geotectônica de Pearce e Cann (1979). Os valores de Zr estão em ppm.

5 - DISCUSSÕES

Os estudos petrográficos mostram que os basaltos e os pegmatitos básicos são formados pelos mesmos minerais, como o plagioclásio, augita, olivina, ilmenita, titanomagnetita e quartzo, porém minerais como cobre, sulfeto de cobre e apatita são vistos apenas nos pegmatitos.

Essas rochas se diferenciam principalmente na textura e na granulação. Os pegmatitos apresentam textura pegmatítica e intersetal, com granulação média a grossa (5,0 mm a 9 mm), já a textura subofítica é a predominante no basalto, com granulação fina (0,2 mm a 0,5 mm). Outra diferença está relacionada ao hábito nos minerais opacos (ilmenita e titanomagnetita), pois os cristais são euédricos, de hábito prismático a subédrico nos basaltos, enquanto nos pegmatitos esses minerais são principalmente esqueletais e raramente subédricos e ripiformes. A mesostase é observada tanto no pegmatito quanto no basalto, constituindo 10 a 20% das amostras estudadas, apresentando texturas microgranular e micrográfica e rica em microlitos.

Além disso, pode-se observar que nos pegmatitos, há plagioclásios que apresentam feição de “cauda de andorinha” e cristais com seu núcleo oco, o que pode ser explicado como característica de um resfriamento rápido em um líquido cristalino abaixo da temperatura de solidificação (Arndt *et al.*, 2008).

A transição do pegmatito para o basalto aparece de forma brusca, porém os minerais estão bem formados, sem fragmentação ou deformação, concluindo que não ocorreu uma intrusão do pegmatito no basalto, mas sim apenas uma diferenciação na granulação devido ao tempo e temperatura necessários para o resfriamento dos minerais dentro de um derrame espesso.

Com análises geoquímicas por FRX e ICP-MS os pegmatitos básicos e os basaltos foram classificados como basaltos pelo diagrama TAS e como basaltos tholeiíticos com alto teor de ferro por diagrama AFM.

Analisou-se os resultados em diagramas de Harker para os elementos maiores usando o MgO como parâmetro de diferenciação. Os pegmatitos apresentam-se enriquecidos em Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O , P_2O_5 e TiO_2 e empobrecidos em MgO, MnO e Al_2O_3 , CaO, em relação ao basalto. Os valores de SiO_2 para ambas as rochas são bem semelhantes, porém o basalto

apresenta um leve aumento no SiO_2 em relação ao pegmatito. Isso pode ser explicado pela semelhança no tempo e na temperatura de solidificação.

Os elementos-traço foram analisados também em diagramas de Harker com o SiO_2 como índice de diferenciação. O pegmatito apresenta enriquecimento em Ba (aumenta a sílica, aumenta o bário no pegmatito) e Rb e empobrecimento em Cr em relação ao basalto. Já o Ni, Sr e Zr mantêm um comportamento semelhante em ambas as rochas. Isto ocorre porque elementos de grande raio iônico como o Rb, Ba e Zr apresentam um comportamento onde há enriquecimento contínuo desde os líquidos mais primitivos até os líquidos félsicos. O Zr mostra comportamento tão semelhante entre as rochas, que poderiam se considerados quase idênticos. Enquanto Rb e Ba (este em maior grau), mostram enriquecimento no pegmatito.

De forma geral, são características esperadas para elementos higromagmátófilos, que entram com dificuldade na estrutura de minerais comuns, e, assim, devido à carga e grande raio iônico acabam se concentrando com os líquidos aquosos finais e terminam eventualmente por constituir minerais próprios como fosfatos (como a apatita observada em MEV).

Os Elementos Terras Raras (ETRs) são dispostos de forma que sua incompatibilidade, isto é, a tendência a serem particionados para o líquido durante fusão parcial ou cristalização fracionada, aumenta da esquerda para direita (dos ETRs leves aos pesados). Observa-se que ambas as rochas apresentam um enriquecimento dos ETRs leves e um enriquecimento nos ETRs pesados no basalto. De modo geral, esse enriquecimento pode sugerir que, assim como na maior parte das rochas basálticas, as amostras da área de estudo possivelmente derivam de uma fonte mantélica. Esta predominava a fusão de lherzolitos, isto é, rochas ultramáficas compostas por olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio cálcico, além de granada, espinélio e plagioclásio em composições subordinadas e dependentes de profundidade, temperatura e $f\text{O}_2$, principalmente.

Nos dois litotipos, anomalias negativas de Európio, são visíveis, indicando que o fracionamento de plagioclásio, através da cristalização fracionada, é significativo. Portanto, as amostras apresentaram padrões coerentes em ETRs, significando que a distinção é resultado apenas de diluição/concentração de teores, sem fracionamento relativo. Todas elas

apresentam anomalias, mesmo que suaves, em Eu, normalmente imputadas à extração de plagioclásios durante a evolução dos líquidos magmáticos, o que também significa que nenhuma delas resulta de acumulação desses minerais, mesmo apresentando texturas pegmatíticas. Ou seja, essa textura foi desenvolvida à partir de líquidos iniciais extremamente similares entre si e, se resultou em fracionamento de alguns elementos, não afetou o comportamento das ETRs neste caso.

Os resultados dos elementos incompatíveis também foram parecidos. Apresentam anomalias negativas em Nb, Sr, Sm e Eu e anomalias positivas em Ba, La, Nd, Zr e Y.

O basalto, sendo levemente mais enriquecido com minerais ferro-magnesianos do que o pegmatito, visto nas análises petrográficas e confirmadas pela geoquímica, pode se dever a cristalização desses minerais em temperaturas mais elevadas e deixando um líquido sutilmente empobrecido, que formou o pegmatito. Entretanto com a contínua injeção de magma no derrame, pelo processo de inflação, faz com que a temperatura dessa lava decresce muito lentamente (Self, 1996 e Self *et al.*, 1998) e a diferenciação desses dois litotipos aparece basicamente relacionada à textura e ao hábito dos minerais opacos.

Foram classificados de acordo com os magmas-tipo propostos por Peate (1992), como rochas de alto titânio, do tipo Pitanga (predominante dos pegmatitos), Paranapanema (predominante dos basaltos) e, rochas de baixo titânio, Ribeira (referente somente a amostra EA-1110AB, ou seja, a parte basáltica).

Geotectonicamente, as rochas foram como basaltos de intraplaca em diagrama de Pearce & Cann (1979).

6 - CONCLUSÕES

As rochas estudadas foram caracterizadas como de magma-tipo alto titânio Pitanga e Paranapanema e magma-tipo de baixo titânio Ribeira (apenas a amostra de basalto EA 1110AB). Além disso, pelo diagrama TAS, elas foram classificadas como basaltos e, pelo diagrama AFM, como basaltos tholeiíticos

de alto ferro. Geotectonicamente, classificadas como basaltos de intraplaca, em diagrama de Pearce & Cann (1979), como já esperado.

Os pegmatitos e os basaltos geoquimicamente e petrográficamente, são rochas semelhantes, compostas pelos mesmos minerais primários, como o plagioclásio e augita e iguais minerais opacos (ilmenita e titanomagnetita). Diferenciando-se apenas na granulação média a grossa, no pegmatito, e fina, no basalto, e na textura pegmatítica e intersetal no pegmatito e subofítica e intergranular no basalto.

As rochas apresentam padrões semelhantes nos ETRs leves e um empobrecimento do pegmatito em ETRs pesados em relação ao basalto. Os elementos incompatíveis também se mantêm semelhantes, diferentes do sugerido por Self *et al.* (2008) e Arioli (2009), indicando que essas rochas têm a mesma origem magmática e ambiente de formação.

Finalizando, os basaltos se formaram por derrames controlados por injeção contínua de lava, caracterizando derrames espessos inflados (Self, 1996). Com a inflação esses derrames, suas bordas foram se solidificando, formando uma crosta superior e inferior duras, contendo uma fase líquida em seu interior, que é mantida pela constante injeção de material magmático, que conserva a temperatura elevada dentro do derrame. Quando a injeção termina, a temperatura do líquido decresce, fazendo com que o líquido que está no núcleo do derrame inicie sua cristalização de forma mais lenta do que ocorreu com as bordas, o que daria condições para a formação de lençóis pegmatíticos.

Estes pegmatitos também podem ser formados por flutuação do material quente e líquido, que, sendo menos denso, entra nas fraturas abertas pelo processo de resfriamento do basalto nas bordas, formando os minerais com granulação mais grossa e com feições de cauda de andorinha, devido ao rápido resfriamento pela brusca mudança na temperatura causada por este contato.

Os pegmatitos básicos não podem ser considerados pegmatitos convencionais (rochas intrusivas), pois se formaram no interior de um derrame, tendo características diferentes dos convencionais. E ao contrário pegmatitos básicos estudados por Arioli (2009), não há enriquecimento em elementos incompatíveis. Além disso, os estudos geoquímicos e petrográficos mostram

muitas semelhanças, reduzindo as hipóteses de o pegmatito ter se formado por um líquido residual, mas sim apenas por uma diferenciação nas texturas, causadas provavelmente por um resfriamento mais lento que os basaltos das bordas do derrame, no caso dos lençóis, ou um resfriamento brusco, no caso dos pegmatitos encontrados nas fraturas de resfriamento do basalto. Por isso, as diferenças texturais são as principais justificativas para chamá-los de pegmatitos, já que seus cristais são quase dez vezes maiores que os dos basaltos.

7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M. **Origem e evolução da plataforma brasileira. Divisão de Geologia e Mineralogia.** Boletim do DGM, Rio de Janeiro, 241: 29-36. 1967.

ALMEIDA, F.F.M. **Tectônica da bacia do Paraná no Brasil.** São Paulo, Paulipetro, 187 p. (Relatório IPT n. 14.091). 1980.

ARIOLI, E.E., LICHT, O.A.B. **Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral: Relatório Final das Folhas Cartográficas de Dionísio Cerqueira e Francisco Beltrão.** Curitiba, MINEROPAR, relatório técnico, 2006.

ARIOLI, E.E., SCHRANK, A., VASCONCELLOS, E.M.G., LICHT, O.A.B. **Potencialidade do magmatismo toleítico da Bacia do Paraná para elementos do grupo da platina (EGP) e metais nobres segundo o modelo metalogenético Skaergaard.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLIII. Aracaju, SBG, 2006.

ARIOLI, E.E., LICHT, O.A.B. **Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral: Relatório Final da Folha de Guarapuava.** Curitiba, MINEROPAR, relatório técnico, 2008.

ARIOLI, E.E., **Arquitetura faciológica da sequência vulcânica e significado exploratório das anomalias geoquímicas de elementos do grupo da platina (EGP) e metais associados no sistema magmático Serra Geral, Estado do Paraná, Brasil.** UFPR, Curitiba, 2009.

ARNDT, N, LESHNER, C.M, BARNES, S.J, **Komatiites.** Cambridge University Press, 488 páginas. 2008.

BELLIENI, G., COMIM-CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MELFI, A.J, PICCIRILLO, E.M., NARDY, A.J.R., ROISENBERG, A. **High- and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical**

aspects bearing on their mantle origin. *N. Jh. Miner. Ahh.* **150**: 273-306. 1984a.

BELLIENI, G., COMIM-CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MELFI, A.J., NARDY, A.J.R., Papatrechas C., PICCIRILLO, E.M., ROISENBERG, A., STOLFA, D. **Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): mineralogical and petrochemical relationships.** *J Petrol.* **27**:915-944. 1986a.

BRANNEY, M.J., KOKELAAR, P. **Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites.** Geological Society, London, Memoir 27, 2002.

CAMPBELL, I.H. and GRIFFITHS, R.W.,. **Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts.** *Earth and Planetary Science Letters*, v. 99, pp. 79–93. 1990

CHEADLE, M.J., ELLIOTT, M.T., McKENZIE, D. **Percolation threshold and permeability of crystallizing igneous rocks: the importance of textural equilibrium.** *Geology*, v. 32, n. 9, p. 757-760, September 2004.

CONDIE, K. C. **Mantle Plumes and Their Record in Earth History.** Cambridge University Press, Cambridge, UK, 305 pgs. 2001

CORNWALL, H.R. **Differentiation in lavas of the Keweenaw Series and the copper deposits of Michigan.** *GSA Bulletin*, p. 159-202, 1951.

CORDERY, M.J., DAVIES, G.F. and CAMPBELL, I.H. **Genesis of flood basalts from eclogite-bearing mantle plumes.** *Journal of Geophysical Research*, v. 102, pp. 20179–20197. 1997.

COX, K.G., BELL J.D., Pankhurst R. J. **The interpretation of Igneous Rocks.** London: George Allen & Unwin, 450p, 1979.

DERBY, O, **Terrenos Carboníferos das províncias de São Paulo e Paraná.** Revista de Engenharia, 5: 228-229. 1883.

DRAGOVIC, B., PHILPOTTS, A.R. **Degree of crystal-mush compaction in the Holyoke basalt, CT, as inferred from overgrowths on plagioclase phenocrysts.** Geological Society of America, 37 th Annual Meeting, 2002.

FERNANDES, A. J., MALDANER, C. H., SOBRINHO, J. M. A., PRESSINOTTI, M. M. N., WAHFRIED, I. **Estratigrafia dos Derrames de Basaltos da Formação Serra Geral (Ribeirão Preto – SP) baseada na Geologia Física, Petrografia e Geoquímica.** Revista do Instituto de Geociências (IGc), Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 10 (2): 73-99. 2010.

FÚLFARO, V.J., SAAD, A.R., SANTOS, M.V., VIANNA, R.B. **Compartimentação e evolução da Bacia do Paraná.** Rev. Bras. Geociências., 12:590-611. 1982.

GREENOUGH, J.D., LEE, C.-Y., FRYER, B.J. **Evidence of volatile-influenced differentiation in a layered alkali basalt flow, Penghu Islands, Taiwan.** Bulletin of Volcanology, v. 60, n. 6, p. 412-424, February 2004.

GREENOUGH, J.D., DOSTAL, J. **Cooling history and differentiation of a thick North Mountain basalt flow (Nova Scotia, Canada).** Bulletin of Volcanology, v. 55, n. 1-2, p. 63-73, December 2004.

GOMES, M.E.B. **Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná – região de Frederico Westphalen (RS – Brasil).** Tese (Doutorado em Geociências). Porto Alegre, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1996.

HAWKESWORTH, C. J. , GALLAGHER, L. A. , KIRSTEIN, M. S. M. , MANTOVANI, D. W. , PEATE, O., TURNER, S. P. **Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: an example from the**

Paraná-Etendeka province. Earth and Planetary Science Letters, v.179, p. 335-349, 1992.

HENDERSON, P. **Rare Earth element geochemistry,** Elsevier, Amsterdam,1984.

IRVINE, T.N. & BARAGUAR, W.R.A. **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.** Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548, 1971.

JAHMS, R. H., BURNHAM, C. W, **Experimental studies of pegmatite genesis, a model for the derivation and crystalization of granitic pegmatites.** ECONOMIC GEOLOGY, N° 64, PGS 843-864. 1969

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.** Revista Brasileira de Geociências, n. 37, n. 1, p. 148-162, 2007.

KONTAK, D.J., DE WOLFE, M.Y., YOUNG, D.E., DOSTAL, J. **Late-stage crystallization history of the Jurassic North Mountain basalt, Nova Scotia, Canadá. I. Textural and chemical evidence for pervasive development of silicate-liquid immiscibility.** The Canadian Mineralogist, v. 40, n. 5, p. 1287-1311, 2002.

LE BAS M. J., LE MAITRE R. W., STRECKEISEN A., ZANETTI B. **A chemical classification of volcanic rocks based on total alcali-sílica diagram.** Journal of Petrology, 27: 745-750, 1986.

LICHT, O.A.B., ARIOLI, E.E. **Projeto de Prospecção Mineral no Terceiro Planalto.** Curitiba: MINEROPAR, relatório técnico, 2000.

LICHT, A. O. B., **A geoquímica multielementar na gestão ambiental – identificação e caracterização de províncias geoquímicas naturais, alterações antrópicas da paisagem, áreas favoráveis a prospecção mineral e regiões de risco para a saúde no Estado do Paraná, Brasil.** Tese de doutorado, UFPR, Curitiba, 2001.

LICHT, O.A.B., ARIOLI, E.E., BITTENCOURT, A.V.L. **Prospecção geoquímica e a delimitação de uma província favorável a mineralizações de Elementos do Grupo da Platina (EGP) na Bacia do Paraná, Estado do Paraná, Brasil..** In: VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA e I SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 2001.

LICHT, O.A.B., PLAWIAK, R.A.B. - **Levantamento Geoquímico Multielementar do Estado do Paraná: Fase 2 - Horizonte B dos Solos - Relatório Final.** Curitiba, MINEROPAR, relatório técnico, 2 v., 2005.

LICHT, O.A.B., ARIOLI: **Grupo Serra Geral no Paraná.** V Simpósio de vulcanismo e ambientes associados, Goiás, 2011.

LOPES, K. **Caracterização Morfológica, Petrográfica e Químicas dos Derramens da Província Magmática do Paraná com Ênfase para as Rochas Aflorantes no Município de Guarapuava – PR.** Tese de mestrado, UFPR, Curitiba, 2008.

MACHADO, F.B. **Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas Mesozóicas da parte da borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo.** Dissertação de mestrado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo. 2005.

MACHADO, F. B., NARDY, A. J. R., ROCHA JR., E. R. V., MARQUES, L. S., OLIVEIRA, M. A. F., **Geologia e litogeoquímica da Formação Serra Geral nos estados de Mato grosso e Mato Grosso do Sul.** Revista Geociências, Universidade Estadual Paulista (UNESP), São Paulo, 28 (4): 523-400, 2009.

MARSH, B.D. **Solidification fronts and magmatic evolution**. Mineralogical Magazine, v. 60, p. 5-40, 1995.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. 2 v. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997

MILANI, E. J. **Bacia do Paraná**. In Cartas Estratigráficas. Boletim de Geociências da Petrobrás, vol 15 número 2, 2007.

MINCATO, R.L., ENZWEILER, J., SCHRANK, A. **Novas idades ^{40}Ar - ^{39}Ar e implicações na metalogênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP na Província Ígnea Continental do Paraná**. In: SBGq, Congr. Bras. Geoq., 9, Belém. *B. Res. Expand...*, p. 425-427, 2004.

MINEROPAR, **Atlas geomorfológico do Estado do Paraná, escala base 1:250.000 modelos reduzidos 1:500.00**. Minerais do Paraná e Universidade Federal do Paraná .Curitiba, 2006.

NESBITT, H.W.. **Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite**. Nature, 279, 206–210. 1979.

NORTHFLEET, A. A., MEDEIROS, R. A., MÜHLMANN, H. **Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná**. Boletim Técnico da PETROBRAS, Rio de Janeiro, v.12, n.3, p. 291-346, jul./set. 1969

OHTANI, E. SUZUKI, I and KUMAZAWA, Ms., **Thermal expansi - Mg_2SiO_4** . Jour. Phys Earth, 28, 273-280, 1980.

PEATE, D.W. **Stratigraphy and petrogenesis of the Paraná continental flood basalts, southern Brazil**. Tese (Doutorado em Geologia). Milton Keynes, The Open University, 1990.

PEATE, D.W., HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M. **Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their distribution.** Bulletin of Volcanology, v. 55, p. 119-139, 1992.

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

PEATE, D. W.: **The Paraná-Etendeka Province.** In Mahoney, J. J., Coffin, M. F., **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism.** Washington, D.C.: American Geophysical Union. Geophysical Monography 100: 217–245. 1997.

PHILPOTTS, A. R., CARROLL, M., HILL, J. M. **Crystal-mush compaction and the origin of pegmatitic segregation sheets in a thick flood-basalt flow in the Mesozoic Hartford basin, Connecticut.** Journal of Petrology, v. 37, p.811-836, 1996.

PHILPOTTS, A. R., BRUSTMAN, C. M., SHI, J., CARLSON, W. D., DENISON, C. **Plagioclase-chain networks in slowly cooled basaltic magma.** American Mineralogist, v. 84, p. 1819-1829, 1999.

PHILPOTTS, A. R., DICKSON, L. D. **Millimeter-scale modal layering and the nature of the upper solidification zone in thick flood-basalt flows and other sheets of magma.** Journal of Structural Geology, v. 24, p. 1171-1177, 2002.

PICCIRILLO, E.M., MELFI, A.J., COMIN-CHIARAMONTI, P., BELLINI, G., ERNESTO, M., MARQUES, L.S., NARDY, A.J.R., PACCA, I.G., ROISENBERG, A., STOLFA, D. **Continental Flood Volcanism from the Parana Basin (Brazil).** In: McDOUGALL, J. D. (Ed.). **Continental Flood Basalts.** Dordrecht, p. 195-238, 1988a.

PICCIRILLO, E. M., MELFI, A. J. (Eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, São Paulo/SP. 600 p., 1988b.

SANFORD R. M. & LANGE F. W. **Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil**. American Association of Petroleum Geologists *flw/fetin*, 44:1316-1370, 1960.

SCHNEIDER, R. L., MUHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R. A., DAEMON, R. F., NOGUEIRA, A. A. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXVIII, Porto Alegre, 1974. Anais, Porto Alegre, 1:41-65. 1974.

SELF, S. *et al.* **A new model for the emplacement of Columbia River basalts as large, inflated pahoehoe lava flow fields**. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 23, NO. 19, PAGES 2689-2692, SEPTEMBER 15, 1996.

SELF, S., KESZTHELYI, L., THORDARSON, T. **The importance of pahoehoe**. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 26, p. 81-110, 1998.

SELF, S. **How do continental flood basalt lava flows attain their great length and size?** In: IV SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS. Foz do Iguaçu. Anais. Cascavel, PR: Coluna do Saber, 2008. 1 CD-ROM.

SELF, S., JAY, A. E., WIDDOWSON, M., KESZTHELYI, L. P. **Correlation of Deccan and Rajahmundry trap lavas: are these the longest and largest lava flows on Earth?** Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 172, p. 3-19, 2008.

SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B., FÚLFARO, V.J. **Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins.** Geol.Soc. Am. Bull. 89:181-191. 1978.

THIEDE, D.S., VASCONCELOS P.M.: **Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results.** GEOLOGY, vol 38, nº8, pages: 747-750, August 2010.

VASCONCELLOS, E. M. G., LICHT, O. A. B, BRAGA, L. S., BITTENCOURT, A. V. L., 2001, **Gabros da Bacia do Paraná: aspectos petrográficos e geoquímicos.** In VIII Congresso Brasileiro de Geoquímica, I Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, 2001, Anais do VIII Congresso.Curitiba, Sociedade Brasileira de Geoquímica (SBGq), 2001.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., THOMPSON, S., **Seismic Stratigraphy and global change of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap.** In Payton, C. E [edtr.], **Seismic Stratigraphy: applications of hydrocarbon exploration.** Tulsa, Okla.: American Association of American Geologists. p. 205-212. (AAPG Memoir, 26), 1977.

WAICHEL, B.L., LIMA, E.F., LUBACHESCKY, R., SOMMER, C.A. **Peperitos da Formação Serra Geral: um exemplo da porção oeste do Estado do Paraná, Brasil.** In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3, 2005, Cabo Frio, RJ. Anais... Cabo Frio, RJ: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 213-217, 2005.

WAICHEL, B.L. **Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná.** Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

WHITE, I. C., **Relatório Final do Dr. I. C. White, Chefe da Comissão: 1 de Julho de 1904 a 31 de maio de 1906.** Comissão de Estudos das Minas de

Carvão de Pedra do Brazil. 617 pgs. In: 44° Congr. Bras. de Geologia, Edição Comemorativa: 100 anos do Relatório White. Sociedade Brasileira de Geologia. Cd-ROM. 2008.

White, R.S., and McKenzie, D. **Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts**: Journal of Geophysical Research, v. 94, p. 7685-7729 1989.

WILDNER, W., Brito, R.S., Boni Licht, O. A., Arioli, E. E. (coords). **Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do estado do Paraná** – Escala 1:200.000, Brasília: CPRM, 95 pgs + mapas, 2006

WILSON, M.: **Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach**. Springer. 480 pg., 2007.

ZALÁN, P.V., WOLF, S., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., CONCEIÇÃO, J.C., APPI, V.T., NETO, E.V.S., CERQUEIRA, J.R., MARQUES, A. **The Paraná Basin, Brazil**. In: Interior cratonic basins. P. 881 – 707. Bull. Of the Americ. Assoc. of Petrol. Geol., memoir 51. 1990.

ANEXO 1
DESCRIÇÃO DE LÂMINAS
LÂMINA OL – 2011 A

1. Informações gerais

ROCHA:	Pegmatito com basalto
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Membro Toledo
LOCALIZAÇÃO:	265.850 W 7.152.120 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	VESICULAR
GRANULAÇÃO MÉDIA:	GROSSA / FINA
TEXTURA:	OFÍTICA / SUBOFÍTICA
TRANSIÇÃO:	ABRUPTA

3. Mineralogia da associação

- Porção "pegmatítica"

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 5,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 2,0 mm
OPACO	SUBÉDRICO	< 3,0 mm
ARGILA VERDE	SUBÉDRICA	< 7,0 mm
QUARTZO	SUBÉDRICO	< 1,0 mm

- Porção basáltica afanítica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 3,5 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 2,0 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 2,0 mm
ARGILA VERDE	ANÉDRICA	< 3,5 mm
QUARTZO	SUBÉDRICO	< 1,0 mm

LÂMINA OL – 2011 B

1. Informações gerais

ROCHA:	Pegmatito com basalto
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Membro Toledo
LOCALIZAÇÃO:	265.850 W 7.152.120 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	VESICULAR
GRANULAÇÃO MÉDIA:	GROSSA / FINA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA
TRANSIÇÃO:	ABRUPTA

3. Mineralogia da associação

- Porção "pegmatítica"

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 2,5 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 1,0 mm
OPACOS	ESQUELETAL	< 1,0 mm
OLIVINA	ANÉDRICA	< 1,0 mm
ARGILA VERDE	ANÉDRICA	< 10,0 mm

– Porção basáltica afanítica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 0,5 mm
OPACO	SUBÉDRICO	< 0,3 mm
QUARTZO	SUBÉDRICA	< 6,0 mm

4. Observações

A olivina só foi observada na porção pegmatítica, de forma intersticial aos demais cristais. A textura subofítica, de plagioclásio envolvendo augita, parece ser predominante na amostra, inclusive na porção basáltica, onde seria esperado ligeiro desenvolvimento de augita que, por outro lado, ocorre como pequenos cristais de pouco desenvolvimento.

LÂMINA OL – 2011 (1)

1. Informações gerais

ROCHA:	Pegmatito com basalto
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Membro Toledo
LOCALIZAÇÃO:	265.850 W 7.152.120 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	VESICULAR
GRANULAÇÃO MÉDIA:	GROSSA / FINA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA
TRANSIÇÃO:	ABRUPTA

3. Mineralogia da associação

– Porção “pegmatítica”

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 10,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 6,0 mm
OPACOS	ESQUELETAL	< 6,0 mm
OLIVINA	ANÉDRICA	< 2,0 mm
QUARTZO	ANÉDRICO	< 1,0 mm

– Porção basáltica afanítica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 0,5 mm
OPACO	SUBÉDRICO	< 0,3 mm
ARGILA VERDE	ANÉDRICA	< 0,5mm

LÂMINA OL – 2011 (2)

1. Informações gerais

ROCHA:	Pegmatito com basalto
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Membro Toledo
LOCALIZAÇÃO:	265.850 W 7.152.120 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	VESICULAR
GRANULAÇÃO MÉDIA:	GROSSA / FINA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA
TRANSIÇÃO:	ABRUPTA

3. Mineralogia da associação

- Porção "pegmatítica"

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 5,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 2,0 mm
OPACOS	ESQUELETAL E SUBÉDRICO	< 3,0 mm
ARGILA VERDE	ANÉDRICA	< 8,0 mm
OLIVINA	ANÉDRICA	< 2,0 mm

- Porção basáltica afanítica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 0,5 mm
OPACO	SUBÉDRICO	< 0,3 mm
ARGILA VERDE	ANÉDRICA	< 1,0 mm

LÂMINA OL – 2011 (3)

1. Informações gerais

ROCHA:	Pegmatito com basalto
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Membro Toledo
LOCALIZAÇÃO:	265.850 W 7.152.120 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	VESICULAR
GRANULAÇÃO MÉDIA:	GROSSA/FINA
TEXTURA:	INEQUIGRANULAR E PEGMATÍTICA

3. Mineralogia da associação

- Porção "pegmatítica"

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 4,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 2,5 mm
OPACOS	ESQUELETAL	< 4,0 mm
ARGILA VERDE	SUBÉDRICA	< 3,0 mm

- Porção basáltica afanítica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 0,5 mm
OPACO	SUBÉDRICO	< 0,3 mm
ARGILA VERDE	SUBÉDRICA	< 3,0 mm

LÂMINA EA – 605 B

1. Informações gerais

ROCHA:	Basalto e pegmatito básico
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Membro Toledo
LOCALIZAÇÃO:	335.655 W 7.213.372 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	GROSSA/ FINA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA

3. Mineralogia da associação

- Porção "pegmatítica"

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 4,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 2,5 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 4,0 mm

Porção basáltica afanítica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 0,5 mm
OPACO	SUBÉDRICO	< 0,3 mm
OLIVINA	ANÉDRICA	< 0,3 mm

LÂMINA EA - 631A

1. Informações gerais

ROCHA:	Basalto e pegmatito básico
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Membro Toledo
LOCALIZAÇÃO:	238.461 W 7.193.170 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	GROSSA/ FINA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA

3. Mineralogia da associação

- Porção "pegmatítica"

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 4,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 2,5 mm
OPACOS	SUBÉDRICO E ESQUELETAIS	< 4,0 mm
QUARTZO	SUBÉDRICO	< 0,5 mm

Porção basáltica afanítica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 0,5 mm
OPACO	SUBÉDRICO	< 0,3 mm
OLIVINA	ANÉDRICA	< 0,3 mm

4. Observações

Próximo à mudança de granulometria (do basalto ao pegmatito) há uma faixa que apresenta grande quantidade de opacos alongados em formato ripiformes inseridos em uma matriz fina (vítrea). Porém na sua porção interna está preenchido por um mineral não identificável. Confirmado por MEV, a porção interna seria a apatita e o mineral opaco, magnetita.

LÂMINA EA – 631B

1. Informações gerais

ROCHA:	Basalto e pegmatito básico
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Membro Toledo
LOCALIZAÇÃO:	238.461 W 7.193.170 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	GROSSA/ FINA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA

3. Mineralogia da associação

– Porção “pegmatítica”

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 4,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 2,5 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 4,0 mm
QUARTZO	SUBÉDRICO	< 0,5 mm

– Porção basáltica afanítica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 0,5 mm
OPACO	SUBÉDRICO	< 0,3 mm
OLIVINA	ANÉDRICA	< 0,3 mm

LÂMINA EA – 632 A

1. Informações gerais

ROCHA:	Basalto e pegmatito básico
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	General Carneiro
LOCALIZAÇÃO:	250.536W 7.168.719 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	GROSSA/ FINA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA

3. Mineralogia da associação

– Porção “pegmatítica”

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 4,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 2,5 mm
OPACOS	SUBÉDRICO E ESQUELETAIS	< 4,0 mm
QUARTZO	SUBÉDRICO	< 0,05 mm

- Porção basáltica afanítica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 0,5 mm
OPACO	SUBÉDRICO A EUÉDRICOS	< 0,3 mm

LÂMINA EA – 632B

1. Informações gerais

ROCHA:	Pegmatito básico
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	General Carneiro
LOCALIZAÇÃO:	250.536W 7.168.719 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	GROSSA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA E PEGMATÍTICA

3. Mineralogia da associação

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 4,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 2,5 mm
OPACOS	SUBÉDRICO E ESQUELETAIS	< 4,0 mm
QUARTZO	SUBÉDRICO	< 0,5 mm

LÂMINA EA – 634 A

1. Informações gerais

ROCHA:	Basalto e pegmatito básico
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	General Carneiro
LOCALIZAÇÃO:	265.473 W 7.149.786 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	GROSSA/ FINA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA E PEGMATÍTICA

3. Mineralogia da associação

- Porção "pegmatítica"

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 4,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 2,5 mm
OPACOS	SUBÉDRICO E ESQUELETAIS	< 4,0 mm
QUARTZO	SUBÉDRICO	< 0,5 mm

- Porção basáltica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 0,5 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 2,0 mm
QUARTZO	SUBÉDRICO	< 0,3 mm

LÂMINA EA – 803

1. Informações gerais

ROCHA:	Basalto e pegmatito básico
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	General Carneiro
LOCALIZAÇÃO:	387.661 W 7.142.329 S

2. Descrição:

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	GROSSA/ FINA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA

3. Mineralogia da associação

- Porção "pegmatítica"

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 6,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 3,5 mm
OPACOS	SUBÉDRICO E ESQUELETAIS	< 5,0 mm
QUARTZO	SUBÉDRICO	< 0,5 mm

- Porção basáltica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0 mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 0,5 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 2,0 mm
QUARTZO	SUBÉDRICO	< 0,3 mm

LÂMINA EA – 1054

1. Informações gerais

ROCHA:	Basalto
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Toledo
LOCALIZAÇÃO:	218.483W 7.219.783 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	FINA
TEXTURA:	Subofítica, variolítica e intersetal

3. Mineralogia da associação

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 2,0mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 0,3mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 4,0mm
QUARTZO	ANÉDRICO	< 0,5 mm

4. Observações

A lâmina apresenta alguns fenocristais de plagioclásio com cerca de 4,0 mm. Os opacos são esqueléticos e também podem ser encontrados em cristais subédricos.

LÂMINA EA – 1055 A

1. Informações gerais

ROCHA:	Pegmatito básico
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Toledo
LOCALIZAÇÃO:	249.457 W 7.219.338 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	MÉDIA A GROSSA
TEXTURA:	INTERSETAL

3. Mineralogia da associação

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 3,0mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 2,0 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 4,0mm
QUARTZO	ANÉDRICO	< 1,0 mm

LÂMINA EA – 1055 B

1. Informações gerais

ROCHA:	Basalto e pegmatito básico
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Toledo
LOCALIZAÇÃO:	249.457 W 7.219.338 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	FINA/ GROSSA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA

3. Mineralogia da associação

- Porção pegmatítica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 5,0mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 6,0 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 4,0mm
QUARTZO	ANÉDRICO	< 1,0 mm

- Porção basáltica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 0,3 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 3,0mm
QUARTZO	ANÉDRICO	< 0,5 mm

4. Observações

No contato a textura é intersetal, sendo que as ripas de plagioclásio do basalto e do pegmatito se cruzam.

LÂMINA EA – 1055 CA

1. Informações gerais

ROCHA:	Pegmatito básico
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Toledo
LOCALIZAÇÃO:	249.457 W 7.219.338 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	GROSSA
TEXTURA:	INTERSETAL

3. Mineralogia da associação

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 6,0mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 4,0 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 7,0mm
QUARTZO	ANÉDRICO	< 1,0 mm

LÂMINA EA – 1055 CB

1. Informações gerais

ROCHA:	Basalto e pegmatito básico
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Toledo
LOCALIZAÇÃO:	249.457 W 7.219.338 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	FINA / GROSSA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA/INTERSETAL

3. Mineralogia da associação

- Porção pegmatítica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 6,0mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 4,0 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 7,0mm
QUARTZO	ANÉDRICO	< 1,0 mm

- Porção basáltica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 0,5 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 3,0mm
QUARTZO	ANÉDRICO	< 0,3 mm

LÂMINA EA – 1055 CC

1. Informações gerais

ROCHA:	Basalto
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	Toledo
LOCALIZAÇÃO:	249.457 W 7.219.338 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	FINA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA

3. Mineralogia da associação

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 5,0 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 3,0mm
QUARTZO	ANÉDRICO	< 0,5 mm

LÂMINA EA – 1110 AB

1. Informações gerais

ROCHA:	Basalto e pegmatito básico
UNIDADE DE MAPEAMENTO:	General Carneiro
LOCALIZAÇÃO:	419.202W 7.180.148 S

2. Descrição

ESTRUTURA:	MACIÇA
GRANULAÇÃO MÉDIA:	FINA/ GROSSA
TEXTURA:	SUBOFÍTICA

3. Mineralogia da associação

- Porção basáltica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 5,0 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 3,0mm
QUARTZO	ANÉDRICO	< 0,5 mm

- Porção basáltica

MINERAL	FORMA	DIMENSÃO
PLAGIOCLÁSIO	SUBÉDRICO	< 1,0mm
AUGITA	ANÉDRICA	< 5,0 mm
OPACOS	SUBÉDRICO	< 3,0mm
QUARTZO	ANÉDRICO	< 0,5 mm

Anexo II

