Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências

A geração de magmas ácidos na Província Magmática Paraná, região de Piraju-Ourinhos (SP): uma contribuição da geoquímica isotópica e de elementos traço em rochas e minerais

Vivian Azor de Freitas

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Dissertação de Mestrado

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo
2009

A todos que torceram por mim.

I. RESUMO

Os dacitos da região de Piraju-Ourinhos (SP), que se estendem por cerca de 60 km acompanhando o curso do rio Paranapanema, são as exposições mais setentrionais do magmatismo ácido da Província Magmática Paraná. Estratigraficamente, jazem sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu e são sobrepostos por derrames de basaltos de alto Ti tipo Pitanga. Diques e soleiras de basaltos presentes na região têm afinidades químicas variadas, podendo ser comparados aos tipos Paranapanema, Urubici e Pitanga.

Os traquidacitos, classificação química dessas rochas, apresentam textura porfírica com 5 a 15% de fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio, minerais opacos e apatita. A matriz afanítica a fanerítica fina é composta por vidro, plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo e feldspato alcalino. Vidro pode constituir de 10 a 90% da matriz e em muitos casos está devitrificado, mostrando texturas reliquias de *quenching*. Vesículas e amígdalas são abundantes em certas variedades de traquidacitos, podendo chegar a 40% da rocha.

Foi obtida neste trabalho a idade U-Pb do magmatismo ácido por TIMS em concentrados de badeleíta e zircão. O valor, $134,4 \pm 0,9$ (2 σ), é mais exato e preciso que as idades obtidas previamente nos traquidacitos da região, $133 - 134 \pm 6$ Ma (K-Ar, 1 σ) e $128,7 \pm 1$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 1 σ), e encontra-se no curto intervalo de tempo atualmente admitido para o clímax do vulcanismo na Província.

As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos traquidacitos (0,7078 a 0,7080) são pouco mais radiogênicas que as dos basaltos (0,7056 a 0,7068), enquanto os valores de ϵNd_{134} são mais negativos (~ -5 versus -4). Tais diferenças sugerem que, embora os basaltos devam ter vínculo genético com o magmatismo ácido da região, deve existir alguma contribuição crustal na gênese das rochas vulcânicas ácidas.

As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas por LA-ICPMS mostram valores idênticos na matriz e em fenocristais de plagioclásio e apatita ($\sim 0,7077$), consistentes com cristalização em equilíbrio. Com exceção de um cristal de plagioclásio que é fortemente mais radiogênico ($\sim 0,7083$) e outro menos radiogênico ($\sim 0,7074$), podendo corresponder a duas diferentes suítes de antecristais. A maioria dos fenocristais de clinopiroxênio tem razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diferentes da matriz [em geral menores, entre 0,7045 e 0,7071; somente um cristal é mais radiogênico, 0,7084]. Junto com dois fenocristais de plagioclásio (com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,7083 e 0,7074), eles não se formaram em equilíbrio com a matriz, e são prováveis antecristais.

Modelamentos geoquímicos utilizando elementos maiores e elementos traço compatíveis e incompatíveis mostram que é possível obter o magma ácido após a cristalização fracionada de 60 a 80% de basalto tipo Pitanga. O principal obstáculo para esse modelo seria o hiato composicional de sílica entre os magmas ácidos e básicos; no entanto, esse hiato pode resultar de limitações físicas impostas à separação cristal-líquido em composições intermediárias e à extração por *filter pressing* de líquidos residuais mais evoluídos. As pequenas diferenças nas razões isotópicas de Sr e Nd entre as rochas ácidas e básicas podem ser explicadas por um modelo de AFC com 60% de cristalização de um magma basáltico e assimilação de 10-30% de líquido granítico derivado do embasamento pré-Cambriano. Por outro lado, o modelo de refusão de *underplates* basálticos prevê a geração de magmas ácidos com teores de elementos compatíveis (Ni, Cr e V) mais elevados, e portanto demandariam fracionamento para alcançar as composições observadas nos traquidacitos.

II. ABSTRACT

Dacitic rocks from Piraju-Ourinhos, State of São Paulo, outcrop for ca. 60 km along the Paranapanema River valley, and constitute the northernmost expositions of the Parana Magmatic Province acid magmatism. They rest directly over the Botucatu Formation eolic sandstones and are recovered by Pitanga-type high Ti basalt flows. Basalt dykes and sills that occur in the region show different chemical relationship and can be compared to the Paranapanema, Urubici and Pitanga basalt types.

Chemically classified as trachydacites, these rocks are porphyritic with 5 to 15% plagioclase, clinopyroxene, opaque minerals and apatite phenocrysts. Aphanitic to phaneritic groundmass is composed of glass, plagioclase, clinopyroxene, quartz and alkali feldspar. Glass can make up 10 to 90% of the original groundmass and is usually devitrified, being recognized by relict quenching textures. Vesicles and amygdalas are abundants in such trachydacites varieties and can achieve to 40% of rock.

In this work, the age of the acid magmatism was obtained by U-Pb TIMS in baddeleyite and zircon concentrates. The value [134.4 0,9 (2 σ)], is more accurate and precise compared with ages previously obtained in the trachydacites from region [133 -134 $\pm$ 6 Ma (K-Ar); 128.7 $\pm$ 1 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)], and within the short age interval currently admitted for the Paraná volcanism climax.

Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the trachydacites (0.7078 to 0.7080) are slightly more radiogenic than those of associated basalts (0.7056 to 0.7068), whereas ϵNd_{134} are more negative (~ -5 *versus* -4). These differences suggest that, although the basalts must have a genetic link with the acid magmatism of region, some crustal contribution may exist in the acid magmas.

Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtained by LA-ICPMS show identical values for the groundmass and plagioclase and apatite phenocrysts (~ 0.7077), consistent with equilibrium crystallization. Most of the clinopyroxene phenocrysts have initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ different from the groundmass (usually smaller; 0.7045-0.7071; only one crystal is more radiogenic, 0.7084). Together with two the plagioclase phenocrysts (with initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.7083 and 0.7074), they did not crystallize in equilibrium to the groundmass, and are likely antecrysts.

Geochemical modelling using major elements and both compatible and incompatible trace-elements show that it is possible to obtain the acid magmas after 60 to 80% fractional crystallization of a Pitanga-type basalt. The main obstacle for such model would be the wide compositional silic gap between acid and basic magmas.; however, this gap could result from

physical limitations to crystal-liquid separation at intermediate compositions and to the extraction by filter pressing of more evolved residual liquids. The small differences in Sr-Nd isotopic signature between acid and basic rocks can be explained by an AFC model, with 60% of basaltic magma crystallization plus ~10-30% assimilation of a granitic liquid derived from the pre-Cambrian basement. On the other hand, a model of remelting of basalt underplates generates acid magmas with higher contents of compatible elements contents (Ni, Cr, V) and therefore would demand some fractionation to achieve the observed trachydacite compositions.

III. AGRADECIMENTOS

Esta dedicatória vai para aqueles que, de uma forma ou de outra, colaboraram para esta dissertação de mestrado.

Como não podia deixar de ser, agradeço primeiramente ao professor Valdecir, o melhor orientador que poderia ter, por toda a sua dedicação, seus ensinamentos, sua calma, seu bom senso e suas sugestões durante todos esses anos. Obrigada e parabéns pelas suas conquistas, você merece.

A todos da Universidade de Alberta, professor Larry Heaman, Judy Schultz, Antonio Simonetti e Barry Herchuk. Em especial ao primeiro, pela oportunidade, assim como pela sua experiência geológica, essenciais para que eu pudesse encontrar os tais cristais de badeleíta e à Judy pela hospitalidade, paciência e apoio total durante toda minha estadia no Canadá.

Um agradecimento especial aos geólogos e companheiros de equipe, Tarcísio e Chico, pela ajuda com trabalhos de campo e na coleta de amostras. Aos responsáveis pelos meus dados de química, Sandra e Paulinho, pelas minhas imagens por BSE e análises de minerais obtidas nos laboratórios operados por Marcos e Isaac. À equipe do CPGeo, Vasco, Walter, Kei, Solange e ao professor Teixeira por parte dos dados isotópico obtidos.

Aos conhecimentos e experiência de Lucelene, que sempre está disposta a ajudar quem precisa. Às dicas valiosas de Adriana e Luana, com quem dividi experiências e a atenção de Valdecir, assim como Renato, Bruna, Camila, Vidya e Lisa. Aos colegas de classe Frederico, Tatiana e Marcelo, aos do corredor, Gabriel, Rogério, John, Carlos Mário, Thaís, Roberta e Alice. Ao pessoal de minha turma, às garotas do time e todos os colegas de pós-graduação e graduação com quem dividi momentos inesquecíveis durante todos esses meus anos de Geologia.

Também agradeço à FAPESP pela bolsa concedida.

Embora tenha deixado por último, mas eles sabem que são os primeiros em meu coração, agradeço minha mãe, Cristina, e meu namorado, Caju. Os dois me deram todo apoio, tiveram muita paciência e foram essenciais durante todo o meu mestrado. Obrigada sempre.

IV. SUMÁRIO

I. RESUMO.....	i
II. ABSTRACT	iii
III. AGRADECIMENTOS	v
IV. SUMÁRIO	vi
V. ÍNDICE DE FIGURAS	viii
VI. ÍNDICE DE TABELAS.....	xii
1. INTRODUÇÃO	1
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	3
2.1. Análises petrográficas.....	3
2.2. Análises químicas de rocha total	5
2.3. Análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total.....	5
2.4. Análises isotópicas Rb-Sr na matriz das rochas	9
2.5. Análises de elementos maiores em minerais e vidro por Microsonda Eletrônica	10
2.6. Análises de elementos traço em minerais e vidro por LA-Q-ICP-MS	10
2.7. Análises de isótopos de Sr em minerais por LA-MC-ICP-MS	12
2.8. Identificação, separação mineral e análises isotópicas U-Pb	15
2.8.1. Separação de concentrados de badeleíta e zircão	16
3. CONTEXTO GEOLÓGICO DAS ROCHAS ESTUDADAS	25
3.1. A Bacia do Paraná	25
3.2. A Província Magmática Paraná	25
4. GEOLOGIA E PETROGRAFIA	33
4.1. Geologia da região de Piraju-Ourinhos	33
4.2. Petrografia dos dacitos e basaltos.....	37
4.2.1 Rochas vulcânicas ácidas.....	37
4.2.2. Rochas vulcânicas básicas	42
5. GEOCRONOLOGIA U-Pb	45
5.1. Datações prévias de rochas vulcânicas ácidas e básicas da PMP.....	45
5.2. Resultados de datação U-Pb por TIMS	46

6. GEOQUÍMICA	49
6.1. Geoquímica de rochas	49
6.2. Análises de elementos maiores em fenocristais e vidro por ME.....	51
6.2.1. Vidro	51
6.2.2. Plagioclásio	52
6.2.3. Piroxênios	53
6.3. Geoquímica de elementos traço em minerais e vidro.....	54
 7. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	 59
7.1. Isotopia Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total.....	59
7.2. Isotopia Rb-Sr na matriz de rocha	61
7.3. Análises isotópicas por LA-MC-ICP-MS em fenocristais	61
 8. PETROGÊNESE	 71
8.1. Geoquímica e isotopia Rb-Sr de fenocristais: implicações genéticas e estimativas de coeficientes de partição em dacitos da PMP	71
8.2. Contribuição aos modelos de origem e evolução dos dacitos da região de Ourinhos.....	77
8.2.1. <i>Cristalização Fracionada X Fusão Parcial</i>	80
8.2.2. <i>Assimilação Crustal</i>	86
 9. CONCLUSÕES	 91
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	 95
 ANEXOS	

V. ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Imagens de elétrons retroespalhados obtidas no MEV. A figura A com contraste de 65% e a B com contraste de cerca de 40%. Os pontos 1, 2, 3 e 4 são de cristais de número atômico médio alto, o número 5 é uma magnetita e o número 6 é um K-feldspato.	4
Figura 2.2. Espectrômetro de Massa TIMS VG 354 mono coletor.	7
Figura 2.3. Espectrômetro de Massa TIMS Finnigan MAT modelo 262 multicoletor.	7
Figura 2.4. Microsonda Eletrônica JEOL 8600 do laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc- USP.	10
Figura 2.5. LA-Q-ICP-MS da Universidade de Alberta.	11
Figura 2.6. Sistema de Laser Ablation UP213 da New Wave Research do laboratório de isótopos radiogênicos da Universidade de Alberta, Canadá.	14
Figura 2.7. Peneiração do laboratório de preparação de amostra da Universidade de Alberta.	17
Figura 2.8. Mesa vibratória do laboratório de preparação de amostra da Universidade de Alberta.	17
Figura 2.9. Separação magnética por queda livre no laboratório de geoquímica da Universidade de Alberta.	18
Figura 2.10. Separação magnética por queda livre no laboratório de geoquímica da Universidade de Alberta.	18
Figura 2.11. Montagem dos líquidos densos do laboratório de geoquímica da Universidade de Alberta.	18
Figura 2.12. Separação magnética por Frantz do laboratório de geoquímica da Universidade de Alberta.	18
Figura 2.13. Fotomicrografias em microscópio binocular de concentrados de zircão (A), badeleíta (B, C e D) e clinopiroxênio (E) das amostras de traquidacitos OU-09 (A, B, C e D) e OU-07 (E) utilizados na datação U-Pb.	20
Figura 2.14. Canoa feita com papel alumínio (foto superior) e balança onde são pesados os grãos (foto inferior).	22
Figura 2.15. Montagem da coluna para a separação do U e Pb do laboratório de geocronologia U-Pb da Universidade de Alberta.	23
Figura 3.1. Mapa da extensão da Província Magmática Paraná, com as isópacas de suas lavas e ilustra também os limites da Bacia do Paraná. Extraído de Peate <i>et al.</i> (1992).	27
Figura 3.2. Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná. (1) embasamento cristalino. (2) sedimentos pré-vulcânicos. (3) rochas vulcânicas básicas e intermediárias da PMP. (4) rochas vulcânicas ácidas tipo Palmas da PMP. (5) rochas vulcânicas ácidas tipo Chapecó da PMP. (6) enxame de diques da PMP. (7) sedimentos pós-vulcânicos. Alinhamento tectônicos e/ou magnéticos. (8) localização da seqüência de derrames investigadas pela autora da figura. O retângulo em azul representa a região estudada nesse trabalho. Modificado de Marques & Ernesto. (2004).	29
Figura 4.1. Mapa geológico da região de Piraju-Ourinhos (SP), segundo Negri <i>et al.</i> (2006) com a localização dos principais pontos analisados nesse projeto. Círculos vermelhos representam traquidacitos e verdes basaltos.	34
Figura 4.2. Perfil esquemático do corpo de um derrame ácido. No topo e na base encontra-se o dacito tipo "chocolate" e ao centro os tipos granular e "sal e pimenta".	35
Figura 4.3. Fotografias de amostras de mão das variedades texturais de dacitos encontrados na região de Piraju-Ourinhos. Foto A representa o dacito granular porfirítico. Foto B corresponde ao dacito "sal e pimenta". Foto C ilustra o dacito tipo cinza vítreo com amígdalas. Foto D representa o dacito tipo "chocolate" amigdaloidal.	36
Figura 4.4. Fotomicrografias destacando as principais características texturais dos dacitos da região. A- fenocristal de andesina, polarizadores cruzados. B - textura <i>quenching</i> , polarizadores descruzados. C - amígdala preenchida por zeólitas, polarizadores cruzados. D fenocristais de clinopiroxênio e apatita, polarizadores descruzados.	38
Figura 4.5. Fotomicrografia de um dacito tipo "chocolate". Polarizadores descruzados.	38
Figura 4.6. Fotomicrografia de um dacito cinza vítreo. Polarizadores descruzados.	39

Figura 4.7. Fotomicrografia de um dacito tipo “sal e pimenta”. Polarizadores descruzados.	39
Figura 4.8. Fotomicrografia de um dacito granular. Polarizadores descruzados.....	40
Figura 4.9. Imagens obtidas por elétrons retroespalhados no MEV. A, B e F correspondem a amostra OU-09; C a amostra OU-07 e D e E a amostra OU-54. Quartzo significa mineral do grupo da sílica, que pode corresponder ao quartzo ou um polimorfo de alta temperatura, como a cristobalita.....	41
Figura 4.10. Fotomicrografia de basalto de derrame. Polarizadores descruzados.	43
Figura 4.11. Fotomicrografia de diabásio de dique. Polarizadores descruzados.	43
Figura 4.12. Fotomicrografia de basalto alojado na forma de sills. Polarizadores descruzados.	44
Figura 4.13. Imagem obtida por elétrons retroespalhados no MEV de uma amostra de soleira de diabásio (OU-170).	44
Figura 5.1. Diagrama concórdia U-Pb para idades de concentrados de zircão e badeleíta obtidas por TIMS em traquidacito da região de Piraju-Ourinhos. Números entre parênteses igual ao número de cristal por fração analisada.	48
Figura 6.1. Diagrama de classificação de rochas vulcânicas de LeBas <i>et al.</i> (1986). Os círculos verdes são as rochas vulcânicas básicas e os vermelhos são as rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju-Ourinhos.	49
Figura 6.2. Padrões ETR dos basaltos da região de Piraju-Ourinhos, normalizados pelo Condrito de Boynton (1984).	50
Figura 6.3. Padrões ETR dos traquidacitos da região de Piraju-Ourinhos, normalizados pelo Condrito de Boynton (1984).	50
Figura 6.4. Diagrama de classificação de rochas vulcânicas de LeBas <i>et al.</i> (1986) utilizado para os dados químicos de vidro das rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju-Ourinhos obtidos por ME.	51
Figura 6.5. Fotomicrografias do vidro de composição riolítica (OU-101 e OU-226). Op= mineral opaco e Pl= plagioclásio. Fotos com polarizadores paralelos.....	52
Figura 6.6. Classificação dos feldspatos analisados baseado no diagrama de Deer <i>et al.</i> (1963).....	52
Figura 6.7. Trajetória de pontos analisados do núcleo para a borda da andesina.....	53
Figura 6.8. Classificação do piroxênio analisado baseados no diagrama de Morimoto (1988).....	53
Figura 6.9. Diagramas com os dados dos elementos traço e alguns terras raras de plagioclásio, clinopiroxênios e vidro. Valores normalizados pelo manto primitivo de McDonough <i>et al.</i> (1992).	54
Figura 6.10. Diagramas com os dados dos elementos terras raras. Os valores foram normalizados pelo condrito de Sun & McDonald (1989).....	55
Figura 6.11. Teores dos elementos traço e ETR dos cristais de plagioclásio das amostras OU-07, OU-09 e OU-54.....	57
Figura 6.12. Teores dos elementos traço e ETR dos cristais de plagioclásio das amostras OU-101, OU-226 e OU-508.....	58
Figura 7.1. Gráfico ilustra as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais e seus respectivos erros (2 sigma) obtidas para um fenocristal de plagioclásio da amostra OU-07, com microfotografia do cristal correspondente, nicóis descruzados. As incertezas utilizadas para os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais são as mesmas das calculadas para as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas.	62
Figura 7.2. Diagrama mostra as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais e seus respectivos erros (2 sigma) obtidas para dois fenocristais de plagioclásio da amostra OU-09, com microfotografias dos cristais correspondentes, nicóis descruzados. As incertezas utilizadas para os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais são as mesmas das calculadas para as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas.	63

- Figura 7.3.** Gráfico mostra as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais e seus respectivos erros (2 sigma) obtidas fenocristais de plagioclásio e de clinopiroxênio da amostra OU-54, com microfotografias dos cristais correspondentes, nicois descruzados. As incertezas utilizadas para os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais são as mesmas das calculadas para as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas.64
- Figura 7.4.** Diagrama mostra as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais e seus respectivos erros (2 sigma) obtidas para fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e apatita da amostra OU-101, com microfotografias dos cristais correspondentes, nicois descruzados. As incertezas utilizadas para os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais são as mesmas das calculadas para as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas.65
- Figura 7.5.** Gráfico ilustra as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais e seus respectivos erros (2 sigma) obtidas para fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e apatita da amostra OU-226, com microfotografias dos cristais correspondentes, nicois descruzados. As incertezas utilizadas para os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais são as mesmas das calculadas para as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas.66
- Figura 7.6.** Diagrama mostra as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais e seus respectivos erros (2 sigma) obtidas para fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e apatita da amostra OU-508, com microfotografias dos cristais correspondentes, nicois descruzados. As incertezas utilizadas para os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais são as mesmas das calculadas para as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas.67
- Figura 7.7.** Razões iniciais de Sr de todos os plagioclásios analisados, com os respectivos erros (2 sigma). Para cada amostra, tons de cores diferentes para cristais distintos. Ordem dos cristais para cada amostra é a mesma que das figuras 4.11 a 4.16 . Linha tracejada vermelha representa a média das análises de matriz de rocha e a linha traceja roxa corresponde à média de rocha total.69
- Figura 8.1.** Coeficientes de partição dos ETR para plagioclásio (linhas vermelhas) e apatita (linha azul) obtidos nesse trabalho.76
- Figura 8.2.** Coeficientes de partição dos ETR com valores da literatura. Linha azul: coeficientes de partição dos ETR para plagioclásio de dacitos (Fujimaki *et al.*, 1984) e linha rosa para apatita de dacitos (Nagasawa & Schnetzler, 1971).76
- Figura 8.3.** Diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais *versus* SiO_2 e Sr dos dados apresentados nesse trabalho comparados aos dados prévios de Piccirillo *et al.* (1987) e de Garland *et al.* (1995) para dacitos da região de Piraju-Ourinhos, e diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ *versus* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ somente para as rochas vulcânicas desse trabalho.77
- Figura 8.4.** Dados isotópicos das rochas vulcânicas básicas e ácidas da região de Piraju-Ourinhos plotados em diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial *versus* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (calculados para 130 Ma) extraído de Garland *et al.* (1995), que contem valores das rochas vulcânicas de outras regiões da PMP e do embasamento Brasileiro. Círculos verdes = basaltos Pitanga; quadrado verde = Basalto Paranapanema e círculos vermelhos = traquidacitos da região de Piraju-Ourinhos.78
- Figura 8.5.** Diagramas binários de elementos traço com dados de traquidacitos tipo Chapecó subtipo Ourinhos e de basaltos de alto Ti (Pitanga, Paranapanema e Urubici) obtidos nesse trabalho.80
- Figura 8.6.** Modelos de cristalização fracionada de geração de magmas ácidos a partir de basaltos, inseridos em gráficos binários elemento incompatível *versus* compatível. Círculos vermelhos: composição ácida; círculos verdes: basaltos; linha azul: evolução da cristalização fracionada e para cada quadrado azul aumento de 10% na taxa de cristalização, com início em 0% na composição básica.84
- Figura 8.7.** Modelos de fusão parcial de geração de magmas ácidos a partir de basaltos primitivos e mais evoluídos, inseridos em gráficos binários elemento incompatível *versus* compatível. Círculos vermelhos: composição ácida;

círculos verdes: basaltos; linha roxa: evolução da fusão parcial, cada quadrado roxo representa um decréscimo de 10% da taxa de fusão, com início em 100% na composição básica.....85

Figura 8.8. Modelos de cristalização fracionada com assimilação crustal (AFC) para a geração do magmatismo ácido da região de Piraju-Ourinhos a partir dos basaltos tipo Pitanga associados. Círculos vermelhos: traquidacitos, círculos verdes: basaltos Pitanga, quadrado verde basalto tipo Paranaapanema, círculo e linha preta: granada leucogranito de Nazaré Paulista (Martins, 2005) e a trajetória AFC. Quadrado representa um acréscimo de 10% da taxa de cristalização, com início em 0% na composição básica. Foi utilizada a taxa de assimilação crustal = 10% pois é a que melhor se aproxima das composições ácidas.87

Figura 8.9. Modelos de cristalização fracionada com assimilação crustal (AFC) para a geração do magmatismo ácido da região de Piraju-Ourinhos a partir dos basaltos associados com assimilação crustal do leucossoma granítico de Nazaré Paulista. Círculos vermelhos: traquidacitos, círculos verdes: basaltos. Círculo preto: granada leucogranito de Nazaré Paulista. As linhas pretas são as trajetórias AFC para a porcentagem de assimilação indicada. Cada quadrado representa um acréscimo de 10% da taxa de cristalização, com início em 0% na composição básica.88

VI. ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1. Amostras de traquidacitos e basaltos encaminhadas para análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total.	6
Tabela 2.2. Amostras analisadas e seus respectivos teores de CaO utilizados como padrão de calibração interna do LA-Q-ICP-MS.....	12
Tabela 2.3. Condições analíticas do LA-MC-ICP-MS da Universidade de Alberta, Canadá.	14
Tabela 5.1. Resultados da geocronologia U-Pb em zircão, badeleíta e clinopiroxênio dos traquidacitos da região de Piraju-Ourinhos.	47
Tabela 7.1. Resultados das análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total em amostras de traquidacitos e basaltos da região de Piraju-Ourinhos (SP).....	60
Tabela 7.2. Resultados das análises isotópicas Rb-Sr em matriz de rocha em três amostras de traquidacitos da região e seus respectivos teores de Rb e Sr obtidos por FRX.	61
Tabela 8.1. Coeficientes de partição plagioclásio/vidro das amostras de traquidacitos OU-226 e OU-508 do tipo Chapecó da região de Piraju-Ourinhos, comparados aos de dacitos da literatura.	73
Tabela 8.2. Coeficientes de partição da apatita obtidos na amostra de traquidacito OU-226 e comparados aos de Nagasawa & Schnetzler (1971).	74
Tabela 8.3. Coeficientes de partição de clinopiroxênio das amostras de traquidacitos OU-226, OU-508 e suas médias, comparados aos obtidos em dacitos por de Ewart <i>et al.</i> (1973) e Fujimaki <i>et al.</i> (1984).....	75
Tabela 8.4. Coeficientes de partição para as fases selecionadas dos elementos utilizados para os modelamentos petrogenéticos desse trabalho, extraídos de Bellieni <i>et al.</i> (1986b).....	81

1. INTRODUÇÃO

No Cretáceo inferior, uma grande manifestação vulcânica associada à abertura do Oceano Atlântico Sul promoveu a geração de lavas da Província Magmática Paraná (PMP) que constituem a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná. A extensão da província abrange os estados do centro-sul do Brasil e parte da Argentina, Uruguai e Paraguai. Com cerca de $1,2 \times 10^6 \text{ km}^2$, a PMP é a segunda maior província de basaltos continentais do mundo. Nos seus derrames são identificadas rochas de caráter básico (basaltos, andesito-basaltos) e ácido (dacitos, traquidacitos e riolitos) da série toleítica, caracterizando-se assim pela composição bimodal, embora sejam também encontradas, em menor volume, rochas de composições intermediárias principalmente no sul da província.

As idades e duração sugeridas para o magmatismo da Província Magmática Paraná são variáveis; Renne, *et al.* (1992) e Thiede & Vasconcelos (2008) propõem uma duração de cerca de 1 Ma (133-134 Ma), enquanto que Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996) defendem uma maior duração do evento magmático, de cerca de 11 Ma (138-127 Ma).

O magmatismo ácido da Província Magmática Paraná representa cerca de 2,5% de todo o volume de lavas e é dividido segundo seus teores de TiO_2 e elementos incompatíveis em dois tipos principais: Palmas e Chapecó. O tipo Palmas ocorre com maior frequência na porção meridional da PMP e está associado com os basaltos de baixo Ti. O tipo Chapecó é mais abundante na porção centro-norte da PMP e ocorre associado aos basaltos de alto Ti. Com base nas afinidades geográficas, geoquímicas e isotópicas, é um consenso que existe um vínculo genético entre ambos os tipos de rocha vulcânica ácida (Palmas e Chapecó) com os basaltos associados (Bellieni *et al.*, 1984a, 1986b; Piccirillo *et al.*, 1987; Garland *et al.*, 1995). No entanto, são propostos diferentes modelos de evolução para cada tipo. Para os riolitos tipo Palmas, o modelo mais aceito é o de cristalização fracionada de magmas basálticos, enquanto que para o tipo Chapecó o modelo preferido é o de refusão de *underplates* basálticos (Bellieni *et al.*, 1984a, 1986b; Piccirillo *et al.*, 1987; Garland *et al.*, 1995). No entanto, estudos recentes (Janasi *et al.*, 2007b; Freitas & Janasi, 2007) mostraram que, para as rochas vulcânicas ácidas tipo Chapecó da região de Piraju-Ourinhos, o modelo de fusão parcial para a geração desses magmas deve ser revisto, pois não é possível alcançar teores tão baixos de alguns elementos compatíveis. Os estudos também levantam a hipótese do modelo de cristalização fracionada para a gênese desses magmas.

O presente estudo vem dar continuidade às pesquisas de gênese, evolução e geocronologia das rochas vulcânicas ácidas da Província Magmática Paraná e o cenário

escolhido foi a região de Piraju-Ourinhos, onde estão as exposições mais setentrionais do vulcanismo ácido da província. Os traquidacitos da região, únicos representantes do subtipo Ourinhos (tipo Chapecó), afloram ao longo da calha do rio Paranapanema na direção N40W entre os municípios de Piraju e Ourinhos (SP), formando uma área de 65 km x 20 km. A norte, os traquidacitos são sobrepostos pelos derrames básicos e mais ao sul se sobrepõem aos sedimentos pré-vulcânicos da Bacia do Paraná. Trabalhos anteriores que vêm sendo publicados durante mais de duas décadas (ex. Piccirillo *et al.*, 1987; Raposo, 1987; Dantas, 2003; Negri *et al.*, 2006; Freitas, 2006; Freitas & Janasi, 2007; Janasi *et al.*, 2007a e b) realizaram estudos de geologia, geoquímica e isotopia na região, os quais foram usados como suporte para este trabalho.

Além de trabalhos de geologia básica como coleta de amostras, petrografia e geoquímica de rochas, para o presente foi feita a aquisição de dados obtidos por tecnologias mais avançadas - análises $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em rocha total e análises de elementos maiores em minerais, isotopia $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e análises de elementos traço em fenocristais e matriz e determinações idades U-Pb em zircão e badeleíta. Com todo o acervo obtido, foi possível apresentar contribuições para temas como idade, gênese e evolução do magmatismo ácido presente na província, e a origem dos seus fenocristais.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Análises petrográficas

A caracterização textural e mineralógica das amostras de rochas vulcânicas ácidas e básicas foram realizadas de dois diferentes modos: no microscópio petrográfico e no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), com sistema EDS (Energy Dispersive Spectrometer) acoplado.

No microscópio petrográfico foram descritas mais de 50 lâminas delgadas das rochas vulcânicas da região. Destas cerca de 7 lâminas foram analisadas pelo sistema MEV-EDS.

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

No MEV do Instituto de Geociências (IGc) da USP foi possível obter relações texturais através de imagens de elétrons retroespalhados (Backscattered Electrons - BSE) e realizar análises químicas qualitativas pelo sistema EDS. Minerais como quartzo e seus polimorfos, feldspato alcalino, titanita, ilmenita e magnetita foram identificados dessa forma. Utilizados em análises isotópicas U-Pb e presentes em tamanhos muitos pequenos ($<100\text{ }\mu\text{m}$), minerais como zircão e badeleíta somente puderam ser facilmente identificados através de ajustes de contrastes de imagens do MEV. Comparados aos demais minerais, esses minerais apresentam alto número atômico médio e, portanto alta proporção de elétrons retroespalhados resultando em imagens mais claras e com maior brilho. O contraste de imagens utilizado foi de aproximadamente 65%, suficiente para observar grãos de alto número atômico médio com facilidade (Fig. 2.1A). Ao diminuir o contraste é possível observar as relações texturais dos cristais com os demais grãos (Fig. 2.1B).

2.2. Análises químicas de rocha total

No Laboratório de Fluorescência de Raios X (FRX) do IGc-USP foram analisados elementos maiores em pastilhas fundidas e elementos traço em pastilhas de pó prensado de cerca de 38 amostras representativas de rochas vulcânicas ácidas e básicas da região (Tab. A e B, em anexo). Destas, três (OU-07, OU-09 e OU-54) tiveram suas matrizes analisadas também por FRX (Tab. C, em anexo), para obtenção dos teores de Rb e Sr, necessários para complementar as análises isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ natural nestes materiais (item 2.4)

Os materiais de referência geoquímica internacionais utilizados para o teste de exatidão foram o basalto JB-1a e o granodiorito JG-1a. Foram considerados adequados os casos em que o valor recomendado ficou dentro de um limite de 5% relativo nos óxidos de elementos maiores e 10% nos elementos traço. Os valores obtidos para os teores de óxidos e elementos traços apresentaram boa exatidão com exceção dos elementos Ce, La, Ni, Nd, Pb, Th e U, com teores com variações acima de 10% do valor recomendado, chegando a 30%.

A precisão da metodologia usada foi avaliada através da comparação de duplicatas (teste de reprodutibilidade). A cada cinco amostras analisadas foi feita uma análise em duplicata. Com exceção do F todos os óxidos e elementos traço analisados mostraram variações menores que 5% entre os pares de duplicata.

Um conjunto de elementos traço presentes em teores mais baixos, os elementos terras raras (ETR) foram realizadas análises por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry) em rocha total de 16 amostras. Assim como nas análises por FRX, para a avaliação dos dados obtidos foram utilizados padrões internacionais e testes de duplicatas. Os valores obtidos e recomendados do granito JG-3 e do riolito JR-1 utilizado como padrão para as rochas vulcânicas ácidas e o gabro JGb-1 para as básicas, em geral, forneceram resultados satisfatórios com diferenças menores que 10% para a maioria dos elementos (Tab. D e E, em anexo).

2.3. Análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total

O uso combinado dos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd é muito freqüente em estudos petrogenéticos, pois são sistemas contrastantes. No sistema Rb-Sr os elementos são bastante fracionados entre si, sendo que o Rb, o isótopo pai, é muito mais incompatível que o Sr. No sistema Sm-Nd ambos os elementos apresentam características muito similares, mas é o Nd, o

isótopo filho, que é o mais incompatível. E em contraste com o par Rb-Sr, os elementos Sm e Nd são pouco fracionados em processos geológicos.

O uso combinado de isótopos de Sr e Nd também pode indicar se duas suítes de rochas apresentam uma mesma origem, uma vez que, em condições de equilíbrio, processos de fracionamento magmático em sistema fechado não são capazes de fracionar de modo apreciável esses isótopos. Nesse sentido, ambos os processos são sensíveis, por exemplo, a contaminação crustal, que modificam as razões iniciais dos magmas mais primitivos.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram obtidas por espectrometria de massa em 8 amostras selecionadas (Tab. 2.1). Para as rochas ácidas, que apresentam homogeneidade química, optou-se por escolher exemplares de diferentes regiões da área mapeada. Enquanto isto, os basaltos foram escolhidos segundo critérios químicos (diferentes subtipos, Pitanga e Paranapanema) e modo de ocorrência (derrame e dique).

Tabela 2.1. Amostras de traquidacitos e basaltos encaminhadas para análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total.

Amostra	OU-09	OU-54	OU-101	OU-210	OU-21	OU-22	OU-244	OU-371
	Dacitos/traquidacitos				Basaltos/diabásios			
Tipo	Chapecó	Chapecó	Chapecó	Chapecó	Alto Ti	Alto Ti	Alto Ti	Alto Ti
Subtipo	Ourinhos	Ourinhos	Ourinhos	Ourinhos	Pitanga	Paranapanema	Pitanga	Pitanga
Corpo	Derrame	Derrame	Derrame	Derrame	Dique	Dique	Derrame	Derrame

Para a obtenção das razões isotópicas, primeiramente, as amostras foram fragmentadas em pequenos pedaços (maior dimensão = ~ 0,5 cm) e pulverizadas em moinhos de ágata no Laboratório de Tratamento de Amostras do Instituto de Geociências da USP (LTA-IGc-USP). Em seguida, os pós foram levados para o laboratório de Rb-Sr e Sm-Nd do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do IGc- USP e dissolvidos com HF (ácido fluorídrico) em bombas tipo Parr. Após a dissolução completa, o material foi levado para a separação elementar em colunas primárias de troca catiônica AG-50WX8. Nessas colunas, o Sr foi eluído e coletado com adição de HCl (ácido clorídrico) 2,62 N, enquanto que os elementos terras raras com adição de HCl 6,2 N. Os resíduos contendo os elementos terras raras foram levados para colunas de resina EiChron LN-SPEC, onde foi eluído e coletado o Nd com HCl 0,26 N.

Os resíduos contendo o Sr e o Nd foram aquecidos e após secos foram levados para os espectrômetros de massa. Basicamente, esse instrumento é constituído por três partes principais, a fonte de íons, o analisador e o detector, que respectivamente, ioniza a amostra em altas temperaturas (~1600°C), separa os íons através de um campo magnético e faz a

contagem dos isótopos (Faure & Mensing, 2005). Para aquisição das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ o espectrômetro utilizado no CPGeo do IGc-USP foi o TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometer) modelo VG 354 mono coletor Faraday (Fig. 2.2), enquanto que as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram obtidas em um espectrômetro TIMS Finnigan MAT modelo 262 (Fig. 2.3) com oito coletores Faraday, multiplicador de elétrons e contador de íons.

Figura 2.2. Espectrômetro de Massa TIMS VG 354 mono coletor.

Figura 2.3. Espectrômetro de Massa TIMS Finnigan MAT modelo 262 multicoletor

Às amostras não foram adicionados “spikes” e sim realizadas análises de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ natural, portanto não foram medidas as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. O cálculo

das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iniciais foram realizados através das equações de decaimento do Rb e Sm, respectivamente (Eq. 2.1 e 2.2), de dados prévios de Rb, Sr, Sm e Nd obtidos por ICP-MS (Tab. D e E, em anexo), das constantes de decaimento do Rb e Sm e da idade da rocha (134Ma) obtida por TIMS (item 5).

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_i + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Equação 2.1})$$

Onde, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é a razão isotópica obtida no espectrômetro, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ é a razão inicial, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ é a razão calculada com dados dos teores Rb e Sr, λ é a constante de decaimento do ^{87}Rb e t é o tempo.

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right] + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Equação 2.2})$$

Onde, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é a razão isotópica obtida no espectrômetro, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ é a razão inicial, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é a razão calculada com dados dos teores Sm e Nd, λ é a constante de decaimento do ^{147}Sm e t é o tempo.

Os padrões externos utilizados para o Sr foi o NBS 987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710248$) e para Nd o La Jolla ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51184$). Os valores obtidos nas análises dos padrões (1σ de erro) foram $0,710253 \pm 0,000015$ para o Sr e $0,511833 \pm 0,000015$ para o Nd. Esses valores são médias anuais entre os anos de 2003 e 2007.

Para corrigir as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram utilizados os valores de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,72190$, respectivamente. Erros obtidos nas análises foram da ordem de 0,00005 para o $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e 0,000009 para o $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com precisão de 1σ . O Branco total foi da ordem de 500 pg para Nd e 2 ng para Sr.

Os cálculos de razões iniciais foram baseados em $\lambda_{87} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$, $\lambda_{147} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$ e idade de 134 Ma. Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ e $\epsilon_{\text{Nd}(134)}$ foram calculados a partir das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ atuais de CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*).

2.4. Análises isotópicas Rb-Sr na matriz das rochas

Paralelamente às análises isotópicas em rocha total, foram obtidas razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da matriz de três amostras de traquidacitos da região (OU-07, OU-09 e OU-54), a fim de comparar com os dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos em fenocristais e vidro das mesmas amostras.

Para a separação da matriz, a rocha foi fragmentada em pedaços de até 1cm de dimensão máxima e foram escolhidos manualmente os fragmentos que não continham fenocristal algum.

A técnica analítica de obtenção das razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ difere em parte da utilizada para rocha total, quanto ao laboratório e ao espectrômetro de massa. Como o objetivo era de fazer a comparação com as razões isotópicas de fenocristais e vidro, ambas as análises foram feitas no mesmo equipamento, o MC-ICP-MS (Multicollector- Inductively Coupled - Plasma Quadrupole Mass Spectrometry) do *Radiogenic Isotope Facility* (RIF) Atmosféricas da Universidade de Alberta. No entanto o procedimento de dissolução, separação elementar e obtenção das razões isotópicas é praticamente o mesmo descrito no item precedente (por TIMS).

As amostras foram dissolvidas no forno microondas com a adição de 4 ml de HNO_3 16 N e 1 ml de HCl 10 N. O Sr foi coletado em colunas de troca iônica contendo resina AG50W-X8 através da adição de 5 ml de HCl 2.5 N. Os valores isotópicos de Sr foram determinados utilizando um NuPlasma MC-ICP-MS, um multicoletor que usa 5 copos de Faraday.

A leitura do branco foi feita durante 30 segundos antes da leitura da amostra, e assim eram corrigidos as interferências isobáricas do ^{86}Kr e ^{84}Kr . A interferência isobárica do ^{87}Rb foi monitorada e corrigida através do sinal do ^{85}Rb . A exatidão e reprodutibilidade das análises foram verificadas pelas análises repetitivas de 100 ppb de uma solução do padrão isotópico de estrôncio NIST SRM 987, que forneceu uma média de $0,710242 \pm 0,000041$ (2σ), próxima do valor de referência (0,710245). Os erros obtidos nas análises de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ficaram entre 0,00002 e 0,00003 (2σ).

As razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram calculadas através de teores de Rb e Sr da matriz obtidos por FRX (Tab. C, em anexo); constante de decaimento e idade foram as mesmas usadas para as análises de rocha total.

É importante notar que os valores das razões iniciais de Sr obtidas em rocha total ($\sim 0,7079$) são tipicamente um pouco mais elevados que os valores na matriz da rocha ($\sim 0,7077$) para todos os casos onde esta última foi analisada. O esperado seria que as razões de rocha total apresentassem valor similar à média da soma das razões de fenocristais e matriz. Uma explicação possível é que existe algum viés laboratorial, pois os dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de

rocha total foram obtidos no CPGeo-USP e os de fenocristal e matriz no Laboratório de Isótopos Radiogênicos da Universidade de Alberta (Canadá).

2.5. Análises de elementos maiores em minerais e vidro por Microsonda Eletrônica

Em cinco amostras de rochas vulcânicas ácidas foram obtidas análises quantitativas através do WDS (Wavelength Dispersive Spectrometer) da Microsonda Eletrônica (ME) JEOL 8600 do laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP (Fig. 2.4). A ME é uma técnica microanalítica que permite determinar as composições químicas de pequenos volumes de material sólido. O limite de detecção é suficientemente baixo para analisar quantitativamente elementos maiores e menores até teores inferiores a 0,1% com excelente precisão. Vantagem adicional é que se trata de uma técnica *in situ* e não destrutiva, preservando as relações texturais dos minerais. Além disso, o WDS, comparado às análises qualitativas ao EDS, fornece análises mais exatas e precisas.

Figura 2.4. Microsonda Eletrônica JEOL 8600 do laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc- USP.

Foram analisados os elementos maiores (Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na e K) de cristais de plagioclásio (fenocristais e matriz), clinopiroxênio (fenocristais e matriz) e do vidro de três amostras (OU-07, OU-09, OU-101, OU-226 e OU-508). As condições de operação foram: tensão de aceleração 15 kV, corrente 15 nA, diâmetro do feixe entre 1 e 2 μm e usando recobrimento de carbono. Os fechamentos obtidos (soma de todos os óxidos) estiveram entre 98 e 101%, podendo assim ser considerado bons, atestando a qualidade das análises.

2.6. Análises de elementos traço em minerais e vidro por LA-Q-ICP-MS

Em complemento às análises de elementos maiores em fenocristais e material vítreo por ME, foram realizadas análises de elementos traço por LA-Q-ICP-MS (*Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma Quadrupole Mass Spectrometry*).

O advento do LA-ICPMS facilitou as análises químicas e isotópicas, porque essa técnica necessita de menores quantidades de amostra para fornecer bons resultados. As análises pontuais por *laser ablation* aumentam ainda mais a capacidade de utilização do ICPMS. A combinação do *laser ablation* e do ICP-MS (LA-ICP-MS) permite análises químicas *in situ* de vários elementos, com rapidez e fácil preparação.

O equipamento utilizado foi o sistema de *Laser Ablation* acoplado ao quadrupolo ICP-MS Perkin-Elmer ELAN6000 da RIF da Universidade de Alberta, Canadá (Fig. 2.5). Este equipamento funciona sob uma atmosfera He:Ar (5:1) com diâmetro de feixe variando de 20 a 160 μm ; sendo que o tamanho utilizado foi 150 μm . Quanto maior o feixe, melhor é o sinal. As análises consistiram em aproximadamente 18 segundos de análises de background seguidos de 1 minuto de tempo de abrasão.

O vidro silicático NIST 612 foi utilizado como padrão de calibração externa para a verificação da exatidão e reprodutibilidade das análises. Antes e depois de cada série de pontos analisados (entre 40 e 70 pontos) eram realizadas ao menos quatro análises no NIST 612. A comparação com os valores obtidos e o recomendado (exatidão), assim como a comparação entre os valores (reprodutibilidade) sempre apresentavam baixos desvios (<5%), refletindo em uma boa qualidade dos dados. Como padrão interno foram usados teores de CaO de cada mineral obtido por ME. O Ca é utilizado como padrão interno devido à sua abundância em muitos minerais, ser livre de interferência isobárica de seus três isótopos de baixa abundância (42, 43 e 44) e seu comportamento à abrasão é similar a muitos elementos de importância petrogenética (Jackson, 2008). Nos casos de amostras em que não haviam sido analisadas previamente por ME utilizou-se a média das demais amostras (Tab. 2.2), tendo em vista a pequena variação no conteúdo de Ca entre minerais de diferentes amostras dos traquidacitos da região.

O tratamento dos dados foi realizado no software GLITTER® (Universidade de Macquarie). Este programa permitiu analisar os resultados obtidos para cada elemento em cada corrida, com o objetivo de identificar heterogeneidades não relacionadas à composição dos minerais (ou vidro). De fato, a presença de inclusões de composição distinta do material que se pretende analisar é muito comum, e sem este procedimento a dispersão dos resultados pode

ser muito grande e não corresponder ao mineral puro. Deste modo, quando identificadas, foram, excluídas partes do espectro correspondentes a inclusões, ou, em casos em que eram muito abundantes, a análise foi descartada.

Em seções delgadas de rocha de 80 µm de espessura foram realizadas medidas dos elementos Ba, Ce, Co, Cr, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Ni, Pb, Pr, Pm, Rb, Sm, Sr, Tb, Tm, Th, U, V, Y, Yb, Zn e Zr (Tab. I, em anexo). Foram selecionadas seis amostras (Tab. 2.2), totalizando 22 análises em fenocristais de plagioclásio, 6 em clinopiroxênio e 7 em materiais vítreos. Quando o cristal apresentava tamanho suficiente foram realizados perfis centro-borda, a exemplo dos que foram feitos na ME.

Tabela 2.2. Amostras analisadas e seus respectivos teores de CaO utilizados como padrão de calibração interna do LA-Q-ICP-MS.						
Amostra	OU-07	OU-09	OU-54	OU-226	OU-101	OU-508
Tipo de rocha e textura	Traquidacito Granular	Traquidacito Granular	Traquidacito Granular	Traquidacito "Chocolate"	Traquidacito Cinza Vítreo	Traquidacito Cinza Vítreo
Plagioclásio	8,1%	7,7%	8,4% (média)	8,4% (média)	8,9%	8,8%
Clinopiroxênio	-	-	17,7% (média)	17,7% (média)	17,7%	17,6%
Vidro	-	-	-	0,6%	0,2%	0,8%
Valores em porcentagem em peso						

Para a seleção das amostras optou-se por escolher dois grupos texturais distintos para verificar possíveis heterogeneidades. Portanto, das seis amostras selecionadas, três apresentam textura granular (OU-07, OU-09 e OU-54) com teor de vidro inferior a 30% e as demais apresentam quantidade de vidro maior que 45%.

2.7. Análises de isótopos de Sr em minerais por LA-MC-ICP-MS

Nos mesmos pontos em que foram obtidos teores de elementos traço por LA-Q-ICP-MS foram medidas as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em fenocristais através do LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation – Multicollector*- ICP-MS) da Universidade de Alberta, Canadá. O espectrômetro de alta resolução dotado de multicoletor permite análises por LA-ICP-MS mais precisas que o quadrupolo, utilizado para as medidas dos elementos traço.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram medidas em fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e apatita e o espectrômetro utilizado foi o Nu Plasma™ MC-ICP-MS acoplado ao sistema de *Laser Ablation* UP213. Na Tab. 2.3 são indicadas as condições analíticas utilizadas.

Se priorizou trabalhar com rastreamento de dimensões iguais a um quadrado de 320 X 320 μm , pois a abrasão é mais superficial e o sinal adquirido é melhor, resultando em menores erros. No entanto, quando o cristal não apresentava tamanho suficiente ou possuía muitas inclusões ou fraturas foram rastreadas áreas menores, com 250 X 250 μm ; para cristais muito pequenos (<250 μm) foram feitos furos de 160 μm de diâmetro.

Das amostras da região de Piraju-Ourinhos seis (OU-07, OU-09, OU-54, OU-101, OU-226 e OU-508) foram alvos de determinações de razões de Sr em fenocristais de plagioclásio. Na amostra OU-508 foram analisados tanto os fenocristais como microfenocristais e plagioclásio de matriz. Os fenocristais de clinopiroxênio apresentaram tamanho suficiente para análise *in situ* em apenas quatro amostras (OU-54, OU-101, OU-226 e OU-508); análises de apatita foram feitas nas mesmas amostras, exceto em OU-54. No total, foram analisados 18 cristais de andesina, 6 cristais de clinopiroxênio e 4 de apatita.

Para o plagioclásio, o valor médio das razões isotópicas obtidas foram $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70771 \pm 11$, $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,056414 \pm 32$ e $^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,006736 \pm 4$ (incertezas de 2σ). Para a apatita, as médias foram $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70761 \pm 25$, $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,05696 \pm 21$ e $^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,00680 \pm 3$. As razões médias obtidas para o clinopiroxênio foram $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70767 \pm 119$, $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,057482 \pm 690$ e $^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,006863 \pm 82$. Devido o tamanho (>0,5 mm) e alto teor de Sr dos fenocristais de plagioclásio as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas durante as análises de cada ponto apresentavam pouca dispersão, resultando em dados consistentes com baixa incerteza (Tab. J, em anexo). Portanto, as incertezas (2 sigma) registradas nas medidas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são baixas (<0,03%). Do mesmo modo as incertezas obtidas nas análises de fenocristais de apatita também foram baixas (<0,06%). Em contrapartida, as análises de clinopiroxênio são menos precisas ($2\sigma < 0,25\%$) devido ao tamanho pequeno (<0,5 mm) e baixo teor de Sr deste mineral.

As razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ foram estimadas a partir do ^{85}Rb . Para os fenocristais de plagioclásio estas razões foram baixas, da ordem de 0,01-0,02, em média (Tab. J, em anexo). Contudo, alguns cristais com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas mais altas apresentaram razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ em torno de 0,03-0,04, chegando a extremos de 0,07 e 0,1 em somente três pontos. Para a apatita as razões variaram de 0,003 a 0,05. Enquanto que para o clinopiroxênio entre 0,06 e 0,8, com um valor anômalo de 3,3 para o um único grão. Em geral, os valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ medido para o clinopiroxênio são bem mais elevados que para o plagioclásio, isso

requer maiores correções e resulta em maiores erros. No entanto, nenhuma análise foi descartada.

Para o cálculo das razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram utilizados a idade de 134 Ma, constante de decaimento do Rb igual a $1.42 \times 10^{11} \text{ ano}^{-1}$ e razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ calculadas.

Tabela 2.3. Condições analíticas do LA-MC-ICP-MS da Universidade de Alberta, Canadá.	
MC-ICP-MS	
Modelo: MC ICP MS Nu Plasma from NU Instruments LTD	
Energia de transferência: 1300W	
Plasma: Ar: 13 L/min	
Auxiliar: 1 L/min	
Transporte da amostra: He: 1,0 L/min Ar: 3,2 L/min (DSN-100)	
Padrão: para o Sr (NIST SRM 987)	
Laser	
Modelo: New Wave Research UP213 com abertura de imagem	
Comprimento de onda: 213 mm
Amplitude do pulso: 3 ns	
Energia do pulso: 0,002 mJ / pulso	
Distribuição da energia: homogeneizada	
Densidade da Energia: 11 J / cm2	
Foco: determinado na superfície	
Taxa de repetição: 5 Hz para o padrão 10 Hz para análise pontual 20 Hz para varredura	Figura 2.6. Sistema de Laser Ablation UP213 da New Wave Research do laboratório de isótopos radiogênicos da Universidade de Alberta, Canadá.
Diâmetro do furo: 160 µm para análise pontual (cristais com pequenas dimensões ou matriz) Quadrado de 250 X 250 µm (microfenocristais ou fenocristais com muita inclusão) Quadrado de 320 X 320 µm (fenocristais em geral)	

2.8. Identificação, separação mineral e análises isotópicas U-Pb

No sistema isotópico U-Pb dois isótopos de U decaem para dois isótopos de Pb; ^{238}U decai para o ^{206}Pb , enquanto ^{235}U decai para ^{207}Pb . Portanto em uma mesma análise é possível obter dois sistemas de decaimento distintos, que aliados são uma ferramenta poderosa. O isótopo não radiogênico utilizado para obtenções de razões isotópicas é o ^{204}Pb .

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left[\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right]_i + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (\text{Equação 2.3})$$

Onde, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ são as razões isotópicas obtidas no espectrômetro, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ é a razão inicial (igual a zero), λ_{238} é a constante de decaimento do ^{238}U e t é o tempo.

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left[\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right]_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (\text{Equação 2.4})$$

Onde, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ são as razões isotópicas obtidas no espectrômetro, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ é a razão inicial (igual a zero), λ_{235} é a constante de decaimento do ^{235}U e t é o tempo.

Dividindo a Eq.2.3 pela Eq. 2.4, obtemos a equação abaixo, onde podem ser calculadas as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} = \left[\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right]_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} \frac{(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)} \quad (\text{equação 2.5})$$

Onde, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ são as razões isotópicas obtidas no espectrômetro, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ é a razão inicial, λ_{235} e λ_{238} são as constantes de decaimento do ^{235}U e ^{238}U e t é o tempo.

Em rochas silicáticas, o Pb e principalmente o U apresentam grande mobilidade em condições de intemperismo e metamorfismo de baixo grau. No entanto, a presença de dois sistemas de decaimento distintos e a escolha de minerais que não são afetados por processos pós-genéticos (por exemplo, zircão e badeleíta) geralmente possibilita a obtenção de idades de excelentes precisão e exatidão.

Tanto zircão como badeleíta são minerais que incorporam quantidade grande de U e insignificante de Pb na sua formação. Portanto, são considerados excelentes para datação pelo método U-Pb, pois o teor de Pb inicial é pequeno ou insignificante.

Em uma análise U-Pb, as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtidas podem ser plotadas graficamente. A meia vida do ^{238}U é muito maior que do ^{235}U , portanto este último decai mais rapidamente, resultando em uma correlação curvilínea do gráfico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, denominada concórdia. Se os dados obtidos estão sobrepostos à concórdia, eles são ditos concordantes, sendo um aspecto importante para avaliar a qualidade do resultado.

Análises isotópicas em concentrados de zircão e badeleíta nas rochas vulcânicas da Bacia do Paraná são ainda restritas. Wildner *et al.* (2006) conseguiram separar cristais de zircão em rochas vulcânicas ácidas do tipo Chapecó da região de Guarapuava (PR) e obtiveram idades por SHRIMP-II. Tal fato adicionado à identificação de cristais de badeleíta por MEV (item 4.2) motivou a tentativa de separação de cristais de zircão e badeleíta nos traquidacitos da região de Piraju-Ourinhos.

2.8.1. Separação de concentrados de badeleíta e zircão

Desenvolvimentos recentes permitiram que cristais de badeleíta de tamanho muito pequeno (<50 μm) sejam utilizados em análises isotópicas (Holm *et al.*, 2006). O Dr. Larry Heaman é um pioneiro nos estudos isotópicos em badeleíta (Heaman & Tarney, 1989; Heaman & LeCheminant, 1993, 2000; Söderlund *et al.*, 2005; Holm *et al.*, 2006), e desenvolveu recentemente a técnica de extração de pequenos cristais deste mineral. Portanto, nos laboratórios da Universidade de Alberta, Canadá, sob a supervisão do Dr. Larry Heaman foi aplicada esta técnica de concentração de cristais de badeleíta, e subordinadamente zircão, nas rochas vulcânicas ácidas da região estudada.

Entre o estágio inicial, amostra de mão, e o final, obtenção das razões por TIMS, a amostra passa por quatro etapas: separação mineral, preparação da amostra, espectrometria e tratamento de dados.

2.8.1-I. Separação mineral

Quebra e moagem – Cada fração de amostra corresponde a uma fatia de rocha de dimensões próximas a 12 x 5 x 1,5 cm, que foi então quebrada com martelo em pedaços menores que 1 cm e moída em panela de disco de tungstênio por 3 minutos e meio, até se transformar em um pó da fração silte;

Figura 2.8. Mesa vibratória do laboratório de preparação de amostra da Universidade de Alberta.

se concentram o zircão e a badeleíta;

Peneiramento – Os minerais pesados obtidos na mesa vibratória foram peneirados para separação em diferentes granulações. Foram utilizadas peneira de 200 mesh (0,074 mm) e 325 mesh (0,044 mm). A escolha dessas peneiras foi feita em função do tamanho da badeleíta (<50 μ m), medido previamente através de imagens de elétrons retroespalhados.

Figura 2.7. Panela de disco do laboratório de preparação de amostra da Universidade de Alberta.

Mesa vibratória - O pó foi misturado com água e detergente e deixado por quinze minutos em ultrassom. A função do detergente é suavizar a forte “adesividade” dos cristais de badeleíta à mesa vibratória. A seguir, a mistura foi levada para a mesa vibratória para separar os minerais leves dos pesados , onde

Figura 2.9. Peneiramento do laboratório de geoquímica da Universidade de Alberta.

Separação magnética por queda livre – As frações entre 200 e 325 mesh e menores que 325 mesh foram levadas para a separação magnética com magnetômetro Frantz em ângulo de 90 graus (queda livre). A separação magnética por queda livre consiste em três passagens, a primeira a 0,2 A, a segunda a 0,5 A e a terceira a 1,6 A. A badeleíta e o zircão não são magnéticos em nenhuma dessas calibrações.

Figura 2.10. Separação magnética por queda livre no laboratório de geoquímica da Universidade de Alberta.

Figura 2.11. Montagem dos líquidos densos do laboratório de geoquímica da Universidade de Alberta.

Líquidos densos- O material não magnético nas três etapas da separação magnética anterior foi levado para os líquidos densos. O principal objetivo nessa etapa foi extrair a apatita ($\rho = 3,1 - 3,2 \text{ g/cm}^3$) para isso utilizou-se o iodeto de metileno ($\rho = 3,32 \text{ g/cm}^3$). A badeleíta apresenta uma densidade entre 5,4 e 6,02 g/cm^3 e o zircão entre 4,6 e 4,7 g/cm^3 , e portanto, ambos devem decantar no iodeto.

Separação magnética por Frantz – O material denso no iodeto de metileno foi passado novamente no Separador Frantz, agora com configuração espacial diferente: 15 graus de caimento frontal e 10 graus de caimento lateral. O material foi passado 3 vezes, a primeira a 0 A, a segunda a 0,2 A e a terceira a 0,4 A.

Figura 2.12. Separação magnética por Frantz do laboratório de geoquímica da Universidade de Alberta.

Catação - Os grãos não magnéticos nas três etapas da separação magnética pelo Frantz foram levados ao microscópio binocular para separação mineral. O Dr. Larry Heaman tem larga experiência nos estudos de cristais de badeleíta e pôde auxiliar na sua identificação. Algumas vezes foi necessário confirmar a identificação dos grãos

por análises químicas semi-quantitativas, feitas em Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL 6301F da Universidade de Alberta.

Em três amostras de traquidacitos granulares (OU-07, OU-09 e OU-54) foram realizadas tentativas de separação de cristais de badeleíta e zircão. Embora badeleíta tenha sido identificada por imagens de elétrons retroespalhados nessas três amostras, em apenas uma (OU-09) cristais de badeleíta e zircão foram encontrados em número considerável (> 15 por fração de 200 g de rocha moída). Nas demais amostras esses minerais estavam ausentes ou foram encontrados somente um ou dois grãos, número considerado insuficiente para datação. Embora não identificado em imagens de elétrons retroespalhados, o zircão foi encontrado e também selecionado para análises isotópicas U-Pb na amostra OU-09.

Grande parte dos grãos de badeleíta encontrados na amostra OU-09 apresentam pequenas dimensões ($\sim 30\text{-}40\text{ }\mu\text{m}$), no entanto, alguns grãos apresentaram mais de $70\text{ }\mu\text{m}$ em sua maior dimensão (Fig. 2.13). Os grãos de zircão também apresentam dimensões semelhantes.

Durante o processamento das amostras para a obtenção de cristais de badeleíta e zircão, também foram selecionados grãos de clinopiroxênio, que estavam concentrados na fração magnética da segunda configuração do Separador Frantz. A amostra OU-07, embora não tenha fornecido quantidade suficiente de badeleíta e zircão para estudos isotópicos, foi a que concentrou melhor os cristais de clinopiroxênio. Cerca de 160 grãos foram utilizados para datação U-Pb nesse mineral.

A Fig. 2.13 ilustra os cinco concentrados de minerais que foram selecionados para os procedimentos posteriores, preparação da amostra e espectrometria de massa. Uma fração com 5 cristais de zircão (Fig. 2.13 A), três frações contendo 6, 13 e 21 cristais de badeleíta, respectivamente (Fig. 2.13 B, C e D) e uma última fração com 160 grãos de clinopiroxênio (Fig. 2.13 E).

2.8.1-II. Preparação da amostra

O procedimento de preparação da amostra a que cada concentrados de minerais foram submetidos consistiu na limpeza, pesagem, dissolução e separação química no laboratório de geocronologia U-Pb da Universidade de Alberta.

Limpeza

Devido ao fato dos concentrados dos três minerais apresentarem grãos de dimensões muito pequenas ($<100\ \mu\text{m}$), sobretudo a badeleíta e o zircão ($<70\ \mu\text{m}$), a limpeza foi realizada de modo mais delicado e cuidadoso. A limpeza normalmente é feita em béquers, onde se adiciona a acetona e o HNO_3 . No entanto, para esses pequenos cristais utilizou-se recipiente confeccionado na própria Universidade moldando-se pequenas cavidades em filme plástico resistente.

Foram feitas quatro cavidades para cada fração de grão. No primeiro ponto foi colocada acetona, no segundo, terceiro e quarto pontos foi colocado HNO_3 . Os grãos foram depositados na primeira cavidade com o auxílio de pipeta, esperavam-se alguns segundos e transportavam-se os grãos para a segunda cavidade e assim por diante.

Em paralelo com a preparação e análise dos grãos, uma amostra padrão (de idade já conhecida) foi adicionada para verificar a exatidão da análise. O padrão utilizado nas análises de badeleíta e clinopiroxênio foi o IN-1 (grãos de badeleíta do Carbonatito Palabora, África do Sul) e para o zircão, LH94-15 (grãos de zircão do Enderbitto Mirond Lake, Saskatchewan, Canadá).

Pesagem

O concentrado de clinopiroxênio, embora contendo grãos de pequenas dimensões, apresentava grande número de cristais (160 grãos) e, portanto foi possível pesá-los. Para os concentrados de zircão e badeleíta, com pequenos e poucos cristais (entre 6 a 21 grãos), o procedimento de pesagem não se aplicou para essas frações da amostra, pois o peso era menor que o erro. Por essa razão, para todas as frações de zircão e badeleíta estimou-se o peso dos grãos em 1 ou 2 μg , baseado na experiência dos profissionais

No procedimento de pesagem do laboratório de Geocronologia da Universidade de Alberta os grãos de clinopiroxênio foram acomodados e pesados em um recipiente que é feito com folha de papel alumínio e recebem o nome de canoa, devido à forma semelhante. Na micro balança Mettler UTM-2ultra o material foi pesado (Fig. 2.14).

O procedimento da pesagem consistiu em pesar as canoas, em seguida foram adicionados os grãos e ambos foram pesados novamente. Após a pesagem, adicionou-se o conteúdo das canoas nas bombas para começar a dissolução. Pesou-se as canoas novamente para ter certeza que não havia nenhum grão.

Dissolução ácida

Depois de pesados, os concentrados de mineral foram colocados em bombas de teflon para dar início ao processo de dissolução das amostras.

Em cada bomba, com sua respectiva fração mineral, foram adicionados ácidos. Nos três concentrados minerais foram adicionados quantidade de ácido equivalente a 82% HF (15 gotas) + 18% 7N HNO₃ (2 a 3 gotas). Em seguida, para completar a dissolução, as bombas foram levadas para o forno, onde permaneceram por aproximadamente quatro dias a uma temperatura de 215 °C.

Nessa fase da preparação da amostra foram incluídos o branco e o *spike*. A análise do branco permite detectar níveis de contaminação durante os procedimentos laboratoriais através da introdução de uma amostra imaginária durante todo o processo de separação química. *Spike* é uma solução que contém uma concentração conhecida enriquecida em um ou mais isótopos. Quando se mistura o *spike* com a amostra é possível saber as concentrações dos isótopos na amostra através de medidas por espectrometria de massa. O *spike* utilizado nas análises isotópicas obtidas para este projeto consistiu em 2,92 mg de uma solução de composição mista de ²⁰⁵Pb e ²³⁵U que contém 16,644 pg de ²⁰⁵Pb. O *spike* foi adicionado em todas as amostras, inclusive no branco e padrão.

Figura 2.14. Canoa feita com papel alumínio (foto superior) e balança onde são pesados os grãos (foto inferior).

Separação Química

A solução, após sua dissolução, foi levada para a separação química, com a finalidade de separar o U e o Pb dos demais elementos. Para os concentrados de zircão e badeleíta a separação elementar foi realizada em colunas de troca aniônica cromatográfica (resina de forma clorídrica Dowex AG1 X8, 200–400 mesh). Primeiramente, as colunas, que consistem em pequenos funis, de aproximadamente 2 cm (Fig. 2.15), foram limpas com água ultrapurificada Millipore e acetona. Em seguida, adicionou-se às

Figura 2.15. Montagem da coluna para a separação do U e Pb do laboratório de geocronologia U-Pb da Universidade de Alberta.

colunas 6,2N HCl e 3,1N HCl. Então, a solução contida nas bombas foi transferida para as colunas. Adicionou-se 3,1N HCl para eluir os elementos indesejados (por exemplo Zr e Hf). Finalmente, coletou-se o U e o Pb acrescentando-se 6,2N HCl (em $\frac{3}{4}$ do volume da coluna) e H_2O (em $\frac{1}{2}$ do volume da coluna), respectivamente. Para o concentrado de clinopiroxênio o procedimento é semelhante, porém são utilizados 1N HBr para eluição do U e não o 6,2N HCl, usado somente para o Pb. Os elementos de interesse foram coletados em béqueres, onde foram adicionadas gotas de UltrexII H_3PO_4 . Os béqueres foram então fechados e reservados para as análises no espectrômetro de massa.

2.8.1-III. Espectrometria de massa

No laboratório de Isótopos Radiogênicos da Universidade de Alberta, às soluções enriquecidas em U e Pb da amostra, padrão e branco foram acrescentados 20 μL de sílica gel. As misturas foram coletadas com o auxílio de uma pipeta e colocadas em filamentos de platina, que ao serem aquecidos são capazes de aderir à amostra. A seguir, os filamentos foram levados para o espectrômetro de massa, onde são obtidas as razões isotópicas U/Pb, entre as quais $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. O espectrômetro utilizado foi um TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometer) VG354, dotado de um moncoleto Faraday e de um multiplicador de elétrons Daly.

Uma típica análise U-Pb consiste entre 80 e 150 de razões isotópicas coletadas a temperaturas entre 1450-1600°C e 1500-1650°C, respectivamente. Para frações com quantidade total de Pb maior que 200 pg é possível obter, sob essas condições, uma precisão mínima de 0,05%.

2.8.1-IV. Tratamento dos dados

As razões isotópicas obtidas no espectrômetro precisaram ser manipuladas e corrigidas. As constantes de decaimentos utilizadas ^{235}U ($0,98485 \times 10^{-9}$), ^{238}U ($0,155125 \times 10^{-9}$) e composição isotópica do U ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$) são as recomendadas por Steiger & Jager (1977). As razões isotópicas foram corrigidas para o branco (1pg para o Pb e 0,5 pg para o U), fracionamento e Pb comum inicial (Stacey and Kramers, 1975). O total de Pb comum foi de 14 pg, 164 pg, 14 pg, 5 pg e 19 pg respectivamente para os concentrados de zircão, badeleíta com 6, 13 e 21 grãos e de clinopiroxênio, valores considerados satisfatórios, com exceção do 164 pg para o concentrado de 6 cristais de badeleíta.

A concentração de Th foi estimada através da quantidade de ^{208}Pb presente nas análises e pela idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. As razões Th/U calculadas para os concentrados de zircão e clinopiroxênio foram de 1,50 e 4,22, respectivamente. Em badeleíta, as razões Th/U foram de 0,19, 1,07 e 0,09 (concentrado de 6, 13 e 21 cristais, respectivamente). A razão de Th/U igual a 1,07 (13 grãos) é consistente com razão de zircão não de badeleíta, sugerindo uma possível contaminação do concentrado.

Os sinais analíticos $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ medidos foram satisfatórios para os concentrados de zircão (205), badeleíta com 13 grãos (100) e 21 grãos (92). Os concentrados de clinopiroxênio e badeleíta com 6 forneceram razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ inferiores a 30, portanto suas análises resultaram em valores com altos erros e fortemente discordantes.

As idades foram calculadas utilizando-se o software ISOPLOT de Ludwig (1992). E, em geral, os valores de idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ apresentaram dados mais consistentes e com menores erros associados comparadas aos erros e idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Isso se deve ao fato de que o ^{235}U , devido à sua mais alta constante de decaimento e menor concentração comparada ao ^{238}U , ocorre em menor quantidade, e em escala de tempo pequenas (como as rochas da PMP, ~134 Ma) não forma ^{207}Pb suficiente para obter bons sinais analíticos.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO DAS ROCHAS ESTUDADAS

3.1. A Bacia do Paraná

O vulcanismo ácido da região estudada está inserido no contexto geológico da Bacia do Paraná, uma seqüência sedimentar-magmática compreendida entre o fim do período Ordoviciano até o Cretáceo Superior. Esta bacia apresenta cerca de $1,5 \times 10^6 \text{ km}^2$, a maior parte em território brasileiro, e se estende para outros países da América do Sul, Argentina, Paraguai e Uruguai. Sua primeira coluna estratigráfica foi definida por White (1908), através de seu perfil de 17 km na Serra do Rio do Rastro, sul do estado de Santa Catarina. O perfil partia de folhelhos da Formação Rio do Sul (Grupo Itararé) até o topo de derrames basálticos, denominado, por White (1908), de Formação Serra Geral (Grupo São Bento).

São reconhecidos seis ciclos sedimentares na Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007). Os três primeiros são ciclos transgressivo-regressivos da Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), da Supersequência Paraná (Devoniano) e da Supersequência Gondwana I (Carbonífero-Permiano). No Triássico ocorrem sedimentos fluviais-lacustres da Supersequência Gondwana II. Em seguida, são encontrados os arenitos eólicos da Formação Botucatu e as lavas da Formação Serra Geral que caracterizam a Supersequência Gondwana III, jurássica-eocretácica. Sobrepostos a tudo, ocorrem os sedimentos continentais da Supersequência Bauru no Cretáceo Superior (Milani *et al.*, 2007). Neste trabalho, a atenção está voltada para as rochas da Formação Serra Geral, que registram o intenso vulcanismo fissural que afetou grande área da Bacia do Paraná no Cretáceo Inferior. Esse vulcanismo intraplaca constitui uma LIP (Large Igneous Province) formada por basaltos continentais (CFB), designada Província Magmática Paraná (PMP).

3.2. A Província Magmática Paraná

As lavas da Província Magmática Paraná (PMP) ocorrem em grande parte da Bacia do Paraná, cobrindo uma área de aproximadamente $1,2 \times 10^6 \text{ km}^2$ nos estados do centro-sul do Brasil (MT, MS, GO, MG, SP, PR e RS) e em países vizinhos (Uruguai, leste do Paraguai e norte da Argentina) (Piccirillo & Melfi, 1988). O empilhamento das lavas chega a 1500 - 1700 m de espessura na porção central da Bacia, com média em torno de 800 m (Fig. 3.1). Sua vasta dimensão a coloca como a segunda maior província vulcânica continental do mundo em área de

exposição, somente sendo ultrapassada pelos *Trapps* Siberianos, que cobrem cerca de $2,5 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Fedorenko *et al.*, 1996).

Esta grande província de basaltos continentais, de idade eocretácea (~130-134 Ma, ver item 5 para revisão mais detalhada da geocronologia da província), é anterior à abertura do oceano Atlântico Sul, e apresenta também uma extensão no sudoeste do continente africano (Namíbia), sendo denominada conjuntamente com esta Província Magmática Paraná-Etendeka.

O embasamento da PMP é formado por sedimentos pré-vulcânicos de toda a sequência de rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Por sua vez, Cordani *et al.* (1984) e Zálan *et al.* (1990) propõem para o embasamento da Bacia do Paraná a presença de um “núcleo cratônico” brasileiro no centro bordado por faixas móveis brasileiras. Mantovani *et al.*, (1989) e Milani, (1997) sustentam que o embasamento da bacia engloba uma série de blocos cratônicos de idade arquena e proterozóica inferior bordados por faixas móveis meso e neoproterozóicas.

As lavas da Formação Serra Geral jazem predominantemente sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu (Grupo São Bento) porém, localmente, são encontradas sobre o Grupo Passa Dois. Acima dos derrames foram depositados, na porção centro-NW da Bacia do Paraná, sedimentos do Cretáceo Superior, principalmente do Grupo Bauru.

Além de rochas vulcânicas da série toleítica, trabalhos como os de Gibson *et al.* (2006) mostram que dois episódios de geração de magmas alcalinos podem ser reconhecidos no leste do Paraguai, um mais antigo e outro mais jovem que o magmatismo da PMP (145 e 127,5 Ma por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Além desses complexos alcalinos, localizados na borda oeste da Bacia do Paraná, ocorrem também outros nas bordas leste e sul da bacia que compreendem rochas como carbonatitos, sienitos e fonolitos. A exemplo dessas ocorrências podemos citar Jacupiranga (SP), Anitápolis (SC), Leste do Paraguai e Mariscala (Uruguai). Na Namíbia (Província Etendeka) também ocorrem complexos alcalinos, como Messum, Okorusu e Paresis com idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ estimadas entre 137 e 124 Ma (Milner *et al.*, 1995).

Além de um grande volume de lavas, ocorre também um significativo magmatismo de caráter intrusivo em toda a extensão da Bacia do Paraná, representado por diques e soleiras. Uma ocorrência bastante significativa é o enxame de diques do Arco de Ponta Grossa (porção sul-oriental da América do Sul), subparalelo aos principais lineamentos tectônicos que cortam a Bacia do Paraná, os lineamentos do Rio Uruguai e do Rio Piquiri (Fig. 3.2), de direção NW-SE posicionados da borda leste ao centro da Bacia (Ernesto *et al.*, 1999).

A magnetoestratigrafia dos derrames da PMP indicam registros de um grande número de inversões de polaridade em exposições ao sul do lineamento do Rio Piquiri (Marques & Ernesto, 2004). As inversões de polaridade eram abundantes no Cretáceo Inferior, e portanto a

duração média dos intervalos de polaridade ocorreu em um período inferior a um milhão de anos (Marques & Ernesto, 2004).

Desde os trabalhos geoquímicos iniciais realizados na província (Bellieni *et al.*, 1984 a b; 1986 a b) tem sido reconhecido que ela pode ser dividida geograficamente e geoquimicamente em regiões segundo os teores de Ti. Predominante no SE da província (abaixo do lineamento do Rio Uruguai) ocorrem as rochas vulcânicas com baixo teor de Ti e elementos incompatíveis (P, Sr, Zr, La, Ce e Ba), enquanto que a NW (acima do lineamento do Rio Piquiri) ocorrem mais comumente rochas vulcânicas com alto teor de Ti e elementos incompatíveis.

Figura 3.1. Mapa da extensão da Província Magmática Paraná, com as isópacas de suas lavas e ilustra também os limites da Bacia do Paraná. Extraído de Peate *et al.* (1992).

As rochas vulcânicas da PMP apresentam composição bimodal, com um hiato de sílica maior que 10% em teor, sendo que mais de 97% de todo o magmatismo são representados por rochas de caráter básico (90%) e intermediário (7,5%), e as rochas de caráter ácido representam menos de 2,5% do volume total (Bellieni *et al.*, 1986b; Nardy *et al.*, 2002).

As rochas de caráter básico e intermediário ocorrem em todas as regiões da Bacia e são representadas por basaltos e andesitos toleíticos. Com base nos conteúdos de Ti, Zr, Y, Sr e Ba, Peate *et al.* (1992) dividiram os basaltos a andesito-basaltos com baixos teores de Ti em diferentes “tipos de magma”, designados Ribeira, Esmeralda e Gramado e os de alto Ti em Urubici, Pitanga e Parapanema. Posteriormente, os basaltos tipo Ribeira foram reclassificados no conjunto de alto Ti por Peate (1997).

As rochas de caráter ácido ocorrem mais expressivamente na parte meridional da PMP (Fig. 2.2), onde estão geralmente no topo da seqüência vulcânica, sobrepostas aos derrames básicos. Dividem-se em dois tipos principais, o tipo Palmas e o tipo Chapecó (Mantovani *et al.*, 1985; Bellieni *et al.*, 1986b).

As rochas vulcânicas ácidas agrupadas como tipo Palmas se concentram no sul da PMP e são predominantemente riolitos e riodacitos com baixos teores de Ti (+ P e outros elementos incompatíveis), e um amplo intervalo de teores de sílica (64 a 72 %). Têm textura praticamente afírica com poucos fenocristais de plagioclásio, augita, pigeonita, ortopiroxênio, magnetita, titanomagnetita e apatita, com matriz geralmente composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio piroxênios e minerais opacos (Nardy *et al.*, 2002; Marques & Ernesto, 2004). Os fenocristais de plagioclásio têm contornos subarredondados, reabsorvidos, de composição homogênea e bastante cálcica. Os fenocristais de piroxênio estão fora de equilíbrio com a matriz, e sugestiva de terem se formado em magma mais primitivo (Garland *et al.*, 1995).

Os riolitos tipo Palmas ocorrem associados com os basaltos de baixo Ti, especialmente os de tipo Gramado, e foram agrupados em quatro subtipos, designados Santa Maria, Caxias do Sul, Anita Garibaldi, Jacuí e Clevelândia com base nos seus teores de TiO_2 e P_2O_5 e de elementos traço (Peate *et al.*, 1992, Garland *et al.*, 1995, Luchetti *et al.*, 2005; Nardy *et al.*, 2008).

O tipo Chapecó, predominante na porção centro-norte da Bacia do Paraná, é representado por dacitos, riodacitos, quartzo latitos e riolitos e ocorre associado aos basaltos de alto Ti, com os quais compartilha algumas feições geoquímicas (e.g., altos teores de Ti, P e elementos incompatíveis) e isotópicas (assinatura isotópica Sr e Nd) (Garland *et al.*, 1995). Em média, é menos rico em sílica (64 a 68% SiO_2), se comparado ao tipo Palmas. É caracteristicamente porfíritico, com até 25% de fenocristais (plagioclásio, augita, pigeonita, minerais opacos, apatita) de composição compatível com a do líquido coexistente (Garland *et*

al., 1995). A matriz composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, clinopiroxênios, vidro e minerais opacos. Texturas piroclásticas não são identificadas, e admite-se que a ascensão ocorreu rapidamente, muito provavelmente por diques; de fato, os poucos diques de composição ácida identificados na PMPE são quimicamente equivalentes ao tipo Chapecó (Garland et al., 1995).

Figura 3.2. Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná. (1) embasamento cristalino. (2) sedimentos pré-vulcânicos. (3) rochas vulcânicas básicas e intermediárias da PMP. (4) rochas vulcânicas ácidas tipo Palmas da PMP. (5) rochas vulcânicas ácidas tipo Chapecó da PMP. (6) enxame de diques da PMP. (7) sedimentos pós-vulcânicos. Alinhamento tectônicos e/ou magnéticos. (8) localização da seqüência de derrames investigadas pela autora da figura. O retângulo em azul representa a região estudada nesse trabalho. Modificado de Marques & Ernesto.(2004).

Peate *et al.* (1992) subdividiram estas rochas em dois tipos principais: Guarapuava, mais expressivo e dominante na porção central da Bacia do Paraná, e Ourinhos, restrito à região aqui estudada. Mais recentemente, Luchetti *et al.*, (2005) reconheceram um subtipo de características intermediárias, designado Tamarana, com base nos teores de TiO_2 e P_2O_5 .

Em relação à origem dos magmas ácidos, devido ao grande volume de basaltos em contraste com as pequenas quantidades de magmas ácidos, somando-se ao hiato composicional observado nas rochas vulcânicas da PMP alguns autores (Harris *et al.*, 1990; Hawkesworth *et al.*, 1988) consideram a possibilidade de as rochas de caráter ácido serem produtos de anatexia crustal.

Diferenças nos teores de Ti conduziram Harris *et al.* (1990) a afirmar que os dois principais tipos de magmas ácidos da PMP (alto e baixo Ti) provêm de diferentes regiões da crosta inferior. Os riolitos e dacitos de alto Ti teriam se formado da crosta inferior arqueana enquanto os de baixo Ti seriam derivados de fusão de faixas móveis neoproterozóicas.

Contudo, o fato de os magmas ácidos terem afinidades químicas, isotópicas e geográficas com os basaltos levou a maioria dos autores (Bellieni *et al.*, 1984a b, 1986b; Piccirillo *et al.*, 1987; Raposo, 1987; Garland *et al.*, 1995) a propor os próprios basaltos da bacia como provável fonte do magmatismo ácido da PMP. As evidências geográficas e químicas para este modelo são várias. Inicialmente, os riolitos ocorrem sempre associados com derrames basálticos. Os teores de Ti e elementos incompatíveis (ex. Ba, Sr, Rb, La, Zr) dos riolitos tipo Chapecó são elevados em relação ao tipo Palmas, do mesmo modo que os basaltos de alto Ti associados são em relação aos de baixo Ti. Do mesmo modo, as rochas vulcânicas ácidas assim como as básicas apresentam razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similares. Em adição, Garland *et al.* (1995) mostraram que as rochas que constituem o embasamento da Bacia do Paraná, de idades variadas entre o Arqueano e o Neoproterozóico, não devem ser a fonte dos magmas ácidos devido às suas baixas razões isotópicas de Nd.

Diferentes modelos petrogenéticos de geração dos riolitos tipo Palmas e Chapecó podem ser aplicados. Para os riolitos tipo Palmas é proposto modelo de cristalização fracionada de magmas de baixo Ti tipo Gramado associado com assimilação crustal (Bellieni *et al.*, 1986; Garland *et al.*, 1995). Para os riolitos tipo Chapecó, o destacado hiato composicional entre eles e os basaltos de alto Ti (53 – 64% em peso de SiO_2) faz que o modelo mais aceito seja fusão de *underplates* basálticos (tipo Pitanga) acomodados na descontinuidade crosta-manto (Bellieni *et al.*, 1986b; Raposo, 1987; Garland *et al.*, 1995).

Para as rochas vulcânicas ácidas o tipo Chapecó Garland *et al.*, (1995) e Peate (1997) sugerem que existem diferentes caminhos genéticos para os dois subgrupos, Guarapuava e

Ourinhos, este último mais rico em razões $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ iniciais e em SiO_2 e com menores teores de TiO_2 e Zr. O subgrupo Ourinhos teria se formado a partir do Guarapuava, mas associado com processos de assimilação crustal e de fracionamento envolvendo plagioclásio, clinopiroxênio, óxidos de Fe-Ti, apatita e zircão (Peate, 1997). No entanto, o exame petrográfico mostra que fases ricas em Zr, como zircão e badeleíta não são precoces nas rochas do subgrupo Ourinhos, portanto o caráter insaturado em Zr deve ser característica das fontes desses magmas e não refletir processos de assimilação e fracionamento (Janasi *et al*, 2007b).

4. GEOLOGIA E PETROGRAFIA

4.1. Geologia da região de Piraju-Ourinhos

As ocorrências mais setentrionais de rochas vulcânicas ácidas da PMP (área marcada na Fig. 3.2) estão na região de Piraju-Ourinhos (SP). Essas ocorrências são encontradas em uma faixa de direção N40W ao longo da calha do rio Paranapanema e ocupam uma área de aproximadamente 1300 Km² (Fig. 4.1).

Sartori & Maciel Filho, (1978) foram os primeiros a identificar os derrames de rochas ácidas na região. Raposo (1987) fez um trabalho detalhado na região levantando seus aspectos geológicos, petrográficos e petrogenéticos. Outros trabalhos fizeram progressos quanto ao mapeamento e geoquímica de rochas e minerais nas rochas vulcânicas ácidas da região (IPT, 1994; Iyomasa *et al.*, 1994; Nardy *et al.*, 2002; Dantas *et al.*, 2003).

Estudos geológicos mais recentes realizados na região, por equipe na qual a autora e orientador participam, mostram uma ampla distribuição das rochas vulcânicas ácidas (Negri *et al.*, 2006; Janasi *et al.*, 2007; Fig. 4.1), não restrita somente próximo aos limites do rio Paranapanema, como apresentado em mapas anteriores, porém se estendendo mais ao sul, até os limites setentrionais do município de Fartura, nessa região formando um *plateau* denominado Serra de Fartura.

De modo diferente do que se observa no sul da província, as rochas vulcânicas ácidas da região se posicionam na base da pilha vulcânica, diretamente sobre os arenitos da Formação Botucatu. Ao norte são recobertas pelos basaltos da Formação Serra Geral. O contato entre os basaltos e traquidacitos (principal litotipo ácido da região) podem apresentar diferenças de mais de 100 m de altura devido a paleorelevo de dunas da Formação Botucatu. Embora predominem na região ao sul do rio Paranapanema, os traquidacitos ocorrem localmente na região de Chavantes, a norte desse rio, em uma janela formada pela erosão dos basaltos sobrejacentes.

Assim como nas demais regiões da Província, a presença de corpos intrusivos é comum. Os diques de diabásio são a forma intrusiva mais freqüente e cortam todas as rochas da região, especialmente os sedimentos pré-vulcânicos e têm direção preferencial N45W. Ocorrem também poucos diques de composição ácida, que não intrudem a pilha vulcânica podendo corresponder a diques alimentadores dos derrames. A presença de soleiras de composição básica também é marcante, ocorrendo entre sedimentos pré-vulcânicos, ou em menor proporção, intrudindo derrames básicos.

É possível reconhecer mais de um derrame de rocha ácida na região, muitas vezes marcados por arenitos *intertraps*, que apresentam espessuras de mais de 20 m e mostram que a sedimentação foi concomitante ao evento vulcânico.

Os corpos de dacito não são homogêneos e apresentam uma zonalidade bem marcada (Fig. 4.2). Conforme seu local de cristalização dentro do derrame, as rochas apresentam diferenças na quantidade de vidro e/ou material de devitrificação, de vesículas e na cor. Na parte central dos derrames ocorrem rochas vulcânicas ácidas granulares e holocristalinas (dacitos granulares, Fig. 4.3 A) ou mais comumente hipocristalinas com textura “sal e pimenta” (dacitos “sal e pimenta”, Fig 4.3 B). Próximo dos limites inferiores ou superiores dos derrames, os dacitos se tornam mais vítreos, podendo apresentar cor cinza escura (dacitos cinza vítreos, Fig. 4.3 C) ou marrom-chocolate (dacitos “chocolate”, Fig 4.4 D), quando em contato próximo dos arenitos. Particularmente, no topo dos derrames, essas rochas apresentam vesículas maiores e mais abundantes. As rochas ácidas encontram-se fortemente afetadas por processos pós-magmáticos, responsáveis pelo preenchimento de amígdalas (principalmente por zeólitas e minerais do grupo da sílica), devitrificação da matriz e forte hematitização, que dá a elas os tons arroxeados.

Figura 4.2. Perfil esquemático do corpo de um derrame ácido. No topo e na base encontra-se o dacito tipo “chocolate” e ao centro os tipos granular e “sal e pimenta”.

Além de trabalhos de geologia básica e geoquímica, as rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju-Ourinhos estão sendo testadas como material de uso industrial, na forma de pozolana. Os materiais pozolânicos substituem em parte o cimento tradicional e possibilitam a produção de cimentos Portland especiais com menor consumo de energia, menor custo de fabricação e ganhos ambientais à medida que aumenta a vida útil da jazida de calcário. Nas rochas ácidas da região, o vidro vulcânico e o material de preenchimento das amígdalas (zeólitas) seriam as fontes do potencial pozolânico. Montanheiro (1999) foi o pioneiro nesse tipo de estudo na região e vem desenvolvendo diversos estudos na aplicação dos traquidacitos como material pozolânico (Montanheiro *et al.*, 2005; Montanheiro *et al.*, 2006; Montanheiro *et al.*, 2008a, 2008b), tendo co-orientado o trabalho de formatura da autora desse trabalho (Freitas, 2006).

4.2. Petrografia dos dacitos e basaltos

4.2.1 Rochas vulcânicas ácidas

Em geral, as rochas vulcânicas ácidas da região são porfíricas, com 5 a 15% de fenocristais de andesina (An50-40; Fig. 4.4 A), clinopiroxênio (augita e pigeonita), e subordinadamente titanomagnetita e apatita (Fig. 4.4 D). A matriz se apresenta com textura afanítica a fanerítica fina, composta principalmente por vidro ou, quando cristalina, por plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo (ou cristobalita; Freitas, 2006), feldspato alcalino xenomórfico e sem geminações, apatita, titanita e minerais opacos (magnetita e titanomagnetita). O material vítreo pode representar de 10 a 90% da matriz original, mas na maioria das vezes foi devitrificada. O material de devitrificação é constituído de cristalitos muito finos (Fig. 4.4 B), que devem corresponder principalmente a minerais do grupo da sílica (cristobalita ou quartzo) e feldspato alcalino. Mesmo quando a devitrificação é avançada, preservam-se texturas reliquiares indicativas de *quenching*, feição típica de resfriamento rápido, onde são observados cristais de plagioclásio com terminação em “rabo de andorinha”, cristais ocos e vidro intersticial (Fig. 4.4 B). As vesículas, feição comum nos dacitos tipo “chocolate”, podem ser preenchidas por zeólitas (Fig. 4.4 C), quartzo ou carbonato.

Os diferentes tipos de dacitos/traquidacitos observados em campo apresentam características texturais ligeiramente distintas, principalmente em relação à quantidade de material vítreo ou de devitrificação, critério que permitiu a distinção de quatro variedades texturais principais:

Figura 4.4. Fotomicrografias destacando as principais características texturais dos dacitos da região. A- fenocristal de andesina, polarizadores cruzados. B - textura *quenching*, polarizadores descruzados. C - amígdala preenchida por zeólitas, polarizadores cruzados. D fenocristais de clinopiroxênio e apatita, polarizadores descruzados.

- Dacitos tipo “chocolate” - rocha geralmente porfírica de matriz afanítica com mais 60% de vidro e/ou material de devitrificação de cor marrom escuro, distribuídos por toda a rocha e conectados entre si. Os fenocristais observados são de andesina tabulares, clinopiroxênio (augita/pigeonita) e apatita. Amígdalas e vesículas são abundantes, variando de 10 a 40% da rocha, muitas vezes achatadas, e preenchidas por zeólitas, quartzo, carbonato ou

Figura 4.5. Fotomicrografia de um dacito tipo “chocolate”. Polarizadores descruzados.

calcedônia.

Figura 4.6. Fotomicrografia de um dacito cinza vítreo. Polarizadores descruzados.

- Dacitos cinza vítreo - semelhante ao tipo “chocolate”, pois também apresenta matriz afanítica com mais de 60% de vidro e/ou material de devitrificação distribuídos por toda a rocha e conectados entre si, no entanto de coloração cinza a bege clara. Os fenocristais também são de andesina, clinopiroxênio (xenocristais) e apatita. As amígdalas e vesículas são geralmente arredondadas e menos abundantes, perfazendo no máximo 15% do volume da rocha, também

preenchidas por zeólitas, quartzo e carbonato.

- Dacitos tipo “sal e pimenta” - apresentam textura inequigranular fina a porfirítica com fenocristais de plagioclásio (de até 1 cm), apatita e clinopiroxênio. A matriz é composta predominantemente por plagioclásio, minerais opacos, feldspato alcalino e quartzo, apresenta “bolsões” cristalinos arredondados (originalmente esferulitos?) circundados por porções vítreas com textura *quenching* de resfriamento rápido (plagioclásio oco e com terminação em “rabo de andorinha”), representando cerca de 30 a 60 % da matriz. As vesículas e amígdalas, em geral, não são muito abundantes (~5% do volume da rocha).

Figura 4.7. Fotomicrografia de um dacito tipo “sal e pimenta”. Polarizadores descruzados.

- Dacitos granulares - a rocha apresenta textura porfirítica com matriz fanerítica fina, praticamente holocristalina e granofírica. Os fenocristais mais comuns são de andesina e apatita. A matriz é composta por quartzo, clinopiroxênio, plagioclásio, minerais opacos (magnetita e titanomagnetita) feldspato alcalino e apatita. Vidro e/ou material de devitrificação representam menos de 30% da matriz da rocha e ocorrem como porções isoladas. As amígdalas e vesículas são menos

freqüentes que nos demais grupos.

4.2.1-I Mineralogia acessória: identificação por MEV

Os dacitos granulares são o tipo textural onde é mais freqüente a presença de cristais portadores de Zr, como badeleíta e zirconolita. Esses minerais foram identificados em amostras de traquidacitos da região (OU-07, OU-09, OU-54 e OU-101) por imagens de elétrons retroespalhados (BSE) do MEV. Cerca de 85% dos cristais de cor clara nas imagens com alto contraste correspondem a badeleíta (ZrO_2). Subordinadamente, ocorrem aproximadamente 10% de monazita ou fosfatos ricos em ETR e cerca de 5% de um silicato rico em Ti, Fe, Zr, K, Ca e Al, podendo corresponder a zirconolita ($\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$).

As imagens de BSE (Fig. 4.9) revelam os aspectos principais desses minerais, como tamanho, forma e relação textural. As dimensões dos cristais de badeleíta variam de quase imperceptíveis ($<0,5 \mu\text{m}$) sob aumento máximo alcançado nos microscópios eletrônicos (15000 x), a $15 \mu\text{m}$ (face maior). Em geral, têm habito tabular, mas algumas vezes são anédricos. A ocorrência mais comum é nas porções de textura granofírica, muitas vezes em contato direto com mineral de SiO_2 (quartzo ou outro polimorfo de alta temperatura); secundariamente, ocorrem em associação com minerais opacos (ilmenita e titanomagnetita).

Assim como o zircão, a badeleíta (ZrO_2) apresenta altas quantidades U e pode ser utilizada em datações U-Pb. No entanto, a badeleíta é mais instável em processos metamórficos que o zircão (Heaman & LeCheminant, 1993) e sua ocorrência mais comum é em rochas máficas e ultramáficas, meteoritos, rochas lunares, intrusões alcalinas, kimberlitos e metacarbonatos (Lumpkin, 1999).

A presença de badeleíta como principal mineral portador de Zr nas rochas vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná é uma descoberta inédita, e de certa forma surpreendente, uma vez que a badeleíta é instável na presença de SiO_2 , condição em que deve se formar zircão, até a temperaturas tão altas quanto 1400°C , de acordo com os diagramas de fase (Klein & Hurlbut, 1999). Devido a isso, esse mineral é comum em rochas saturadas e insaturadas em sílica. Sobretudo, como mostra a Fig. 4.9, a badeleíta não se restringiu a ocorrer como inclusões em minerais máficos, e foi encontrada comumente em porções quartzo-feldspáticas. O fato de cristais de badeleíta ocorrer em contato com quartzo sem apresentar reação já havia sido levantado por Heaman & LeCheminant (1993). No entanto, a badeleíta aqui estudada, além de estarem em contato com um mineral do grupo do SiO_2 (quartzo ou cristobalita), estão presentes em uma rocha de composição ácida. Não se trata do primeiro caso relatado, pois em riolitos de Yellowstone (EUA) também foram encontrados cristais prismáticos de badeleíta maiores que $100\text{ }\mu\text{m}$ (Bindeman & Valley, 2001).

4.2.2. Rochas vulcânicas básicas

As rochas vulcânicas básicas apresentam textura afanítica a fanerítica fina e equigranulares a inequigranulares, raramente porfiríticas. São principalmente compostas por plagioclásio de hábito tabular (~45%), clinopiroxênio (augita e/ou pigeonita; ~35%) granular, formando uma textura subofítica, e minerais opacos (~15%), definindo uma textura intergranular. Subordinadamente podem ocorrer vidro, quartzo e apatita. Rochas portadoras de abundante vidro e amígdalas são tipicamente menos abundantes que nos derrames de dacitos, restringindo-se a camadas pouco espessas no topo de derrames.

As rochas básicas podem ser agrupadas petrograficamente em três tipos texturais, que se relacionam em geral ao seu modo de cristalização:

- Derrames - em geral, as rochas básicas identificadas como derrames apresentam textura afanítica a fanerítica muito fina, intergranular a intersertal, e são compostas predominantemente por labradorita tabular ($\sim An\ 50$), clinopiroxênio (augita/pigeonita) e minerais opacos. Além desses minerais a rocha apresenta, em menor proporção, apatita e em alguns casos, vidro intersticial (de 10 a 70% em volume) e/ou vesículas preenchidas por material criptocristalino.

Poucas amostras apresentam textura porfirítica, com fenocristais (até 10% em volume) de labradorita, clinopiroxênio e minerais opacos. Estruturas orientadas, marcadas pelo alinhamento do plagioclásio, podem ser observados em algumas amostras.

Figura 4.10. Fotomicrografia de basalto de derrame. Polarizadores descruzados.

Figura 4.11. Fotomicrografia de diabásio de dique. Polarizadores descruzados.

muito alongados.

- Diques - as rochas básicas cristalizadas na forma de diques possuem, em geral, textura equigranular fina e intergranular a intersertal. A composição mineralógica é dada pela labradorita (An_{55}), clinopiroxênio (augita-pigeonita) e minerais opacos. Uma feição típica destas amostras são bolsões de vidro e material de devitrificação (chegando a 30% da rocha) que apresenta cristais com geometrias indicativas de *quenching*, como cristais de plagioclásio ocos e/ou

- Soleiras - as amostras deste tipo de corpo intrusivo apresentam textura fanerítica fina. A composição mineralógica é dada predominantemente pela labradorita (An 55) seguida do clinopiroxênio granular, minerais opacos e apatita, não apresentando vidro ou material de devitrificação.

As rochas definidas no campo como soleiras provêm de corpos com rochas de notória extensão horizontal. Estão em sua maioria alojadas abaixo dos primeiros derrames de rochas

vulcânicas ácidas e petrograficamente apresentam típicas feições de rochas intrusivas como intercrescimento granofírico de quartzo e feldspato alcalino. Em alguns casos, rochas com essas características se situam na base dos derrames basálticos, sugerindo que soleiras de diabásio podem ter se alojado na interface entre estes e as rochas mais antigas.

Figura 4.13. Imagem obtida por elétrons retroespalhados no MEV de uma amostra de soleira de diabásio (OU-170).

Figura 4.12. Fotomicrografia de basalto alojado na forma de sills. Polarizadores descruzados.

Por imagens de elétrons retroespalhados do MEV também foram identificados cristais de badeleíta em uma das três amostras de basaltos analisadas (OU-50, OU-170 e OU-251). A Fig. 4.13 ilustra a imagem da badeleíta na amostra de soleira de diabásio da região (OU-170). A presença da badeleíta nas rochas vulcânicas básicas é menos freqüente comparado ao litotipo ácido. Ocorrem comumente como inclusões de minerais máficos (magnetita, ilmenita, clinopiroxênio) e com

menos freqüência em porções quartzo-feldspáticas, o inverso do que foi observado para os traquidacitos.

5. GEOCRONOLOGIA U-Pb

5.1. Datações prévias de rochas vulcânicas ácidas e básicas da PMP

Na década de 1980 as datações pelos métodos Rb-Sr e K-Ar em rochas vulcânicas da Bacia do Paraná se tornaram freqüentes. Mantovani *et al.* (1985b), para riolitos dos estados do sul do Brasil, obtiveram idades K-Ar em plagioclásio entre 123,8 e 129,9 Ma e definiram uma isócrona Rb-Sr no mesmo mineral de $135,4 \pm 3,5$ Ma. Piccirilo *et al.*, (1987) e Raposo (1987) apresentam idades K-Ar de 133-134 (± 6) Ma para feldspatos de riolitos da porção Norte da PMP. Esses autores, no entanto, já levantavam problemas na utilização do método K-Ar, pois pode haver perda de Ar devido a episódios de alteração intempérica ou hidrotermal nessas rochas, portanto são idades consideradas mínimas.

A partir da década de 1990 as datações do vulcanismo da PMP foram intensificadas devido ao recente desenvolvimento da metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, capaz de fornecer idades mais precisas. Renne *et al.* (1992) e Hawkesworth *et al.* (1992) sugeriram idades de 133 ± 1 Ma e duração de menos de 1 Ma para todo o vulcanismo com dados obtidos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pela técnica *incremental laser heating* em riolitos do sul da PMP. Trabalhos posteriores também realizados por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mas com a combinação de *laser spot* e *stepped heating* em rochas vulcânicas ácidas e básicas de toda a PMP propuseram maior duração para o evento (~ 10 Ma) com base no intervalo de idades obtidas por isócronas $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (138 e 127 Ma; Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996). Recentemente, Thiede & Vasconcelos (2008) contestaram essa duração e reanalisaram parte da mesma suíte de amostra utilizada por Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996) por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ *incremental laser heating* utilizada em Renne *et al.* (1992) e obtiveram idades platôs entre 133,2 e 134 Ma em amostras que apresentavam valores extremos definidos por aqueles autores, o que os levou a contestar as conclusões sobre a longa duração do magmatismo.

A metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constantemente é realizada em minerais como feldspato ou em rocha total, e devido às suas características pode não fornecer idades exatas devido à perda de Ar por processos pós-magmáticos. Portanto, há uma tendência na procura por métodos mais exatos para a determinação das idades das rochas da PMP. Neste sentido, Wildner *et al.* (2006) apresentaram as primeiras idades U-Pb obtidas em zircão por SHRIMP e verificaram valores de $135,5 \pm 2,3$ e $137,3 \pm 1,8$ Ma para dois dacitos do tipo Chapecó da região de Guarapuava (PR), sugerindo que as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (132-133 Ma) para a porção pré-Chapecó (mais de 85% das rochas do Serra Geral) são ligeiramente mais jovens que a idade de cristalização magmática.

5.2. Resultados de datação U-Pb por TIMS

Para o presente trabalho, foram datadas três frações de badeleíta, uma de zircão e outra de clinopiroxênio por TIMS, de acordo com a metodologia descrita no item 2.8. Os resultados analíticos são apresentados na Tab. 5.1.

As frações de zircão e badeleíta com 21 cristais forneceram idades consistentes e concordantes (média $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 134,4 \pm 0,9 \text{ Ma}$) com baixos erros associados (erros $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \leq 1,0; 1\sigma$). Em concentrado de badeleíta com 13 cristais foi obtida idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $153,7 \pm 0,9 \text{ Ma}$, porém há suspeita de contaminação de zircão no concentrado, pois a razão Th/U (1,07) é muito mais elevada que a típica para a badeleíta, e mais próxima à daquele mineral. As idades obtidas em badeleíta (6 grãos) foram muito discordantes e inconsistentes, apresentam alto teor de Pb comum (164 pg), baixo sinal analítico, ou seja, baixa quantidade de Pb radiogênico ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 26$) e altos erros associados (erro $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 9,2; 1\sigma$). Nos concentrados de clinopiroxênio as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ são concordantes e o teor de Pb comum foi satisfatório (19 pg), no entanto obteve baixa quantidade de Pb radiogênico ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19$) e as incertezas associadas foram muito grandes (erro $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 72; 1\sigma$). Os resultados dos concentrados de badeleíta (13 e 21 grãos) e de zircão foram lançados no diagrama concórdia (Fig. 5.2).

A idade apresentada neste trabalho cobre uma área da PMP onde não existem idades mais exatas. As datações por K-Ar de Raposo (1987) e Piccirillo *et al.*, (1987) realizadas nos traquidacitos da região de Piraju-Orinhos apresentam valores menos exatos e com maior erro associado ($133 - 134 \pm 6 \text{ Ma}$, 1σ). Turner *et al.* (1994) apresentaram idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em uma amostra de rocha vulcânica ácida da região de Ourinhos, mas o valor obtido ($128,7 \pm 1 \text{ Ma}$, 1σ) é mais jovem. Uma vez que, sob os aspectos geológico-estratigráficos e geoquímicos, todas as ocorrências de rochas vulcânicas ácidas da região parecem ser contemporâneas, interpreta-se aqui que esta idade, cerca de 5 milhões de anos mais jovem que a cristalização magmática, refleta processos de perda de Ar ou problemas metodológicos (cf. Thiede & Vasconcelos (2008).

As idades U-Pb em zircão obtidas por SHRIMP em dacitos também do tipo Chapecó, mas subtipo Guarapuava de Wildner *et al.* (2006) apresentam maior erro associado e parecem ser um pouco mais antigas ($135,5 \pm 2,3$ e $137,3 \pm 1,8 \text{ Ma}$).

Tabela 5.1. Resultados da geocronologia U-Pb em zircão, badeleíta e clinopiroxênio dos traquidacitos da região de Piraju-Ourinhos.

Amo s tra	Peso (µg)	Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/ U	Pb comum (pg)	Razões Atômicas							Idades (Ma)						
							$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (1σ)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (1σ)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (1σ)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (1σ)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (1σ)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (1σ)	% Dis.
OU- 09 zircão (5)	2,0*	999	1496	34	1,5	14	205	0,0210	0,00 007	0,013	0,00 32	0,04631	0,00 107	134,1	0,5	127,9	2,9	13,8	54,6	0,6
OU- 09 Bad (6)	2,0*	348	65	91	0,19	164	26	0,0265	0,00 146	0,2986	0,04 93	0,08174	0,01 401	168,6	9,2	265,3	37,8	1239,3	303, 6	-5,4
OU- 09 Bad (13)	1,0*	751	802	35	1,07	14	100	0,0241	0,00 014	0,1727	0,00 62	0,05190	0,00 178	153,7	0,9	161,7	5,3	280,9	76,4	-2,5
OU- 09 Bad (21)	1,0*	263	23	9	0,09	5	92	0,0212	0,00 015	0,1480	0,00 99	0,0557	0,00 323	135,4	1,0	140,1	8,4	221,5	141, 2	-0,3
OU- 07 cpx (160)	68,6	0,2	1.1	0,2	4,22	19	19	0,0218	0,01 147	0,1427	2,86 99	0,04748	0,95 5317	139,0	72,0	135,4	1275,4	73,3	5165	-90,6

Observações

- Números entre parênteses correspondem ao número de cristais analisados;
- % Dis. refere-se à discordância de uma linha de referência de idade zero;
- bad= badeleíta e cpx= clinopiroxênio;
- * pesos estimados.

6. GEOQUÍMICA

6.1. Geoquímica de rochas

Os dados geoquímicos de elementos maiores e traços em rocha total por Fluorescência de Raios X e ICP-MS de rochas vulcânicas da região apresentados nesse projeto (Tab. A e B, em anexo) estão também sumarizados em Janasi *et al.* (2007a e b). As composições químicas obtidas foram plotadas no diagrama de classificação de rochas vulcânicas (Fig. 6.1) e mostram que as rochas de caráter básico apresentam composição basáltica a basáltico-andesítica e as rochas ácidas podem ser classificadas como dacitos a traquidacitos.

Figura 6.1. Diagrama de classificação de rochas vulcânicas de LeBas *et al.* (1986). Os círculos verdes são as rochas vulcânicas básicas e os vermelhos são as rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju-Ourinhos.

Através da geoquímica de elementos traço observou-se que a composição das rochas vulcânicas básicas da região é heterogênea (Fig. 6.2), e embora todos os basaltos possam ser classificados como alto Ti, foram identificados três subtipos, segundo seus teores de Sr, Y e Zr: Pitanga (derrames e alguns diques e soleiras), Paranapanema (alguns diques) e Urubici (três amostras provenientes de uma soleira), de acordo com a classificação proposta por Peate *et al.* (1992).

Os dacitos e traquidacitos apresentam composição química de elementos terras raras homogênea (Fig 6.3), mesmo para diferentes tipos texturais, e foram classificados como dacitos do tipo Chapecó, subtipo Ourinhos, segundo seus teores de TiO_2 e P_2O_5 .

Figura. 6.2. Padrões ETR dos basaltos da região de Piraju-Ourinhos, normalizados pelo Condrito de Boynton (1984).

Figura. 6.3. Padrões ETR dos traquidacitos da região de Piraju-Ourinhos, normalizados pelo Condrito de Boynton (1984).

6.2. Análises de elementos maiores em fenocristais e vidro por ME

A seguir são apresentados os dados obtidos para elementos maiores na Microsonda Eletrônica dos vidros, plagioclásio e clinopiroxênio.

6.2.1. Vidro

Foram realizadas análises químicas por Microsonda Eletrônica (ME) do material vítreo das três amostras de traquidacitos selecionadas (Tab. F, em anexo). A Fig. 6.4 traz a classificação dos vidros analisados segundo o diagrama de classificação de rochas vulcânicas de Le Bas *et al.* (1986). De acordo com o diagrama o material vítreo das amostras de traquidacitos tem composição riolítica.

Figura 6.4. Diagrama de classificação de rochas vulcânicas de LeBas *et al.* (1986) utilizado para os dados químicos de vidro das rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju-Ourinhos obtidos por ME.

O vidro geralmente apresenta cor marrom escura, textura intersticial (Fig. 6.5) e composição química homogênea para a maioria dos elementos (Tab. F, em anexo).

Figura 6.5. Fotomicrografias do vidro de composição riolítica (OU-101 e OU-226). Op= mineral opaco e PI= plagioclásio. Fotos com polarizadores paralelos.

6.2.2. Plagioclásio

Nesse projeto foram analisados 18 cristais de feldspato de duas amostras (OU-07, OU-09, OU-101 e OU-508), a maioria deles fenocristais, alguns microfenocristais e outros compondo a matriz da rocha (Tab. G, em anexo).

Foram calculados os teores de Anortita (An), Albite (Ab) e Ortoclásio (Or), que estão lançados no diagrama de classificação de feldspatos (Fig. 6.6). A composição é pouco variada; a maioria corresponde a

andesinas cálcicas, com teores de An entre 40 e 50%. Somente dois pontos, um de plagioclásio da matriz e outro de borda de um cristal apresentaram composição mais sódica (oligoclásio),

Figura 6.6. Classificação dos feldspatos analisados baseado no diagrama de Deer *et al.* (1963).

porém o feixe de elétron pode ter englobado também material ao redor do ponto, visto que correspondem a um cristal de pequena dimensão (matriz) e o um ponto na borda de um cristal.

Figura 6.7. Trajetória de pontos analisados do núcleo para a borda da andesina.

Em alguns fenocristais foi possível fazer uma trajetória do núcleo para a borda do cristal, para a verificação de possíveis zoneamentos, como mostra a Fig. 6.7. Contudo, não foram encontradas diferenças químicas significativas entre as porções mais externas e a internas das andesinas de nenhum dos cristais analisados.

6.2.3. Piroxênios

Para as análises de piroxênio também foram selecionadas as mesmas amostras (OU-07, OU-101 e OU-508). Foram analisados, quando possível, núcleo e borda de 14 fenocristais e microfenocristais (Tab. H, em anexo). O diagrama de classificação da Fig. 6.8 ilustra a classificação do piroxênio encontrado. A maioria dos cristais de piroxênio analisados nas

Figura 6.8. Classificação do piroxênio analisado baseados no diagrama de Morimoto (1988).

amostras correspondem a augita. No entanto para uma mesma amostra, foram identificados cristais de pigeonita e um cristal com o núcleo de pigeonita e com borda de augita.

6.3. Geoquímica de elementos traço em minerais e vidro

Todos os valores de elementos traço e terras raras (ETR) obtidos em fenocristais de andesina, clinopiroxênio e material vítreo no LA-Q-ICP-MS estão na Tab. I em anexo. Para a apresentação dos resultados, os dados de elementos traço foram normalizados pelo manto primitivo de McDonough *et al.* (1992), e os de elementos terras raras (ETR) pelo condrito de Sun & McDonald (1989) e lançados em diagramas (Fig. 6.9 e 6.10).

Para os vidros, tanto os teores de elementos traço como de ETR são pouco dispersos para todos elementos, com pequenas diferenças na quantidade relativa, mas em geral apresentam a mesma tendência, com uma leve anomalia negativa de Eu (Fig. 6.9 e 6.10).

O plagioclásio apresenta grande dispersão para alguns elementos como Cs, Rb, Th, U, Ta, Nb, Hf, Zr, Tb, Y e ETR pesados. No entanto, de um modo geral, para os ETR leves e alguns elementos traço incompatíveis como Ba, Sr e Pb o espalhamento é mínimo, fato este que pode ser consequência dos mais altos teores desses elementos nesse mineral comparado aos demais, assim, diminuindo os erros associados. Em adição, o plagioclásio exibe uma forte anomalia positiva de Eu. O clinopiroxênio apresenta fraca anomalia negativa de Eu e maior dispersão para os ETR leves e elementos incompatíveis como Rb, Ba, Th e Pb.

Quando colocados em um mesmo gráfico de ETR, os materiais apresentam padrões diferentes. É possível notar que, com exceção do elemento Eu, o plagioclásio apresenta menores teores de ETR que o vidro, e este que o clinopiroxênio, com exceção dos ETR leves que se sobrepõem. (Fig. 6.10).

Há dois cristais de clinopiroxênio que apresentam um padrão um pouco diferente, principalmente para os ETR leves. São eles OU-101-5cx-12 e OU-101-6cx-15, ambos da amostra OU-101.

Devido à vasta gama de dados de elementos traço e ETR obtidos em fenocristais de palgioclásio, houve a necessidade de se observar e comparar melhor os valores a fim de identificar possíveis heterogeneidades. Com esse objetivo, foram realizados gráficos por amostra (Fig. 6.11 e 6.12).

Em geral, os cristais de andesina das amostras OU-07, OU-09 e OU-54 apresentam menor dispersão, comparados aos das amostras OU-101, OU-226 e OU-508, onde os teores além de mais dispersos são mais elevados. No entanto, mesmo nas amostras com menor espalhamento, é possível encontrar alguns pontos com maiores teores, principalmente de Cs, Th, U, Ta, Hf e Zr (Fig. 6.11).

Nas amostras OU-508 e OU-226 é possível distinguir dois grupos de valores, um com altos e outro com baixos teores, diferença essa mais evidentes para os elementos Rb, Ta, Hf e Zr. Não é correto, no entanto, identificar essas suítes como duas populações diferentes de cristais, pois há diferenças dentro de um mesmo cristal.

Figura 6.11. Teores dos elementos traço e ETR dos cristais de plagioclásio das amostras OU-07, OU-09 e OU-54.

Figura 6.12. Teores dos elementos traço e ETR dos cristais de plagioclásio das amostras OU-101, OU-226 e OU-508.

7. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

7.1. Isotopia Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de rocha total medidas em basaltos e traquidacitos e os erros associados estão apresentados na Tab. 7.1, assim como parâmetros calculados (razões iniciais, $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$, e $\epsilon_{\text{Nd}(134)}$).

As amostras de traquidacitos, muito homogêneas em análises químicas, forneceram razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ bem similares para o mesmo sistema (média = $0,71005 \pm 0,00005$ e $0,512312 \pm 0,000009$; 1σ , respectivamente). Para os basaltos embora apresentem composições químicas e formas de ocorrência distintas, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ também são semelhantes entre si (média = $0,70626 \pm 0,00006$ e $0,512369 \pm 0,000009$; 1σ), respectivamente), mas distintas dos traquidacitos, principalmente para o Sr.

Os cálculos das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais ($t = 134\text{Ma}$) forneceram valores de 0,707764 a 0,708042 para os traquidacitos e 0,705565 a 0,706766 para os basaltos. As razões iniciais de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são muito homogêneas, entre 0,512300 e 0,512320 para os traquidacitos e 0,512339 e 0,512399 para os basaltos. Os parâmetros ϵ_0 e ϵ_{134} calculados são semelhantes para todas as rochas analisadas, sendo ligeiramente mais negativos para os traquidacitos que para os basaltos.

Esses dados mostram que os traquidacitos apresentam razões e parâmetros similares aos basaltos, mas com pequenas diferenças. Portanto a gênese dos magmas ácidos deve estar associada aos basaltos, no entanto as diferenças exibidas apontam para a presença de outro componente na sua formação.

Tabela 7.1, Resultados das análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total em amostras de traquidacitos e basaltos da região de Piraju-Ourinhos (SP).

Amostra	OU-09	OU-54	OU-101	OU-210	OU-21	OU-22	OU-244	OU-371
Rocha	Dacitos/traquidacitos				Basalto			
Subtipo	Ourinhos	Ourinhos	Ourinhos	Ourinhos	Pitanga	Paranapanema	Pitanga	Pitanga
Corpo	Derrame	Derrame	Derrame	Derrame	Dique	Dique	Derrame	Derrame
Rb (ppm)	128	117	120	120	26,8	16,3	31,6	33,9
Sr (ppm)	322	316	308	293	460	293	520	485
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,710164	0,709821	0,709912	0,710300	0,706056	0,707073	0,705900	0,706030
Erro (1σ)	0,000070	0,000023	0,000044	0,000047	0,000046	0,000037	0,000090	0,000056
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{134}$	0,707972	0,707779	0,707764	0,708042	0,705749	0,706766	0,705565	0,705645
Sm (ppm)	16,2	14,7	14,0	14,0	9,17	5,48	10,1	11,1
Nd (ppm)	76,9	74,9	71,6	71,0	4,15	23,5	46,4	52,3
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512316	0,512300	0,512310	0,512320	0,512362	0,512399	0,512377	0,512339
Erro (1σ)	0,000009	0,000008	0,000009	0,000009	0,000010	0,000008	0,000010	0,000008
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{134}$	0.512205	0.512196	0.512207	0.512215	0.512238	0.512275	0.512262	0.512226
$\epsilon\text{Nd}_{(0)}$	-6,28	-6,58	-6,39	-6,21	-5,39	-4,66	-5,08	-5,83
$\epsilon\text{Nd}_{(134)}$	-5,09	-5,25	-5,05	-4,89	-4,43	-3,71	-3,97	-4,66

7.2. Isotopia Rb-Sr na matriz de rocha

Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidos e de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais calculados para as matrizes das rochas estão apresentados na Tab. 7.2. A variação observada é pequena (0,70764 – 0,70770, de ordem próxima à da incerteza analítica.

Comparadas às análises de rocha total, as razões aqui obtidas são ligeiramente mais baixas, o que resultaria em razões de fenocristais mais altas, no entanto não é o que acontece. Esse tema terá melhor discutido no item seguinte.

Tabela 7.2. Resultados das análises isotópicas Rb-Sr em matriz de rocha em três amostras de traquidacitos da região e seus respectivos teores de Rb e Sr obtidos por FRX.

Amostra	OU-07 _{matriz}	OU-09 _{matriz}	OU-54 _{matriz}	Média
Rb	139	141	135	138
Sr	321	331	314	322
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,71007	0,71005	0,71001	0,71004
erro 2 σ	0,00003	0,00002	0,00003	0,00003
$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,0568	0,0567	0,0565	0,0566
erro 2 σ	0,00003	0,00017	0,00002	0,00007
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{134}$	0,70768	0,70770	0,70764	0,70767
Valores de Rb e Sr em $\mu\text{g.g}^{-1}$ (ppm)				

Tendo em vista a pequena variação encontrada, foi calculada a média das razões das três amostras, que foi utilizada em rochas em que foram analisados os fenocristais e vidro, mas não a matriz.

7.3. Análises isotópicas por LA-MC-ICP-MS em fenocristais

As razões de Sr iniciais de fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e apatita foram representadas em diagramas onde são comparadas com as razões iniciais da matriz da rocha (Fig. 7.1 a 7.6). Para as amostras OU-07, OU-09 e OU-54 foram utilizadas como referência suas próprias razões de Sr da matriz e para as demais foi utilizada a média desses resultados (0,70767).

Em geral, observa-se que os cristais de plagioclásio e apatita das amostras OU-07, OU-54 e OU-226 e parte destes cristais das amostras OU-09, OU-101 e OU-508 apresentam razões isotópicas idênticas às da matriz de rocha.

As razões iniciais de Sr dos fenocristais e microfenocristais de plagioclásio da matriz forneceram resultados em torno de $0,7077 \pm 0,0001$. As amostras OU-07, OU-54 e OU-226 geraram valores homogêneos, próximos de 0,7077 para todos os cristais (Fig. 7.1, 7.3 e 7.5). No entanto, em alguns pontos das amostras OU-09, OU-101 e OU-508 (Fig. 7.2, 7.4 e 7.6) foram registrados valores mais baixos ($\sim 0,7074$) ou mais elevados ($\sim 0,7083$).

A maioria dos cristais de clinopiroxênio apresenta razões iniciais de Sr menores que as dos plagioclásios e matriz da rocha (entre 0,704 e 0,707), mesmo levando em consideração as incertezas mais altas associadas a esses resultados. Somente um cristal de clinopiroxênio (OU-101-6cx-15) é mais radiogênico (0,7084) que os cristais de plagioclásio e matriz; foi este um dos cristais que apresentou padrão de ETR diferente, juntamente com OU-101-5cx-12 (cujos resultados isotópicos apresentaram incerteza muito elevada; Fig. 7.4)

As razões iniciais de Sr calculadas para a apatita foram bem homogêneas (0,70749 – 0,70781), sendo bastante próximas dos valores obtidos para os cristais de plagioclásio e assim como eles, da matriz. (Fig. 7.4, 7.5 e 7.6).

As variações observadas nas razões isotópicas de Sr dos fenocristais de plagioclásio podem ser melhor visualizadas em gráficos onde todos os resultados obtidos para uma mesma amostra são lançados (Fig. 7.7).

Fica evidente que a maioria das análises de plagioclásio apresentam razões isotópicas similares às da matriz ($\sim 0,70767$). No entanto, há um cristal (OU-101-4pl, Tab. J, em anexo) que é fortemente mais radiogênico comparado aos demais. Do mesmo modo, existe um cristal (OU-508-4pl), no qual mesmo levando em consideração o erro, todos os pontos estão abaixo do valor médio estimado para a matriz da rocha. Algumas porções, principalmente de borda, de alguns cristais de plagioclásio apresentam razões mais baixas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais (OU-09-1pl, OU-101-1pl e OU-508-5pl-19, Tab. J, em anexo).

As diferenças nas razões isotópicas encontradas, na maioria das vezes, estão associadas com anomalias em elementos traço. Os pontos que apresentam características isotópicas distintas nos cristais de plagioclásio OU-09-1 e OU-101-1, também carregam teores mais altos de Y, Cs, elementos compatíveis, como Ni, V, Cu e HFS (High Field Strength, Zr, Hf, Ta e Nb). O cristal OU-101-4pl, o mais radiogênico, e OU-508-5pl-19 apresentam teores mais elevados para quase todos os elementos traço analisados, inclusive os ETR (Fig. 6.12). O plagioclásio OU-508-4pl, que é, em média, levemente menos radiogênico que as demais não apresentou diferenças significativas em teores de elementos traço.

8. PETROGÊNESE

8.1. Geoquímica e isotopia Rb-Sr de fenocristais: implicações genéticas e estimativas de coeficientes de partição em dacitos da PMP

Análises isotópicas pontuais têm mostrado que podem existir diferenças significativas na composição isotópica entre matriz e fenocristais de rochas vulcânicas continentais. Ramos *et al.* (2005) registraram disequilíbrios sistemáticos entre fenocristais de plagioclásio e matriz com base em razões de Sr nos basaltos de Columbia River (Estados Unidos). Davidson *et al.* (2007) mostram alguns casos de diferenças isotópicas entre fenocristais e matriz e utilizam o termo antecristal, para os primeiros. Antecristal é definido como um cristal que se originou no mesmo sistema magmático da rocha hospedeira, mas não é um fenocristal *strictu sensu*, pois foi parte de rochas ou magmas que se formaram em diferentes posições e momentos na evolução desse sistema.

Através das razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas por LA-MC-ICPMS em fenocristais e microfenocristais de plagioclásio da área estudada, foi possível observar que grande parte destes cristais está em equilíbrio com a matriz (item 7.3). No entanto, um único cristal (OU-101-4pl, microfenocristal) fica em evidência devido à sua alta razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, associada ao seu alto conteúdo de elementos traço e terras raras, característica também marcada em pontos de outros cristais. Se concluirmos que este cristal pertence ao mesmo sistema magmático por apresentar características petrográficas e químicas similares, mas que apresenta história genética um pouco diferente devidos às razões de Sr, podemos denominá-lo antecristal.

Os grãos de apatita também apresentaram razões isotópicas consistentes com a matriz e a maioria dos fenocristais de andesina, e provavelmente se formaram no mesmo magma. Contudo, a maioria dos fenocristais de clinopiroxênio não apresenta características isotópicas de equilíbrio com a matriz. Foram identificados dois principais grupos, um deles, mesmo levando em consideração as altas incertezas associadas, menos radiogênico que a matriz, e o outro grupo (um único cristal) mais radiogênico. Assim, esses dois conjuntos de clinopiroxênio parecem corresponder a antecristais que não se desenvolveram no mesmo magma que os demais minerais e matriz.

Devido às ferramentas disponíveis: análises de elementos traços e ETR no vidro e em fenocristais de andesina e apatita, atreladas com a informação que esses materiais são cogenéticos, foi possível calcular os K_d 's (coeficiente de partição) dos elementos.

A obtenção de K_d 's naturais para as rochas vulcânicas ácidas da região pode ter grande utilidade para estudos petrogenéticos, especialmente em vista da inexistência de estimativas

prévias em toda a PMP. Além disso, a comparação com dados prévios da literatura para dacitos de outros contextos geológicos, pode favorecer ou contrariar a utilização dos termos fenocristal e xenocristal (ou antecristal).

Dessa maneira, foram calculados os Kd's de plagioclásio/vidro, apatita/vidro e clinopiroxênio/vidro, observando-se que este último não corresponde a Kds reais, pois os cristais de clinopiroxênio não são fenocristais, como visto anteriormente. O cálculo dos Kd's foi realizado através da Eq. 8.1 com os valores de elementos traço obtidos por análises LA-Q-ICP-MS (Tab. I, em anexo). Para cada elemento foi utilizada sua concentração no fenocristal ($C_{\text{sólido}}$) e no vidro ($C_{\text{líquido}}$).

$$Kd = \frac{C_{\text{sólido}}}{C_{\text{líquido}}} \quad \text{Equação 8.1}$$

As análises de vidro foram bem consistentes e homogêneas para as amostras OU-508 e principalmente OU-226, amostras estas que apresentam baixo grau de devitrificação. Os dados obtidos para o vidro na amostra OU-101 foram muito heterogêneos e discordavam entre si, por esta razão não foram calculados Kd's nesta amostra.

A seleção dos dados de vidro e plagioclásio para o cálculo dos Kd's pôde ser criteriosa, devido à alta quantidade de dados obtidos nesses materiais comparados aos outros (clinopiroxênio e apatita). Para cada ponto analisado foram excluídos valores discordantes, de modo que o desvio padrão entre os pontos selecionados fosse igual ou menor que 30% do valor da média destes pontos. Alguns elementos não foram selecionados para o cálculo de certos Kd's por apresentarem variação excessiva para todos os pontos (ex. Co, Cs e W).

Na Tab. 8.1 estão apresentados os Kd's de plagioclásio das amostras OU-226 e OU-508 e suas médias, assim como Kd's de dacitos adquiridos da literatura. Os Kd's das amostras OU-226 e OU-508 são muito similares entre si e comparados aos dados de ETR de Fujimaki *et al.* (1984) apresentam boa aproximação para os Zr, Hf e elementos terras raras leves. Os Kd's Ba e Sr. em plagioclásios de dacitos de Nagasawa & Schnetzler (1971) apresentam valores um pouco menores dos obtidos nesse projeto, porém para os outros elementos os Kd's são semelhantes de mesma ordem de grandeza (Tab. 8.1). Comparados aos valores de elementos traço de Ewart & Griffin (1994), com exceção do Ba e Sr, seus valores de Kd's são mais elevados para todos os elementos traço.

Tabela 8.1. Coeficientes de partição plagioclásio/vidro das amostras de traquidacitos OU-226 e OU-508 do tipo Chapecó da região de Piraju-Ourinhos, comparados aos de dacitos da literatura.

	OU-226 (n=6)	OU-508 (n=15)	Média	Fujimaki <i>et al.</i> (1984) plag/matriz	Nagasawa & Schnetzler (1971) plag/matriz	Ewart & Griffin (1994) plag/vidro
Sc	0,24	0,17	0,20	-	-	-
Ti	0,16	0,13	0,15	-	-	-
V	0,36	0,16	0,26	-	-	-
Cr	-	1,91	-	-	-	-
Mn	-	0,13	-	-	-	0,17
Ni	0,52	0,47	0,49	-	-	1,5
Cu	-	0,14	-	-	-	1,5
Zn	0,42	0,27	0,34	-	-	0,82
Ga	1,77	1,82	1,80	-	-	3,2
Rb	0,42	0,04	0,23	-	0,016 - 0,041	0,24
Sr	16,81	13,87	15,34	-	1,45 - 4,4	10,7
Y	0,07	-	-	-	-	0,51
Zr	0,07	-	-	0,04	-	0,55
Nb	0,07	-	-	-	-	2,5
Ba	0,90	0,74	0,82	-	0,304 - 0,308	1,05
La	0,34	0,21	0,28	0,39	-	-
Ce	0,22	0,15	0,18	0,25	0,109 - 0,347	-
Pr	0,23	0,13	0,18	-	-	-
Nd	0,23	0,11	0,17	0,19	0,061 - 0,29	-
Sm	0,11	0,06	0,09	0,14	0,05 - 0,153	-
Eu	2,99	2,47	2,73	1,11	0,82 - 2,81	-
Gd	0,12	0,03	0,08	0,12	0,13	-
Tb	0,08	0,02	0,05	-	-	-
Dy	0,08	0,02	0,05	0,11	0,059 - 0,452	-
Ho	0,08	0,02	0,05	-	-	-
Er	0,07	0,02	0,04	0,12	0,029 - 0,38	-
Tm	0,07	-	-	-	-	-
Yb	0,05	-	-	0,13	0,022 - 0,302	-
Lu	0,06	0,03	0,05	0,14	0,022 - 0,29	-
Hf	0,07	0,01	0,04	0,04	-	-
Ta	0,19	-	-	-	-	-
Pb	0,35	0,22	0,29	-	-	-
Th	0,04	-	-	-	-	-
U	0,06	-	-	-	-	-

n = número de pontos de plagioclásio utilizados para o cálculo dos Kds.

Os Kd's de fenocristais de apatita foram calculados apenas para um cristal da amostra OU-226, por não haver análises de elementos traço e ETR deste mineral na amostra OU-508 e foram comparados com Kd's de Nagasawa & Schnetzler (1971; Tab. 8.2).

Embora o grau de confiabilidade dos dados seja restrito, pois havia somente um cristal para o tratamento dos dados, os Kd's obtidos em apatita para os ETR apresentam valores semelhantes e de mesma ordem de grandeza que os calculados por Nagasawa & Schnetzler (1971) em dacitos próximos a Kyushu no Japão.

Tabela 8.2. Coeficientes de partição da apatita obtidos na amostra de traquidacito OU-226 e comparados aos de Nagasawa & Schnetzler (1971).

Elemento	OU-226 (n=1)	Nagasawa & Schnetzler (1971) plag/matriz	Elemento	OU-226 (n=1)	Nagasawa & Schnetzler (1971) plag/matriz
Sc	1,54	-	Pr	19,8	-
Ti	0,25	-	Nd	22,9	21
V	1,51	-	Sm	23,5	20,7
Cr	4,08	-	Eu	22,9	14,5
Mn	2,96	-	Gd	24,3	21,7
Ni	1,61	-	Tb	19,2	-
Cu	0,97	-	Dy	16,9	16,9
Zn	0,47	-	Ho	15,2	-
Ga	0,37	-	Er	12,8	14,1
Rb	0,78	-	Tm	9,81	-
Sr	9,41	-	Yb	8,20	9,4
Y	14,0	-	Lu	7,15	7,9
Zr	0,46	-	Hf	0,45	-
Nb	0,19	-	Ta	0,57	-
Ba	0,32	-	Pb	0,56	-
La	13,8	-	Th	1,46	-
Ce	18,4	16,6	U	2,32	-
<i>n = número de pontos de apatita utilizados para o cálculo dos Kds.</i>					

Para os clinopiroxênios, embora com dados de apenas dois cristais para cada amostra, foi possível fazer um cálculo de desvio padrão e alguns elementos como Cs e Ba, apresentaram mais que 50% de desvio padrão e foram excluídos do cálculo de Kd. Em geral, os coeficientes de partição do clinopiroxênio das amostras OU-226 e OU-508 apresentaram valores similares

entre si, no entanto bem distintos dos obtidos por Ewart *et al.* (1973) e Fujimaki *et al.* (1984) (Tab. 8.3). Esta afirmação corrobora com a idéia de que esses cristais são xenocristais, ou até mesmo antecristais. Contudo, devido à semelhança química e textural, os cristais clinopiroxênio de ambas as amostras devem ter a mesma origem.

Tabela 8.3. Coeficientes de partição de clinopiroxênio das amostras de traquidacitos OU-226, OU-508 e suas médias, comparados aos obtidos em dacitos por de Ewart *et al.* (1973) e Fujimaki *et al.* (1984)

Elemento	OU-226 (n=2)	OU-508 (n=2)	Média	Ewart <i>et al.</i> (1973) cpx/matriz	Fujimaki <i>et al.</i> (1984) cpx/matriz
Sc	7,53	28,8	18,15	3,4 - 12	-
Ti	1,04	1,08	1,06	0,41 - 0,78	-
V	9,58	18,06	13,82	1,3 - 12,5	-
Cr	2,40	6,43	4,42	1 - 2,3	-
Mn	11,4	11,5	11,45	1,8 - 5,1	-
Co	15,2	11,6	13,39	3,2 - 6,8	-
Ni	2,97	11,5	7,25	-	-
Cu	0,44	-	-	-	-
Zn	1,91	2,61	2,26	-	-
Ga	0,45	0,34	0,39	-	-
Rb	0,53	-	-	-	-
Sr	0,88	0,90	0,89	-	-
Y	2,11	1,99	2,05	-	-
Zr	0,33	0,14	0,24	-	0,03
Nb	0,27	-	-	-	-
La	1,00	0,56	0,78	-	0,02
Ce	1,10	0,71	0,91	-	0,02
Pr	1,45	0,97	1,21	-	-
Nd	1,80	1,35	1,58	-	0,02
Sm	2,28	1,94	2,11	-	0,02
Eu	2,22	2,08	2,15	-	-
Gd	2,61	2,31	2,46	-	0,03
Tb	2,41	2,33	2,37	-	-
Dy	2,42	2,46	2,44	-	0,04
Ho	2,28	2,38	2,33	-	-
Er	2,19	2,44	2,31	-	0,07
Tm	1,95	2,76	2,36	-	-
Yb	1,86	2,52	2,19	-	0,12
Lu	1,90	2,56	2,23	-	0,15
Hf	0,43	0,24	0,33	-	0,03
Pb	0,38	-	-	-	-
Ta	0,30	-	-	-	-
Th	0,23	0,05	0,14	-	-
U	0,39	0,29	0,34	-	-

n = número de pontos de clinopiroxênio utilizados para o cálculo dos Kds.

Os K_d 's de ETR em fenocristal/vidro de plagioclásio e apatita foram lançados em gráficos (Fig. 8.1). A distribuição destes K_d 's de ETR nestes minerais é semelhante à encontrada em dacitos da literatura (figura 8.2), exceto pela ausência de anomalia negativa de Eu para apatita.

Portanto, através da análise dos elementos traços e ETR é possível afirmar que a maioria dos megacristais de plagioclásio e apatita devem corresponder a fenocristais, pois provavelmente originaram no mesmo magma que formou a matriz. Enquanto que os cristais de clinopiroxênio não devem ser comagmáticos ao líquido e podem representar xenocristais, possivelmente antecristais, segundo dados isotópicos.

8.2. Contribuição aos modelos de origem e evolução dos dacitos da região de Ourinhos

As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de rocha total calculadas a partir de dados isotópicos obtidos nesse trabalho estão apresentadas graficamente na Fig. 8.3. Com a finalidade de comparar com dados prévios obtidos, os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais da região desse trabalho foram lançados em mesmo gráfico que dados de rochas vulcânicas ácidas de Piccirillo *et al.* (1987) e Garland *et al.* (1995), também da região de Piraju-Ourinhos, em diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais *versus* Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais *versus* SiO_2 .

Figura 8.3. Diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais *versus* SiO_2 e Sr dos dados apresentados nesse trabalho comparados aos dados prévios de Piccirillo *et al.* (1987) e de Garland *et al.* (1995) para dacitos da região de Piraju-Ourinhos, e diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ *versus* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ somente para as rochas vulcânicas desse trabalho.

Para os traquidacitos os valores isotópicos e de SiO_2 são consistentes e apresentam pouca dispersão. No entanto, uma amostra de Garland *et al.* (1995) apresenta maior teor de Sr. Para os basaltos, as maiores diferenças estão nas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do tipo Pitanga, para as quais os dados de Piccirillo *et al.* (1987) mostram valores um pouco mais radiogênicos.

Os dados isotópicos obtidos nesse trabalho pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total também foram comparados com valores das demais rochas da PMP e de seu embasamento através do diagrama da Fig. 8.4 extraído de Garland *et al.* (1995).

Das quatro amostras de basaltos, as três de tipo Pitanga apresentam razões isotópicas semelhantes e compatíveis com os basaltos equivalentes (Fig. 8.4). Enquanto isto, o basalto tipo Paranapanema (OU-22), segundo o diagrama, apresenta a mais alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130}$ entre os basaltos de alto Ti.

As quatro amostras de traquidacitos apresentam razões isotópicas semelhantes, mas observa-se que, para uma mesma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial, elas apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais um pouco mais elevadas que o campo dos riolitos tipo Chapecó estabelecido por Garland *et al.* (2005; Fig. 8.4).

Pelas similaridades isotópicas fica evidente que os traquidacitos da região de Piraju-Ourinhos tiveram sua gênese vinculada aos basaltos de alto Ti da PMP, com pouca influência do embasamento Brasileiro (Fig. 8.4), descartando-se sua origem por anatexia crustal. No entanto, alguma contribuição de rochas do embasamento é provável visto que as razões isotópicas entre o litotipo ácido da região e os basaltos de alto Ti não são idênticas. Observa-se que há inúmeras possibilidades de rochas do embasamento que podem ter contribuído para a geração desses magmas ácidos, tema que será discutido no item 8.2.2.

Entre os tipos de basalto de alto Ti encontrados na região de Piraju-Ourinhos (Pitanga, Paranapanema e Urubici), a fonte mais provável para os traquidacitos são os basaltos tipo Pitanga, devido ao posicionamento estratigráfico e às semelhanças químicas (Fig. 8.5).

Os basaltos tipo Pitanga recobrem diretamente os traquidacitos da região. Os basaltos tipo Paranapanema ocorrem na forma de diques, que cortam todas as rochas da região e poderiam ser alimentadores de derrames. No entanto estes se situam acima dos derrames tipo Pitanga (Peate *et al.*, 1992; Negri *et al.*, 2008), portanto estratigraficamente mais distantes dos traquidacitos. Os basaltos tipo Urubici têm ocorrência restrita na forma de uma soleira.

Os basaltos tipo Pitanga apresentam maiores similaridades químicas com os traquidacitos (Fig. 8.5). Em geral, os basaltos tipo Paranapanema apresentam teores de Sr iguais ou inferiores aos dos traquidacitos, situação que mostra ser improvável que este basalto tenha gerado o magma ácido, pois o Sr é um elemento compatível nesse tipo de rocha (Bellieni *et al.*, 1986b). Os teores de Sr dos basaltos tipo Urubici são bem mais elevados comparados com os do traquidacitos e portanto, também não parecem constituir uma provável fonte para os magmas ácidos.

Em conclusão, os dados de elementos traço e isotópicos obtidos para as rochas vulcânicas ácidas e básicas da região de Piraju-Ourinhos corroboram com a literatura quando sugerem que a provável fonte do magmatismo ácido devam ser os basaltos de alto Ti associados. Dos três tipos de basaltos identificados na região (Pitanga, Paranapanema e Urubici), o basalto tipo Pitanga apresenta maior probabilidade de ter vínculos genéticos com os traquidacitos tipo Ourinhos.

Figura 8.5. Diagramas binários de elementos traço com dados de traquidacitos tipo Chapecó subtipo Ourinhos e de basaltos de alto Ti (Pitanga, Paranapanema e Urubici) obtidos nesse trabalho.

8.2.1. Cristalização Fracionada X Fusão Parcial

Embora já se tenha discutido que a provável fonte para os magmas ácidos tipo Ourinhos da região estudada sejam os basaltos de alto Ti tipo Pitanga associados, é necessário avaliar de que maneira isto deve ter ocorrido.

O modelo mais aceito da geração dos magmas ácidos tipo Chapecó seria por refusão de *underplates* basálticos (Bellieni *et al.*, 1986b; Garland *et al.*, 1995). Modelamentos petrogenéticos realizados pela autora reavaliam o papel da fusão parcial na gênese dos magmas ácidos tipo Chapecó da região de Piraju-Ourinhos (Freitas *et al.*, 2006a; Freitas & Janasi, 2007; Janasi *et al.*, 2007b). Uma conclusão importante é que a cristalização fracionada não pode ser descartada como principal processo gerador desses magmas; discute-se também hipóteses para a existência do hiato composicional de sílica, principal argumento contrário a esses modelos.

Nesses modelamentos geoquímicos foram utilizados elementos maiores e traços. A cristalização fracionada foi testada através de balanços de massa de elementos maiores pela metodologia de Stormer & Nicholls (1978) e de modelos baseados na lei de fracionamento de Rayleigh (Cox *et al.*, 1979) para os elementos traços. Os modelos petrogenéticos de fusão parcial de magmas basálticos foram testados através de dados de elementos traços e equação

de fusão em equilíbrio modal (*modal batch melting*) de Wood & Fraser (1976). Todos os modelos foram realizados com o auxílio do *software* Petrograph.

Através do balanço de massa só foi possível obter um magma de composição ácida através da cristalização de aproximadamente 66% de um magma basáltico mais evoluído (teor em peso de SiO₂ ~52,5% e MgO ~3,8%), de onde foram retirados 44,8% de plagioclásio, 31,8% de augita, 6,7 de pigeonita, 8,5% de magnetita, 5,5% de ilmenita e 2,7% apatita (Tab. K, em anexo). Os balanços de massa a partir de um magma basáltico primitivo (SiO₂ ~50,5% e MgO ~5,5%) apresentaram resultados satisfatórios (cristalização = 31%, $\sum \text{res}^2 = 0,31$) somente para a geração de um magma basáltico mais evoluído (Tab. L, em anexo), não para os traquidacitos.

Além do balanço de massa, modelos de cristalização fracionada e fusão parcial em equilíbrio modal foram inseridos em diagramas binários elementos compatíveis *versus* incompatíveis (Fig. 8.6 e 8.7). Estimativas das composições do cumulado, para cristalização fracionada, e do resíduo, para a fusão parcial, utilizadas para o cálculo dos coeficientes de distribuição (D) foram as mesmas (45% de plagioclásio, 30% de augita, 10% de pigeonita e 15% de magnetita), sugeridas a partir da média da composição modal de fases precoces dos basaltos. Mudanças mínimas entre as quantidades admitidas para cada fase não resultariam em diferenças significativas nos valores dos D's. Os coeficientes de partição (Kd, Tab. 8.4) foram extraídos de Bellieni *et al.* (1986b) e Cleverly *et al.* (1984). Os Kd's do elemento V (vanádio) foram os únicos extraídos do *software* Petrograph para basalto-andesitos.

Tabela 8.4. Coeficientes de partição para as fases selecionadas dos elementos utilizados para os modelamentos petrogenéticos desse trabalho, extraídos de Bellieni <i>et al.</i> (1986b).					
Fases	Ba	Cr	Ni	Rb	Sr
Plagioclásio	0,5	0,08	0,04	0,07	2,5
Augita	0,02	5,3	3,0	0,03	0,1
Pigeonita	0,02	10	6,0	0,03	0,02
Magnetita	0,29	25	12	0,18	0,15
D	0,28	6,38	3,32	0,07	1,18
Fases	V *	Zr	La	Ce	Nd**
Plagioclásio	0,027	0,2	0,15	0,17	0,081
Augita	4,5	0,27	0,02	0,02	0,31
Pigeonita	0,5	0,08	0,04	0,04	0,31
Magnetita	6,0	0,4	0,29	0,34	0,75
D	2,31	0,24	0,12	0,14	0,27
* Kd's do software Petrograph ** Kd's de Cleverly <i>et al.</i> (1984).					

Como ilustrado nos gráficos da Fig. 8.6. é possível obter um magma com teores de elementos traço equivalentes aos dos traquidacitos a partir da cristalização de 60 a 80% do líquido basáltico primitivo (SiO_2 ~50%, MgO ~5,5%) para todos os elementos. É necessário ressaltar que os teores de cristalização (60-80%) para o modelamento dos traços é maior que para o balanço de massa, pois neste último o basalto utilizado apresentava composições mais evoluídas (SiO_2 ~52,5% e MgO ~3,8%), que para ser gerado foi preciso cerca de 31 % de cristalização de um magma primitivo.

O mesmo não acontece para modelos de fusão parcial de um magma básico primitivo para nenhum elemento compatível. Os modelos de geração de magmas ácidos através de fusão parcial de um basalto mais evoluído (SiO_2 ~53% e MgO ~4%) também não apresentaram resultados satisfatórios para os elementos Ni e V; seria necessário que eles apresentassem coeficientes de distribuição próximos de 6 e 10, respectivamente. Para basaltos mais evoluídos, o Cr apresentou curvas com melhor aproximação, porém as taxas de fusão são bastante contrastantes entre 10 e 20% para o par Ce x Cr e entre 60 e 70% para La x Cr (Fig. 8.7).

Portanto, o modelamento de geração dos magmas ácidos por refusão de “underplates” basálticos utilizando elementos traço compatíveis e incompatíveis não forneceu bons resultados, pois não é possível alcançar teores tão baixos de alguns elementos compatíveis ($\text{Ni} < 10$ ppm; $\text{V} < 100$ ppm), e seria necessário diminuir esses teores por cristalização fracionada subsequente. Este modelo, bastante aceito na literatura, baseia-se principalmente no comportamento dos elementos incompatíveis, e precisa considerar esta restrição.

Do ponto de vista geoquímico os modelos de cristalização fracionada realizados fornecem bons resultados, sendo possível gerar um magma traquidacítico a partir de um magma basáltico primitivo com no mínimo 60% de percentual de cristalização. O principal argumento contrário a este modelo é o caráter bimodal do magmatismo. Possíveis explicações para isto foram propostas por Garland *et al.* (1995), que consideraram a influência de um aumento súbito na proporção de magnetita no material fracionado para a geração de um hiato de SiO_2 , o que, no entanto parece menos viável para os traquidacitos tipo Chapecó, que também têm importante hiato em elementos traços como o Zr e Hf em relação aos basaltos associados. Uma possibilidade alternativa para geração desse hiato dentro de um modelo de fracionamento seriam limitações físicas impostas à separação cristal-líquido a partir de composições intermediárias, de modo que magmas félsicos só seriam gerados por extração de líquidos residuais a partir de magmas básicos em estágio avançado de cristalização (Eichelberger *et al.*, 2005). A presença de veios, ocelos e fragmentos de vidro de composição riolítica (70-74% de SiO_2) encontrados em corpos subvulcânicos basálticos no norte da PMP

pode ser vista como um argumento favorável a essa idéia, pois teriam se formado através da extração *in situ* de líquido residual (Janasi *et al.*, 2008). A aplicação desse modelo deve ser cautelosa devido ao grande volume de magma ácido gerado na PMP, e ao fato de que a sua composição é menos rica em SiO₂ (66-68%) que os líquidos residuais observados em corpos subvulcânicos. No entanto, fica claro que a impossibilidade de gerar um hiato composicional não pode ser utilizada como um forte argumento contra o modelo de cristalização fracionada para a geração das rochas vulcânicas ácidas tipo Chapecó (Janasi *et al.*, 2008).

8.2.2. Assimilação Crustal

Embora os modelos de cristalização fracionada para a gênese das rochas vulcânicas ácidas subtipo Ourinhos a partir dos basaltos associados tenham fornecido curvas com boas aproximações, é preciso lembrar que o litotipo ácido apresenta razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais um pouco mais radiogênicas ($\sim 0,7079$) quando comparado ao litotipo básico ($\sim 0,7059$). Essa diferença não pode ser explicada por evolução magmática por cristalização fracionada ou refusão, e portanto indica a existência de processos em sistema aberto, como assimilação crustal. Portanto, modelos de cristalização fracionada associada a assimilação crustal foram testados (Fig. 8.8).

A exemplo da cristalização fracionada e fusão parcial, os modelos de cristalização fracionada com assimilação crustal (AFC, *Assimilation plus Fractional Crystallization*) de DePaolo (1981) foram inseridos em diagramas binários. Como contaminante, foi utilizado o granada leucogranito Nazaré Paulista, um típico granito de fusão crustal, constituindo um corpo homogêneo de ocorrência relativamente ampla na região de Nazaré Paulista, SP (Martins, 2005). Deve ser reconhecido que este granito, que ocorre em domínio geológico distante e provavelmente não equivalente à crosta na região de Piraju-Ourinhos, não é o modelo ideal de contaminante; porém é, ao menos, uma estimativa local, pois modelos anteriores utilizaram o leucogranito Langtang do Himalaia (Garland *et al.*, 1995).

O modelo de AFC utilizando como contaminante o granada leucogranito de Nazaré Paulista é mostrado no diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Sr (Fig. 8.8). Foi possível gerar magmas ácidos com as características dos traquidacitos de Ourinhos com cerca de 80% de cristalização de um magma basáltico ($\text{SiO}_2 = 51,0$ e $\text{MgO} = 4,4$, derrame mais primitivo entre os que apresentavam dados isotópicos) acompanhado de assimilação de 10% de líquido granítico anatético similar a Nazaré Paulista.

Os modelos de AFC inseridos em diagramas elemento compatível *versus* incompatível apresentam aproximação similar aos modelos de cristalização fracionada da Fig. 8.6, para assimilação entre 10 e 30% do granada leucogranito de Nazaré Paulista.

Os modelos de AFC também foram inseridos em diagramas binários de elementos incompatíveis (Fig. 8.9). Os resultados obtidos para modelos de AFC foram satisfatórios para todos os elementos avaliados (Rb, Ba, La, Ce, Nd, Zr). Em geral com cerca de 60% a 70% de cristalização fracionada e taxa de assimilação entre 10 e 30% do granada leucogranito de Nazaré Paulista foi possível gerar os magmas ácidos a partir de um basalto tipo Pitanga.

Figura 8.9. Modelos de cristalização fracionada com assimilação crustal (AFC) para a geração do magmatismo ácido da região de Piraju-Ourinhos a partir dos basaltos associados com assimilação crustal do leucossoma granítico de Nazaré Paulista. Círculos vermelhos: traquidacitos, círculos verdes: basaltos. Círculo preto: granada leucogranito de Nazaré Paulista. As linhas pretas são as trajetórias AFC para a porcentagem de assimilação indicada. Cada quadrado representa um acréscimo de 10% da taxa de cristalização, com início em 0% na composição básica.

Os modelos de AFC envolvendo um contaminante similar ao granada leucogranito de Nazaré Paulista são considerados a melhor aproximação para o processo gerador dos magmas ácidos da região de Piraju-Ourinhos segundo dados isotópicos, de elementos compatíveis e incompatíveis. Para os modelos inseridos em diagramas binários de elementos incompatíveis foram necessários cerca de 60% de cristalização de um magma basáltico com assimilação entre 10 e 30% do leucossoma granítico de Nazaré Paulista. No entanto, para o modelo de AFC isotópico o percentual de cristalização foi de cerca de 80% e de assimilação de 10% do granito de Nazaré Paulista. A mais alta taxa de cristalização apresentada para o modelo AFC isotópico é consequência direta do Kd admitido para Sr no plagioclásio (2,5, Bellini *et al.*, 1986b); uma mudança para um valor um pouco mais elevado (p.ex., Kd= 3; Bindeman & Davis, 2000) resultaria em a taxa de cristalização próxima de 60%.

9. CONCLUSÕES

Neste trabalho, graças ao emprego de técnicas analíticas avançadas, como análises químicas e isotópicas por LA-ICPMS e datação U-Pb em badeleíta e zircão por TIMS, foram obtidos dados inéditos e alcançadas conclusões sobre a idade e a gênese das rochas vulcânicas ácidas da PMP e a origem dos seus fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e apatita.

A identificação da presença da badeleíta nas rochas vulcânicas básicas e principalmente nas ácidas da PMP é inédita. Esse mineral é comumente encontrado em rochas saturadas a insaturadas em sílica, de modo que sua ocorrência em traquidacitos é surpreendente, embora tenham aparecido na literatura recente outros exemplos da sua presença em rocha portadoras de quartzo (citar por ex. Yellowstone). Aspecto notável, na área estudada, é que os cristais de badeleíta estão em contato direto com minerais do grupo da sílica (quartzo e/ou cristobalita), o que pode sugerir que o campo de estabilidade da badeleíta é maior em sistemas mais complexos (Lumpkin, 1999). A ocorrência em parte das amostras de cristobalita como mineral do grupo da sílica, identificada por difração de raios X (Freitas, 2006), sugere a possibilidade de formação metaestável desses minerais.

A idade obtida por U-Pb em concentrados de zircão e badeleíta nos traquidacitos da região de Ourinhos é de 134,4 ($\pm 0,9$) Ma. Esse valor é o dado geocronológico mais exato e preciso obtido na região, se comparado aos dados prévios por K-Ar (133-134 ± 6 Ma) de Raposo (1987) e Piccirillo *et al.* (1987) e por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ *laser spot* (128,7 ± 1 Ma) de Turner *et al.* (1994). As idades obtidas em rochas vulcânicas de outras regiões da PMP por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ *incremental laser heating* (133 - 134 Ma; Renne *et al.*, 1992; Thiede & Vasconcelos, 2008) corroboram os valores deste trabalho, e unidas sugerem o período de clímax do vulcanismo da PMP. Wildner *et al.* (2006) obtiveram idades SHRIMP U-Pb em zircão de duas amostras de rochas vulcânicas ácidas tipo Chapecó subtipo Guarapuava, 135,5 $\pm 2,3$ e 137,3 $\pm 1,8$ Ma. Embora menos precisos, os valores obtidos por esses autores se sobrepõem às idades obtidas neste projeto para uma das amostras, enquanto a outra é um pouco mais antiga.

Na história genética de um magma, muitas fases minerais podem ter se originado no mesmo sistema magmático, mas não do mesmo líquido, trazendo características geoquímicas e isotópicas distintas (antecristais). Nos traquidacitos do subtipo Ourinhos, a maioria dos megacristais de plagioclásio e todos de apatita devem corresponder a fenocristais, como sugerido pelas razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, muito semelhantes à matriz (0,7077). Foram reconhecidos três grupos de minerais, que provavelmente são xenocristais, podendo ser

antecristais: duas suítes de megacristais de clinopiroxênio, uma com maiores (0,7084) e outra com menores (0,7045-0,7071) razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais comparados à matriz, e um cristal de plagioclásio mais radiogênico que a matriz, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial = 0,7084 (portanto idêntico ao clinopiroxênio mais radiogênico).

As heterogeneidades isotópicas encontradas em alguns cristais parecem estar vinculadas a diferenças nos teores de elementos traço e ETR. Assim, os grupos distintos de cristais de clinopiroxênio apresentam padrões de ETR distintos, com mais baixos teores de ETR, principalmente os leves. O único cristal de plagioclásio mais radiogênico que a matriz da rocha contém também mais altos teores de elementos traço. Deve ser observado, no entanto, que também foram identificados cristais com altos teores de elementos traço em pontos que não apresentavam discordâncias quanto ao seu conteúdo isotópico.

Coeficientes de partição (Kd's) entre plagioclásio/vidro, apatita/vidro e clinopiroxênio/vidro para traquidacitos da região foram calculados a partir de dados de química de elementos traço e ETR obtidos por LA-ICPMS. Os valores obtidos são consistentes com Kd's de dacitos da literatura, e devem representar boas aproximações dos Kd's reais, com exceção do clinopiroxênio que, como observado, deve corresponder a antecristais.

A provável fonte principal para a formação dos magmas ácidos da região de Piraju-Ourinhos são os basaltos de alto Ti associados, mais precisamente o basalto tipo Pitanga. As evidências não se limitam somente à mesma posição geográfica, mas também aos mais elevados teores de Ti, P e elementos incompatíveis (Sr, Zr, La, Ce, Nd), assim como razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similares. Os basaltos tipo Paranapanema e Urubici, que também ocorrem na região apresentam muito baixos ou muito altos teores de Sr, respectivamente, e por essas razões não foram apontados como fonte para o magmatismo ácido. Além disso, os basaltos tipo Pitanga recobrem diretamente os traquidacitos, enquanto que os demais são intrusivos e de ocorrência posterior aos derrames tipo Pitanga, aumentando a possibilidade de uma ligação genética deste último com os magmas ácidos.

As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dos basaltos e traquidacitos da região são bem próximas e uma origem comum pode ser proposta, principalmente quando se observa que as razões isotópicas de rochas do embasamento pré-Cambriano são muito distintas (Garland *et al.*, 1995). No entanto, os traquidacitos apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais levemente mais elevadas e de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iniciais um pouco menos radiogênicas que os basaltos, e por esse motivo se propõe que alguma assimilação crustal esteve associada à gênese dessas rochas. Com base nesses dados e em modelamentos geoquímicos envolvendo elementos maiores e elementos traço incompatíveis e compatíveis, o modelo de evolução das rochas vulcânicas do

tipo Chapecó, subtipo Ourinhos preferido neste trabalho é o de cristalização fracionada de cerca de 60 a 80% de basaltos similares ao tipo Pitanga que ocorre na região. Para explicar as diferenças isotópicas, sugere-se a contaminação por volume entre 10% e 30% de líquidos graníticos derivados da crosta.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bellieni, G.; Brotzu, B.; Comin-Chiaramonti, P.; Ernesto, M.; Melfi, A.; Pacca, I.G.; Piccirillo, E.M., 1984a. Flood basalt to rhyolites suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 25 (3): 579-618.

Bellieni, G.; Nardy, A.J.R.; Roisenberg, 1984b. High and low TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen*, 150:273-306.

Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Marques, L.S.; Martinez, L.A.; Melfi, A.J.; Nardy, A.J.R.; Piccirillo, E.M.; Stolfa, D., 1986a. Continental flood basalts from the central-western regions of Paraná plateau (Paraguay and Argentina): petrology and petrogenetic aspects. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen* 154: 111-139.

Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Marques, L.S.; Melfi, A.J.; Nardy, A.J.R.; Papatrechas, C.; Piccirillo, E.M.; Roisenberg, A.; Stolfa, D., 1986b. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, 27 (4): 915-944.

Bellieni, G.; Piccirillo, E.M.; Comin-Chiaramonti, P.; Melfi, A.J., 1988. Mineral chemistry of continental stratoid volcanics and related intrusives from Paraná Basin (Brazil). In: The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin, Piccirillo & Melfi (eds.), Instituto Astronômico e Geofísico, USP, p: 73-92

Bindeman, I. and Davis, A., 2000. Trace element partitioning between plagioclase and melt: Investigation of dopant influence on partition behavior. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64: 2863-2878.

Bindeman, I.M. & Valley, J.W, 2001. Low- $\delta^{18}\text{O}$ rhyolites from Yellowstone: magmatic evolution based on analyses of zircons and individual phenocrysts. *Journal of Petrology*, 42 (8): 1491-1517.

Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: Handerson, P. (Ed.), Rare-earth elements geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.

Bryce JG, DePaolo DJ. 2004. Pb isotopic heterogeneity in basaltic phenocrysts. *Geochimica. Cosmochimica Acta* 68:4453–68

Cleverly, R.W.; Betton, P.J.; Bristow, J.W., 1984. Geochemistry and petrogenesis of the Lebombo rhyolites. In: Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo Province. *Geological Society of South Africa, Special Publication* 13: 171-195.

Cox, K.G., Bell, J.D.; Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. London Georg Allen & Unwin Ltda, 450p.

CPRM, 1980. Geologia do Bloco SF-22-W. Relatório Final. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, São Paulo, Projeto Paulipetro. Consórcio CESP/IPT, 89 p.

Dantas, F.A., 2003. Petrologia e química mineral de rochas vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná, região de Piraju-Ourinhos. *Trabalho de Formatura*, Instituto de Geociências, USP.

Dantas F.A., Janasi V.A., Ruberti E. 2003. Rochas vulcânicas ácidas cretáceas da Bacia do Paraná, região de Piraju- Ourinhos (SP): petrografia, química mineral e química de rochas. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, São Pedro (SP), *Boletim de Resumos*, p. 70.

Davidson, J.P.; Morgan, D.J. ; Charlier, B.L.A. 2007. Microsampling of Magmatic Rocks. *Elements*, 3: 253-259

Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1963. Rock-forming minerals, v.1-4. Wiley, New York.

DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.

Dickin, A.P., 1995, Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, 490pp.

Eichelberger, J.C.; Izbekov, P.E.; Browne, B.L. 2005. Bulk chemical trends at arc volcanoes are not liquid lines of descent. *Lithos* 87: 135-154

Ernesto, M., Raposo, M. I. B., Marques, L. S., Renne, P. R., Diogo, L. A., De Min, A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, 28: 321-340.

Ewart, A.; Bryan, W.B.; Gill, J.B., 1973. Mineralogy and Geochemistry of the Younger Volcanic Islands of Tonga, S. W. Pacific. *Journal of Petrology* 14(3): 429-465.

Ewart, A. & Griffin, W.L., 1994. Application of Proton-Microprobe Data to Trace-Element Partitioning in Volcanic-Rocks. *Chemical Geology* 117(1-4): 251-284.

Faure, G. & Mensing, T.M. 2005. Isotopes principles and applications. 3° ed. John Wiley & Sons, 897pp.

Freitas, V.A.; Janasi, V.A.; Montanheiro, T. J.; Reis, P.M., 2006a. Gênese e evolução das rochas vulcânicas ácidas da Província Magmática Paraná na região de Piraju-Ourinhos (SP) a partir de dados geoquímicos de minerais e rochas. In: *Anais XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Aracaju (SE), p.256.

Freitas, V.A., 2006b. Estudo para a utilização das rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju-Ourinhos (SP) como material pozolânico. *Trabalho de Formatura*, Instituto de Geociências, USP, 39 pp.

Freitas, V.A. & Janasi, 2007. Modelos geoquímicos da geração das rochas vulcânicas ácidas da Província Magmática Paraná, na região de Piraju-Ourinhos (SP), a partir de basaltos associados. In: *Anais XI Congresso Brasileiro de Geoquímica*, Atibaia (SP).

Fujimaki, H., Tatsumoto, M. and Aoki, K.I., 1984. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research* 89: 662-672.

Garland, F.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M., 1995. Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites, southern Brazil. *Journal of Petrology*, 36: 1193-1227.

Gibson, S.A.; Thompson, R.N.; Day, J.A., 2006. Timescales and mechanisms of plume–lithosphere interactions: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná–Etendeka large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters*, 251: 1-17.

Hanson, G.N., 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8:371-406.

Harris C.; Whittingham, A.M.; Milner, S.C.; Armstrong, R.A., 1990. Oxygen isotope geochemistry of the silicic volcanic rocks of the Etendeka-Paraná province: Source constraints. *Geology*, 18: 1118-1121.

Harris, N.B.W. & Inger, S., 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 110: 46-56.

Harris C. & Milner S., 1997. Crustal origin for the Paraná rhyolites: Discussion of Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil' by Garland *et al.* (1995). *Journal of Petrology*, 38: 299-302.

Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M. and Peate, D.W., 1988. Lithosphere remobilisation during Parana magmatism, in: Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and Differences, Cox K.G. and Menzies, M.A., *Journal of Petrology Special*. Vol. 205-223,

Hawkesworth, C. J., K.; Gallagher, S.; Kelley, Mantovani, M. S. M.; Peate, D. W.; Regelous M.; Rogers, N. W., 1992. Parana magmatism and the opening of the South Atlantic, In: *Magmatism and the Causes of Continental Break-up, Spec. Publ.* 68: 221-240, edited by Storey, B.; Alabaster, A.; Pankhurst, R., The Geological Society, London.

Heaman, L.M., Tarney, J., 1989. U–Pb baddeleyite ages for the Scourie dike swarm, Scotland: evidence for two distinct intrusion events. *Nature*, 340, 705–708.

Heaman, L.M., LeCheminant, A.N., 1993. Paragenesis and U–Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂). *Chemical Geology* 110: 95 -126.

Holm, P.M., Heaman, L.M., Pedersen, L.E. 2006. Baddeleyite and zircon U-Pb ages from the Kærven area, Kangerlussuaq: Implications for the timing of Paleogene continental breakup in the North Atlantic. *Lithos*, 92:238-250.

IPT, 1994. Estudos geológico-geotécnicos na área do barramento de Ourinhos (Eixo Corredeira), SP. 1994. *Relatório No. 32.304*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas, São Paulo-SP, 80 p.

Iyomasa W.S., Fernandes L.A., Frascá M.H.B.O., ScarmínioM. 1994. As rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral no vale do Rio Paranapanema (SP/PR). In: *Resumos de Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Balneário de Camboriú/SC, , p. 107-108.

Jackson, S.E., 2008. Calibration strategies for elemental analysis by LA–ICP–MS. In: *Laser Ablation ICP–MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues* (Sylvester, P. ed.) Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 40, 169-188.

Janasi, V. A.; Negri, F.A.; Montanheiro, T.J.; Freitas, V.A.; Rocha, B.C.; Reis, P. M., 2007a. 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*, 37(1): 148-162.

Janasi, V. A.; Montanheiro, T.J.; Freitas, V.A.; Reis, P. M.; Negri, F.A.; Dantas, F. A., 2007b. Geology, petrography and geochemistry of the acid volcanism of the Paraná Magmatic Province in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4): 745-759.

Janasi, V. A.; Faria, C.A.; Freitas, V.A.; Valch, S.R.F., 2008. Silicic segregations in subvolcanic intrusions: clues to the origin of bimodal basalt-rhyolite association in the northern

Paraná Magmatic Province? In: *IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, Foz do Iguaçu (PR), Resumos expandidos CD-ROM.

Klein, C.; Hurlbut, C.S., 1999. *Manual of Mineralogy*. New York, John Wiley & Sons, 21st edition, 596p.

LeBas, M.J.; LeMaitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B. 1986. A chemical classification of igneous rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.

Lindsley, D. 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68: 477-493.

Luchetti, A.C.F.; Machado, F.B.; Nardy, A.J.R.; Squisato, E.; Oliveira, M.A.F., 2005. Litoestratigrafia e litogeoquímica das rochas vulcânicas ácidas associadas ao vulcanismo Serra Geral. In: *Anais III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, Cabo Frio-RJ, CD-ROM.

Ludwig, K.R. 1992. ISOPLOT — a plotting and regression program for radiogenic isotope data, version 2.57. U.S. *Geological Survey Open File Report* 91, p. 445.

Lumpkin, G.R., 1999. Physical and chemical characteristics of baddeleyite (monoclinic zirconia) in natural environments: an overview and case study. *Journal of Nuclear Materials*, 274: 206-217.

Machado, F.B. Geologia e possíveis zonas de efusão do magmatismo ácido cretácico da Bacia do Paraná 2003. *Monografia* (Trabalho de conclusão de curso – Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - Rio Claro. 124p.

Mantovani, M.S.M., Marques, L.S., Souza, M.A., Atalla, L., Civeta, L., Inocenti, F. 1985a. Trace Element and Strontium Isotope Constrains of the Origin and Evolution of Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, 26:187-209.

Mantovani, M. S. M.; Cordani U . G.; Roisenberg, A., 1985b. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(1):61-65.

Mantovani, M. S. M.; Vasconcellos, A. C. B. C.; Shukowsky, W.; Milani, E. J.; Basei, M.; Hurter, S. I.; Freitas, S. R. C., 1989. The Brusque transect (SA20) from the Dom Feliciano belt to the Amazon Craton. In: *Anais I Congresso Brasileiro de Geofísica*, Rio de Janeiro, p.137.

Marques, L.S. & Ernesto, M., 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: *Geologia do Continente sul-americano*, Mantesso-Neto, V.; Bartonelli, A.; Carneiro, C. D.R.; Brito-Neves, B.B. Beca Produções Culturais Ltda.

Martins, L., 2005. Geração e migração de magmas graníticos na crosta continental : estudos de detalhe em granitos e migmatitos da região de Nazaré Paulista (SP). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 159 pp.

McDonough, W. F.; Sun, S.S.R.; Ringwood, A. E.; Jagoutz, E.; Hofmann, A. W., 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the earth and moon and the evolution of the mantle of the earth. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Ross Taylor Symposium volume.

Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M. and Albarede, F. (1985), Nd isotopes in French phanerozoic shales; external vs internal aspects of crustal evolution. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 49, 601-610.

Milani, E.J.; Melo, J.H.G.; Souza, P.A.; Fernandes, L.A.; França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 15(2): 265-287.

Milner, S.C.; le Roex, A.P.; O' Connor, J.M., 1995. Age o Mesozoic igneous rock in northwestern Namibia and their relationship to continental breakup. *Journal of Geological Society*, London, 152: 97-104.

Montanheiro, T.J. 1999. Prospeção e caracterização de pozolanas na Bacia do Paraná, Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 226 pp.

Montanheiro, T.J.; Yamamoto, J.K.; Janasi, V.A.; Dantas, F.A.; Reis, P.M.; Freitas, V.A., 2005. As rochas vulcânicas ácidas da região médio Paranaapanema (SP/PR) como material pozolânico. In: Anais do Simpósio de vulcanismo e ambientes associados, Cabo Frio-RJ, CD-ROM.

Montanheiro, T.J.; Yamamoto, J.K.; Janasi, V.A.; Kihara, Y.; Negri, F.A.; Shinzato, M.C.; Reis, P.M.; Freitas, V.A.; Bendoraitis, D.P.; Andrade, F.R.D.; Rocha, B.C., 2006. Pozolanas na Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. In: *Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Aracaju (SE), p.232.

Montanheiro, T.J.; Freitas, V.A.; Janasi, V.A.; Negri, F.A.; Andrade, J.A.; Pecchio, M.; Silva, A.P.C., 2008a. Ensaio de atividade pozolânica com rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. In: *Anais do XLIV Congresso Brasileiro de Geologia*, Curitiba (PR), p.230.

Montanheiro, T.J. & Negri, F.A., 2008b. Influência da zeólita de dacito da Formação Serra Geral na atividade pozolânica. In: *Anais do XLIV Congresso Brasileiro de Geologia*, Curitiba (PR), p.232.

Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Siefert, F.A; Zussman,

J.; Aoki, K.; Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73:1123-1133.

Müller, R.D.; Royer, J.; Lawver, L.A., 1993. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspots tracks. *Geology*, 191: 27-53.

Nagasawa, H. & Schnetzler, C.C., 1971. Partitioning of rare Earth, alkali, and alkaline Earth elements between phenocrysts and acidic igneous magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 35: 953-968.

Nardy, A.J.R.; Oliveira, M.A.F; Betancourt, R.H.S.; Verdugo, D.R.H.; Machado, F.B., 2002. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. *Geociências*, 21: 15-32.

Negri, F.A.; Montanheiro, T.J.; Janasi, V.A.; Reis, P.M., 2006. Mapa de distribuição das rochas vulcânicas nas folhas Piraju/SP e Jacarezinho/SP-PR. In: *Anais XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Aracaju (SE), p.247.

Negri, F.A.; Janasi, V.A.; Montanheiro, T.J., 2008. Derrames basálticos da formação Serra Geral na região entre Piraju e Assis (SP): o uso da geoquímica como ferramenta estratigráfica. In: *IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, Foz do Iguaçu (PR), Resumos expandidos CD-ROM.

Peate, D. W.; Hawkesworth, C.J.K.; Mantovani, M, . S. M.; Shukovsky, W., 1990. Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*, 18: 1223-1226.

Peate, D.W.; Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas, South America: classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55: 119-139.

Peate, D.W., 1997. The Paraná-Etendeka Province. In JJ Mahoney & MF Coffin (Eds): Large igneous provinces. *Geophysical Monograph 100*, AGU, p 217-245.

Piccirillo, E.M.; Bellieni, G.; Cavazzini, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Petrini, R.; Melfi, A.J.; Pinese, J.P.P.; Zantadeschi, P.; De Min, A., 1987. Bimodal fissural volcanic suites from Paraná Basin (Brazil): K-Ar ages, Sr-isotopes and geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, 1:53-69.

Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. 1988. The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and geophysical aspects. Instituto Astronômico e Geofísico - Universidade de São Paulo, 600 pp.

Putirka, K.D., 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90: 336-346.

Ramos, F.C.; Wolff, J.A.; Tollstrup, D.L., 2005. Sr isotope disequilibrium in Columbia River flood basalts: Evidence for rapid shallow-level open-system processes. *Geological Society of America*, 33 (6): 457- 460.

Raposo, M.I., 1987. Evolução magmática e petrológica das rochas vulcânicas ácidas Mesozóicas da região de Piraju-Ourinhos (SP e PR). *Dissertação de Mestrado*, Instituto Astronômico e Geofísico, USP, 159 pp.

Renne, P.R.; Ernesto, M.; Pacca, I.G.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prévot, M.; Perrin, M., 1992. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, 258: 975-979.

Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Féraud, G., Piccirillo, E.M., 1996. Age of the Ponta Grossa dikeswarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 144:199-211.

Sartori, P.L.P. & Maciel Filho, C.L., 1978. Importância e significado dos derrames granofíricos no vulcanismo da Bacia do Paraná. In. *Anais XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, Recife (PE), p. 90.

Schnetzler, C.C. & Philpotts, J.A., 1970. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34(3): 331-340.

Söderlund, U., Isachsen, C.E., Bylund, G., Heaman, L.M., Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Andersson, U.B., 2005. U–Pb baddeleyite ages and Hf, Nd isotope chemistry constraining repeated mafic magmatism in the Fennoscandian Shield from 1.6 to 0.9 Ga. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 150: 174–194.

Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207–221.

Steiger R.H. & Jager E., 1977. Subcommittee on Geochronology Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet Science Letters* 36:359–362.

Stormer, J.C. & Nicholls, J., 1978. XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geoscience*, 4: 143-159.

Stewart., K; Turner, S.; Kelley , K.; Hawkesworth, C.; Kirstein, L.; Mantovani, M., 1996. 3-D, ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters* 143: 95- 109.

Sun, S.S.; McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds), *Magmatism in ocean basin. Geological Society of London, Special Publication*, 42:313-345.

Tepley FJ III, Davidson JP, Tilling RI, Arth JG. 2000. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichon Volcano, Mexico. *Journal of Petrology*. 41:1397–411

Thiede, D.S. & Vasconcelos, P.M., 2008. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis supported by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Anais do 44º Congresso Brasileiro de Geologia*, Curitiba, p. 563.

Thompson, A.B. 1996. Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87: 1-10. Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121:333-348.

Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121:333-348.

White, I.C., 1908. Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro: DNPM, 1988. Parte I; Parte II, p. 301-617. (ed. Fac-similar).

Wildner, W.; Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J., 2006. Clímax final do vulcanismo Serra Geral em 135 Ma: primeiras idades U-Pb em zircão. In: *Anais XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Aracaju (SE).

Wood, B.J. and Fraser, D.G. 1976: *Elementary Thermodynamics for Geologists*, Oxford University Press, London.

Iyomasa, W.S., 1994. As rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral no vale do rio Paranapanema (SP/PR). In: *Resumos expandidos do XI Congresso Brasileiro de Geologia*, Camboriu (SC). SBG, p.107-108.

Zalán P.V.; Wolf, S.; Conceição J. C. J.; Astolfi M. A. M.; Vieira I. S.; Appi, V. T.; Neto, V. S.; Cerqueira J. R.; Marques A., 1990. The Paraná basin, Brazil. *In*: Leighton et al. (coords), Interior Cratonic Basins: *American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, Memoir, 51:681-708.

ANEXOS

ANEXOS

Tabela A. Análises químicas em rocha total por Fluorescência de Raios X nas rochas vulcânicas básicas da região de Piraju-Ourinhos.

Tabela B. Análises químicas em rocha total por Fluorescência de Raios X nas rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju-Ourinhos

Tabela C. Análises de elementos maiores e traço por Fluorescência de Raios X da matriz de três amostras de traquidacitos.

Tabela D. Análises químicas em rocha total por ICP-MS nas rochas vulcânicas básicas da região de Piraju-Ourinhos

Tabela E. Análises químicas em rocha total por ICP-MS nas rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju-Ourinhos.

Tabela F. Resultados das análises de vidro por WDS na microsonda eletrônica. Valores em %.

Tabela G. Resultados das análises de plagioclásio por WDS na microsonda eletrônica. Valores em %.

Tabela H. Resultados das análises de clinopiroxênio por WDS na microsonda eletrônica. Valores em %.

Tabela I. Análises de elementos traço e terras raras em vidro e em fenocristais de plagioclásio (pl), apatita (ap) e clinopiroxênio (cx) por LA-Q-ICP-MS nas amostras de traquidacitos da região

Tabela J. Resultados das análises $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas em fenocristais e microfenocristais de andesina (pl), apatita (ap) e clinopiroxênios (cx).

Tabela K. Balanço de massa de um magma basáltico mais evoluído para a geração de um magma traquidacítico.

Tabela L. Balanço de massa de um magma basáltico primitivo para a geração de um magma basáltico mais evoluído.

Tabela A. Análises químicas em rocha total por Fluorescência de Raios X nas rochas vulcânicas básicas da região de Piraju-Ourinhos.

Amostra	OU-21	OU-22	OU-50	OU-142	OU-151	OU-170	OU-199	OU-244	OU-251	OU-264	OU-358	OU-362	OU-371
Ocorrência	Dique	Dique	Dique	Derrame	Derrame	Soleira	Soleira	Soleira	Dique	Derrame	Derrame	Derrame	Derrame
SiO ₂	50,89	50,77	50,93	49,62	51,24	51,00	50,99	50,33	49,38	50,43	52,81	50,91	50,76
TiO ₂	3,653	2,323	2,577	3,421	3,663	3,836	3,885	3,782	3,242	3,526	3,396	3,879	12,27
Al ₂ O ₃	12,65	12,62	12,19	12,93	12,96	12,66	12,92	12,68	12,92	12,88	12,89	12,46	0,214
Fe ₂ O _{3t}	15,11	15,94	16,47	14,93	13,32	13,88	13,15	14,51	14,20	14,11	12,89	14,02	3,93
MnO	0,207	0,227	0,234	0,208	0,174	0,165	0,170	0,200	0,199	0,222	0,190	0,193	8,00
MgO	4,18	4,94	4,66	4,68	4,39	3,7	3,88	4,34	5,47	4,63	4,05	3,7	2,57
CaO	8,13	9,29	9,12	8,87	8,06	7,81	7,80	8,27	9,49	8,89	6,95	7,95	1,54
Na ₂ O	2,73	2,17	2,59	2,59	2,79	2,77	2,84	2,71	2,25	2,49	2,82	2,52	3,838
K ₂ O	1,25	0,98	0,88	1,34	1,86	2,12	2,01	1,29	1,19	1,10	2,22	1,55	0,619
P ₂ O ₅	0,543	0,269	0,287	0,393	0,483	0,707	0,644	0,567	0,365	0,465	0,538	0,629	15,11
Loi	0,12	0,10	0,00	<0,01	0,33	0,4	0,46	0,48	0,14	0,89	0,27	0,82	0,38
Total	99,46	99,63	99,94	98,98	98,98	99,05	98,75	99,16	98,85	99,63	99,02	98,63	99,23

Ba	462	318	233	482	472	681	616	483	353	448	539	1105	534
Ce	116	101	102	87	79	87	123	122	96	100	119	128	128
Co	34	34	30	38	35	32	50	29	42	46	23	52	43
Cr	-	84	74	26	46	-	-	19	113	53	21	-	-
Cu	63	271	273	122	51	212	243	46	207	141	52	244	166
F	-	-	-	-	859	870	1101	985	658	669	729	792	772
Ga	25	22	21	25	26	29	27	25	23	24	25	25	24
La	46	30	30	33	38	45	42	40	33	40	40	69	46
Nb	22	15	14	25	27	31	25	24	19	20	27	28	28
Nd	54	48	39	41	43	43	66	50	55	57	52	62	58
Ni	26	49	47	41	32	21	37	26	79	66	29	29	29
Pb	5	9	8	6	8	17	8	4	7	4	8	5	8
Rb	29	18	17	20	41	51	44	32	23	24	46	35	35
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	348
Sc	31	42	41	32	32	23	26	27	34	31	26	35	34
Sr	507	329	251	535	483	854	884	544	459	484	474	528	505
Th	9	7	7	11	11	14	10	8	8	7	8	8	8
U	3	5	7	8	8	6	5	4	-	3	3	4	4
V	406	444	416	467	382	366	394	433	464	416	360	394	406
Y	39	36	44	40	38	127	38	37	32	40	41	51	41
Zn	133	122	130	121	127	127	128	127	120	121	126	154	149
Zr	275	174	200	252	296	315	288	279	214	243	323	308	307

Valores em % para os óxidos e em ppm para os elementos traço

Tabela B. Análises químicas em rocha total por Fluorescência de Raios X nas rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju-Ourinhos.

Amostra	OU-07*	OU-09*	OU-51	OU-54	OU-101	OU-155	OU-210	OU-226	OU-305A	OU-322	OU-373	OU-380A	OU-508
Textura	Granular	Granular	Granular	Granular	Cinza vítrea	Sal e Pimenta	Cinza vítrea	Chocolate	Cinza vítrea	Cinza vítrea	Sal e Pimenta	Sal e Pimenta	Cinza Vítrea
SiO ₂	64,94	65,80	66,41	65,88	66,21	65,94	65,59	66,29	65,28	65,66	65,63	66,17	65,49
TiO ₂	1,22	1,22	1,19	1,22	1,19	1,21	1,21	1,18	1,22	1,18	1,21	1,22	1,206
Al ₂ O ₃	12,95	13,24	12,9	12,78	12,77	12,72	12,77	12,71	12,8	12,85	12,89	12,96	13,09
Fe ₂ O _{3t}	6,73	6,62	6,55	6,73	6,74	6,81	6,71	6,68	7,05	6,79	6,76	6,77	7,27
MnO	0,14	0,01	0,077	0,088	0,128	0,126	0,104	0,126	0,091	0,12	0,145	0,131	0,196
MgO	1,06	0,67	0,94	1,00	0,84	1,08	1,24	0,84	1,34	0,99	0,97	1,05	0,85
CaO	2,62	1,65	2,01	2,39	2,4	2,37	2,36	2,42	1,78	2,53	2,39	2,63	2,60
Na ₂ O	3,43	3,29	3,17	3,32	3,19	3,28	3,03	3,19	3,12	3,18	3,2	3,26	3,04
K ₂ O	4,28	4,26	4,42	4,32	4,55	4,5	4,75	4,48	4,81	4,64	4,57	4,28	4,45
P ₂ O ₅	0,32	0,33	0,32	0,327	0,325	0,324	0,318	0,331	0,321	0,321	0,331	0,327	0,306
Loi	1,00	1,78	1,08	1,02	0,91	0,97	1,22	1,15	1,43	0,88	0,98	0,8	0,72
Total	98,69	98,87	99,07	99,08	99,25	99,33	99,3	99,4	99,24	99,14	99,08	99,6	99,22

Ba	1124	1309	1107	1123	1034	1089	1297	1201	1149	1110	1132	1036	1329
Ce	-	-	144	140	141	156	148	145	145	129	141	142	144
Co	-	-	-	3	4	-	4	4	4	-	4	-	-
Cr	-	-	-	4	4	3	-	-	2	-	-	5	-
Cu	-	-	14	14	12	16	13	16	14	16	15	15	13
F	-	-	661	776	670	463	656	605	781	835	566	1109	1443
Ga	-	-	22	22	22	22	23	21	23	21	23	21	24
La	71	66	59	71	76	69	76	65	88	79	67	76	93
Nb	-	-	45	46	46	47	47	46	48	46	47	47	49
Nd	-	-	73	83	67	82	86	85	83	78	79	70	92
Ni	-	-	4	2	4	3	4	3	3	2	4	2	<5
Pb	-	-	20	26	16	18	16	17	15	17	17	17	16
Rb	-	-	160	126	129	142	139	144	144	131	134	127	143
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	10	13	12	11	14	12	11	10	11	14	<14
Sr	333	334	339	326	322	322	327	310	314	323	325	335	336
Th	-	-	17	20	19	20	19	19	19	22	20	21	14
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8
V	43	49	16	20	19	20	19	19	16	18	23	14	28
Y	56	90	55	62	55	60	120	63	78	59	59	58	86
Zn	-	-	120	115	102	109	108	112	117	110	133	110	121
Zr	509	523	550	555	549	555	550	552	555	550	559	558	544

Valores em % para os óxidos e em ppm para os elementos traço

Tabela C. Análises de elementos maiores e traço por Fluorescência de Raios X da matriz de três amostras de traquidacitos.

Amos tra	OU-07 matriz	OU-09 matriz	OU-54 matriz	Padrões analisados				
				JB 1a		JG 1a		LD
				Obtida	Recomendado	Obtida	Recomendado	
SiO ₂	66,38	66,43	65,09	52,25	52,16	72,09	72,19	0,03
TiO ₂	1,218	1,253	1,238	1,305	1,3	0,245	0,25	0,01
Al ₂ O ₃	12,88	12,89	13,02	14,68	14,51	14,18	14,22	0,002
Fe ₂ O ₃ t	6,61	6,86	6,49	8,96	9,1	1,95	2,05	0,01
MnO	0,106	0,105	0,109	0,148	0,15	0,058	0,06	0,01
MgO	1,12	0,67	1,39	7,83	7,75	0,7	0,69	0,02
CaO	2,33	1,75	2,23	9,38	9,23	2,12	2,13	0,01
Na ₂ O	3,55	3,54	3,37	2,87	2,74	3,37	3,41	0,007
K ₂ O	4,54	4,34	4,54	1,39	1,42	3,97	4,01	0,003
P ₂ O ₅	0,301	0,318	0,312	0,26	0,26	0,08	0,08	0,01
Loi	0,92	1,48	1,64	1,1	1,1	0,59	0,59	0,01
Total	99,96	99,64	99,43	100,17	99,72	99,35	99,68	
Ba	1101	1203	1050	513	497	463	458	37
Ce	133	109	155	89	66,1	<35	45,2	35
Co	104	57	116	39	39,5	7	5,7	6
Cr	<13	<13	<13	414	415	30	18,6	13
Cu	12	11	12	56	55,5	<5	1,3	5
Ga	21	23	22	18	18	17	17	9
La	71	79	74	41	38,1	<28	21,8	28
Nb	56	51	53	25	27	13	12	9
Nd	83	78	73	34	25,5	16	21	14
Ni	<5	<5	<5	142	140	9	6,4	5
Pb	13	15	14	3	7,2	23	27	4
Rb	139	141	135	38	41	185	180	3
Sc	15	<14	<14	31	27,9	<14	6,31	14
Sr	321	331	314	460	443	191	185	2
Th	13	12	10	6	8,8	9	12,1	7
U	4	7	7	3	1,6	5	4,7	3
V	22	23	29	213	220	14	23	9
Y	61	71	57	25	24	36	31,6	2
Zn	108	144	115	83	82	39	38,8	2
Zr	568	559	546	141	146	123	121	2

Valores em % para os óxidos e em ppm para os elementos traço

Tabela D. Análises químicas em rocha total por ICP-MS nas rochas vulcânicas básicas da região de Piraju-Ourinhos

Elemento	Padrões JGb-1		Branco	OU-21	OU-22	OU-50	OU-199	OU-244	OU-251	OU-264	OU-358	OU-362	OU-371
	Obtido	Recomendado											
Rb	6.24	6.87	0.63	26,8	16,3	14,7	39,6	31,6	22,9	25,2	45,8	34,8	33,9
Sr	328	327	<0,01	460	293	217	811	520	451	478	454	503	485
Y	9.24	10.4	0.03	34,5	31,7	40,0	33,4	34,2	30,5	38,7	39,1	49,6	38,2
Zr	29.3	32.8	3.34	255	158	175	279	275	212	248	329	301	300
Nb	2.76	3.34	1.02	21,0	12,9	12,4	26,6	25,5	19,8	22,3	28,9	28,1	28,8
Cs	0.23	0.26	0.02	0,57	1,75	0,14	0,77	0,97	0,15	0,53	0,57	0,48	0,38
Ba	62.3	64.3	0.18	428	281	216	612	485	366	429	576	1131	540
La	3.69	3.6	0.15	31,8	19,8	19,4	43,3	35,7	27,5	33,2	42,2	44,0	42,8
Ce	7.71	8.17	<0,01	73,2	43,5	43,7	94,0	81,5	61,6	74,2	93,4	96,1	94,8
Pr	0.96	1.13	<0,01	9,56	5,46	5,67	12,1	10,7	8,02	9,67	12,0	12,6	12,4
Nd	5.01	5.47	<0,01	41,5	23,5	25,2	50,8	45,9	34,4	41,4	50,4	53,5	52,3
Sm	1.42	1.49	<0,01	9,17	5,48	6,33	10,6	9,84	7,51	8,99	10,7	11,4	11,1
Eu	0.61	0.62	0.01	2,86	1,71	1,99	3,34	3,06	2,37	2,79	3,20	3,44	3,34
Gd	1.55	1.61	<0,01	8,44	5,79	6,97	9,38	9,04	7,09	8,70	9,87	11,0	10,2
Tb	0.26	0.29	<0,01	1,27	0,93	1,12	1,36	1,35	1,08	1,32	1,48	1,63	1,54
Dy	1.66	1.56	<0,01	7,01	5,75	7,02	7,08	7,23	5,99	7,46	8,02	8,93	8,29
Ho	0.36	0.33	<0,01	1,36	1,23	1,50	1,33	1,40	1,20	1,51	1,57	1,80	1,63
Er	0.96	1.04	0.01	3,44	3,30	4,02	3,35	3,53	3,11	3,94	4,00	4,60	4,14
Tm	0.14	0.16	<0,01	0,48	0,50	0,61	0,45	0,49	0,45	0,57	0,56	0,65	0,58
Yb	0.90	1.06	<0,01	2,85	3,14	3,79	2,61	2,88	2,71	3,54	3,34	3,72	3,40
Lu	0.13	0.15	<0,01	0,40	0,47	0,56	0,38	0,42	0,40	0,54	0,49	0,56	0,50
Hf	0.86	0.88	0.05	5,97	3,83	4,40	6,83	7,05	5,40	6,26	8,31	7,99	7,88
Ta	0.41	0.18	0.01	1,32	0,86	0,77	1,71	1,75	1,41	1,51	1,92	1,89	1,96
Pb	1.73	1.92	0.21	4,32	3,30	2,62	6,90	4,54	3,65	4,45	5,63	5,26	5,30
Th	0.45	0.48	0.04	2,84	2,16	1,88	4,27	3,23	2,53	3,00	4,15	3,70	3,73
U	0.10	0.13	<0,01	0,56	0,40	0,36	0,97	0,66	0,51	0,59	0,87	0,75	0,75

Valores em ppm

Tabela E. Análises químicas em rocha total por ICP-MS nas rochas vulcânicas ácidas da região de Piraju-Ourinhos.

Amostra	Padrão JG-3		Padrão JR-1		Branco	OU-09	OU-54	OU-101B	OU-210	OU-226B
	Obtido	Recomendado	Obtido	Recomendado						
Rb	67,5	67,3	248	257	6,04	128	117	120	120	126
Sr	359	379	29.8	29.1	1,09	322	316	308	293	278
Y	15,1	17,3	41.0	45.1	<0,01	83,1	56,3	49,8	102	53,5
Zr	122	144	91.6	99.9	6,19	538	508	499	472	471
Nb	6,42	5,88	15.0	15.2	0,10	43,2	43,8	46,4	39,7	40,0
Cs	1,86	1,78	19.0	20.8	<0,01	4,40	2,38	2,63	2,50	2,45
Ba	452	466	52.4	50.3	5,18	1288	1058	959	1147	1069
La	20,2	20,6	21.4	19.7	1,21	61,9	75,2	72,1	73,7	73,7
Ce	37,9	40,3	47.8	47.2	2,51	157	150	150	144	147
Pr	4,60	4,7	6.35	5.58	0,26	17,6	19,5	18,8	18,5	18,9
Nd	16,2	17,2	23.7	23.3	0,28	76,9	74,9	71,6	71,0	72,7
Sm	3,37	3,39	5.90	6.03	0,32	16,2	14,7	14,0	14,0	14,2
Eu	0,79	0,9	0.29	0.3	0,01	4,48	3,63	3,53	3,53	3,53
Gd	2,97	2,92	5.72	5.06	<0,01	15,2	14,6	13,8	14,5	13,8
Tb	0,40	0,46	1.00	1.01	<0,01	2,39	1,98	1,85	1,96	1,90
Dy	2,39	2,59	6.11	5.69	<0,01	13,7	10,8	10,0	10,7	10,3
Ho	0,56	0,38	1.42	1.11	<0,01	3,03	2,24	2,05	2,31	2,10
Er	1,45	1,52	4.05	3.61	<0,01	8,45	5,79	5,25	5,81	5,37
Tm	0,25	0,24	0.67	0.67	0,02	1,13	0,79	0,73	0,76	0,74
Yb	1,59	1,77	4.80	4.55	<0,01	7,43	4,94	4,62	4,60	4,63
Lu	0,25	0,26	0.72	0.71	<0,01	1,09	0,74	0,67	0,67	0,67
Hf	3,85	4,29	5.14	4.51	0,26	14,0	13,7	13,6	13,0	13,2
Ta	0,65	0,7	1.85	1.86	<0,01	2,10	3,07	3,47	2,76	2,83
Pb	16,8	11,7	19.9	19.3	0,10	16,5	24,3	16,1	14,7	15,1
Th	6,99	8,28	27.0	26.7	<0,01	12,8	11,4	11,8	10,8	10,9
U	2,06	2,21	8.91	8.88	<0,01	2,73	2,56	2,31	2,93	2,32

Valores em ppm

Tabela F. Resultados das análises de vidro por WDS na microsonda eletrônica. Valores em %.

Amostra	Descrição	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Total
OU-226A	WDS-Vidro1	74,06	0,55	13,02	1,79	0,04	0,06	0,61	3,52	5,21	98,86
OU-226A	WDS-Vidro1	75,69	0,73	11,64	2,09	0,08	0,06	0,53	3,31	4,40	98,53
OU-226A	WDS-VidroX	76,80	0,60	11,08	2,14	0,05	0,07	0,66	3,59	3,82	98,81
OU-226A	WDS-VidroY	75,70	0,37	12,10	1,48	0,03	0,03	0,53	3,41	5,07	98,73
OU-226A	WDS-Vidro2	78,26	0,53	10,28	1,37	0,16	0,04	0,54	3,16	4,63	98,97
OU-226A	WDS-Vidro3	74,22	0,49	12,63	1,68	0,41	0,04	0,65	3,46	5,45	99,02
OU-101	WDS-Matriz clara	98,56	0,08	0,33	0,02	0,03	0,01	0,05	0,04	0,04	99,16
OU-101	WDS-Matriz clara	83,41	0,02	9,10	0,34	0,00	0,03	0,21	2,37	4,52	100,00
OU-101	WDS-Vidro3	71,50	0,13	14,91	0,77	0,00	0,22	0,35	3,94	7,00	98,83
OU-101	WDS-Matriz clara	83,22	0,03	10,00	0,25	0,01	0,03	0,32	2,75	4,33	100,93
OU-508	WDS-Vidro 1	72,53	0,47	13,34	1,96	0,00	0,12	0,65	3,42	6,36	98,85
OU-508	WDS-Vidro2	73,79	0,24	13,75	0,73	0,00	0,05	0,54	3,64	6,27	99,00
OU-508	WDS-Vidro3	73,93	0,25	13,33	0,82	0,00	0,04	0,43	3,52	7,09	99,40
OU-508	WDS-Vidro4	73,35	0,51	12,60	1,56	0,00	0,01	0,48	3,15	6,83	98,48
OU-508	WDS-Vidro5	71,33	0,55	14,01	1,80	0,05	0,09	0,77	4,12	5,50	98,23
OU-508	WDS-Vidro6	71,95	0,55	14,05	2,00	0,07	0,03	0,86	4,10	5,40	99,01
OU-508	WDS-Vidro7	72,61	0,36	14,38	0,86	0,03	0,06	0,77	3,92	6,08	99,05
OU-508	WDS-Vidro8	70,95	0,62	14,42	1,40	0,05	0,08	1,05	4,19	5,25	98,00
OU-508	WDS-Vidro9	70,33	1,25	13,26	3,76	0,12	0,12	0,97	3,79	4,79	98,39

Tabela G. Resultados das análises de plagioclásio por WDS na microsonda eletrônica. Valores em %.

Amostra	Descrição	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Total	An	Ab	Or
OU-07	Plag 1, núcleo	57,10	0,09	25,43	0,62	0,00	0,07	8,28	6,02	0,76	98,37	41,2	54,3	4,5
OU-07	Plag 1, borda	62,67	0,16	22,24	0,41	0,01	0,00	4,09	8,52	0,97	99,07	19,8	74,6	5,6
Ou-09	Plag 1, núcleo	58,38	0,07	24,31	0,63	0,00	0,02	7,13	6,70	0,63	97,87	35,6	60,6	3,8
OU-09	Plag 1, borda	59,19	0,06	24,50	0,49	0,02	0,01	6,99	6,98	0,46	98,70	34,7	62,6	2,7
OU-09	Microfenocristal	59,04	0,07	24,54	0,49	0,04	0,00	7,32	6,76	0,55	98,81	36,2	60,5	3,2
OU-101	Plag,1 núcleo	57,00	0,13	26,73	0,72	0,001	0,07	9,22	5,90	0,68	100,43	44.54	51.55	3.91
OU-101	Plag,1 borda	57,43	0,03	26,75	0,87	0,038	0,04	8,57	6,12	0,64	100,49	42.01	54.28	3.71
OU-101	Plag,2 núcleo	55,85	0,00	26,67	0,67	0,000	0,06	9,43	5,77	0,65	99,11	45.68	50.55	3.76
OU-101	Plag,2 borda	57,86	0,07	25,90	0,76	0,003	0,05	8,21	6,32	0,70	99,88	40.07	55.87	4.06
OU-101	Plag,3 núcleo	55,84	0,12	27,13	0,64	0,003	0,06	9,32	5,72	0,68	99,49	45.52	50.54	3.94
OU-101	Plag,3 borda	56,21	0,04	26,84	0,77	0,027	0,05	9,01	5,81	0,66	99,42	44.38	51.76	3.86
OU-101	Plag,7 matriz	57,73	0,08	25,87	0,53	0,031	0,04	7,92	6,50	0,66	99,36	38.68	57.49	3.83
OU-101	Plag,6 matriz	57,24	0,07	26,49	0,76	0,000	0,05	8,73	5,96	0,68	99,97	42.98	53.06	3.95
OU-101	Plag,4 núcleo	56,91	0,05	26,97	0,71	0,031	0,08	9,44	5,80	0,70	100,69	45.46	50.51	4.03
OU-101	Plag,4 borda	57,79	0,11	26,50	0,77	0,030	0,05	9,08	5,72	0,66	100,71	44.92	51.20	3.89
OU-508	Plag,1 núcleo	57,29	0,02	26,13	0,63	0,027	0,06	8,70	5,71	0,73	99,31	43.72	51.91	4.37
OU-508	Plag,1 núcleo-borda	57,07	0,08	26,06	0,70	0,000	0,07	8,87	5,85	0,79	99,48	43.47	51.92	4.62
OU-508	Plag,1 boda-núcleo	57,37	0,04	26,25	0,91	0,014	0,07	9,02	5,62	0,76	100,06	44.88	50.62	4.50
OU-508	Plag,1 borda	57,30	0,08	26,58	0,67	0,000	0,07	9,13	5,76	0,74	100,33	44.71	50.99	4.30
OU-508	Plag,2 núcleo	57,03	0,11	26,02	0,94	0,023	0,07	8,70	5,84	0,73	99,45	43.23	52.46	4.31
OU-508	Plag,2 borda	57,64	0,10	26,13	0,64	0,022	0,04	8,23	5,98	0,66	99,43	41.52	54.54	3.94
OU-508	Plag,3 núcleo	58,07	0,14	26,05	0,61	0,027	0,07	8,66	5,96	0,84	100,42	42.32	52.77	4.92
OU-508	Plag,3 núcleo-borda	56,50	0,03	26,48	0,60	0,000	0,09	8,90	5,75	0,68	99,03	44.25	51.75	4.00
OU-508	Plag,3 borda	57,45	0,11	26,60	1,78	0,000	0,07	8,98	5,68	0,70	100,36	44.71	51.16	4.13
OU-508	Plag matriz	62,27	0,08	23,67	0,48	0,001	0,01	5,16	7,68	1,06	100,37	25.39	68.42	6.19

Tabela H. Resultados das análises de clinopiroxênio por WDS na microsonda eletrônica. Valores em %.

Amostra	Descrição	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Total	Wo	En	Fs
OU-07	CpX matriz	50,47	0,43	0,62	24,71	0,95	16,42	4,78	0,07	0,000	98,45	10,03	47,93	42,04
OU-07	CPX1, borda	50,06	0,63	1,20	15,49	0,61	13,08	17,01	0,18	0,00	98,26	35,59	38,08	26,33
OU-07	CPX1, núcleo	50,41	0,35	0,67	24,41	1,06	16,57	4,81	0,08	0,00	98,36	10,07	48,28	41,65
OU-101	CPX1 núcleo	50,55	0,80	1,63	15,96	0,63	12,52	18,21	0,23	0,000	100,52	37,87	36,22	25,91
OU-101	CPX1 borda	50,35	0,72	1,36	15,98	0,57	12,90	17,88	0,22	0,000	99,98	37,01	37,17	25,82
OU-101	CPX2 núcleo	50,73	0,63	1,22	15,59	0,62	12,90	17,40	0,21	0,024	99,32	36,62	37,78	25,60
OU-101	CPX2 borda	51,18	0,62	1,22	16,07	0,67	12,96	17,67	0,26	0,000	100,64	36,62	37,38	26,00
OU-101	CPX3 núcleo	51,24	0,58	1,28	15,67	0,56	13,14	17,80	0,27	0,005	100,54	36,85	37,83	25,31
OU-101	CPX4 núcleo	50,59	0,66	1,35	15,60	0,58	13,08	17,53	0,26	0,000	99,64	36,59	37,99	25,42
OU-508	CPX2 Núcleo-borda	50,68	0,69	1,13	16,14	0,55	12,37	17,57	0,22	0,024	99,36	37,09	36,32	26,59
OU-508	CPX2 - Borda	50,26	0,68	1,13	15,77	0,62	12,87	17,56	0,22	0,011	99,10	36,75	37,48	25,77
OU-508	CPX4 prox CPX2	50,36	0,73	1,15	15,90	0,66	12,80	17,73	0,18	0,000	99,51	36,97	37,15	25,88
OU-508	CPX2 nucleo	50,17	0,55	1,12	16,19	0,57	12,43	17,54	0,22	0,000	98,80	36,95	36,43	26,62
OU-508	CPX3 núcleo	51,13	0,58	1,19	15,54	0,60	12,71	17,38	0,27	0,000	99,40	36,84	37,46	25,70
OU-508	CPX Y núcleo	50,45	0,75	1,26	15,93	0,62	13,07	17,50	0,28	0,000	99,85	36,37	37,79	25,84
OU-508	CPX1 núcleo	50,50	0,77	1,30	15,83	0,56	13,08	17,81	0,18	0,000	100,01	36,82	37,63	25,55

Tabela I. Análises de elementos traço e terras raras em vidro e em fenocristais de plagioclásio (pl), apatita (ap) e clinopiroxênio (cx) por LA-Q-ICP-MS nas amostras de traquicaditos da região.

Elemento	OU07- 1pl-1	OU07- 1pl-2	OU07- 1pl-3	OU07- 1pl-5	OU07- 1pl-6	OU07- 1pl-7	OU09- 1pl-1	OU09- 1pl-2
Be	0.79	0.93	1.25	0.93	1.01	1,74	1.28	0.99
Mg	791.36	543.58	797.85	1179.74	498.49	776,91	336.92	419.15
Al	111100.3	114325.4	116837.2	112214.2	114017.8	128004,28	108718	106430.3
Ca	57890.79	57890.79	57890.78	57890.79	57890.79	62893,69	55031.98	55031.98
Sc	0.803	0.721	0.681	0.973	0.707	0,97	1.253	1.019
Ti	485.84	503.14	549.06	642.25	465.13	617,85	477.89	469.72
V	0.383	0.413	0.464	0.595	0.406	0,57	0.367	0.42
Cr	2.8	2.79	3.09	3.02	3.17	2,70	2.48	2.29
Mn	50.02	43.24	54.08	74.98	42.85	57,32	35.59	37.65
Co	2.88	0.354	0.531	0.628	0.293	3,70	0.407	2.083
Ni	0.303	0.313	0.355	0.59	<0.24	0,61	0.738	0.553
Cu	1.15	0.941	2.59	1.84	0.753	4,31	1.704	2.82
Zn	14.23	12.73	17.01	23.03	15.21	21,78	21.05	17.78
Ga	32.2	34.25	35.59	33.78	35.19	40,94	40.35	35.03
Rb	1.362	2.28	2.22	6.29	1.705	2,31	1.523	1.541
Sr	1383.75	1448.76	1440.08	1372.68	1410.78	1571,21	1327.83	1301.2
Y	1.211	0.66	0.867	0.675	0.567	0,64	0.531	0.462
Zr	0.528	0.544	2.96	2.75	0.359	1,70	0.322	0.376
Nb	0.161	0.261	0.184	2.32	0.199	0,53	0.051	0.088
Cs	<0.0137	<0.0181	0.0366	0.094	<0.0127	0,06	0.0154	0.0119
Ba	629.44	682.74	712.01	624	640.47	779,13	678.93	616.65
La	16.94	16.18	16.52	16.56	12.51	17,72	12.24	12.04
Ce	25.77	22.9	24.93	24.96	18.84	26,09	19.41	20.03
Pr	2.28	2.04	2.012	2.113	1.559	2,15	1.525	1.535
Nd	7.43	6.84	5.94	6.47	5.2	6,25	4.48	4.44
Sm	0.835	0.592	0.709	0.674	0.637	0,65	0.576	0.448
Eu	4.44	4.6	4.67	4.36	4.63	5,09	5.03	3.8
Gd	0.527	0.377	0.331	0.377	0.26	0,42	0.189	0.25
Tb	0.044	0.0303	0.0378	0.0437	0.0255	0,04	0.0309	0.0228
Dy	0.282	0.216	0.161	0.163	0.088	0,19	0.081	0.122
Ho	0.035	0.0263	0.0209	0.0341	0.0264	0,02	0.0134	0.0199
Er	0.083	<0.043	0.083	0.057	0.052	0,05	0.0463	0.049
Tm	<0.0109	<0.0156	<0.0089	<0.0096	<0.0119	<0,0106	<0.0092	<0.0113
Yb	0.062	<0.058	0.053	<0.039	<0.047	0,07	<0.045	0.057
Lu	<0.0136	<0.0145	0.0112	0.0063	<0.0121	<0,0144	<0.0073	0.0052
Hf	<0.042	0.05	<0.058	0.036	<0.045	0,06	<0.029	0.0226
Ta	0.0155	<0.0136	<0.0134	0.116	0.0155	0,02	<0.0089	<0.0093
W	<0.083	<0.069	<0.055	<0.052	<0.056	<0,064	<0.050	0.028
Pb	2.87	2.8	3.34	3.59	3.44	3,82	4.51	3.03
Th	0.0209	<0.0147	0.0376	0.063	<0.028	0,04	<0.0143	<0.0167
U	0.0162	0.0273	0.027	0.165	<0.0125	0,02	<0.0124	0.0148

Continuação da tabela I. Análises de elementos traço e terras raras em vidro e em fenocristais de plagioclásio (pl), apatita (ap) e clinopiroxênio (cx) por LA-Q-ICP-MS nas amostras de traquicaditos da região.

Elemento	OU09- 1pl-3	OU09- 1pl-4	OU09- 1pl-5	OU09- 2pl-6	OU09- 2pl-7	OU09- 2pl-8	Ou54- 1pl-1	Ou54- 1pl-2
Be	1.1	1.15	1.35	0.72	1.23	1.11	1.43	1.52
Mg	426.82	1618.48	1508.79	310.65	417.65	464.18	883.55	687.42
Al	107356	111117	106442.1	109561.8	112095.5	110866	127104.1	129482.1
Ca	55031.98	55031.98	55031.98	55031.98	55031.98	55031.98	60034.89	60034.89
Sc	1.111	1.922	1.712	1.258	1.337	1.183	0.848	0.584
Ti	507.03	514.68	472.25	465.22	513.49	503.15	584.72	476.3
V	0.455	0.472	0.46	0.347	0.383	0.409	0.647	0.31
Cr	2.57	7.4	2	2.16	1.73	1.54	<1.12	2.06
Mn	38.36	54.15	150.14	33.69	33.66	38.13	66.29	48.84
Co	0.324	0.861	0.841	0.486	0.276	1.122	1.036	1.1
Ni	0.512	1.06	3.97	0.519	0.438	0.28	0.179	0.35
Cu	1.71	4.35	3.03	1.29	1.65	2.47	1.69	1.16
Zn	16.74	23.88	44.94	17.59	17.81	14.83	15.2	13.9
Ga	36.23	34.97	36.77	36.66	39.52	37.83	37.33	36.25
Rb	1.552	2.78	19.19	1.342	1.96	1.665	2.35	1.75
Sr	1336.23	1360.98	1303.02	1245.28	1383.76	1306.33	1713.89	1581.09
Y	0.664	1.615	3.31	0.372	1.452	4.58	0.814	1.082
Zr	0.427	7.8	3.05	0.222	0.705	0.47	0.508	3.23
Nb	0.065	0.141	0.128	0.56	0.033	0.061	0.07	0.0614
Cs	<0.0074	0.0917	0.266	0.0107	0.0168	0.0212	0.0131	0.0194
Ba	626.57	643.47	682.71	635.4	645.43	595.65	693.75	637.26
La	14.5	16.59	16.51	11.44	18.07	21.41	15.14	11.75
Ce	23.49	23.81	29.6	18.43	28.52	38.18	22.71	18.62
Pr	2.041	2.36	3	1.439	2.295	3.49	2.093	1.746
Nd	5.88	7.99	10.29	4.11	6.93	12.52	6.48	5.76
Sm	0.569	1.71	1.53	0.36	0.915	2.03	0.868	0.86
Eu	3.98	4.16	5.34	4.61	4.08	3.82	5.09	4.77
Gd	0.364	0.787	0.88	0.195	1.09	1.16	0.582	0.51
Tb	0.0565	0.1024	0.1181	0.0141	0.0657	0.169	0.0383	0.053
Dy	0.179	0.517	0.58	0.086	0.317	0.828	0.236	0.289
Ho	0.0189	0.0675	0.1163	0.0117	0.0501	0.153	0.0298	0.0425
Er	0.044	0.149	0.253	0.028	0.109	0.343	0.064	0.12
Tm	0.0073	0.0171	0.03	0.0064	0.0093	0.0385	0.0096	<0.0106
Yb	0.105	0.138	0.238	0.044	0.08	0.15	0.07	0.057
Lu	<0.0057	0.0123	0.0212	<0.0054	<0.0054	0.0257	<0.0112	<0.0210
Hf	<0.025	0.185	0.076	0.023	0.038	<0.0230	<0.041	0.109
Ta	<0.0081	0.0294	0.015	<0.0081	<0.0099	<0.0116	0.0092	<0.0164
W	0.04	0.0247	<0.026	<0.027	<0.028	<0.029	<0.044	<0.043
Pb	3.32	3.46	4.55	4.05	3.6	2.72	3.1	3.2
Th	0.084	0.949	0.163	<0.0066	0.0597	0.117	<0.0161	0.0386
U	0.0125	0.0426	0.0187	<0.0070	0.0128	0.0569	0.074	<0.0153

Continuação da tabela I. Análises de elementos traço e terras raras em vidro e em fenocristais de plagioclásio (pl), apatita (ap) e clinopiroxênio (cx) por LA-Q-ICP-MS nas amostras de traquicaditos da região.

Elemento	Ou54- 1pl-4	Ou54- 2pl-7	Ou54- 2pl-8	Ou54- 3pl-9	Ou54- 3pl-10	Ou54- 3pl-11	Ou54- 3pl-12	Ou101- 1pl-1
Be	1.02	<0.88	1.69	2.08	1.76	1.36	1.42	1.16
Mg	561.13	501.11	1577.56	497.31	730.15	500.93	539.44	856.87
Al	125744.3	125855.4	128109.1	127918	131667.8	130408.1	129927.1	122722.8
Ca	60034.89	60034.89	60034.89	60034.89	60034.89	60034.89	60034.88	63608.39
Sc	0.688	0.461	1.352	0.539	0.784	0.455	0.638	0.972
Ti	450.74	502.27	463.65	441.38	463.44	437.61	440.88	520.24
V	0.287	0.307	0.329	0.311	0.303	0.251	0.318	0.62
Cr	1.47	1.57	2.08	1.38	1.47	1.59	1.61	1.46
Mn	49.37	43.3	71.96	41.81	48.24	42.67	45.49	66.77
Co	1.031	0.345	0.938	0.568	0.535	0.352	0.586	1.02
Ni	<0.244	0.45	1.52	0.189	1.14	<0.215	0.41	0.246
Cu	0.96	0.65	1.92	0.69	1.96	0.69	1.02	1.28
Zn	15.58	12.9	16.62	12.31	15.56	12.39	15.16	14.64
Ga	37.71	37.3	38.07	37.01	38.23	35.86	37.62	37.56
Rb	1.71	1.48	3.94	1.48	2.47	1.52	1.55	2.35
Sr	1603.5	1560.34	1526.86	1519.17	1557.06	1524.64	1476.34	1814.7
Y	1.609	1.308	1.617	0.549	0.579	0.855	0.488	1.286
Zr	0.365	0.636	5.81	0.511	2.208	0.338	0.197	0.721
Nb	0.498	0.081	0.063	0.062	0.2	0.066	0.043	0.086
Cs	0.0137	0.0149	0.092	<0.0155	0.0298	<0.0124	<0.0072	0.0665
Ba	648.09	641.91	626.36	603.26	639.28	614.1	601.18	833.98
La	12.7	15.01	12.07	10.9	11.38	11.35	10.32	17.16
Ce	23.76	21.78	19.12	15.66	17.29	16.9	15.9	26.7
Pr	2.229	2.2	1.979	1.477	1.565	1.625	1.386	2.65
Nd	7.6	7.04	6.47	4.87	5.03	5.58	4.3	8.96
Sm	1.1	1.03	0.721	0.629	0.466	0.715	0.484	1.12
Eu	5.25	4.89	4.79	4.77	5.02	4.77	4.38	6.63
Gd	0.84	0.69	0.664	0.307	0.346	0.444	0.227	0.845
Tb	0.0754	0.095	0.0823	0.0216	0.0361	0.0567	0.0276	0.102
Dy	0.346	0.362	0.381	0.134	0.131	0.201	0.141	0.401
Ho	0.0689	0.054	0.0563	<0.0138	0.0227	0.0279	0.022	0.0565
Er	0.136	0.132	0.136	0.045	0.061	0.06	0.061	0.11
Tm	0.0111	<0.020	0.0154	<0.0135	<0.0085	<0.0111	<0.0072	<0.0104
Yb	0.062	0.093	0.137	<0.052	<0.040	<0.053	<0.032	0.111
Lu	<0.0152	<0.0171	<0.0134	<0.0099	<0.0111	<0.0162	<0.0074	<0.0168
Hf	<0.034	0.055	0.174	<0.036	0.075	<0.032	<0.022	<0.048
Ta	<0.0212	<0.0156	0.0177	<0.0128	<0.0102	<0.0129	<0.0065	<0.0258
W	<0.060	<0.075	<0.058	<0.082	<0.038	<0.028	<0.034	<0.05
Pb	3.12	3.22	3.28	2.64	3.13	2.75	3	3.66
Th	0.0525	<0.025	0.0678	<0.0205	0.0292	0.0145	<0.0094	0.0251
U	0.079	0.0123	<0.0163	0.0138	<0.0127	<0.0122	<0.0068	<0.0122

Continuação da tabela I. Análises de elementos traço e terras raras em vidro e em fenocristais de plagioclásio (pl), apatita (ap) e clinopiroxênio (cx) por LA-Q-ICP-MS nas amostras de traquicaditos da região.

Elemento	Ou101- 1pl-2	Ou101- 1pl-3	Ou101- 1pl-4	Ou101- 2pl-5	Ou101- 3pl-8	Ou101- 3pl-9	Ou101- 4pl-10	Ou101- 4pl-11
Be	0.73	0.7	1.59	<0.57	1	0.81	2.05	2.46
Mg	969.49	575.94	4047.67	1123.04	793.43	543.95	2244.63	3969.58
Al	121837.7	124587.7	130614.3	124141.3	127604.7	123820.1	133420.8	137994.3
Ca	63608.39	63608.4	63608.4	63608.39	63608.39	63608.39	63608.39	63608.39
Sc	0.829	0.676	1.486	0.959	0.724	0.574	1.302	3.09
Ti	541.83	492.89	587.93	510.33	499.52	483.68	560.44	742.89
V	0.473	0.386	1.93	0.769	0.454	0.375	1.52	1.97
Cr	1.48	1.62	2.09	2.37	1.58	1.77	2.27	1.62
Mn	68.36	47.35	226.5	78.46	58.86	51.82	109.47	266.16
Co	0.728	1.75	1.59	1.98	6.31	2.24	4.24	3.42
Ni	0.218	<0.33	<0.25	0.154	0.64	<0.27	0.37	<0.212
Cu	1.25	1.26	2.27	1.22	1.26	0.556	7.44	3.06
Zn	14.51	12.08	33.66	15.09	15.49	12.83	22.45	38.61
Ga	36.23	37.26	41.64	36.95	38.05	35.67	41.81	45.65
Rb	2.1	1.81	9.72	2.79	2.11	1.4	8.45	11.9
Sr	1749.43	1763.33	1841.67	1773.18	1779.45	1656.69	1648.68	1816.05
Y	0.757	0.631	1.54	0.725	0.687	0.562	1.123	3.69
Zr	0.697	0.314	8.89	1.75	1.83	0.121	6.76	27.09
Nb	0.19	0.101	0.83	0.901	0.182	0.107	0.459	1.896
Cs	0.092	0.049	0.489	0.181	0.0367	0.0253	1.199	0.631
Ba	768.46	820.94	899.17	771.68	792.45	680.06	1015.41	1096.06
La	18.15	15.66	18.56	13.36	15.2	12.76	20.85	21.05
Ce	27.94	22.97	27.47	20.59	21.24	18.74	29.79	32.31
Pr	2.52	2.226	2.66	1.947	1.946	1.797	2.82	3.05
Nd	8.1	6.59	8.21	6.07	6.08	5.74	8.58	9.82
Sm	1.079	0.846	0.946	0.651	0.724	0.571	1.188	1.56
Eu	6.58	6.67	6.8	6.25	6.1	5.81	5.48	6.86
Gd	0.546	0.525	0.77	0.281	0.493	0.47	0.683	1.14
Tb	0.0574	0.0365	0.0722	0.0527	0.0377	0.0267	0.0657	0.14
Dy	0.261	0.206	0.459	0.246	0.215	0.094	0.293	0.773
Ho	0.044	<0.0207	0.0635	0.0261	0.0319	0.0181	0.0394	0.148
Er	0.069	0.074	0.141	0.093	0.038	0.084	0.072	0.372
Tm	<0.0178	<0.0204	0.0299	<0.0126	0.0107	0.0126	0.0115	0.0592
Yb	<0.055	<0.075	0.19	<0.069	0.055	<0.046	0.099	0.403
Lu	<0.0097	<0.0187	0.0263	<0.0167	<0.0103	<0.0121	<0.0137	0.0423
Hf	<0.031	<0.042	0.387	<0.053	0.065	<0.022	0.247	0.968
Ta	<0.0219	<0.0210	0.051	0.082	<0.0231	<0.0129	0.142	0.189
W	<0.081	<0.045	<0.074	<0.036	<0.061	<0.034	0.092	<0.046
Pb	3.69	3.64	4.18	3.51	3.46	3.16	8.94	7.13
Th	0.0205	0.0227	0.165	0.074	<0.0177	<0.02	0.061	0.566
U	0.0211	<0.0216	0.101	0.071	<0.0172	<0.0219	0.078	0.154

Continuação da tabela I. Análises de elementos traço e terras raras em vidro e em fenocristais de plagioclásio (pl), apatita (ap) e clinopiroxênio (cx) por LA-Q-ICP-MS nas amostras de traquicaditos da região. Pontos com * foram usados para cálculo de coeficientes de partição.

Elemento	Ou101- 5cx-12	Ou101- 6cx-15	*OU226- 2pl-5	*OU226- 3pl(a)-6	*OU226- 3pl(a)-7	*OU226- 3pl(b)-10	*OU226- 5pl-14	*OU226- 6pl-15
Be	<0.69	<0.46	2.14	1	0.59	1.51	2.72	1.9
Mg	81501.66	83961.55	2272.16	491.87	507.6	766.08	6162.43	1824.83
Al	8415.68	6794.44	157850.8	117074.9	105852.1	112314.4	233925.6	114897.8
Ca	126502.1	126502.1	60034.88	60034.88	60034.89	60034.89	126502.1	60034.89
Sc	152.9	141.47	4.89	1.36	1.28	1.261	6.29	2.31
Ti	5331.72	4646.38	1174.24	735.87	483.86	716.07	1249.16	654.29
V	92.31	51.42	3.16	0.993	0.477	0.925	5.67	1.324
Cr	3.21	6.42	1.33	2.24	2.52	2	7.1	7.07
Mn	4806.5	4771.4	140.7	43.6	54.1	120.29	284.66	138.74
Co	26.39	26.96	1.41	0.321	0.217	0.534	2.58	1.026
Ni	6.58	6.82	0.48	0.167	0.23	0.49	1.01	0.485
Cu	1	0.657	3.51	0.521	0.71	1.35	3.93	1.457
Zn	164.8	165.7	21.53	11.61	10.62	20.16	42.32	17.55
Ga	6.65	6.18	60.81	31.37	30.45	32.99	70.62	35.75
Rb	1.009	2.13	33.81	11.72	2.84	22.57	40.1	18.01
Sr	52	45.36	1451.84	1407.22	1261.92	1368.18	2916.66	1440.65
Y	132	95.62	6.21	2.91	4.75	1.042	2.96	2.98
Zr	118.5	84.07	74.26	32.12	4.12	5.25	31.25	26.27
Nb	1.098	1.648	7.39	2.75	0.479	2.46	1.3	3.2
Cs	0.118	0.573	1.164	0.427	0.116	2.31	5.91	3.14
Ba	3.59	1.455	707.91	733.55	645.41	672.78	1500.06	820.02
La	15.98	12.15	25.63	20.45	19.01	15.05	32.29	18.6
Ce	63.31	44.82	42.62	29.89	25.06	26.74	57.02	31.51
Pr	12.84	9	4.11	2.63	2.75	1.968	4.34	2.57
Nd	72.72	50.38	13.1	8.55	8.72	5.53	13.48	11.27
Sm	26.27	18.6	2.04	1.18	1.02	0.64	2.09	1.028
Eu	4.75	3.69	5.06	5.1	4.05	4.4	10.79	5.62
Gd	30.64	22.31	1.51	0.734	0.8	0.492	1.09	0.779
Tb	4.9	3.34	0.213	0.0928	0.119	0.0423	0.098	0.0985
Dy	30.71	21.88	1.184	0.545	0.604	0.211	0.605	0.543
Ho	5.71	4.1	0.238	0.103	0.142	0.0207	0.11	0.0884
Er	15.52	10.95	0.578	0.307	0.289	0.066	0.19	0.243
Tm	2.135	1.501	0.0769	0.0361	0.036	<0.0130	0.037	0.0391
Yb	13.6	10.11	0.453	0.202	0.168	<0.055	0.194	0.186
Lu	1.956	1.427	0.0615	0.0325	0.0309	<0.0099	<0.0202	0.0365
Hf	4.96	3.57	1.907	0.77	0.155	0.074	1.26	0.724
Ta	0.08	0.12	0.492	0.162	<0.018	0.079	0.879	0.438
W	<0.055	<0.049	0.205	<0.062	<0.034	0.158	0.341	1.363
Pb	0.205	0.512	5.29	3.14	2.75	4.65	9.11	5.38
Th	0.275	0.148	1.721	0.653	0.092	<0.052	0.385	0.464
U	0.08	0.059	0.331	0.121	0.038	0.284	0.199	0.118

Continuação da tabela I. Análises de elementos traço e terras raras em vidro e em fenocristais de plagioclásio (pl), apatita (ap) e clinopiroxênio (cx) por LA-Q-ICP-MS nas amostras de traquicaditos da região. Pontos com * foram usados para cálculo de coeficientes de partição.

Elemento	*OU226-1vd-4	*OU226-3vd-8	*OU226-3vd-9	*OU226-7vd-17	*OU226-7vd-18	*OU226-8cx-6	*OU226-4cx-11	*OU226-10ap-22
Be	2.02	1.35	1.37	1.72	1.39	1.19	0.77	1.29
Mg	522.17	2023.19	2843.92	362.83	455.45	33497.08	62761.83	7886.03
Al	40929.07	31443.15	31416.09	47340.16	38826.02	16071.25	7749.16	9410.73
Ca	4288.21	4288.21	4288.21	4288.21	4288.21	60034.88	126502.1	285880.4
Sc	5.47	7.67	8.3	5.67	5.84	49.61	117.56	10.18
Ti	3368.24	3910.65	4378.15	4331.45	5929.3	4372.36	4758.62	1079.14
V	1.886	2.9	3.53	2.76	3.98	19.02	38.67	4.56
Cr	1.97	1.44	1.82	1.95	1.72	3.09	5.44	7.27
Mn	276.44	124.84	158.63	420.14	301.37	1682.59	3229.02	636.41
Co	0.643	1.576	1.853	0.944	0.821	8.3	16.08	3.18
Ni	1.22	0.613	0.431	1.014	0.919	2.01	3.59	1.35
Cu	4.53	4.61	5.28	5.48	4.65	2.43	1.91	4.76
Zn	48.06	48.13	46.25	57.11	50.24	65.97	124.4	23.57
Ga	42.23	15.4	14.2	32.04	25.58	11.6	4.93	6.86
Rb	70.39	69.26	91.23	134.51	72.78	45.2	34.7	59.49
Sr	92.76	91.71	44.85	84.28	98.68	67.87	77.25	775.94
Y	34.42	43.2	46.82	41.59	45.48	59.46	119.25	591.12
Zr	391.33	387.78	425	519.35	498.53	171.27	126.18	206.2
Nb	34.36	34.91	39.8	44.6	48.46	15.41	6.64	7.61
Cs	1.994	1.126	2.7	3.18	2.39	7.56	2.39	7.42
Ba	867.32	766.26	603.14	782.03	937.48	223.74	35.09	250.8
La	60.73	53.51	57.23	82.64	82.61	55.06	79.07	927.28
Ce	129.63	114.87	124.84	170.57	173.86	127.88	187.09	2628.83
Pr	12.87	12.79	13.83	16.11	16.65	16.45	25.55	285.54
Nd	41.84	45.68	46.92	53.4	56.3	64.51	111.47	1119.98
Sm	8.3	9.21	9.89	9.91	10.73	14.83	29	225.88
Eu	1.551	1.73	1.368	1.468	1.98	2.46	4.73	37.07
Gd	5.78	7.08	7.5	7.19	7.85	11.85	25.05	171.66
Tb	0.958	1.261	1.327	1.206	1.295	1.899	3.94	23.16
Dy	5.63	7.78	8.29	7.05	8.04	11.26	24.39	124.14
Ho	1.105	1.467	1.623	1.358	1.568	2.07	4.42	21.7
Er	2.92	3.85	4.23	3.77	4.3	5.3	11.38	48.96
Tm	0.42	0.574	0.614	0.549	0.62	0.707	1.464	5.45
Yb	2.68	3.5	3.97	3.32	3.9	4.22	8.72	28.49
Lu	0.4	0.557	0.58	0.503	0.603	0.63	1.383	3.78
Hf	8.33	9.94	10.57	11.55	11.46	4.47	4.48	4.66
Ta	2.015	2.312	2.42	2.59	2.65	1.257	0.583	1.356
W	0.535	0.328	0.471	0.755	0.655	0.338	0.151	0.529
Pb	11.62	8.8	10.56	15.16	14.09	5.07	2.129	6.72
Th	11.05	9.41	9.97	14.22	13.54	3.66	1.625	16.96
U	1.735	1.429	1.786	2.158	2.353	1.058	0.415	4.39

Continuação da tabela I. Análises de elementos traço e terras raras em vidro e em fenocristais de plagioclásio (pl), apatita (ap) e clinopiroxênio (cx) por LA-Q-ICP-MS nas amostras de traquicaditos da região. Pontos com * foram usados para cálculo de coeficientes de partição.

Elemento	*Ou508-1pl-3	*Ou508-2pl-6	*Ou508-2pl-7	*Ou508-2pl-8	*Ou508-2pl-9	*Ou508-3pl-12	*Ou508-3pl-13	*Ou508-3pl-14
Be	0.6	0.6	0.69	0.65	0.95	0.98	0.79	1.15
Mg	433.82	713.53	487.45	506.44	505.47	428.03	485.89	429.34
Al	100041.4	104908.3	111614.9	112175.9	111678.2	114799.1	114182.5	113804.9
Ca	62893.7	62893.7	62893.7	62893.7	62893.7	62893.7	62893.7	62893.7
Sc	0.812	0.755	0.837	0.688	0.825	0.527	0.636	0.714
Ti	524.51	490.95	580.64	549.48	527.72	507.61	508.85	458.17
V	0.423	1.232	0.575	0.416	0.351	0.333	0.293	0.29
Cr	1.6	1.82	1.99	1.96	1.15	1.64	1.07	1.45
Mn	39.59	48.58	46.72	41.76	44.27	40.95	41.45	40.88
Co	1.392	1.124	0.882	0.704	0.534	0.321	0.444	0.309
Ni	0.138	<0.23	0.19	0.174	<0.149	<0.195	<0.32	<0.25
Cu	0.561	0.55	0.71	0.84	0.664	0.195	0.316	0.32
Zn	8.53	11.34	11.61	10.33	10.67	9.66	10.03	9.58
Ga	31.23	34.39	38.51	38.17	37.05	34.19	35.5	33.27
Rb	2.24	5.33	3.72	3.7	3.6	1.57	2.93	1.56
Sr	1772.63	1734.21	1900.39	1890.41	1833.53	1693.58	1760.17	1703.24
Y	1.405	5.67	1.186	1.302	1.749	0.664	1.461	0.578
Zr	0.469	1.95	4	0.402	0.969	<0.105	1.14	0.17
Nb	0.244	0.061	0.557	0.19	0.168	<0.036	0.138	<0.026
Cs	0.142	0.531	0.077	0.206	0.112	<0.029	0.127	<0.0173
Ba	881.42	902.77	1204.42	1133.66	980.79	766.41	838.34	765.15
La	20.67	21.87	24.21	21.85	19.55	16.12	19.33	13.12
Ce	30.96	32.29	33.35	31.47	27.57	24.07	28.22	18.84
Pr	2.88	3.08	2.98	2.77	2.48	2.223	2.67	1.839
Nd	9.2	9.6	9.33	8.89	7.35	7.12	8.28	5.42
Sm	1.27	1	1.02	0.82	1.04	0.79	0.93	0.618
Eu	7.69	7.49	8.85	7.96	7.42	5.8	6.29	5.82
Gd	0.832	0.86	0.76	0.571	0.578	0.505	0.56	0.431
Tb	0.099	0.104	0.089	0.057	0.0495	0.0415	0.063	0.0399
Dy	0.376	0.601	0.449	0.276	0.248	0.286	0.296	0.154
Ho	0.0499	0.112	0.066	0.0335	0.046	0.0333	0.034	0.0251
Er	0.104	0.213	0.135	0.109	0.107	0.065	<0.074	0.05
Tm	<0.0167	0.0188	<0.0200	<0.0212	<0.0223	<0.0245	<0.0211	<0.0085
Yb	<0.105	0.096	0.142	<0.078	<0.075	<0.055	<0.077	<0.070
Lu	<0.0147	0.0287	0.0249	<0.0192	<0.0185	0.0105	0.0163	<0.0123
Hf	<0.038	0.096	0.124	<0.081	<0.042	<0.027	<0.061	<0.062
Ta	<0.029	0.041	<0.030	<0.0125	<0.0209	<0.0242	<0.025	<0.0195
W	<0.082	<0.105	0.085	<0.066	<0.090	<0.090	<0.093	<0.059
Pb	3.68	4.17	4.58	4.15	3.98	3.26	3.5	3.26
Th	<0.0224	<0.0187	0.173	<0.024	0.0343	<0.0110	<0.0215	<0.0225
U	0.152	<0.0185	0.07	<0.0176	<0.0140	<0.0132	<0.030	<0.0214

Continuação da tabela I. Análises de elementos traço e terras raras em vidro e em fenocristais de plagioclásio (pl), apatita (ap) e clinopiroxênio (cx) por LA-Q-ICP-MS nas amostras de traquicaditos da região. Pontos com * foram usados para cálculo de coeficientes de partição.

Elemento	*Ou508-3pl-15	*Ou508-4pl-17	*Ou508-5pl-19	*Ou508-5pl-20	*Ou508-6pl-21	*Ou508-6pl-23	*Ou508-7pl-24	*Ou508-1vd-4
Be	0.97	0.91	1.19	0.56	1.55	1.11	1.38	1.44
Mg	1448.32	608.51	1399.64	1237.3	3003.41	1586.17	509.5	675.13
Al	118329.7	111833.6	120579	121997	112387.9	121622.9	123362.3	32148.72
Ca	62893.7	62893.7	62893.7	62893.7	62893.7	62893.7	62893.7	5717.61
Sc	1.504	0.695	1.135	1.014	1.91	1.811	0.667	5.52
Ti	864.02	462.12	589.59	459.91	567.45	1011.96	525.73	4770.23
V	0.924	0.329	1.331	2.02	1.72	2	0.379	2.34
Cr	1.59	2.25	2.2	1.62	2.89	1.37	1.53	1.15
Mn	90.64	48.08	68.83	77.66	82.69	118.9	44.03	354.91
Co	1.086	0.837	1.34	1.56	2.35	2.07	0.5	2.12
Ni	0.73	0.25	0.311	0.27	<0.38	0.4	<0.250	0.557
Cu	1.06	0.532	1.21	0.446	0.97	1.13	0.784	15.86
Zn	16.83	11.62	18.13	23.52	17.41	24.37	11.81	45.62
Ga	36.65	33.7	37.03	36.64	34.28	37.77	35.4	18.6
Rb	29.02	3.18	12.9	4.93	32.18	14.1	2.21	68.84
Sr	1703.56	1742.91	1748.91	1709.84	1780.22	1666.32	1685.73	140.74
Y	11.46	5.06	9.94	9.25	20.79	21.97	0.597	67.68
Zr	72.36	3.72	16.16	1.92	32.07	53.09	0.636	644.78
Nb	6.64	0.313	1.813	0.192	1.46	4.39	0.103	58.95
Cs	2.32	0.383	1.381	0.243	5.94	0.816	0.05	2.61
Ba	865.63	789.28	832.2	761.62	937.66	777.56	725.55	1400.87
La	20.13	16.34	19.35	13.24	16.89	27.57	14.34	109.3
Ce	33.46	25.59	30.32	19.36	25.05	48.84	20.35	218.48
Pr	3.46	2.82	3.02	1.655	2.75	5.59	1.845	25.44
Nd	11.96	9.63	10.68	5.98	8.5	19.53	5.21	95.3
Sm	2.08	1.26	1.81	0.72	1.56	3.58	0.9	19.82
Eu	7.43	6.45	6.07	5.85	8.07	5.7	5.38	3.73
Gd	1.75	1.17	1.56	0.72	1.6	3.46	0.328	19.52
Tb	0.24	0.138	0.162	0.063	0.162	0.421	0.0292	2.82
Dy	1.406	0.794	0.859	0.365	1.21	2.55	0.179	17.01
Ho	0.289	0.164	0.236	0.107	0.254	0.462	<0.0183	3.29
Er	0.856	0.384	0.561	0.278	0.722	1.232	<0.058	9.5
Tm	0.106	0.054	0.0821	0.032	0.111	0.138	<0.0146	1.294
Yb	0.776	0.314	0.426	0.171	0.333	0.685	<0.069	8.2
Lu	0.104	0.029	0.0668	0.0296	0.039	0.119	<0.0150	1.123
Hf	2.21	<0.067	0.602	0.109	1.31	1.62	<0.058	23.43
Ta	0.784	0.083	0.26	0.024	0.755	0.314	<0.0195	5.3
W	0.214	<0.065	<0.102	<0.062	0.27	0.097	<0.072	1.94
Pb	6.51	3.71	4.23	3.18	6.7	4.2	3.3	19.59
Th	1.351	0.086	0.378	<0.032	0.4	1.25	<0.0175	17.07
U	0.421	0.049	0.124	0.029	0.229	0.321	<0.0171	3.78

Continuação da tabela I. Análises de elementos traço e terras raras em vidro e em fenocristais de plagioclásio (pl), apatita (ap) e clinopiroxênio (cx) por LA-Q-ICP-MS nas amostras de traquicaditos da região. Pontos com * foram usados para cálculo de coeficientes de partição.

Elemento	*Ou508-1vd-5	*Ou508-2vd-11	*Ou508-3vd-16	*Ou508-8vd-27	*Ou508-2cx-10	*Ou508-8cx-25
Be	0.504	1	1.55	0.55	1.08	0.34
Mg	1024.14	2051.45	1300.61	1638.99	65544.45	59839.51
Al	18267.18	39290.34	38834.86	18151.77	11111.55	5807.86
Ca	5717.61	5717.61	5717.61	5717.61	125787.4	125787.4
Sc	2.94	4.28	5.83	3.07	136.54	132.45
Ti	1942.16	3711.97	4848.4	3186.58	4756.65	4200.17
V	2.57	2.46	2.02	5.43	45.05	39.72
Cr	0.663	1.97	1.12	0.744	6.66	5.17
Mn	105.38	304.3	492.05	224.38	4091.63	3814.78
Co	1.469	4.65	2.73	2.07	25.45	23.15
Ni	0.37	0.92	0.541	0.416	5.6	5.26
Cu	5.24	6.17	11.69	3.49	5.48	1.43
Zn	15.16	44.45	62.13	34.11	131.06	111.79
Ga	8	19.13	20.84	8.72	7.82	5.32
Rb	130.15	145.63	69.99	103.45	19.78	6.17
Sr	45.96	126.38	146.72	92.47	152.06	75.82
Y	41.78	71.25	78.9	29.02	143.09	115.85
Zr	277.57	501.58	665.95	227.48	82.35	83.76
Nb	26.85	40.55	53.71	19.82	17.49	1.586
Cs	3.07	2.53	1.96	1.76	3.75	0.812
Ba	250.07	814.78	1178.42	274.06	79.92	17.78
La	51.95	76.72	93.28	29.46	61.15	43.44
Ce	102.76	156.95	183.65	61.55	139.3	126.76
Pr	11.53	18.04	21.89	7.35	21.9	20.55
Nd	43.74	66.08	80.81	27.91	111.61	106.38
Sm	8.92	13.33	16.92	6.07	32.57	32.07
Eu	1.148	2.339	2.87	1.357	6.26	6.11
Gd	9.22	13.11	16.29	6.44	37.49	37.94
Tb	1.358	1.795	2.268	0.894	5.28	5.4
Dy	8.68	10.95	13.53	5.53	33.55	34.57
Ho	1.873	2.079	2.65	1.158	6.19	6.53
Er	5.14	5.88	7.38	2.95	17.5	16.56
Tm	0.704	0.782	0.997	0.379	2.364	2.198
Yb	4.68	4.63	6.3	2.357	15.93	14.07
Lu	0.645	0.67	0.904	0.338	2.305	1.977
Hf	11.14	15.17	18.36	7.62	4.33	4.67
Ta	2.73	3.52	4.04	1.85	0.775	0.145
W	2.13	1.067	1.022	0.462	0.829	<0.060
Pb	11.97	18.09	17.79	8.77	1.52	0.513
Th	8.44	15.81	16.45	6.41	0.662	0.792
U	2.1	2.31	3.1	1.037	0.73	0.898

Tabela J. Resultados das análises $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas em fenocristais e microfenocristais de andesina (pl), apatita (ap) e clinopiroxênios (cx).

Ponto amostrado	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medida	$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{134}$
OU-07-1pl-2	0,70770 ± 7	0,05644 ± 5	0,006739 ± 5	0,0070 ± 1	0,70768
OU-07-1pl-4	0,70769 ± 6	0,05641 ± 4	0,006735 ± 5	0,0112 ± 5	0,70767
OU-07-1pl-8	0,70770 ± 7	0,05644 ± 3	0,006739 ± 4	0,0055 ± 0,4	0,70769
OU-07-1pl-9	0,70769 ± 9	0,05636 ± 3	0,006730 ± 4	0,0091 ± 4	0,70767
OU-09-1pl-1	0,70780 ± 11	0,05633 ± 3	0,006726 ± 3	0,0221 ± 30	0,70775
OU-09-1pl-3	0,70784 ± 10	0,05624 ± 3	0,006715 ± 4	0,0272 ± 29	0,70779
OU-09-1pl-4	0,70763 ± 9	0,05630 ± 3	0,006722 ± 4	0,0158 ± 8	0,70760
OU-09-1pl-5	0,70750 ± 12	0,05633 ± 3	0,006726 ± 4	0,0103 ± 4	0,70748
OU-09-2pl-8	0,70766 ± 7	0,05627 ± 4	0,006719 ± 4	0,0135 ± 13	0,70763
OU-09-2pl-9	0,70766 ± 8	0,05626 ± 4	0,006717 ± 4	0,0187 ± 5	0,70763
OU-54-1pl-1	0,70773 ± 13	0,05639 ± 3	0,006733 ± 3	0,0089 ± 3	0,70771
OU-54-1pl-2	0,70764 ± 12	0,05642 ± 3	0,006737 ± 3	0,0066 ± 2	0,70762
OU-54-1pl-3	0,70778 ± 11	0,05649 ± 3	0,006745 ± 3	0,0073 ± 30	0,707770
OU-54-1pl-4	0,70781 ± 11	0,05648 ± 3	0,006744 ± 3	0,0401 ± 30	0,70774
OU-54-2pl-6	0,70785 ± 8	0,05635 ± 3	0,006729 ± 4	0,0697 ± 40	0,70771
OU-54-2pl-7	0,70765 ± 7	0,05641 ± 3	0,006735 ± 4	0,0102 ± 2	0,70763
OU-54-2pl-8	0,70769 ± 8	0,05647 ± 3	0,006743 ± 3	0,0152 ± 10	0,70766
OU-54-3pl-9	0,70775 ± 8	0,05636 ± 3	0,006729 ± 4	0,0131 ± 7	0,70773
OU-54-3pl-10	0,70761 ± 8	0,05631 ± 3	0,006723 ± 4	0,0087 ± 3	0,70759
OU-54-3pl-11	0,70790 ± 12	0,05631 ± 3	0,006724 ± 4	0,0970 ± 74	0,70771
OU-54-3pl-12	0,70761 ± 8	0,05644 ± 3	0,006739 ± 3	0,0137 ± 8	0,70758
OU-54-cx-5	0,70747 ± 51	0,0573 ± 5	0,00684 ± 6	0,4440 ± 1070	0,70662
OU-101-1pl-1	0,70780 ± 14	0,05651 ± 2	0,006747 ± 2	0,0122 ± 5	0,70778
OU-101-1pl-2	0,70779 ± 11	0,05648 ± 2	0,006744 ± 2	0,0158 ± 11	0,70776
OU-101-1pl-3	0,70767 ± 13	0,05648 ± 2	0,006744 ± 2	0,0171 ± 20	0,70764
OU-101-1pl-4	0,70743 ± 13	0,05650 ± 1	0,006746 ± 2	0,0109 ± 3	0,70741
OU-101-2pl-5	0,70763 ± 12	0,05643 ± 2	0,006737 ± 3	0,0241 ± 10	0,70758
OU-101-3pl-8	0,70756 ± 31	0,05639 ± 3	0,006733 ± 3	0,0212 ± 18	0,70752
OU-101-4pl-10	0,70827 ± 12	0,05645 ± 2	0,006741 ± 2	0,0315 ± 8	0,70821
OU-101-4pl-11	0,70836 ± 8	0,05652 ± 2	0,006749 ± 2	0,0378 ± 14	0,70829
OU-101-5ap-13	0,70750 ± 14	0,05691 ± 7	0,006796 ± 9	0,0031 ± 15	0,70749
OU-101-6cx-15	0,70871 ± 38	0,05587 ± 40	0,006670 ± 48	0,1868 ± 94	0,70835
OU-101-5cxA-14	0,70662 ± 58	0,05753 ± 57	0,006869 ± 69	0,0603 ± 78	0,70650
OU-101-5cxB-12	0,70755 ± 128	0,05756 ± 190	0,006872 ± 22	0,2155 ± 228	0,70714

Os valores após o sinal de “±” representam os erros (2 sigma).

Continuação tabela J. Resultados das análises $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas em fenocristais e microfenocristais de andesina (pl), apatita (ap) e clinopiroxênios (cx).

Ponto amostrado	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medida	$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{134}$
OU-226-2pl-5	0,70778 ± 17	0,05643 ± 4	0,006738 ± 5	0,0093 ± 25	0,70777
OU-226-5pl-14	0,70782 ± 9	0,05622 ± 5	0,006713 ± 5	0,0116 ± 21	0,70780
OU-226-6pl-15	0,70768 ± 12	0,05632 ± 5	0,006724 ± 6	0,0083 ± 11	0,70766
OU-226-6pl-16	0,70770 ± 12	0,05628 ± 5	0,006720 ± 6	0,0088 ± 6	0,70768
OU-226-10ap-22	0,70781 ± 44	0,05744 ± 36	0,006858 ± 42	0,0355 ± 47	0,70774
OU-226-11ap-23	0,70771 ± 33	0,05652 ± 46	0,006749 ± 55	0,0450 ± 26	0,70763
OU-226-8cx-19	0,70628 ± 98	0,05753 ± 69	0,006869 ± 83	0,5538 ± 247	0,70522
OU-226-8cx-20	0,70578 ± 180	0,05776 ± 93	0,006896 ± 111	0,6688 ± 870	0,70451
OU-508-1pl-1	0,70764 ± 15	0,05649 ± 2	0,006745 ± 2	0,0376 ± 51	0,70756
OU-508-1pl-2	0,70751 ± 13	0,05648 ± 2	0,006744 ± 2	0,0277 ± 26	0,70746
OU-508-2pl-6	0,70762 ± 9	0,05657 ± 2	0,006754 ± 2	0,0133 ± 9	0,70759
OU-508-2pl-7	0,70770 ± 11	0,05656 ± 2	0,006754 ± 3	0,0207 ± 11	0,70766
OU-508-2pl-8	0,70768 ± 11	0,05654 ± 2	0,006751 ± 2	0,0134 ± 11	0,70766
OU-508-2pl-9	0,70761 ± 14	0,05663 ± 2	0,006761 ± 3	0,0408 ± 26	0,70753
OU-508-4pl-17	0,70741 ± 17	0,05676 ± 7	0,006777 ± 8	0,0159 ± 10	0,70738
OU-508-4pl-18	0,70744 ± 17	0,05679 ± 7	0,006780 ± 8	0,0225 ± 48	0,70740
OU-508-5pl-19	0,70755 ± 18	0,05661 ± 2	0,006759 ± 2	0,0337 ± 19	0,70749
OU-508-5pl-20	0,70792 ± 12	0,05663 ± 2	0,006761 ± 2	0,0765 ± 68	0,70777
OU-508-6pl-21	0,70763 ± 16	0,05646 ± 2	0,006741 ± 2	0,0218 ± 10	0,70759
OU-508-6pl-22	0,70752 ± 21	0,05639 ± 3	0,006733 ± 3	0,0433 ± 24	0,70744
OU-508-7pl-24	0,70765 ± 12	0,05680 ± 5	0,006781 ± 6	0,0363 ± 89	0,70758
OU-508-9ap-28	0,70756 ± 23	0,05697 ± 16	0,006802 ± 18	0,0057 ± 11	0,70755
OU-508-8cx-25	0,70742 ± 76	0,05754 ± 60	0,006870 ± 72	0,8168 ± 533	0,70587
OU-508-8cx-26	0,71312 ± 162	0,05830 ± 38	0,006961 ± 46	3,3316 ± 2828	0,70678

Os valores após o sinal de “±” representam os erros (2 sigma).

Tabela K. Balanço de massa de um magma basáltico mais evoluído para a geração de um magma traquidacítico.

Análises recalculadas para 100 (% em peso)								
Óxido	Basalto evoluído	Traqui-dacito	Plagio-clásio	Augita	Pigeo-nita	Magnetita	Ilmenita	Apatita
SiO ₂	52,44426	67,23038	56,82	50,21	50,43	0,32	0,3	0
TiO ₂	3,944631	1,25542	0,1	0,97	0,9	26,28	50,49	0
Al ₂ O ₃	13,01852	13,18243	27,05	1,47	1,08	2,58	0,21	0
FeO _{total}	12,83148	6,52731	0,57	18,75	24,66	67,45	46,78	0
MnO	0,169673	9,37E-02	0,02	0,5	0,64	3,35	0,51	0
MgO	3,804779	1,380036	0,06	12,23	13,66	0,02	1,71	0
CaO	8,03117	1,833182	9,1	15,66	8,47	0	0	61,04
Na ₂ O	2,848443	3,213217	5,68	0,2	0,13	0	0	0
K ₂ O	2,180036	4,95371	0,6	0,01	0,02	0	0	0
P ₂ O ₅	0,727021	0,330591	0	0	0	0	0	38,96
Total	100	100	100	100	100	100	100	100

Resultados				
Óxido	Quantidade adicionada ou subtraída (% em peso)	Diferenças entre os magmas (% em peso)	Cálculo da diferença entre os magmas (% em peso)	Resíduos
SiO ₂	44,856	14,786	14,706	0,08
TiO ₂	5,422	-2,689	-2,739	0,049
Al ₂ O ₃	12,893	0,164	0,19	-0,026
FeO _{total}	16,157	-6,304	-6,329	0,025
MnO	0,521	-0,076	-0,281	0,205
MgO	4,929	-2,425	-2,332	-0,092
CaO	11,278	-6,198	-6,208	0,01
Na ₂ O	2,619	0,365	0,39	-0,026
K ₂ O	0,272	2,774	3,077	-0,304
P ₂ O ₅	1,053	-0,396	-0,475	0,078
			TOTAL	0
Soma dos quadrados dos resíduos - $\sum res^2$				0,1599

Fase	Quantidade de fases adicionadas	Quantidade de fases subtraídas
Plagioclásio	0	44,81
Augita	0	31,81
Pigeonita	0	6,7
Magnetita	0	8,47
Ilmenita	0	5,51
Apatita	0	2,7
Total restante do magma inicial		34,27%
Total cristalizado do magma inicial		65,73%

Obs.: Para as composições minerais foram utilizadas as análises químicas de piroxênio, plagioclásio e apatita de rochas de composição semelhante da soleira de Jaguariúna (dados inéditos). Para os óxidos de Fe e Ti (magnetita e ilmenita) as análises foram extraídas de Bellieni et al. (1988).

Tabela L. Balanço de massa de um magma basáltico primitivo para a geração de um magma basáltico mais evoluído.

Análises recalculadas para 100 (% em peso)							
Óxido	Basalto primitivo	Basalto evoluído	Plagioclásio	Augita	Pigeonita	Magnetita	Ilmenita
SiO ₂	50,45079	52,81395	51,63	51,09	50,96	0,31	0,25
TiO ₂	3,657887	4,024068	0	1,1	0,56	24,06	48,12
Al ₂ O ₃	13,27814	12,92598	30,65	2,13	0,93	1,59	0,17
FeO _{total}	13,49245	13,07535	0,5	11,15	23,68	72,93	49,71
MnO	0,236488	0,200218	0,04	0,29	0,62	0,85	0,68
MgO	4,965226	3,838374	0,08	15,11	17,39	0,25	1,07
CaO	9,408336	8,247317	13,45	18,87	5,76	0,02	0
Na ₂ O	2,661771	2,614244	3,41	0,24	0,11	0	0
K ₂ O	1,412786	1,607967	0,24	0,01	0	0	0
P ₂ O ₅	0,436121	0,652524	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100	100	100

Resultados				
Óxido	Quantidade adicionada ou subtraída (% em peso)	Diferenças entre os magmas (% em peso)	Cálculo da diferença entre os magmas (% em peso)	Resíduos
SiO ₂	45,885	2,363	2,165	0,198
TiO ₂	3,293	0,366	0,228	0,138
Al ₂ O ₃	14,36	-0,352	-0,448	0,096
FeO _{total}	14,842	-0,417	-0,552	0,135
MnO	0,293	-0,036	-0,029	-0,007
MgO	7,322	-1,127	-1,089	-0,038
CaO	12,314	-1,161	-1,271	0,11
Na ₂ O	1,582	-0,048	0,322	-0,37
K ₂ O	0,109	0,195	0,468	-0,273
P ₂ O ₅	0	0,216	0,204	0,012
			TOTAL	0
Soma dos quadrados dos resíduos - $\sum res^2$				0,3108

Fase	Quantidade de fases adicionadas	Quantidade de fases subtraídas
Plagioclásio	0	43,85
Augita	0	28,94
Pigeonita	0	16,54
Magnetita	0	9,36
Ilmenita	0	1,31
Total restante do magma inicial		68,75%
Total cristalizado do magma inicial		31,25%

Ob...: Para as composições minerais foram utilizadas as análises químicas de piroxênio, plagioclásio e apatita de rochas de composição semelhante da soleira de Jaguariúna (dados inéditos). Para os óxidos de Fe e Ti (magnetita e ilmenita) as análises foram extraídas de Bellieni et al. (1988).