



**GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS ANDESÍTICAS DA REGIÃO DO
CERRO TUPANCI, VILA NOVA DO SUL, RS**

PORTO ALEGRE, 2015

MARCELO FRANCISCO SZALANSKI BARRIOS

**GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS ANDESÍTICAS DA REGIÃO DO
CERRO TUPANCI, VILA NOVA DO SUL, RS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima

Porto Alegre, 2015

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS ANDESÍTIAS DA REGIÃO DO CERRO TUPANCI, VILA NOVA DO SUL, RS” elaborado por “MARCELO FRANCISCO SZALANSKI BARRIOS”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Prof. Dr. Silvia Beatriz Alves Rolim

*Dedico este trabalho à minha querida mãe, por ter me ajudado em mais esta conquista.
Conseguimos!*

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha mãe, Irena, que tornou tudo isso possível. Obrigado por estar sempre ao meu lado, me apoiando e me encorajando em todas as decisões da vida. Te amo!

À minha namorada Manoela Brandelli Ribeiro, minha geóloga-geotécnica, obrigado por todo o carinho, atenção e paciência nestes últimos momentos (e sempre). Te quero mucho, gatita!

Ao meu orientador, Professor Carlos Augusto Sommer, pelos ensinamentos, atenção e paciência, e pela orientação nestes quatro anos de convivência. Obrigado por todo apoio nestes momentos finais, sou muito grato. Obrigado por tudo!

À minha família por todo apoio e compreensão, principalmente nestas fases finais de curso.

Aos irmãos, que me acompanham há tanto tempo: Luis Henrique e César. Apesar de não estarmos mais tão próximos, estão sempre comigo.

Ao meu irmãozinho, e agora colega de profissão, Roberto Noll, por toda a parceria e amizade nesses mais de dez anos. Tamo junto!

Ao meu amigão de longa data, Geólogo Francisco Garcia, por toda a amizade e apoio.

Aos meus queridos colegas e amigos de graduação: Eduardo Salgado, Lucas Crippa, Débora Sayuri, Kalil el Hajjar, Bibo Giuliani, Maurício Aliprandini, Tael Dreyer, Jader, Danilo Tomasi, Juliana Job e todos outros que me acompanharam. Agradeço por todos os momentos juntos ao longo destes cinco anos. Vocês são demais!

Agradeço à Susy e Betina, por todo apoio e ajuda nesses momentos finais.

Às minhas amiguinhas queridas, Melissa Osterbund e Viviane Menezes, por estarem sempre presentes e apoiando.

À UFRGS, por oferecer um ensino gratuito e de qualidade. Ao IGEO pela infraestrutura e apoio financeiro disponibilizados, e pelos bons professores que tive.

A todos que, de alguma forma, fizeram parte dessa caminhada. Enfim, cheguei!

*“Ya esta em el aire girando mi moneda
y que sea lo que
sea”*

Jorge Drexler

RESUMO

A região do Cerro Tupanci, localizada no município de Vila Nova do Sul, centro-oeste do RS, apresenta um volume expressivo de depósitos vulcânicos de composições ácidas e intermediárias, correlacionadas estratigraficamente às Formações Acampamento Velho e Hilário da Bacia do Camaquã. A geologia da região é caracterizada por um embasamento pré-cambriano referente ao Complexo Cambaí, onde se depositam unidades vulcânicas da Bacia do Camaquã. A base da sequência é caracterizada por rochas andesíticas da Formação Hilário, onde ocorrem diques lamprofíricos relacionados à mesma formação. As vulcânicas ácidas da Formação Acampamento Velho ocorrem como a unidade mais expressiva da região, representada por uma intrusão subvulcânica com riolitos porfíricos, e depósitos piroclásticos caracterizados por ignimbritos líticos e tufáceos. A partir dos dados obtidos, foram identificadas duas formas de ocorrências das rochas andesíticas: depósitos efusivos, com andesitos porfíricos, e depósitos vulcanoclásticos, com conglomerados vulcanogênicos. A fácies efusiva é representada por andesitos porfíricos, com textura porfírica a glomeroporfírica, com fenocristais de plagioclásio, em uma matriz microcristalina composta por plagioclásio. A fácies vulcanoclástica é representada por autobrechas compostas por fragmentos de andesitos porfíricos, com fenocristais de plagioclásio e augita, em uma matriz afanítica, além de conglomerados vulcanogênicos, com clastos angulosos, suportados por um cimento arenítico de composição andesítica. Quanto à geoquímica, as vulcânicas andesíticas são saturadas em sílica, classificadas como traquiandesitos (shoshonitos), corroboradas pela relação $K_2O > (Na_2O - 2)$. Apresentam teores elevados de Al_2O_3 e baixos conteúdos de TiO_2 e FeO_t . Os elementos traços apresentam altos teores de Sr, Ba e Rb, e uma depleção de Nb em relação aos ETRL. O padrão dos ETR normalizados pelo condrito mostram um enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP. Estas características conferem uma afinidade shoshonítica à este magmatismo. Quanto ao ambiente tectônico, estas rochas estão relacionadas a um magmatismo intraplaca, associado à ambientes pós-colisionais, de origem continental. Os resultados obtidos permitem sugerir a correlação das rochas andesíticas do Cerro Tupanci à Formação Hilário, com um magmatismo shoshonítico relacionado a ambientes pós-colisionais, vinculados ao final do Ciclo Brasileiro-Panafricano no Escudo Sul-Rio-Grandense.

Palavras-Chave: Vulcanismo, Petrografia, Shoshonitos, Formação Hilário, Cerro Tupanci

ABSTRACT

Cerro Tupanci region, located in municipality of Vila Nova do Sul, midwestern RS, presents a significant volume of acid and intermediate volcanic deposits, stratigraphically correlated to Acampamento Velho and Hilário formations, on Camaquã Basin. The region shows a geology characterized by a Precambrian basement related to Cambaí Complex, where volcanic units of Camaquã Basin are deposited. Andesitic rocks from Hilário formation characterize the base of the sequence. Lamprophyric dykes of this same formation are related. The Acampamento Velho formation acid volcanism occur as the most significant region unit, represented by a sub-volcanic intrusion with porphyritic rhyolites, and pyroclastic deposits characterized by ignimbrites lytic and tuffaceous. The data obtained presents two ways of occurrence of andesitic rocks: effusive deposits of porphyritic andesites, and volcanoclastic deposits of volcanogenic conglomerates. The effusive facies is represented by porphyritic andesites with porphyritic to glomeroporphyritic texture, with phenocrysts of plagioclase in a microcrystalline matrix composed by plagioclase. The volcanoclastic facies is represented by autobreccias composed by porphyritic andesite fragments, with phenocrysts of plagioclase and augite, in an aphanitic matrix, and andesitic volcanogenic conglomerates, with angular clasts, supported by a sandstone cement. The chemistry shows that the andesitic rocks are saturated in silica, classified as trachy-andesites (shoshonites), corroborated by the ratio $K_2O > (Na_2O - 2)$, with high contents of Al_2O_3 and lower TiO_2 and FeO_t content. Trace elements presents high Sr, Ba and Rb levels, with a depletion of Nb relative to LREE. The chondrite normalized REE pattern shows an enrichment of LREE compared to HREE. These characteristics confer a shoshonitic affinity to this magmatism. The tectonic environment of these rocks are related to a continental intraplate magmatism, associated to a post-collisional setting. The results suggests a correlation between Cerro Tupanci's andesitic rocks and Hilário Formation, with a shoshonitic magmatism related to post-collisional environment, represented by the final stages of the Brasiliano-Panafrican Cycle in Sul-Rio-Grandense Shield.

Keywords: *Volcanism, Petrography, Shoshonites, Hilário Formation, Cerro Tupanci*

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** - Mapa de localização do município de Vila Nova do Sul e principais vias de acesso. Imagem obtida a partir do software Google Earth PRO. 2
- Figura 2** - Mapa geológico simplificado do Escudo Sul-Rio-Grandense, com a distribuição das principais ocorrências do vulcanismo Neoproterozoico da Bacia do Camaquã (modificado de Paim *et al.*, 2000, Wildner *et al.*, 2002, Lima *et al.*, 2007). 5
- Figura 3** – Relação de contato entre as unidades do ESRG e a Bacia do Paraná. Se destaca a quebra de relevo, evidenciado pela diferença do padrão geomorfológico. 27
- Figura 4** - Mapa geológico simplificado da região do Cerro Tupanci, apresentando a estratigrafia e principais unidades aflorantes. Modificado de Menegotto e Medeiros (1976) e Leitzke *et al.* (2013). 28
- Figura 5** - Relação de contato entre as unidades aflorantes na região do Cerro Tupanci. A linha vermelha representa o contato entre as Formações Hilário e Acampamento Velho, apresentando, ainda, a cobertura da Bacia do Paraná ao fundo. 29
- Figura 6** - Ocorrências de lamprófiros correlacionados à Fm. Hilário na região: A e B) brecha-tufisítica lamprofírica. Retirado de Buckowski *et al.* (2011). 30
- Figura 7** - Ocorrência das vulcânicas ácidas correlacionadas à Fm. Acampamento Velho na região: A e B) Riolitos porfíricos referentes à fácies efusiva; C) Ignimbrito lapilítico, referente à fácies piroclásticas; D) Ignimbrito tufáceo, referente à fácies piroclásticas. Retirado de Leitzke *et al.* (2011). 31
- Figura 8** - Aspectos gerais de campo das rochas andesíticas da região do Cerro Tupanci: A) afloramento; B) andesito porfírico. 32
- Figura 9** - Feições macroscópicas mostrando: A) Andesito porfírico com presença de minerais opacos; B, C e D) Andesitos porfíricos com fenocristais de plagioclásio euédricos, em matriz afanítica. 33
- Figura 10** - Fotomicrografia com as feições gerais dos andesitos da região do Cerro Tupanci, mostrando a textura porfírica, com fenocristais de plagioclásio e textura traquítica incipiente. A) Luz natural; B) Luz polarizada. 34
- Figura 11** - Micrografias evidenciando: A) Detalhe a LP da textura glomeroporfírica; B) Textura traquítica incipiente, marcada pela orientação dos fenocristais a LP; C) Detalhe dos fenocristais euédricos a LP; D) Feições de corrosão nos cristais de plagioclásio a LP; E) Detalhe a LN de um

cristal de plagioclásio fraturado; F) Fenocristais de plagioclásio com feições de alteração acentuados, como cloritização e argilização; G) Fenocristal de augita com macla polissintética, apresentando fraturamento, a LP; H) Feições de alteração, com fenocristal de augita substituído por clorita a LP.....	35
Figura 12 - Diagrama de classificação dos feldspatos, onde os pontos analisados ocupam o campo da labradorita, como uma ocorrência no campo da bytownita.	36
Figura 13 - Diagrama de classificação dos piroxênios, onde os pontos analisados ocupam o campo da augita na sua totalidade.	37
Figura 14 - Micrografias dos minerais opacos a LN: A) Disseminados na matriz; B) Incluso em plagioclásio.....	38
Figura 15 - Micrografias da matriz: A) Detalhes a LP, mostrando plagioclásios ripidiformes e opacos; B) Detalhe a LN, mostrando aspecto vítreo.	38
Figura 16 - Feições macroscópicas das rochas autobrechadas.	40
Figura 17 - Micrografias das rochas autobrechadas: A) Feições gerais a LN; B) Feições gerais a LP; C) Fenocristal de plagioclásio ripidiforme a LP, apresentando fraturamento; D) Fenocristal a LP de augita subédrico, apresentando fraturamento; E) Detalhe a LN da matriz; F) Detalhe a LP da matriz, com plagioclásios ripidiformes e textura de fluxo.....	41
Figura 18 - Feições das rochas conglomeráticas vulcanogênicas: A) Afloramento em lajeado, com arenito conglomerático (25/285); B e C) Rocha conglomerática com clastos angulosos de andesito; D) Detalhe de clasto andesítico.	42
Figura 19 - Diagrama TAS de classificação de rochas vulcânicas, com a razão entre álcalis e sílica (Le Bas et al.1986).	45
Figura 20 - Diagramas de classificação: A) Diagrama Zr/TiO ₂ vs. SiO ₂ de Winchester & Floyd (1977); B) Diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO ₂ de Winchester & Floyd (1977); C) Diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti de Pearce (1996).....	46
Figura 21 - Diagramas binários de Harker com a variação de elementos maiores em função do SiO ₂	49
Figura 22 - Diagramas binários de Harker com a variação de elementos traços em função do SiO ₂	50
Figura 23 - Diagrama multielementar normalizado pelo OIB (Sun e McDonough, 1989).....	51
Figura 24 - Padrão dos ETR normalizados pelo padrão condrítico de Nakamura (1974).	52
Figura 25 - Diagrama discriminante de ambientes tectônicos de Meschede (1986), onde as abreviações indicam: AI – álcali-basaltos intraplaca; AII – álcali-basaltos e toleítos intraplaca; B – E-MORB; C – toleítos intraplaca e basaltos de arco; D – N-MORB e basaltos de arco.	53

Figura 26 - Diagramas discriminantes: A) Zr/Y vs. Zr, de Pearce e Norry (1979); B) Zr vs. Ti, de Pearce (1982). 54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Resultados de litoquímica das amostras andesíticas da região do Cerro Tupanci, apresentando os elementos maiores.	43
Tabela 2 - Resultados de litoquímica das amostras andesíticas da região do Cerro Tupanci, apresentando os elementos traços e ETR.	44

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	2
1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	2
1.3. HIPÓTESE	3
1.4. OBJETIVOS.....	6
2. ESTADO DA ARTE	7
2.1. BACIA DO CAMAQUÃ.....	7
2.1.1. CICLOS VULCÂNICOS DA BACIA DO CAMAQUÃ.....	11
2.1.2. FORMAÇÃO HILÁRIO.....	13
2.2. REGIÃO DO CERRO DO TUPANCI	15
3. METODOLOGIA	18
3.1. REVISÃO/COMPILAÇÃO BIBLIOGRÁFICA.....	18
3.1.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	18
3.1.2. CARTOGRAFIA DIGITAL	19
3.2. TRABALHO DE CAMPO	19
3.3. PROCESSAMENTO EM LABORATÓRIO	20
3.3.1. CARACTERIZAÇÃO E DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA.....	20
3.3.2. LITOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E ETR	22
3.3.2.1. ANÁLISE POR ICP-AES.....	22
3.3.2.2. ANÁLISE POR ICP-MS.....	23
3.3.2.3. TRATAMENTO DE DADOS.....	24
3.3.3. QUÍMICA MINERAL.....	25
3.4. SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS.....	25
3.5. INTEGRAÇÃO FINAL	26
4. RESULTADOS	27
4.1. GEOLOGIA DA REGIÃO DO CERRO TUPANCI	27

4.2. FACIOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS ANDESÍTICAS DO CERRO TUPANCI.....	32
4.2.1. Fácies efusiva – Andesitos porfíricos:.....	32
4.2.2. Fácies vulcanoclástica:.....	39
4.3. LITOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS ANDESÍTICAS DA REGIÃO DO CERRO TUPANCI	43
5. DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	55
6. REFERÊNCIAS	59
7. ANEXOS.....	66

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Camaquã, localizada Cinturão Dom Feliciano do Escudo Sul-Rio-Grandense, é marcada por uma variedade de litotipos, sendo caracterizada por um conjunto de unidades estratigráficas sedimentares e vulcanogênicas. Depositada nas fases tardi- a pós-colisionais do Ciclo Brasileiro, (e.g. Fragoso-Cesar *et al.*, 1984; Chemale Jr. *et al.*, 1995; Paim *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2008), é considerada uma das bacias mais bem preservadas do mundo. É interpretada como sendo um *locus* deposicional, marcado pela alternância de intervalos onde dominaram eventos deposicionais e acúmulos de espessos pacotes vulcano-sedimentares, com intervalos predominantemente erosionais (Paim *et al.*, 2000). Nesse contexto, foram descritos diferentes ciclos vulcânicos, representados por rochas mais antigas, correlacionadas à Formação Hilário, um vulcanismo bimodal, relativo à Formação Acampamento Velho, além de vulcânicas mais novas, referentes à Formação Rodeio Velho (Wilder *et al.*, 2002). O estudo destes ciclos vulcânicos se faz importante para a compreensão da evolução geológica da Bacia do Camaquã e do Escudo Sul-Rio-Grandense.

O Vulcanismo Hilário é caracterizado por um magmatismo shoshonítico, reunindo um volume expressivo de rochas efusivas e hipabissais predominantemente andesíticas, com ampla distribuição na região de Lavras do Sul, ocorrendo subordinadamente em Caçapava do Sul, São Sepé e Vila Nova do Sul (Lima *et al.*, 2007).

A região do Cerro Tupanci, localizada no município de Vila Nova do Sul, apresenta um registro expressivo de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias, correlacionadas estratigraficamente às Formações Acampamento Velho e Hilário da Bacia do Camaquã (Menegotto & Medeiros, 1976 e Roisenberg *et al.* 1986). Apesar dessa correlação, as rochas andesíticas da região não foram estudadas em detalhe a partir da petrografia e geoquímica. Sabendo-se dessa carência de estudos, este trabalho visa fazer a correlação das rochas andesíticas da região do Cerro Tupanci, do ponto de vista petrogenético, com o vulcanismo da Formação Hilário da Bacia do Camaquã, preenchendo essa lacuna existente.

1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A região do Cerro Tupanci, noroeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, está localizada no município de Vila Nova do Sul, na porção centro-oeste do Rio Grande do Sul. O principal acesso ao município é feito pela BR-290, percorrendo-se uma distância de 260 km a partir da cidade de Porto Alegre. O acesso à região de estudo se faz por uma estrada secundária, distante 15 km a norte de Vila Nova do Sul (Figura 1).



Figura 1 - Mapa de localização do município de Vila Nova do Sul e principais vias de acesso. Imagem obtida a partir do software *Google Earth PRO*.

1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

A região do Cerro Tupanci, localizada no município de Vila Nova do Sul, centro-oeste do RS, apresenta um volume expressivo de depósitos vulcânicos de composições

ácidas e intermediárias, correlacionadas estratigraficamente às Formações e Hilário da Bacia do Camaquã.

Menegotto & Medeiros (1976) e Roisenberg et al. (1986) realizaram os primeiros trabalhos na região, caracterizando a geologia local e fazendo as primeiras correlações estratigráficas. Leitzke *et al.* (2011, 2013) e Buckowski (2011), realizaram trabalhos de detalhe a partir da petrografia e litoquímica onde se caracterizou a gênese do vulcanismo local. Leitzke *et al.* (2011, 2013) caracterizou o Cerro Tupanci, uma feição de destaque com direção preferencial N-S, onde se identificou depósitos efusivos e piroclásticos de composição riolítica. A partir desse detalhamento, pôde-se correlacionar o vulcanismo ácido da região ao Vulcanismo Acampamento Velho. Buckowski (2011) realizou um trabalho onde se pôde caracterizar a ocorrência de diques lamprofíricos, interpretados como brechas-tufisíticas lamprofíricas. Com este trabalho, se correlacionou esta ocorrência à Formação Hilário.

Apesar da correlação estratigráfica das rochas vulcânicas intermediárias da região, não existem trabalhos de detalhe relacionados à petrografia e geoquímica.

1.3. HIPÓTESE

O vulcanismo da Formação Hilário é caracterizado por rochas vulcânicas de afinidade shoshonítica que apresentam grande variação composicional, desde termos básicos a ácidos. São representados por depósitos efusivos e piroclásticos, além de rochas hipabissais e intrusivas de mesma afinidade geoquímica, permitindo considerá-las como um dos exemplos mais completos desse magmatismo no sul do Brasil (Lima *et al.*, 2007).

Segundo Ribeiro & Fantinel (1978), a Formação Hilário possui uma maior distribuição na região de Lavras do Sul, ocorrendo de forma subordinada na região de Caçapava do Sul e Vila Nova do Sul - região do Cerro Tupanci (Figura 2).

Autores como Menegotto & Medeiros (1976) e Roisenberg et al. (1986) caracterizaram a região do Cerro Tupanci, correlacionando a ocorrência de rochas

vulcânicas intermediárias dessa região estratigraficamente à Formação Hilário, da Bacia do Camaquã. Apesar da referida correlação, não há registro de trabalhos baseados em petrografia e geoquímica realizados. Se esta correlação estratigráfica for confirmada do ponto de vista petrográfico e geoquímico, esta será a exposição mais setentrional da Formação Hilário no Escudo Sul-Rio-Grandense.

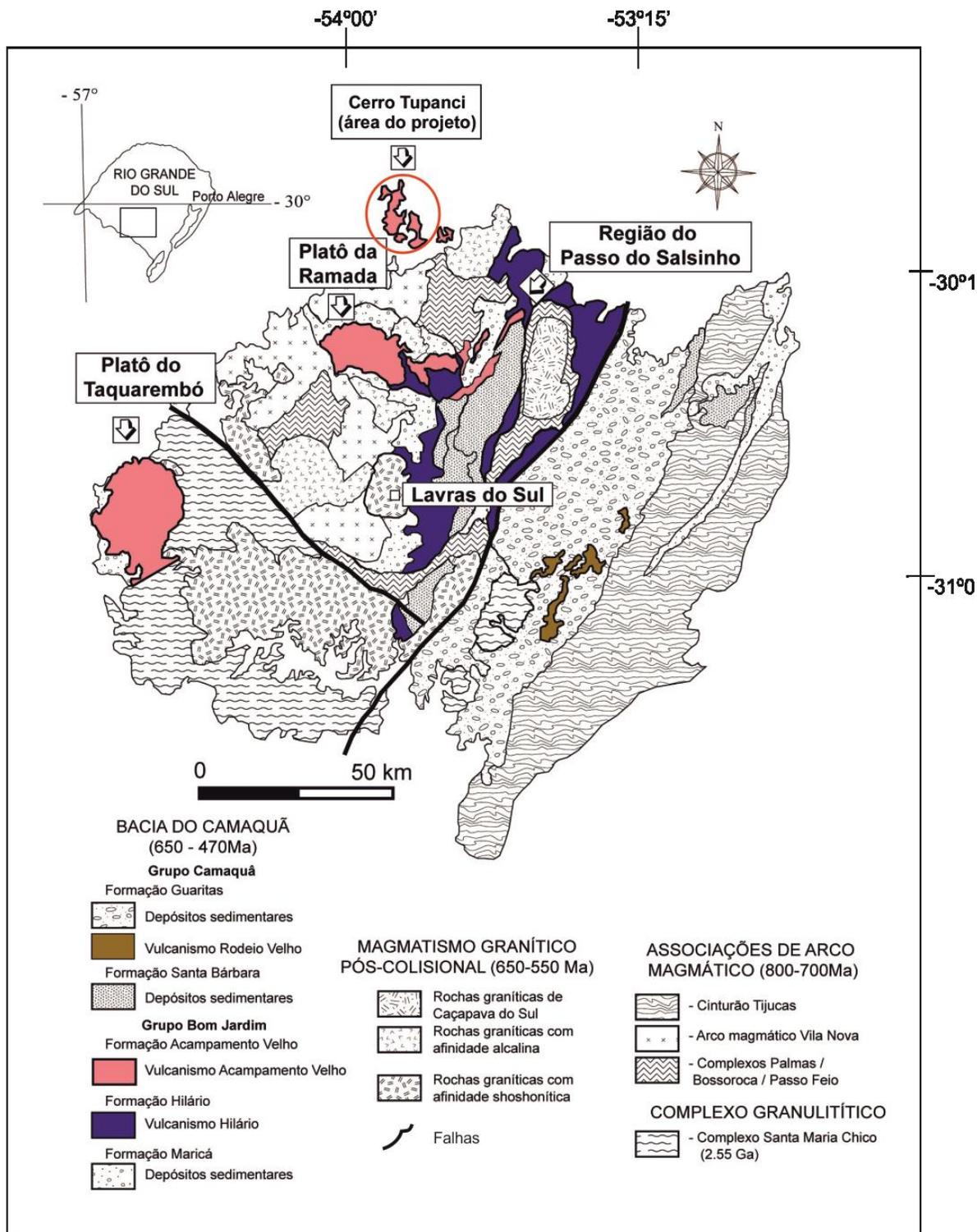


Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Escudo Sul-Riograndense, com a distribuição das principais ocorrências do vulcanismo Neoproterozoico na Bacia do Camaquã (modificado de Paim *et al.*, 2000, Wildner *et al.*, 2002, Lima *et al.*, 2007).

1.4. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivos gerais a caracterização geológica, petrológica e geoquímica das rochas vulcânicas de composição intermediária preliminarmente correlacionadas à Formação Hilário na região do Cerro Tupanci.

Os objetivos específicos estão relacionados ao mapeamento geológico de detalhe da região, com a descrição detalhada das vulcânicas intermediárias, a descrição da petrografia, afim de detalhar as principais características destas rochas e a litoquímica de elementos maiores, traços e terras raras.

Atingidas as metas propostas para esse trabalho, a partir dos dados obtidos, tem-se como objetivo final a correlação da ocorrência de vulcanismo intermediário da região do Cerro Tupanci com o Vulcanismo Hilário da Bacia do Camaquã.

2. ESTADO DA ARTE

2.1. BACIA DO CAMAQUÃ

A Bacia do Camaquã está depositada sobre terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul-Rio-Grandense, associados às fases tardi- a pós-colisionais dos estágios finais do Ciclo Brasileiro. É vinculada ao Cinturão Dom Feliciano (Fragoso-César, 1984; Chemale Jr. *et al.*, 1995; Paim *et al.* 2000; Hartmann *et al.*, 2008), registrado como uma unidade gnáissica-migmatítica-granítica caracterizada por um intenso magmatismo neoproterozoico (690-590 Ma), com retrabalhamento de uma crosta paleoproterozoica (2,3-2,0 Ga) a arqueana.

É sugerida como sendo um *locus* deposicional, no qual ocorreu a superposição de diversos tipos de bacias individualizadas em termos tectônicos, termomecânicos e geocronológicos (Paim *et al.*, 2000, 2014), que correspondem a um conjunto de unidades sedimentares e vulcanogênicas não metamorfisadas, com predominância de esforços transcorrentes em bacias do tipo *strike-slipe pull-apart*.

Quanto à evolução geológica, a Bacia do Camaquã é caracterizada pela alternância de intervalos onde dominaram eventos deposicionais, com o acúmulo de espessos pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares e intervalos predominantemente erosionais. Quanto ao caráter de preenchimento, foi marcado por fases alternadas, com episódios vulcânicos dominantes, ocorrendo normalmente na base das unidades de maior hierarquia, seguidos pela deposição de sedimentos predominantemente siliciclásticos. Este contexto dinâmico, envolvendo eventos ígneos, sedimentares e deformacionais, gerou um complexo padrão de preenchimento, representado por uma série de unidades estratigráficas. Dessa forma, Paim *et al.* (2000, 2014), propondo uma interpretação e nomenclatura aloestratigráfica, sugere que a sucessão completa da Bacia do Camaquã seja incluída no Alosupregupo Camaquã, o qual pode ser subdividido em cinco unidades principais, limitadas entre si por discordâncias angulares regionais, individualizando os Alogrupos: Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas. Estas unidades, de acordo com critérios litoestratigráficos propostos por Ribeiro

& Fantinel (1978), são agrupadas no Grupo Bom Jardim, abrangendo as formações Maricá, Vargas e Hilário, Acampamento Velho, e no Grupo Camaquã, constituído pelas formações Santa Bárbara e Guaritas (Lima *et al.*, 2007), sendo estes os mais comumente utilizados.

A sucessão apresenta uma deformação crescente observada da base para o topo (Paim *et al.* 2000, 2014). As unidades mais antigas (Fm. Maricá e Grupo Bom Jardim) apresentam dobras moderadamente apertadas, que são vinculadas a falhas transcorrentes, inversas e de empurrão, o que indica um ambiente rúptil-dúctil em contexto compressivo ou transpressivo. A discordância angular que limita estas duas unidades indica que a tectônica compressiva/transcorrente, além de deformar, controlou a origem e evolução dos estágios iniciais da Bacia do Camaquã (Paim *et al.*, 2014). Os grupos/alogrupos mais jovens (Santa Bárbara e Guaritas) foram depositados em ambiente continental sob influência do final da tectônica transcorrente sinistral (Chemale Jr., 2000) ou estágios finais da tectônica de escape lateral do Cinturão Dom Feliciano (Tommasi *et al.*, 1994), durante a aglutinação final do Gondwana Ocidental em ambiente transtraccional (Chemale Jr., 1993; Paim *et al.*, 2000, 2014).

A estratigrafia da Bacia do Camaquã foi proposta por diversos autores, onde se pode citar Carvalho (1932), Melcher & Mau (1960), Goñi *et al.* (1962), Robertson (1966), Ribeiro *et al.* (1966), Ribeiro & Fantinel (1978), Santos *et al.* (1978), Fragoso-Cesar *et al.* (1985), Leites *et al.* (1990), Beckel (1992), Paim *et al.* (2000), descritas sob diferentes aspectos. Uma breve descrição das unidades pertencentes à Bacia do Camaquã é feita no que segue.

O Grupo Maricá, correspondente à Formação Maricá de Leinz *et al.* (1941), à Formação Pessegueiro de Santos *et al.*, (1978), ao Alogrupo Maricá de Paim *et al.*, (2000, 2014) e ao Grupo Maricá de Pelosi & Fragoso-César (2003), consiste na unidade mais antiga e deformada da Bacia do Camaquã, sendo composta por arenitos, folhelhos, siltitos e conglomerados subordinados. Estes depósitos sedimentares representam sistemas fluviais na base, seguidos por sistemas deltaicos e marinhos rasos, com tendência retrogradacional (Leites *et al.*, 1990, CPRM, 1995, Borba, 2006). Aspectos petrográficos, detalhados por Orengo & Souza Jr. (1997), caracterizam as rochas do

Grupo Maricá como arcóseos e arcóseos líticos, com litarenitos feldspático subordinados. Borba (2006) cita ainda, como característica comum, a elevada litificação das rochas sedimentares, que seria associada ao soterramento e/ou devido à proximidade de diques, soleiras ou corpos intrusivos. Um vulcanismo ácido de afinidade cálcico-alcalina (lavas e piroclásticas) é citado na unidade (Leites *et al.*, 1990; Lima, 2002; Wildner *et al.*, 2002; Borba, 2006; Borba *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2012), porém, sua ocorrência ainda é questionável, necessitando de mais estudos para sua confirmação. Dados isotópicos a partir da datação de zircões de seixos de rochas piroclásticas da porção superior desta unidade apresentam idade de 630.2 ± 3.4 Ma, representando a deposição de sua porção inferior/média (Borba *et al.*, 2008), enquanto zircões detríticos analisados por Almeida *et al.* (2012) apontam uma idade máxima de 601 ± 13 Ma para o topo dessa unidade.

O Grupo Bom Jardim corresponde ao Andesito Hilário de Robertson (1966), parcialmente à Formação Arroio dos Nobres e Formação Crespos, de Ribeiro *et al.*, (1966), Formação Hilário de Ribeiro & Fantinel (1978), à Formação Cerro dos Martins de Santos de Santos *et al.*, (1978), à Sequência Vulcano-Sedimentar II de Leites *et al.*, (1990) e Alogrupo Bom Jardim de Paim *et al.*, (2000, 2014). Esta unidade registra uma deposição siliciclástica e vulcanoclástica, com fluxos piroclásticos e de lava, com intrusões hipabissais, limitada por discordâncias angulares, tendo como limites os grupos/alogrupos Maricá na base e o Cerro do Bugio no topo. Quanto às vulcânicas, ocorrem predominantemente na porção sudoeste da Sub-bacia de Santa Bárbara, nos arredores de Lavras do Sul, diminuindo radialmente, sendo substituídas gradativamente por rochas piroclásticas, vulcanoclásticas e siliciclásticas, no sentido norte, leste e sudeste. Dessa forma, manifestam-se como intercalações vulcano-sedimentares a leste do Granito Caçapava (Bom Jardim e Cerro dos Martins), a sudeste de São Sepé (Passo do Salsinho) e na parte basal do Platô da Ramada. Não registram presença nas porções centro e leste da Sub-bacia Guaritas e na Sub-bacia Piquirí/Arroio Boicí (Paim *et al.*, 2014). O vulcanismo, de composição predominantemente intermediária e afinidade shoshonítica (Nardi e Lima, 1985; Lima, 1995; Nardi & Lima, 2000; Lima *et al.*, 2007; Almeida, 2012), é representado por litologias que incluem lavas de olivina basaltos porfíricos até riolíticas, sendo correlacionado à Formação Hilário. Os representantes hipabissais e plutono-vulcânicos são compostos por parte do Complexo Granítico de

Lavras do Sul (Nardi e Lima, 1995), além de intrusões subvulcânicas monzoníticas, quartzo-monzoníticas e leucodioríticas cumuláticas (Lima et al., 2007), bem como domos de lamprófiros espessartíticos e stocks graníticos. A ocorrência de depósitos sedimentares é representada pela Formação dos Nobres, sendo caracterizada por intercalações de conglomerados vulcanogênicos, arenitos e siltitos subordinados, apresentando feições como geometria tabular, ondulações assimétricas e marcas de ressecamento (Borba, 2006). Dados geocronológicos sugerem que o vulcanismo da Formação Hilário ocorreu entre 580 e 593 Ma aproximadamente.

O Grupo Cerro do Bugio corresponde ao Riolito Ramada de Robertson (1966), à Formação Acampamento Velho de Ribeiro & Fantinel (1978), Santos *et al.* (1978) e Fragoso-César *et al.* (1985), à Sequência Vulcanogênica III de Leites *et al.* (1990) e Aloformação Acampamento Velho de Paim *et al.* (2000). Esta unidade limitada por discordâncias angulares, fazendo contato com o Grupo Bom Jardim na sua porção inferior e com o Grupo Santa Bárbara na sua porção superior. A unidade representa um período de expressiva atividade vulcânica, onde apresenta uma sucessão vulcânica bimodal, com rochas basálticas na base e riolíticas (lavas e piroclásticas) no topo (Almeida *et al.*, 2002). O registro vulcânico ácido da Formação Acampamento Velho, e vulcanismo neoproterozóico, é descrito em detalhe por Sommer *et al.* (1999, 2003, 2005, 2006), onde destaca as ocorrências efusivas e piroclásticas no estado, em especial nas regiões dos Platôs da Ramada e Taquarembó. Se registra a ocorrência de conglomerados aluviais, ricos em clastos vulcânicos e plutônicos de composição ácida, que gradam verticalmente para ritimitos areno-pelíticos, associada à Aloformação Santa Fé (Paim *et al.* 2000).

O Grupo Santa Bárbara, correspondente à Formação Camaquã de Goñi *et al.* (1962), Formação Santa Bárbara de Robertson (1966), Ribeiro *et al.* 1966 e Ribeiro & Fantinel (1978) e Alogrupo Santa Bárbara (Paim *et al.* 2000), é representado por arenitos, conglomerados e siltitos avermelhados, altamente imaturos, tanto textural, quanto composicionalmente, apresentando uma origem continental (Robertson, 1966; Paim, 1994; Paim *et al.* 1995, 2000). Paim *et al.*, (2000) cita a progradração de um sistema deltaico entrelaçado arenoso de caráter longitudinal, além de um sistema deltaico entrelaçado arenoso-conglomerático de natureza transversal. Esses dois conjuntos

representam parasequências progradacionais, constituídos por depósitos finos de fluxos de fundo na base e sucessões aluviais arenosas a conglomeráticas no topo, que adentram sobre uma bacia lacustre rasa.

O Grupo Guaritas, correspondente à Formação Guaritas de Goñi *et al.* (1962), Ribeiro *et al.* (1966), Robertson (1966) e Ribeiro & Fantinel (1978), e Alogrupo Guaritas de Paim *et al.* (2000), é representada por arenitos, conglomerados e siltitos, que fazem parte de duas sequências deposicionais eólicas, referente à Formação Pedra Pintada, e de origem fluvial, referente à Formação Varzinha (Borba, 2006). Registra, intercalado a sequência sedimentar, a ocorrência de vulcanismo alcalino, representadas pelo vulcanismo Rodeio Velho, que se manifesta na forma de derrames e diques intermediários a básicos (Paim *et al.*, 2014).

2.1.1. CICLOS VULCÂNICOS DA BACIA DO CAMAQUÃ

No que diz respeito a evolução da Bacia do Camaquã, o vulcanismo Neoproterozoico-Ordoviciano tem grande importância, com características do magmatismo que mostram uma evolução de termos toleíticos e cálcico-alcalinos alto-K, para shoshonítico, até alcalino sódico, sendo a contribuição representada por granitóides peraluminosos (Sommer *et al.*, 2006).

Segundo Wildner *et al.* (2002), os episódios vulcânicos da Bacia do Camaquã podem ser organizados em ciclos distintos, estabelecidos em ambientes continentais sob condições predominantemente subaéreas, onde foram individualizados em: (i) rochas vulcânicas mais antigas, de composição predominantemente intermediária, e algumas ocorrências básicas a ácidas, de afinidade shoshonítica, relacionadas à Formação Hilário (Ribeiro & Fantinel, 1978) ou Aloformação Hilário (Paim *et al.*, 2000), (ii) vulcanismo bimodal de afinidade alcalina sódica, representado principalmente por depósitos explosivos/efusivos de composição ácida, que sucedem a sequência shoshonítica, referentes à Formação Acampamento Velho (Ribeiro & Fantinel, 1978) ou Aloformação Acampamento Velho (Paim *et al.*, 2000), (iii) rochas vulcânicas mais novas, caracterizadas por efusivas de composição básico-intermediária e afinidade

moderadamente alcalina a toleítica alto-K, relacionadas ao Membro Rodeio Velho (Ribeiro & Fantinel, 1978) ou Andesito Rodeio Velho (Paim *et al.*, 2000).

Caracterizado como o primeiro evento vulcânico descrito na Bacia do Camaquã, o Vulcanismo Hilário é representado por rochas vulcânicas e plutônicas associadas, que se distribuem predominantemente na região de Lavras do Sul, ocorrendo subordinadamente em Caçapava do Sul, São Sepé, Vila Nova do Sul e Dom Pedrito. São rochas caracterizadas por terem afinidade shoshonítica, com uma variação composicional que vai desde termos ácidos até básicos, com predominância de vulcânicas efusivas, com registro de rochas hipabissais e intrusivas de mesma afinidade geoquímica (Lima *et al.*, 2007). Uma descrição um pouco mais detalhada será feita no item seguinte.

O Vulcanismo Acampamento Velho, que sucede o magmatismo shoshonítico da Formação Hilário, é caracterizado por uma sequência bimodal caracterizado por uma associação de rochas básicas e ácidas relacionadas à série alcalina saturada em sílica, onde os termos ácidos são predominantes. São interpretados como a porção extrusiva de um volumoso magmatismo alcalino sódico relacionado aos estágios pós-colisionais do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano no Escudo Sul-Rio-Grandense (Lima *et al.*, 2007). A ocorrência de termos intrusivos é representada por granitos alcalinos metaluminosos correlacionados à Suíte Intrusiva Saibro (Nardi & Bonin, 1991). A ocorrência de rochas vulcânicas é representada por um volume expressivo de depósitos efusivos e piroclásticos de composição ácida, que são associadas a lavas e diques de composição ácida. As exposições mais expressivas deste vulcanitos estão localizados no Platô da Ramada e no Cerro Tupanci, em Vila Nova do Sul, no Platô Taquarembó, em Dom Pedrito, e nos Cerros do Bugio e Perau, em Caçapava do Sul (Lima *et al.*, 2007). Ocorrem predominantemente como depósitos de fluxo piroclásticos, representados por ignimbritos, brechas vulcânicas e tufo de queda, que são geralmente cobertos por lavas riolíticas. Os depósitos efusivos são representados principalmente por lavas vinculadas a corpos hipabissais, ocorrendo predominantemente como riolitos comendíticos, com rochas traquíticas ácidas subordinadas. A ocorrência de rochas básicas é representada por um volume pouco expressivo de lavas porfíricas e diques, classificados como basaltos

hawaiíticos e mugearíticos (Sommer *et al.*, 1999; Wildner *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005; Lima *et al.*, 2007).

Apresentam idades entre 550 e 570 Ma. Análises U-Pb SHRIMP em zircões extraídos de riolitos apresentaram idades de 573 ± 18 Ma (Chemale Jr., 2000) e 574 ± 19 Ma e 572 ± 6.5 Ma na Serra de Santa Bárbara (Janikian *et al.*, 2012) e 549 ± 5 (derrames riolíticos) e 553 ± 17 Ma (basaltos andesíticos) na região do Platô da Ramada (Sommer *et al.*, 2005). Idades de 553 ± 17 Ma para riolitos do Platô do Taquarembó (Janikian *et al.*, 2012) e 553 ± 5.4 Ma para andesitos basálticos (Almeida *et al.* 2012) também foram registradas (Paim *et al.*, 2014).

O Vulcanismo Rodeio Velho caracteriza-se como o último ciclo vulcânico da Bacia do Camaquã, vinculado ao Membro Rodeio velho da Formação Guaritas, com suas melhores exposições nas regiões de Lavras do Sul e Minas do Camaquã (Lima *et al.*, 2007). Almeida *et al.*, (2010) caracterizou sua química com uma afinidade moderadamente alcalina, apesar da dificuldade devido à intensa alteração hidrotermal da sequência vulcânica. Ocorrem na região de Lavras do Sul como depósitos efusivos subaéreos que ocorrem como basaltos bastante alterados, às vezes ricos em xenólitos de rochas sedimentares, acompanhados de lavas *pahoehoe* e tubos. Na região de Minas do Camaquã, ocorrem como intrusões máficas alteradas em arenitos da base da Formação Guaritas (Lima *et al.*, 2002).

Apresenta idades (U-Pb em zircões) de $547 \pm 6,3$ Ma (Almeida *et al.*, 2012) em basaltos alcalinos (Paim *et al.*, 2014), marcando um possível fim do Ciclo Brasileiro, onde se iniciaria a fase distensiva que acomodaria a sequência gondwânica (Lima *et al.*, 2007).

2.1.2. FORMAÇÃO HILÁRIO

Diversos autores caracterizaram a estratigrafia da Formação Hilário (Robertson, (1966), Ribeiro *et al.* (1966), Santos *et al.* (1966), Ribeiro & Fantinel (1978), Leites *et al.*, 1990), Paim *et al.* (2000)), sendo denominada de diferentes formas com o passar do tempo.

A primeira descrição dessa unidade foi feita por Robertson (1966), recebendo o nome de Andesito Hilário. O autor cita essa unidade como “...*A thick and widespread sequence of extrusive andesite overlies the Maricá Formation with angular unconformity. It consists mostly of flow and tuff breccias, but includes crystallithic tuffs, volcanic conglomerate, mud flows, graywacke and dykes and masses of mafic intrusive rock. Units more dacitic in composition occur near the middle and top of the sequence...*”, caracterizando os primeiros registros dessa formação, na região de Lavras do Sul. Ainda na mesma época, Ribeiro *et al.* (1966b) converte a unidade para Membro Hilário.

O trabalho de Ribeiro & Fantinel (1978), apresentando interpretações com um viés mais geotectônico, finalmente caracteriza a unidade como Formação Hilário, ressaltando a presença de vulcanitos e rochas clásticas de origem vulcanogênica, descritas na época como de lavas de composição andesítica, intercaladas em ruditos ricos em material vulcânico, além da presença de antigos cones vulcânicos complexos, constituídos de andesitos orogênicos e outras rochas pertencentes à suíte cálcico-alcálica.

Santos *et al.*, (1978), em sua interpretação, denomina a unidade como Formação Cerro dos Martins, caracterizando a região de Caçapava do Sul. O autor sugere o emprego dessa nomenclatura em substituição às formações Crespos (Membro Hilário) e Arroio dos Nobres (membros Mangueirão e Vargas), propostas por Ribeiro *et al.*, (1966). Ainda, Leites *et al.* (1990), denomina a unidade como Sequência Vulcano-sedimentar II.

Paim *et al.* (2000), em um trabalho que contempla a aloestratigrafia, baseada em descontinuidades, denominando a unidade como Aloformação Hilário. Nesse trabalho, o autor caracteriza a unidade como uma sucessão vulcano-sedimentar limitada por discordâncias angulares.

Nardi (1984), em sua tese, caracteriza a zona central do Complexo Granítico de Lavras, salientando a presença de rochas shoshoníticas no Escudo Sul-Rio-Grandense.

Lima (1985), através de trabalho envolvendo a caracterização geoquímica de lavas intermediárias e tufos de cristal associados na região de Volta Grande, comprovou um vulcanismo gerado em condições subaéreas, bem como a afinidade shoshonítica desse vulcanismo.

O vulcanismo Hilário é caracterizado por um volume expressivo de rochas vulcânicas e plutônicas, que se intercalam com conglomerados ricos em clastos vulcânicos e depósitos arenosos a pelíticos. As rochas vulcânicas são representadas por derrames ou pequenas intrusões básicas de olivina-basaltos porfiríticos, enquanto as rochas intermediárias são representadas por andesitos porfiríticos. A ocorrência de rochas plutônicas é evidenciada pela presença de monzonitos, quartzo-monzonitos e leucodioritos de origem cumulática. Liz *et al.* (2004, 2005, 2008) em seus trabalhos, detalha a ocorrência de rochas monzoníticas de afinidade shoshonítica na região de Lavras do Sul. São registrados, cortando toda a sequência vulcânica, diques de lamprófiros espessartíticos (Lima & Nardi, 1998). É caracterizada também a presença de depósitos vulcanoclásticos subaéreos, formados tanto em regime de queda quanto de fluxo, representadas por ignimbritos ricos em púmices e cristaloclastos (Lima *et al.*, 2007).

Quanto à química, são caracterizadas por um magmatismo shoshonítico, o que confere a estas rochas uma característica potássica, indicada pelos valores de K_2O maiores que os de (Na_2O-2) , o que permite classificá-las como traqui-basaltos e shoshonitos (Le Maitre, 2002). São rochas saturadas em sílica, que apresentam olivina, hiperstênio e diopsídio como minerais normativos. Essa afinidade shoshonítica também é evidenciada pelos baixos teores de TiO_2 , os conteúdos relativamente elevados de Sr, Ba, Rb, Al_2O_3 e razões K_2O/Na_2O próximas da unidade, além de um empobrecimento de Nb em relação aos elementos terras raras leves (Lima *et al.* 2007).

Dados isotópicos U-Pb e Ar-Ar de andesitos indicam idades entre 585 e 590 Ma (Janikian *et al.*, 2008). Idades U-Pb SHRIMP de zircões em andesitos variam entre 593 ± 6 Ma (Remus *et al.*, 1999) e $580 \pm 3,6$ Ma (Janikian *et al.*, 2012).

2.2. REGIÃO DO CERRO DO TUPANCI

Menegotto & Medeiros (1976) apresenta um trabalho onde descreve a geologia da região, onde deu ênfase à caracterização de rochas vulcânicas e hipabissais de composição ácida, no que denominou à época de Serra Tupanci. Em sua descrição, caracteriza a ocorrência de riolitos porfiríticos que ocorrem como um espigão alongado

de direção aproximada Norte-Sul, ainda citando a presença de dois grandes cerros, o Cerro Marçal e o Cerro dos Picados. Quanto à geologia da região, descreveu na época a presença de um embasamento de idade pré-Cambriana relacionado a Formação Cambaí, que segue com a presença de andesitos relacionados à Formação Crespos e lamprófiros. Os andesitos foram descritos como apresentando grandes fenocristais de plagioclásio em uma matriz escura microcristalina. Os lamprófiros foram caracterizados como rochas de cor verde muito escura a preto, com fenocristais de hornblenda e matriz microcristalina. O autor cita que esses lamprófiros poderiam fazer parte da Formação Crespos, por estarem associados aos andesitos. Por fim, descreve a ocorrência da Formação Rio Bonito, que envolve discordantemente as unidades anteriores, constituída por folhelhos, arenitos e siltitos. Ressalta a presença, a norte, das formações Palermo e Irati. Não correlaciona estratigraficamente ainda os riolitos, porém, quando apresenta idades de 443 ± 14 Ma, relaciona essas rochas ao fim do Cambriano ou início do Ordoviciano.

Roisenberg et al. (1986), em um estudo sobre o vulcanismo Proterozoico Superior-Eopaleozoico do Escudo Sul-Rio-Grandense, onde trata da ocorrência dessas rochas nas adjacências do Cerro dos Lopes, em Caçapava do Sul, e, do que denominou à época, da Serrinha Tupanci. Em relação à Serrinha Tupanci, o autor cita uma ocorrência restrita de depósitos sedimentares, em contraste ao vulcanismo de natureza intermediária. O vulcanismo ácido da região é citado, e já correlacionado ao Membro Acampamento Velho. O autor caracterizou as rochas vulcânicas presentes como traqui-andesitos potássicos e riolitos alcalinos.

Buckowski *et al.* (2011), realizou um trabalho que descreveu em detalhe a ocorrência de lamprófiros correlacionados à Formação Hilário na região. A autora, a partir da petrografia e litoquímica, descreveu a presença de diques de lamprófiros cortando rochas do Complexo Cambaí e Formação Hilário. Esses diques foram classificados como brechas-tufisíticas lamprófica, composta por fragmentos líticos de espessartitos e andesitos, e lamprófiros espessartíticos.

Leitzke *et al.* (2011, 2013) caracterizou as rochas vulcânicas ácidas correlacionadas à Formação Acampamento Velho, a partir do Cerro Tupanci, feição de

destaque que dá nome à região, além dos Cerros dos Picados e do Marçal, adjacentes a região principal de estudos. Em um trabalho de detalhe, que envolveu os estudos em petrografia e litoquímica, o autor descreveu as rochas em duas fácies distintas, caracterizando a ocorrência destas rochas em depósitos efusivos e piroclásticos. As rochas efusivas foram descritas como riolitos porfiríticos, com fenocristais de feldspato alcalino, imersos em matriz quartzo-feldspática equigranular fina a afanítica. Os depósitos piroclásticos são representados por ignimbritos lapilíticos, ricos em litoclastos, e ignimbritos tufáceos, marcados pela abundância de púmices desvitrificados.

3. METODOLOGIA

A metodologia consiste em todas as fases necessárias ao desenvolvimento do projeto. Para atingir os objetivos propostos foram utilizados métodos e materiais geralmente usados na execução de pesquisas geológicas, organizadas da seguinte forma hierárquica: a aquisição/compilação de dados, trabalho de campo, trabalhos de laboratório e integração final. Nos tópicos subsequentes são descritas as técnicas que compõem a metodologia.

3.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Essa primeira etapa do trabalho, pré-campo, envolveu a revisão e compilação bibliográfica, bem como técnicas de cartografia, a fim de reunir as informações necessárias para o estudo da área e do tema de trabalho.

3.1.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Caracterizada como a primeira etapa de trabalho do projeto, tem como objetivo a compilação dos dados publicados sobre o tema estudado, a fim de conhecer quais aspectos já foram abordados e quais as lacunas existentes na literatura sobre o assunto. Para essa revisão, foram utilizados livros, periódicos científicos, teses, dissertações, monografias, além de outras fontes adicionais quando necessário.

A partir dessa revisão, foi possível obter e comparar os dados previamente publicados acerca dos assuntos estudados neste trabalho. Desta forma foi possível se obter informações suficientes sobre o vulcanismo da Formação Hilário na região estudada, bem como suas outras ocorrências no Escudo Sul-Riograndense, a fim de concluir os objetivos propostos para este projeto. Esta etapa consistiu-se em uma das

mais importantes, visto que foi utilizada até o final dos trabalhos, servindo ainda de subsidio para os demais métodos utilizados.

3.1.2. CARTOGRAFIA DIGITAL

Etapa que teve como objetivo a geração de um banco de dados, a ser atualizado durante o projeto, além de um mapa dos pontos de coleta na região de estudo. Os dados topográficos foram obtidos através da folha Rio Vacacaí (SH22-Y-A-I-1), com escala 1:50.000, do Serviço Geográfico do Exército do Brasil, junto à mapoteca da Diretoria de Serviço Geográfico do Exército. A carta topográfica foi digitalizada e georreferenciada a partir do *software* ArcGIS 10.2.2, onde foram criados arquivos vetoriais sobrepostos, constituídos por pontos, linhas e polígonos, com diferentes valores de latitude, longitude e cota altimétrica. Foi dada ênfase na vetorização de elementos representativos como curvas de nível, pontos cotados, drenagem, estradas principais e secundárias, cidades e povoados.

O *software* Google Earth Pro foi utilizado para fins de análise da área de estudo, com a preparação de um foto mosaico, tanto para o auxílio da navegação em campo, como para a identificação de estruturas e possíveis contatos entre as litologias aflorantes da região.

3.2. TRABALHO DE CAMPO

As atividades de campo foram divididas em dois períodos, sendo a primeira realizada em outubro de 2014 (2 dias) e a segunda no final de abril de 2015 (4 dias). O reconhecimento da área foi de fundamental importância para a realização do projeto, visto que os principais aspectos abordados requerem além de amostragem, descrições de relações entre rochas aflorantes, análise das relações estratigráficas e faciológicas.

Com o objetivo de mapear os corpos estudados, foi realizado um perfil geológico, em conjunto com a descrição dos afloramentos, croquis e fotografias gerais, panorâmicas e de detalhe, procurando-se percorrer locais ainda não verificados em trabalhos de campo anteriores. Além disso, foi realizada a coleta de amostras das rochas da região para os trabalhos de petrografia e litoquímica, bem como amostras específicas visando análises isotópicas futuras, como a separação de zircão para datações radiométricas. Ao total foram mapeados cerca de 20 afloramentos, georreferenciados com um receptor GPS da marca Garmin, modelo 76, e plotados no sistema de coordenadas UTM na carta topográfica Rio Vacacaí.

As descrições de afloramento foram realizadas na caderneta de campo, bem como as descrições de amostras macroscópicas, realizadas com o auxílio de uma lupa de bolso com aumento de 10x. Foram coletadas cerca de 20 amostras. Os dados gerados nesta etapa (descrições, croquis, fotografias e medidas estruturais) foram anexados ao banco de dados do projeto, no *software* Microsoft Excel 2010.

3.3. PROCESSAMENTO EM LABORATÓRIO

Os trabalhos de laboratório, que consistem em uma fase pós-campo, foram necessários para a organização dos dados e amostras coletadas em campo, onde foram gerados a grande maioria dos dados apresentados neste trabalho. Utilizou-se como metodologia principal a petrografia, litoquímica, química mineral e Sistemas de Informações Geográficas (SIG), apresentadas a seguir.

3.3.1. CARACTERIZAÇÃO E DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Inicialmente, as amostras coletadas em campo foram laminadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e no Laboratório de Laminação Petrográfica da Universidade do Vale do Rio dos Sinos (Unisinos). As amostras passaram por um processo de corte no

formato de blocos retangulares de aproximadamente 1 cm de espessura. Esses blocos foram posteriormente colados em uma lâmina de vidro e desbastados com lixas de granulações diferentes (120, 220, 600, 1.200, 2.500 e 4.000 grana) e submetidos a processos redução a partir do aumento da granulação da lixa, composta de carbetto de silício (900 μm) e óxido de alumínio (9,5 μm). Após esse procedimento, o trabalho de polimento final foi feito em uma politriz, a uma frequência de 100 rotações por minuto (rpm), durante 5 minutos, com a utilização de um abrasivo a base de alumina (0,3 μm). O produto final desse procedimento é uma lâmina petrográfica, onde a rocha fica com uma espessura de 0,03, pronta para ser utilizada no microscópio de luz transmitida.

As análises petrográficas e a obtenção das fotomicrografias foram realizadas junto ao Departamento de Mineralogia e Petrologia (DEMIPE) e ao laboratório do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGQ) do Instituto de Geociências (IGEO) da UFRGS. Nesse processo, foram descritas cerca de 20 amostras macroscópicas e 14 lâminas delgadas.

As amostras macroscópicas foram descritas com o auxílio de uma lupa binocular da marca Carl Zeiss Jena com aumento variando de 10 à 100x, e fotografadas com uma máquina fotográfica digital da marca Nikon, modelo P610, e resolução máxima de 16 megapixels. Para as lâminas delgadas, foi utilizado um microscópio petrográfico binocular de luz transmitida da marca Meiji Techno, modelo ML9720, objetivas com 10x de aumento e três possibilidades de lentes de aumento (2,5x, 10x e 40x). As fotomicrografias foram adquiridas por uma câmera acoplada a um microscópio petrográfico de luz transmitida da marca Olympus e à um computador, junto ao CPGQ/UFRGS.

O objetivo das descrições petrográfica, tanto macro quanto microscópicas, foi a separação dos litotipos vulcânicos de acordo com suas principais características litológicas, minerais, estruturais e texturais. Esta identificação e descrições destas feições possibilitarão identificar os processos vulcânicos que geraram estas rochas, individualizar as fácies e construir uma hipótese sobre o estilo do vulcanismo.

3.3.2. LITOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E ETR

Nesta etapa são listados os materiais, equipamentos e técnicas utilizadas para a realização dos trabalhos de litogeoquímica nas amostras de rocha selecionadas de acordo com a necessidade do trabalho. Ao total, foram selecionadas 10 amostras adquiridas nas etapas de campo de 2014 e 2015 para a análise química. As amostras foram previamente fracionadas, para então serem enviadas a fração pó ao Acme Analytical Laboratories Ltda., localizado em Vancouver, no Canadá visando a identificação dos elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras (ETR). Procurou-se evitar amostras onde os processos de alteração pudessem ter removido elementos móveis, a fim de obter valores mais próximos da composição magmática original.

3.3.2.1. ANÁLISE POR ICP-AES

A técnica de Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-AES) foi utilizada para a quantificação de elementos maiores (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P), com limite de detecção de 0,01% e alguns elementos traço (Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr), com limite de detecção variando de 1 até 5 ppm.

Essa técnica consiste na medição da intensidade da luz emitida por átomos ou íons excitados, quando ocorre uma transição de seu elétron de valência para um estado de energia mais baixa (fundamental). Esta transição é acompanhada da emissão de um fóton de energia característica na faixa da luz visível ou ultra-violeta (espectro de emissão atômico, único para cada elemento).

A dificuldade de medir emissão atômica em chamas comuns é que a temperatura é baixa demais para excitar uma fração grande da maioria dos elementos. Praticamente apenas os metais alcalinos têm energias de excitação tão baixas que emitam luz em níveis detectáveis em temperaturas de chama comuns. Para atingir esta alta temperatura necessária, foram desenvolvidas as tochas de plasma de altíssima temperatura (~8000

K) acoplada indutivamente (ICP). Seu plasma é formado por elétrons e íons de argônio e é sustentado pelo movimento circular de íons e elétrons no campo magnético oscilante (radiofrequência de 27 ou 40 MHz), de uma bobina de indução (2 - 3 kW). A temperatura (de íons) no plasma atinge até 10.000 K, suficiente para excitar todos os tipos de átomos da amostra.

A tocha de plasma é alimentada por três fluxos distintos de argônio, em três cilindros concêntricos de quartzo. No mais interno é inserida a amostra através de um nebulizador (pneumático ou tangencial, com uma taxa controlada por uma pequena bomba peristáltica). No cilindro intermediário passa um segundo fluxo de argônio auxiliar, que é “semeado” com elétrons livres, interagindo com o campo magnético e adquirindo energia suficiente para a ionização inicial do gás. Os íons de argônio percorrem trajetórias circulares (helicoidais) em torno das linhas de força axiais do campo magnético induzido, impactando nos átomos de argônio e produzindo constantemente novos íons para repor os que se recombinaram com elétrons. O cilindro externo tem como função canalizar argônio para refrigeração e estabelecer um fluxo tangencial dentro da tocha, evitando que o plasma entre em contato direto com os cilindros de quartzo. O consumo de argônio é de aproximadamente 1 m³/h. A amostra passa pelo meio do plasma toroidal e a região de emissão máxima da amostra fica acima da região mais quente. A luz emitida é focalizada para um espectrômetro, onde as linhas de emissão são dispersas para diferentes posições angulares com auxílio de uma grade de altíssima resolução espectral. A detecção destas linhas é comparada as linhas de calibração e suas intensidades convertidas em concentrações (HINRICHS, 2009).

3.3.2.2. ANÁLISE POR ICP-MS

A técnica de Espectrometria de Massa por Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS) foi utilizada para a quantificação dos demais elementos traço e elementos terras raras, com limite de detecção de 0,005 a 2 ppm.

Essa técnica funciona por meio da ionização das substâncias pelo plasma indutivamente acoplado, onde os íons gerados atravessam um campo magnético que

curva suas trajetórias de modos diferentes, dependendo de suas massas. Esse campo faz a separação dos íons em um padrão chamado espectro de massa. A massa e a carga dos íons podem ser medidas por sua posição no espectro, possibilitando a identificação dos elementos e isótopos presentes na amostra.

Pode-se determinar, a partir dessa técnica, concentrações da ordem de grandeza 1 a 2 vezes menor em comparação ao ICP-AES. Essa técnica se torna vantajosa, pois é possível se fazer a medição da maioria dos elementos da tabela periódica com baixos limites de detecção e boa precisão, em um intervalo de tempo rápido (~2 minutos). Muitas vezes se torna desvantajosa pois a amostra é destruída no final do processo e o seu custo é relativamente elevado. Ainda, há um alto risco de contaminação da amostra durante o processo.

3.3.2.3. TRATAMENTO DE DADOS

Os dados litoquímicos de elementos maiores, traços e ETR foram obtidos através das análises de rocha total, sendo posteriormente organizados no banco de dados do projeto a partir do *software* Microsoft Excel 2010.

Para o processamento desses dados, foi utilizado o *software* Geochemical Data Toolkit (GCDKit), versão 3.0, onde foi possível visualizar as composições químicas das amostras em gráficos binários e diagramas de classificação. Os diagramas utilizados foram os de Le Bas *et al.* (1986), Winchester e Floyd (1977), Pearce (1996), Nakamura (1974), Sun e McDonough (1989), além dos diagramas binários de Harker e discriminantes de ambiente tectônico de Meschede (1986), Pearce e Norry (1979) e Pearce (1982).

As informações geradas nessa etapa serviram para a classificação geoquímica das rochas estudadas.

3.3.3 QUÍMICA MINERAL

Etapa que teve como objetivo a caracterização mineral das amostras de rochas vulcânicas andesíticas da região do Cerro Tupanci. Para tal, foram utilizadas duas lâminas, que foram analisadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências (IGEO) da UFRGS.

As amostras passaram por um processo de preparação pré-análise, que consistiu no polimento das lâminas em uma politriz com uma pasta a base de alumina 0,3 μ m e água. Após esse polimento, as lâminas foram enviadas ao Laboratório de Microsonda, onde houve um processo de limpeza e posterior metalização, sendo revestidas por uma camada de carbono, afim de tornar o material condutor.

Na microsonda eletrônica, objetivou-se a análise de plagioclásios, piroxênios e minerais opacos. Procurou-se analisar os minerais a modo de contemplar a maior área possível, com pontos efetuados nas bordas, intermédios e centros dos cristais. O equipamento utilizado foi uma microsonda CAMECA, modelo SXFive. Diferentes elementos foram analisados em cada tipo de mineral. Para os plagioclásios, foram analisados elementos como Na, Si, Mg, Al, K, Ca, Ti, Fe e Mn, enquanto para os piroxênios, foram analisados elementos como Na, Mg, Al, K, Ca, Ti, Cr, Fe e Mn. As condições analíticas utilizadas foram: Tensão (15 kV), Corrente (10nA), Diâmetro do feixe (10 μ m).

3.4. SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS

Um Sistemas de Informações Geográficas (SIG) é caracterizado como um sistema de hardware, software, informação espacial, procedimentos computacionais e recursos humanos que permite e facilita a análise, gestão ou representação do espaço e dos fenômenos que nele ocorrem. Segundo Fitz (2008), o SIG se constitui de um conjunto de programas computacionais, com o objetivo de integrar dados, equipamentos e pessoas, afim de coletar, armazenar, recuperar, manipular, visualizar e analisar dados

georreferenciados em um sistema de coordenadas conhecido. Neste sentido, foi gerado um banco de dados com as informações geológicas de todos os pontos checados e georreferenciados em campo, juntamente com os dados obtidos na bibliografia disponível na região, visando a plotagem no mapa digital no *software* Arcmap 10.2.2. A partir disso, foram gerados produtos como o mapa geológico da área estudada, mapa de pontos e localização, ambos na escala 1:50.000.

3.5. INTEGRAÇÃO FINAL

O desenvolvimento da caracterização do vulcanismo andesítico da região do Cerro Tupanci e a sua correlação com o vulcanismo Hilário no Rio Grande do Sul, foi realizado a partir da correlação entre características estratigráficas, petrológicas e geoquímicas. A integração final consiste na redação da monografia e a apresentação deste trabalho.

4. RESULTADOS

4.1. GEOLOGIA DA REGIÃO DO CERRO TUPANCI

A região do Cerro Tupanci apresenta um volume expressivo de rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas correlacionadas à Formação Acampamento Velho, bem como rochas efusivas e vulcanoclásticas, associadas à Formação Hilário, vinculadas à Bacia do Camaquã, na porção centro-oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense.

A geomorfologia local é expressa por uma feição de destaque, o Cerro Tupanci, que ocorre como um cerro alongado na direção N-S. As unidades da Bacia do Camaquã aflorantes na região são afetadas por falhas com orientação NE-SW, o que reflete no padrão de fraturamento das rochas locais, com maior ocorrência próximo ao Cerro Tupanci. Fazem contato com a cobertura sedimentar da Bacia do Paraná, o que pode ser evidenciado pela diferença marcante no padrão do relevo (Figura 3). A ocorrência das rochas do ESRG em meio à Bacia do Paraná, em conjunto com a diferença de padrão geomorfológico, pode ser interpretada como uma janela do embasamento.

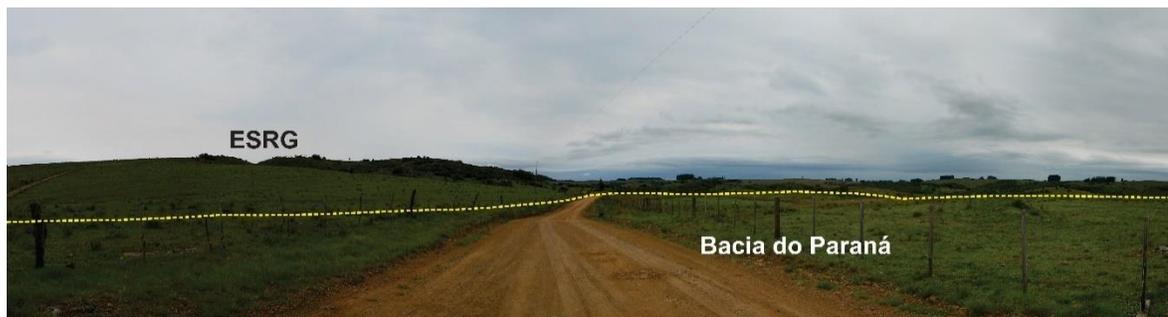


Figura 3 – Relação de contato entre as unidades do ESRG e a Bacia do Paraná. Se destaca a quebra de relevo, evidenciado pela diferença do padrão geomorfológico.

A geologia da região proposta para esse trabalho (Figura 4) é representada por unidades do ESRG, Bacia do Paraná e depósitos sedimentares quaternários sucessivamente, descrita nos trabalhos de Menegotto e Medeiros (1976), Leitzke *et al.* (2011, 2013) e Buckowski *et al.* (2011).

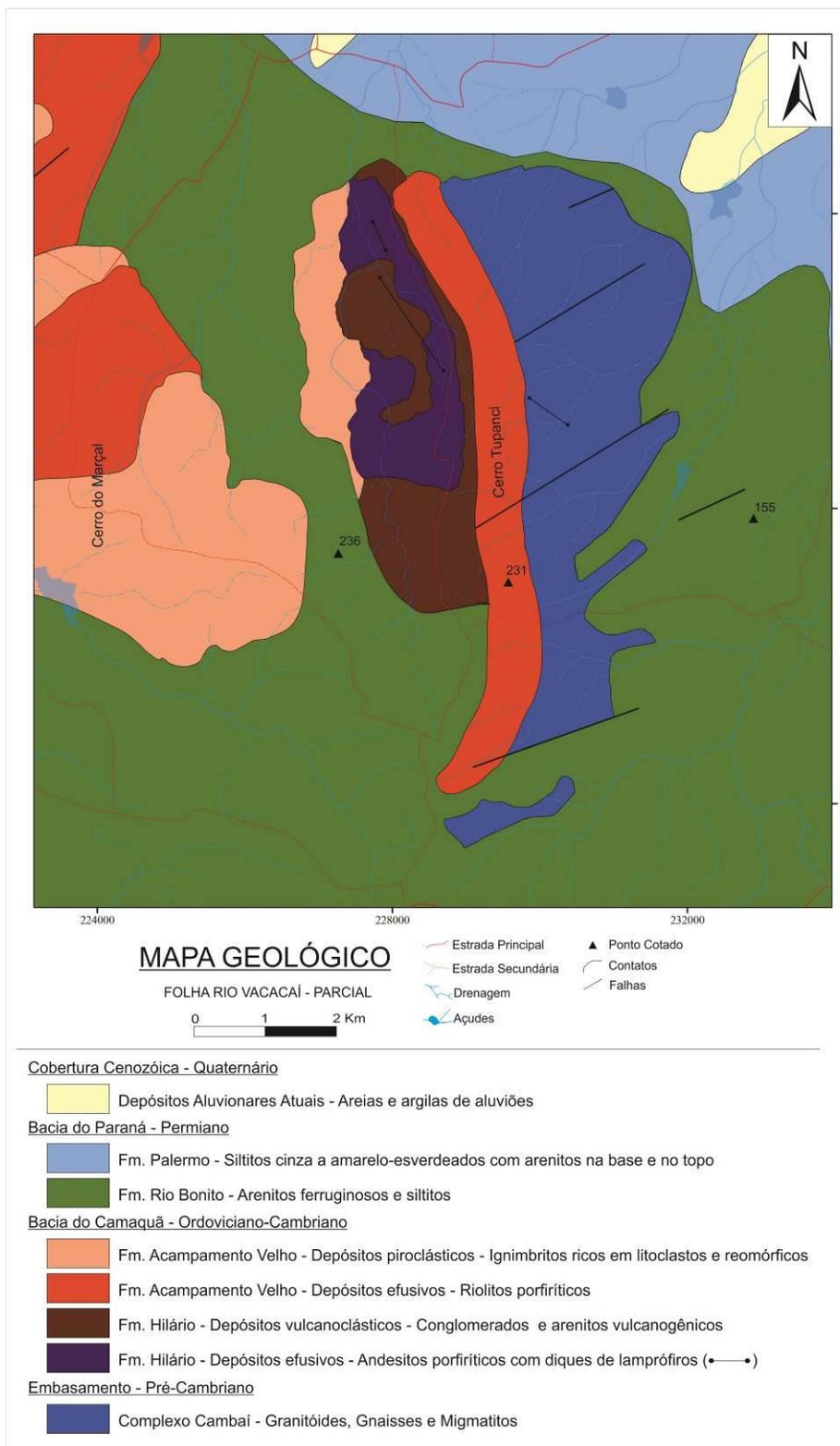


Figura 4 - Mapa geológico simplificado da região do Cerro Tupanci, apresentando a estratigrafia e principais unidades aflorantes. Modificado de Menegotto e Medeiros (1976) e Leitzke *et al.* (2013).

As unidades do ESRG são representadas por um embasamento pré-cambriano, relacionado ao Complexo Cambaí, caracterizado por granitóides, e rochas metamórficas, como rochas gnáissicas, aflorantes a leste da região. Depositadas sobre esse embasamento, encontram-se as unidades relativas à Bacia do Camaquã, sendo estas representadas pelas Formações Hilário e Acampamento Velho (Figura 5). As rochas andesíticas da Formação Hilário afloram predominantemente na forma de lajeados, matacões e blocos, apresentando-se geralmente moderadamente alterados e fraturados seguindo uma orientação preferencial NE-SW.



Figura 5 - Relação de contato entre as unidades aflorantes na região do Cerro Tupanci. A linha vermelha representa o contato entre as Formações Hilário e Acampamento Velho, apresentando, ainda, a cobertura da Bacia do Paraná ao fundo.

A ocorrência de lamprófiros correlacionados à Formação Hilário foi descrita no trabalho de Buckowski *et al.* (2011), citados como diques com características texturais e composicionais distintas. São representados por um corpo principal de espessuras métricas, classificada como brecha-tufisítica lamprofírica (Figura 6), que é intrusiva nas rochas andesíticas. O outro corpo é caracterizado como dique de lamprófiro espessartítico, sendo intrusivo nos granitóides do Complexo Cambaí.

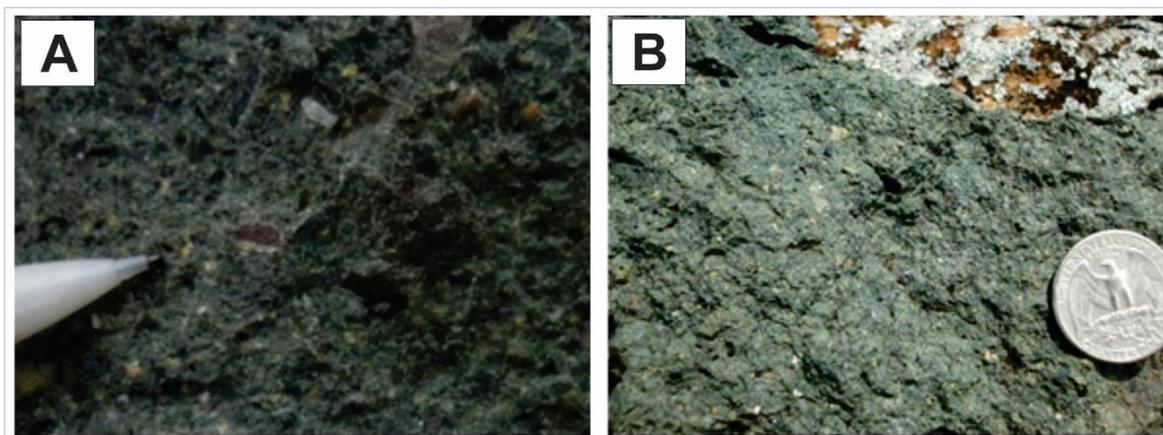


Figura 6 - Ocorrências de lamprófiros correlacionados à Fm. Hilário na região: A e B) brecha-tufisítica lamprofírica. Retirado de Buckowski *et al.* (2011).

As rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho constituem-se como a ocorrência de maior expressão na região. Detalhadas nos trabalhos de Leitzke *et al.* (2011, 2013), correspondem um episódio vulcânico ácido posterior, e ocorrem em contato com as vulcânicas da Fm. Hilário, tanto a leste quanto a oeste. A leste se apresentam como um cerro alongado na direção N-S, interpretado como uma intrusão sub-vulcânica. São representados por uma fácies efusiva, caracterizada por riolitos porfiríticos (Figura 7A e Figura 7B), com fenocristais euédricos a subédricos de feldspato alcalino, quartzo e restos de minerais máficos alterados para clorita, envoltos por matriz quartzo-feldspática equigranular fina a afanítica. Em algumas porções, apresenta forte foliação de fluxo, microbrechas e textura esferulítica resultante de desvitrificação em alta temperatura. A oeste são caracterizados por uma fácies piroclástica, representada por ignimbritos lapilíticos (Figura 7C), ricos em litoclastos, com alguns púmices desvitrificados e pouco estirados, e pequenos cristaloclastos de feldspato alcalino e quartzo, e ignimbritos tufáceos (Figura 7D), com abundância de púmices desvitrificados, apresentando textura eutaxítica destacada, cristaloclastos e raros litoclastos.

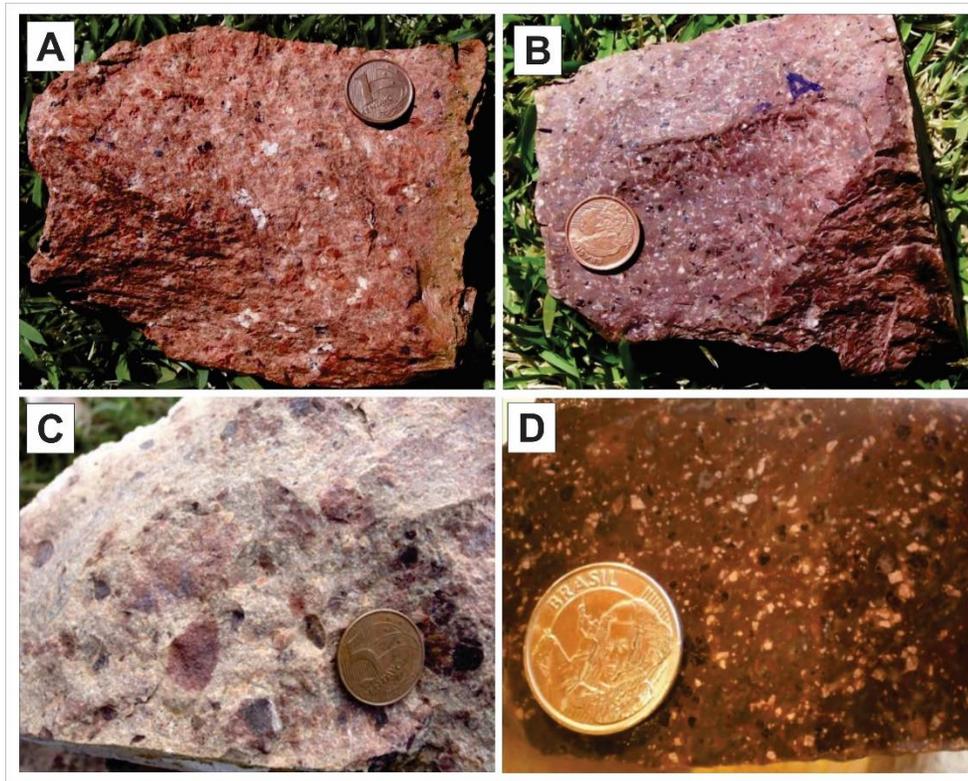


Figura 7 - Ocorrência das vulcânicas ácidas correlacionadas à Fm. Acampamento Velho na região: A e B) Riolitos porfíricos referentes à fácies efusiva; C) Ignimbrito lapilítico, referente à fácies piroclásticas; D) Ignimbrito tufáceo, referente à fácies piroclásticas. Retirado de Leitzke *et al.* (2011).

A Bacia do Paraná é representada por depósitos sedimentares permianos, com unidades relacionadas às Formações Rio Bonito e Palermo. A Formação Rio Bonito é caracterizada por arenitos ferruginosos e siltitos. A Formação Palermo ocorre à norte da região, em menor expressão, sendo caracterizada por siltitos cinza a amarelo-esverdeados, com arenitos na base e no topo.

A cobertura sedimentar do quaternário é representada por depósitos aluvionares atuais, caracterizados por areias e argilas de aluviões.

4.2. FACIOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS ANDESÍTICAS DO CERRO TUPANCI

A partir das observações de campo e laboratório, foi possível identificar duas formas de ocorrência para as rochas intermediárias na região do Cerro Tupanci: depósitos efusivos, representados por andesitos porfiríticos, e depósitos vulcanoclásticos, representados por conglomerados vulcanogênicos de composição andesítica.

4.2.1. Fácies efusiva – Andesitos porfiríticos:

As rochas da fácies efusiva afloram em campo como blocos, matacões e lajeados de pequena expressão (Figura 8), distribuídos por toda área.

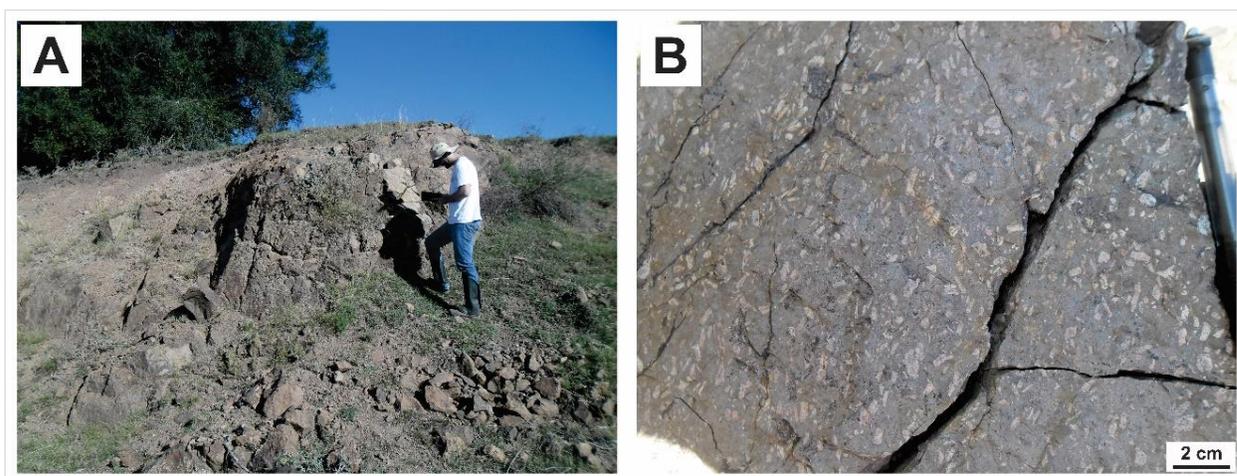


Figura 8 - Aspectos gerais de campo das rochas andesíticas da região do Cerro Tupanci: A) afloramento; B) andesito porfirítico.

Macroscopicamente (Figura 9), apresentam coloração cinza-escuro a avermelhado, devido à forte alteração. São caracterizadas por textura porfirítica, caracterizada por fenocristais euédricos de plagioclásio (em torno de 30%), imersos em uma matriz afanítica. A textura traquítica incipiente é observada em alguns pontos. Em algumas amostras ocorre a presença de minerais opacos.

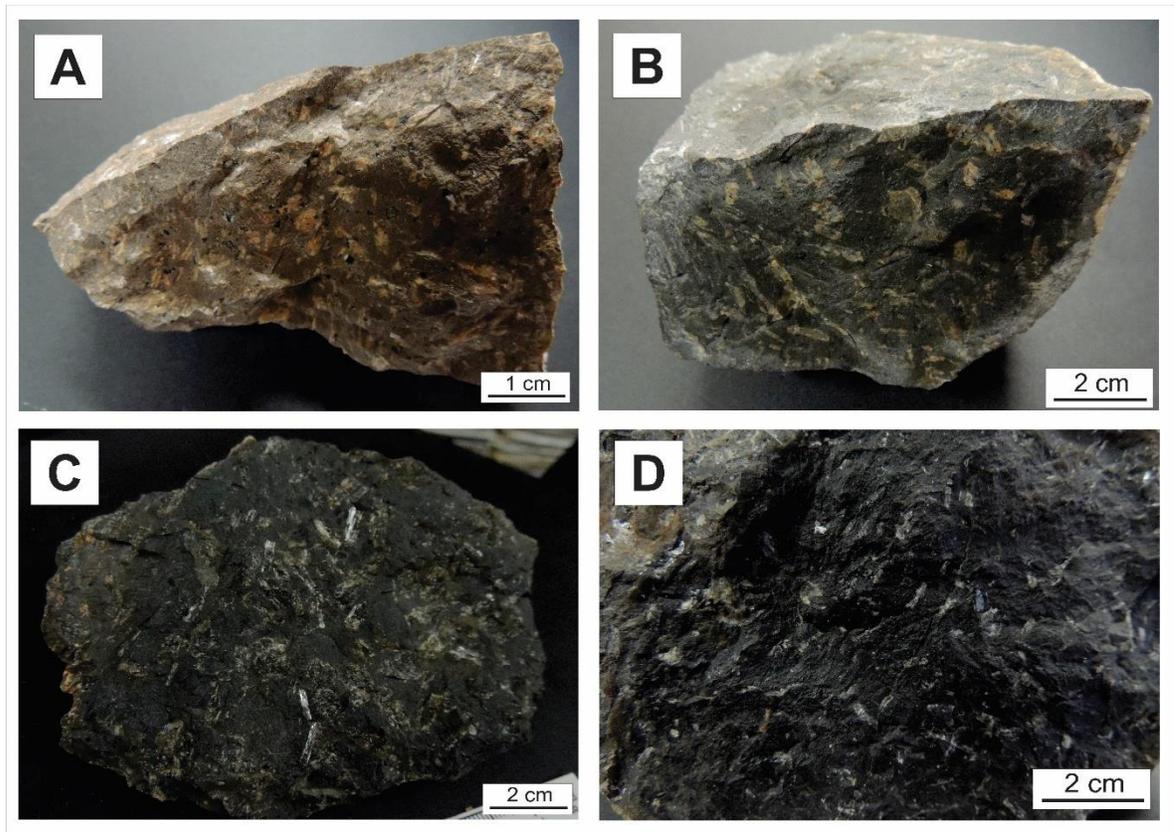


Figura 9 - Feições macroscópicas mostrando: A) Andesito porfirítico com presença de minerais opacos; B, C e D) Andesitos porfiríticos com fenocristais de plagioclásio euédricos, em matriz afanítica.

Microscopicamente (Figura 10), se caracterizam por serem hipocristalinas, apresentando textura porfirítica a glomeroporfirítica (Figura 11A) representada por fenocristais de plagioclásio (20-30%) e raros (<5%) fenocristais de augita, imersos em uma matriz afanítica microcristalina composta basicamente por plagioclásio. A textura traquítica é incipiente (Figura 11B), ocorrendo em algumas amostras, evidenciada tanto pela orientação dos fenocristais como dos minerais da matriz. Como minerais acessórios, apresenta zircão e apatita. Apresentam uma forte alteração, presente em praticamente todas as amostras, evidenciada pela presença de minerais de alteração como clorita, carbonatos e mica branca. Minerais opacos ocorrem disseminados em toda a matriz como grãos anédricos a subédricos, por vezes ocorrendo de maneira inclusa nos fenocristais de plagioclásio, representando <5% do total. É possível observar em parte

das amostras um grau moderado de fraturamento, evidenciado pela quebra das fases minerais e da matriz.

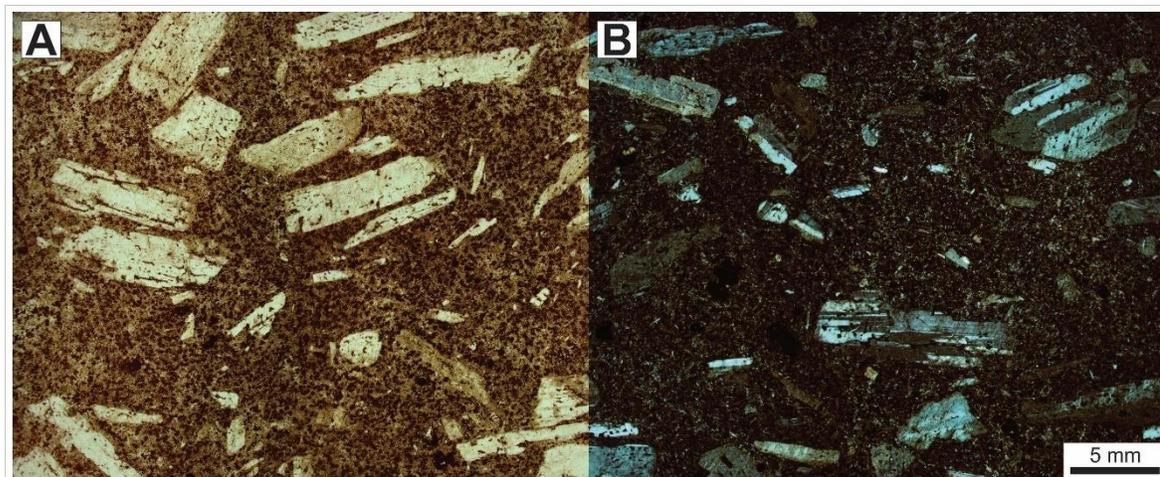


Figura 10 - Fotomicrografia com as feições gerais dos andesitos da região do Cerro Tupanci, mostrando a textura porfírica, com fenocristais de plagioclásio e textura traquítica incipiente. A) Luz natural; B) Luz polarizada.

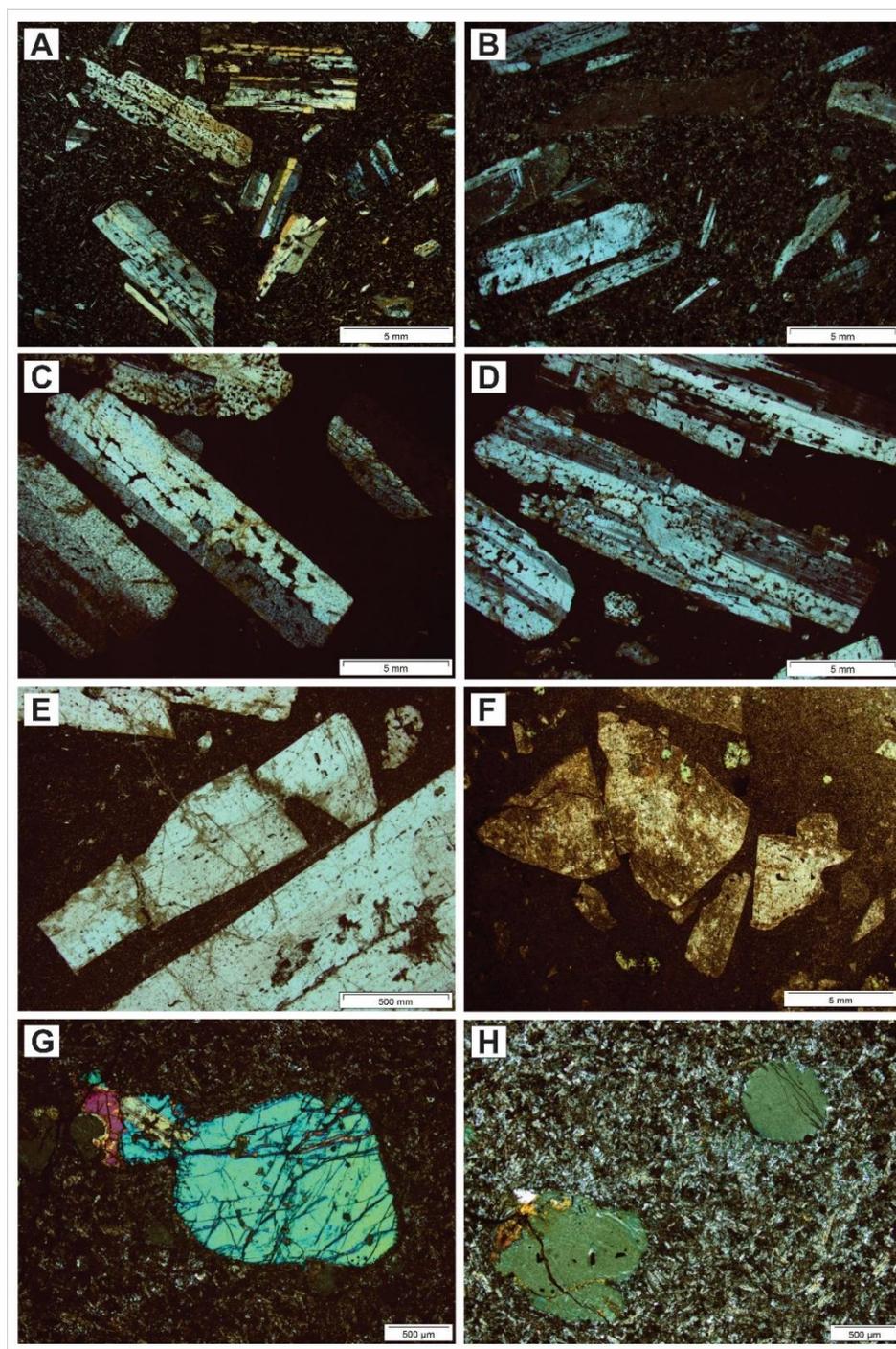


Figura 11 - Micrografias evidenciando: A) Detalhe a LP da textura glomeroporfirítica; B) Textura traquítica incipiente, marcada pela orientação dos fenocristais a LP; C) Detalhe dos fenocristais euédricos a LP; D) Feições de corrosão nos cristais de plagioclásio a LP; E) Detalhe a LN de um cristal de plagioclásio fraturado; F) Fenocristais de plagioclásio com feições de alteração acentuados, como cloritização e argilização; G) Fenocristal de augita com macla polissintética, apresentando fraturamento, a LP; H) Feições de alteração, com fenocristal de augita substituído por clorita a LP.

Os fenocristais de plagioclásio são euédricos (Figura 11C), com hábito prismático, geralmente ripidiformes, com diâmetro variando de desde 0,2 até 2,0 cm, apresentando macla polissintética. À luz natural, normalmente apresentam coloração avermelha, devido à oxidação. É comum à maioria dos cristais feições de reabsorção como corrosão (Figura 11D), além processos de alteração responsáveis por argilização, cloritização e carbonatação (Figura 11F), presentes tanto nas bordas como no interior dos grãos. Se observa um grau moderado de fraturamento dos grãos (Figura 11E), contribuindo para os processos de alteração e oxidação, além de preenchimento por material silicático pós-magmático. A partir de dados de litoquímica mineral, foi possível caracterizar o tipo de plagioclásio. No diagrama dos feldspatos (Figura 12), observa-se que os plagioclásios são classificados como labradorita, com teor de anortita variando entre 60 a 70 (An 60-70), podendo ocorrer como bytownita (An > 70).

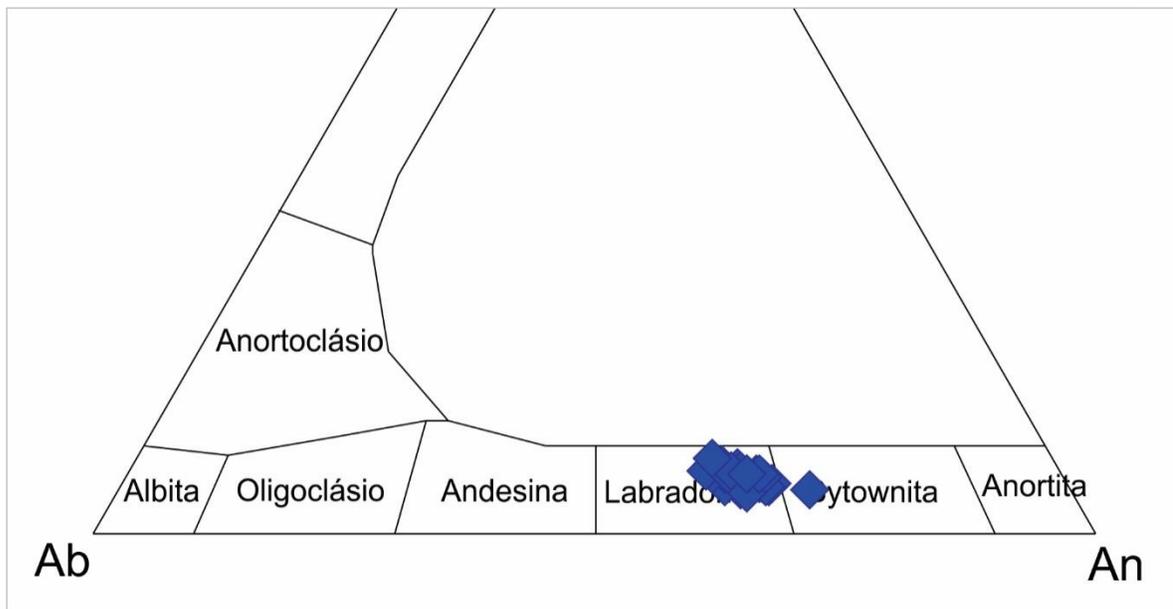


Figura 12 - Diagrama de classificação dos feldspatos, onde os pontos analisados ocupam o campo da labradorita, como uma ocorrência no campo da bytownita.

Os fenocristais de augita (Figura 11G) apresentam formas subédricas a anédricas, com diâmetro de até 0,2 cm. Ocorrem com maior frequência restrito à matriz, em pequenas proporções. É possível observar o fraturamento moderado nos grãos. É comum a alteração para clorita, sendo possível observar raros cristais euédricos

totalmente pseudomorfisados (Figura 11H). Na análise de litoquímica mineral, a partir do diagrama de classificação dos piroxênios (Figura 13), pode-se verificar que todos os pontos amostrados ocupam o campo da augita na sua totalidade, com composição (Wo_{37-44} , En_{45-52} , Fs_{8-17}).

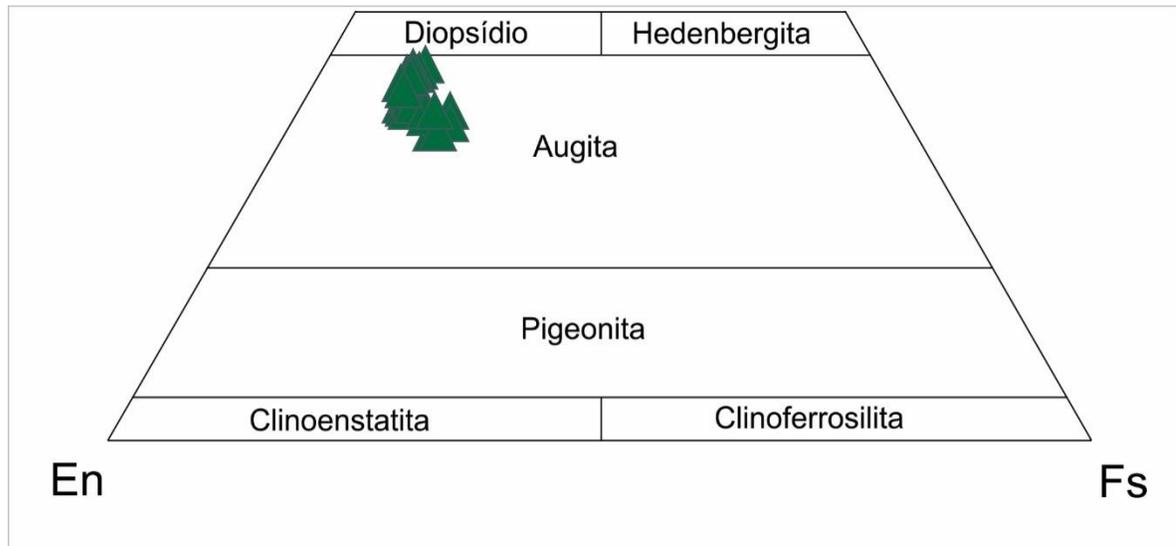


Figura 13 - Diagrama de classificação dos piroxênios, onde os pontos analisados ocupam o campo da augita na sua totalidade.

O zircão, em conjunto com a apatita, correspondem a menos de 1% do total das amostras, ocorrendo como minerais acessórios, apresentando formas subédricas, com diâmetro de até 0,1 mm, geralmente incluso em outras fases minerais.

Os minerais opacos ocorrem com formas anédricas a subédricas, raramente euédricos, com diâmetro variando de 0,1 a 1,0 mm. Ocorrem comumente disseminados na matriz (Figura 14A), por vezes inclusos nos fenocristais de plagioclásio (Figura 14B) e preenchendo fraturas, relativos a processos pós-magmáticos. A partir da análise da química mineral, pôde-se classificar os opacos como Ti-magnetita.

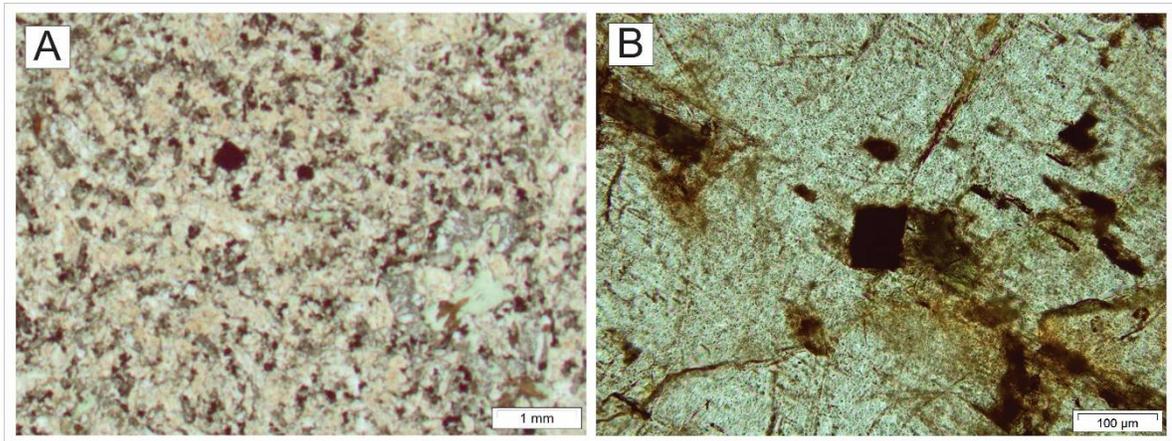


Figura 14 - Micrografias dos minerais opacos a LN: A) Disseminados na matriz; B) Incluso em plagioclásio.

A matriz representa aproximadamente 65% do total, sendo composta predominantemente por plagioclásio microcristalino, ripidiforme quando visível (Figura 15A), podendo ocorrer de forma vítrea (Figura 15B), por vezes apresentando textura traquítica incipiente. Comumente apresenta minerais opacos disseminados, além de augita em pequenas proporções. Geralmente apresenta forte alteração, evidenciada por oxidação, argilização e cloritização.

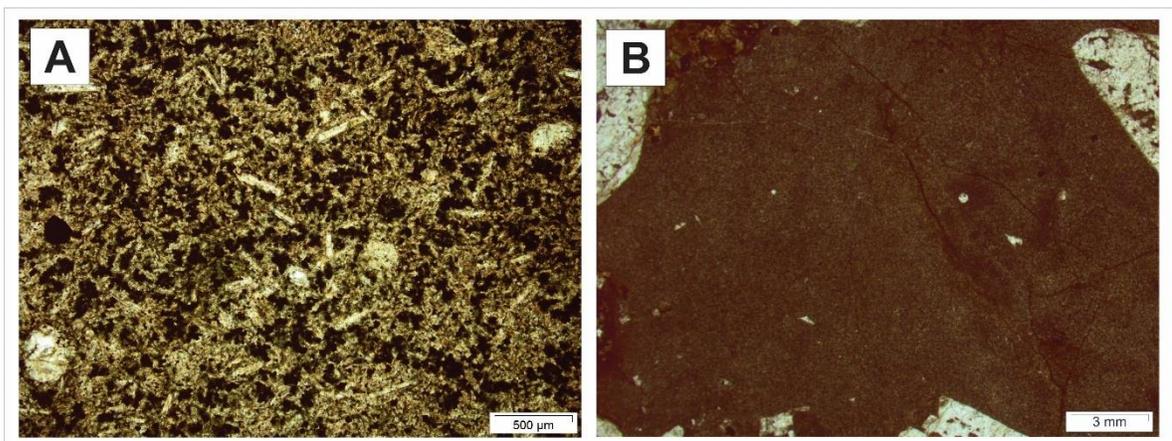


Figura 15 - Micrografias da matriz: A) Detalhes a LP, mostrando plagioclásios ripidiformes e opacos; B) Detalhe a LN, mostrando aspecto vítreo.

A porcentagem mineralógica foi obtida através de estimativa visual. Com isso, a matriz corresponde a aproximadamente 65%, enquanto os fenocristais à aproximadamente 30%, com os minerais essenciais correspondendo a aproximadamente 95% de plagioclásio. A partir do diagrama QAPF (Streckeisen, 1978) e das recomendações da IUGS (Le Maitre, 2002), baseada na composição mineralógica dos fenocristais de minerais essenciais, tais rochas podem ser classificadas como fenoandesitos. A augita, minerais opacos e acessórios, por apresentarem porcentagem não representativa para fins de classificação, não foram utilizadas para nomear a rocha.

4.2.2. Fácies vulcanoclástica:

As rochas da fácies vulcanoclástica afloram em campo como lajeados de dimensões métricas, além de blocos e matacões de pequena expressão, distribuídos em toda área de ocorrência variando desde autobrechadas até conglomerados de composição andesítica. Destaca-se, ainda, a ocorrência de interação entre lava e sedimentos, com geração de peperitos.

As rochas autobrechadas (Figura 16) apresentam textura particulada, caracterizadas por fragmentos (aproximadamente 20%) subangulosos a subarredondados (Figura 17A e Figura 17B), com diâmetro variando de 0,2 a 5,0 mm. Os fragmentos são caracterizados por andesitos porfiríticos com fenocristais de plagioclásio e augita, envoltos por matriz afanítica. A matriz dos fragmentos é caracterizada pelo mesmo material dos fragmentos, porém com textura mais fina, evidenciando um resfriamento mais rápido. Possui coloração avermelhada, devido à alteração e oxidação. Uma textura de fluxo magmático incipiente é observada, evidenciada pela orientação dos cristais da matriz feldspático.

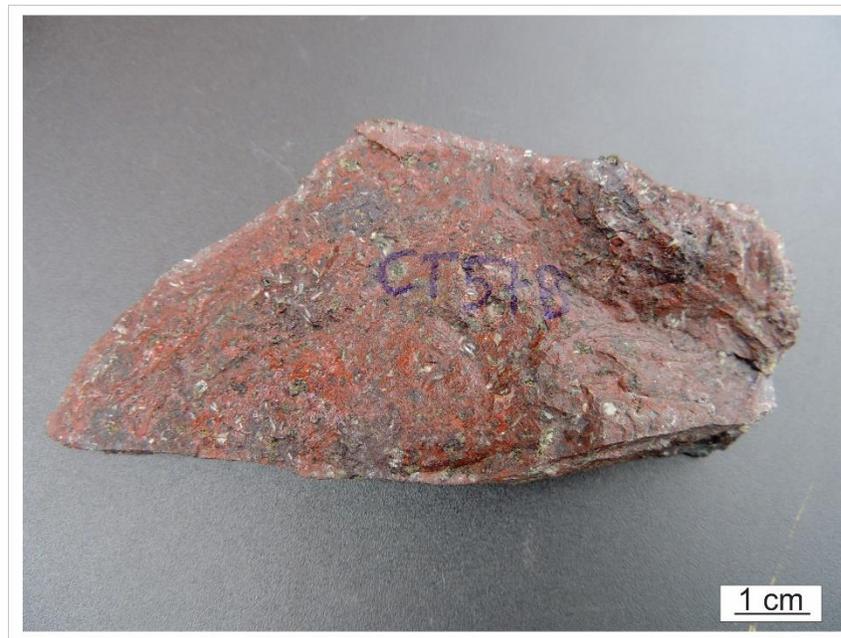


Figura 16 - Feições macroscópicas das rochas autobrechadas.

Os fenocristais de plagioclásio (Figura 17C) são euédricos a subédricos, com hábito prismático, ripidiformes, com diâmetro variando de desde 0,2 até 5,0 mm. É comum nos cristais feições de corrosão, além de alteração responsáveis por argilização, presentes nos grãos como um todo. Se observa um grau moderado de fraturamento e cominuição dos grãos.

Os fenocristais de augita (Figura 17D) apresentam formas subédricas a anédricas, com diâmetro de até 5,0 mm, com macla polissintética. Apresentam feições de corrosão, tanto nas bordas como no interior, além de processos de cloritização. Um grau elevado de fraturamento e cominuição é observado.

A matriz entre os fragmentos representa em torno de 80% do total, sendo composto predominantemente por plagioclásio microcristalino, ripidiforme, apresentando textura de fluxo (Figura 17E e Figura 17F). Apresenta forte alteração, evidenciada por forte oxidação.

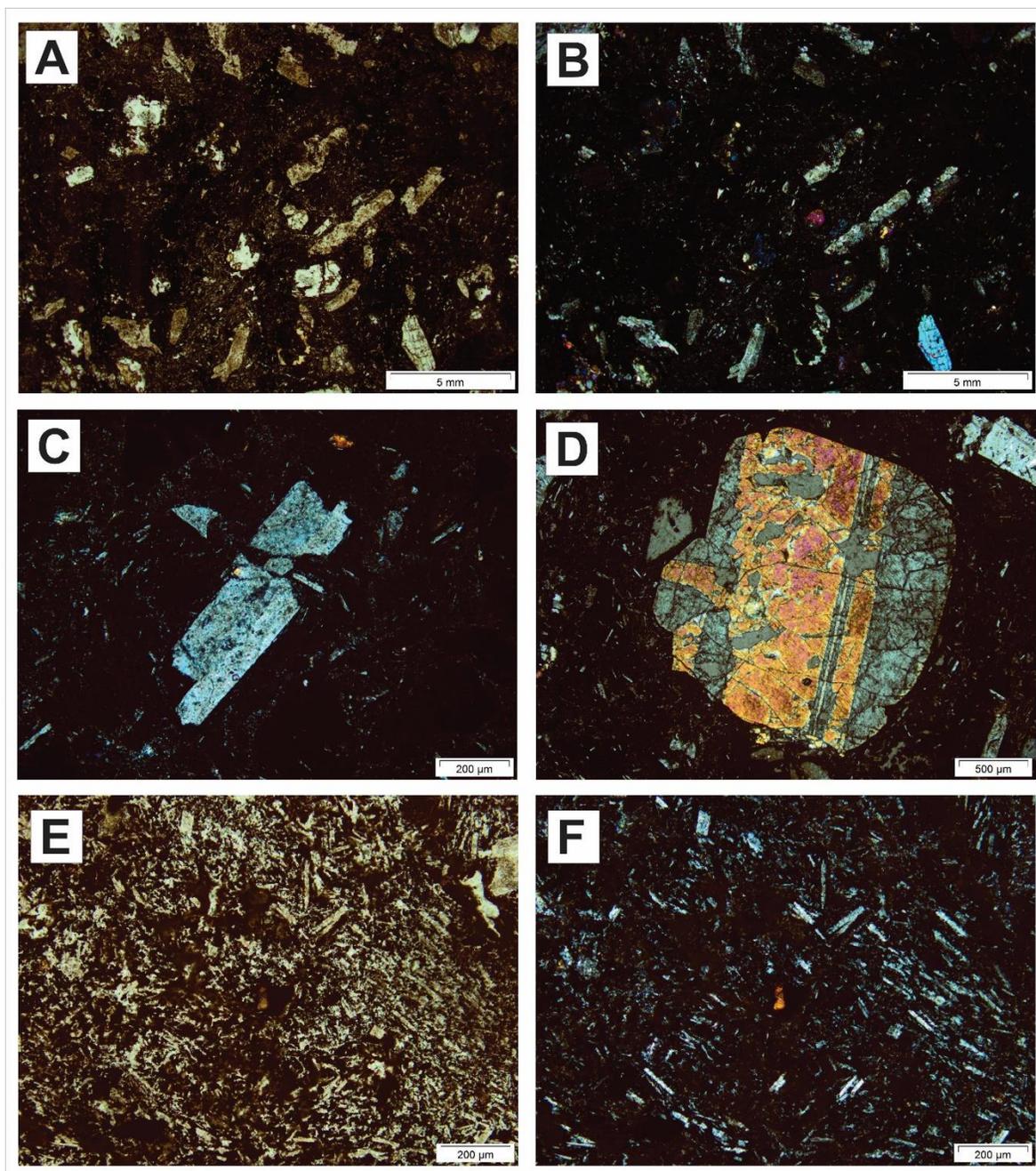


Figura 17 - Micrografias das rochas autobrechadas: A) Feições gerais a LN; B) Feições gerais a LP; C) Fenocristal de plagioclásio ripidiformes a LP, apresentando fraturamento; D) Fenocristal a LP de augita subédrico, apresentando fraturamento; E) Detalhe a LN da matriz; F) Detalhe a LP da matriz, com plagioclásios ripidiformes e textura de fluxo.

As rochas conglomeráticas de origem vulcanogênica apresentam coloração marrom-avermelhada, mal-selecionadas e imaturas. São monomíticas, caracterizadas por clastos angulosos de até 10-20 cm, suportados por um cimento arenítico grosso de composição andesítica. Podem variar desde arenitos grossos conglomeráticos a conglomerados (Figura 18).

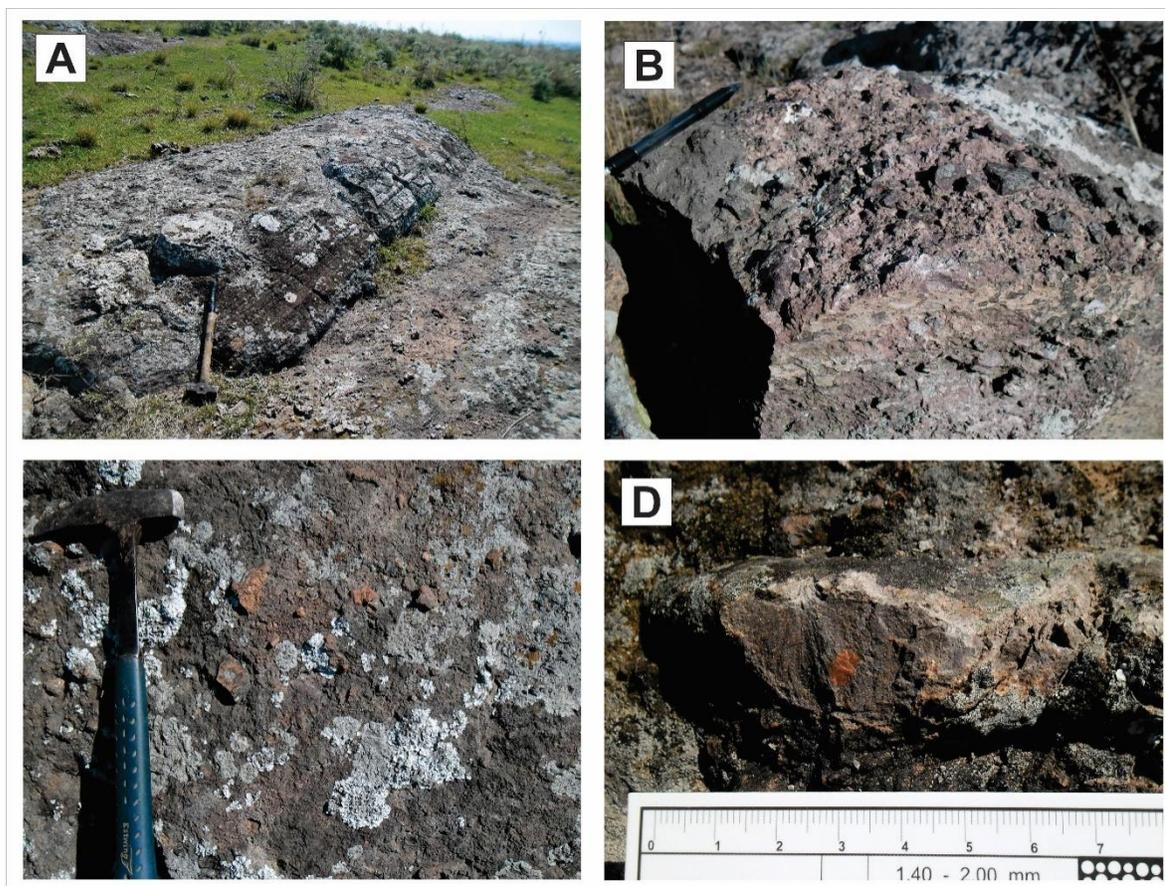


Figura 18 - Feições das rochas conglomeráticas vulcanogênicas: A) Afloramento em lajeado, com arenito conglomerático (25/285); B e C) Rocha conglomerática com clastos angulosos de andesito; D) Detalhe de clasto andesítico.

4.3 LITOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS ANDESÍTICAS DA REGIÃO DO CERRO TUPANCI

Para as interpretações de litoquímica das rochas vulcânicas andesíticas da região do Cerro Tupanci, foram selecionadas 10 amostras e analisados os elementos maiores, traços e terras raras (ETR). Os dados foram expressos a partir da porcentagem em peso dos óxidos para os elementos maiores e em ppm para os elementos traços e ETR, e são apresentados nas Tabelas 1 e 2.

Para efeito de correlação, foram utilizados dados referentes às rochas de afinidade shoshonítica da Associação Shoshonítica Lavras do Sul (ASLS) da Formação Hilário, a partir do trabalho de Lima *et al.* (1998).

Tabela 1 - Resultados de litoquímica das amostras andesíticas da região do Cerro Tupanci, apresentando os elementos maiores.

AMOSTRA	Majores (%)									
	CT 14A	CT 29	CT 09A	CT 09B	CT 09E	CT 107A	CT 111A	CT 16A	CT 81B	TP 02B
SiO ₂	57,54	57,26	55,29	55,46	54,91	55,18	56,94	54,70	55,14	56,28
Al ₂ O ₃	18,05	17,16	18,53	18,26	18,41	19,00	17,84	19,34	18,91	18,85
Fe ₂ O ₃ (T)	5,47	6,77	6,12	6,28	6,23	8,00	7,25	6,29	6,47	5,47
MnO	0,08	0,09	0,09	0,09	0,10	0,12	0,10	0,08	0,10	0,07
MgO	2,09	1,66	3,16	3,21	3,21	1,32	2,00	2,00	1,81	1,82
CaO	5,05	5,22	5,24	5,36	5,27	4,38	4,28	5,85	5,58	3,04
Na ₂ O	4,16	3,09	4,01	3,88	3,75	3,74	4,49	3,52	4,05	4,01
K ₂ O	3,23	3,78	3,46	3,40	3,96	4,44	2,70	4,57	4,09	6,34
TiO ₂	0,97	1,09	1,10	1,10	1,18	1,16	1,08	1,19	1,18	1,20
P ₂ O ₅	0,43	0,45	0,50	0,53	0,52	0,60	0,44	0,57	0,59	0,55
LOI	2,19	1,66	2,00	2,00	2,00	1,60	2,50	1,40	1,60	1,90
Total	99,26	98,23	99,54	99,54	99,53	99,56	99,59	99,52	99,54	99,54

Tabela 2 - Resultados de litoquímica das amostras andesíticas da região do Cerro Tupanci, apresentando os elementos traços e ETR.

Traços e ETR (ppm)											
AMOSTRA	CT 14A	CT 29	CT 39A	CT 09A	CT 09B	CT 09E	CT 107A	CT 111A	CT 16A	CT 81B	TP 02B
Ga	26,00	26,00	20,00	23,40	20,50	20,30	21,80	21,80	21,50	21,10	16,10
Rb	92,00	108,00	70,00	92,70	81,90	100,40	107,40	59,90	110,70	115,90	231,00
Sr	1055	1070	539	997	995	1031	905	967	1043	1019	635
Y	20,00	28,00	50,00	18,10	19,60	19,60	23,30	21,20	24,20	25,00	23,70
Zr	193,00	290,00	295,00	261,40	266,10	294,70	282,60	233,50	404,90	298,90	365,20
Nb	12,00	16,00	14,00	15,60	16,60	16,60	16,30	12,20	17,60	16,80	17,40
Ba	1591	2000	784	1505	1656	1602	1739	1397	1730	1733	2003
La	57,20	-	53,20	62,20	61,10	62,50	61,40	56,40	66,10	66,90	66,00
Ce	111,00	-	107,00	108,80	114,80	113,90	118,20	102,70	129,00	129,20	117,60
Pr	12,70	-	12,70	12,63	13,14	13,55	14,79	12,94	15,39	15,29	14,29
Nd	47,60	-	42,70	47,40	50,60	52,60	56,60	52,40	58,20	59,10	52,50
Sm	8,40	-	9,40	8,18	8,80	8,52	9,93	9,15	10,61	10,52	9,02
Eu	2,38	-	2,41	2,08	2,14	2,20	2,52	2,11	2,57	2,62	2,38
Gd	6,40	-	8,80	6,10	6,34	6,68	8,04	6,86	8,18	8,28	7,29
Tb	0,90	-	1,50	0,75	0,76	0,81	0,98	0,84	1,01	1,07	0,89
Dy	3,80	-	8,80	3,60	3,76	4,11	5,19	4,01	5,05	5,49	4,67
Ho	0,70	-	1,80	0,63	0,69	0,66	0,85	0,76	0,84	0,87	0,74
Er	1,80	-	5,00	1,75	1,77	1,78	2,26	2,03	2,27	2,22	1,97
Tm	0,27	-	0,77	0,22	0,26	0,27	0,31	0,28	0,33	0,33	0,28
Yb	1,70	-	4,80	1,40	1,66	1,61	2,03	1,86	2,07	2,01	1,60
Lu	0,22	-	0,68	0,23	0,24	0,26	0,29	0,28	0,30	0,29	0,26
Hf	5,40	-	7,80	6,40	6,50	7,50	6,80	5,90	9,60	7,90	8,80
Ta	0,70	-	1,00	0,80	0,90	1,10	0,90	0,60	0,90	1,00	0,90
Th	12,80	-	5,10	15,20	14,30	14,70	13,50	13,50	13,60	13,40	14,60
U	4,50	-	1,20	4,70	4,30	4,30	4,20	4,80	3,50	3,80	4,50

O diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) faz a relação entre o total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) e a sílica (SiO_2), constituindo-se como uma boa base para a classificação de rochas magmáticas. Nesse caso utilizou-se o diagrama TAS para rochas vulcânicas, onde as amostras estudadas ocupam o campo dos traqui-andesitos na sua totalidade (Figura 19). Quando comparadas, as amostras da ASLS se comportam da mesma forma, ocupando o campo das rochas traqui-andesíticas. As rochas ocupam o *trend* das séries

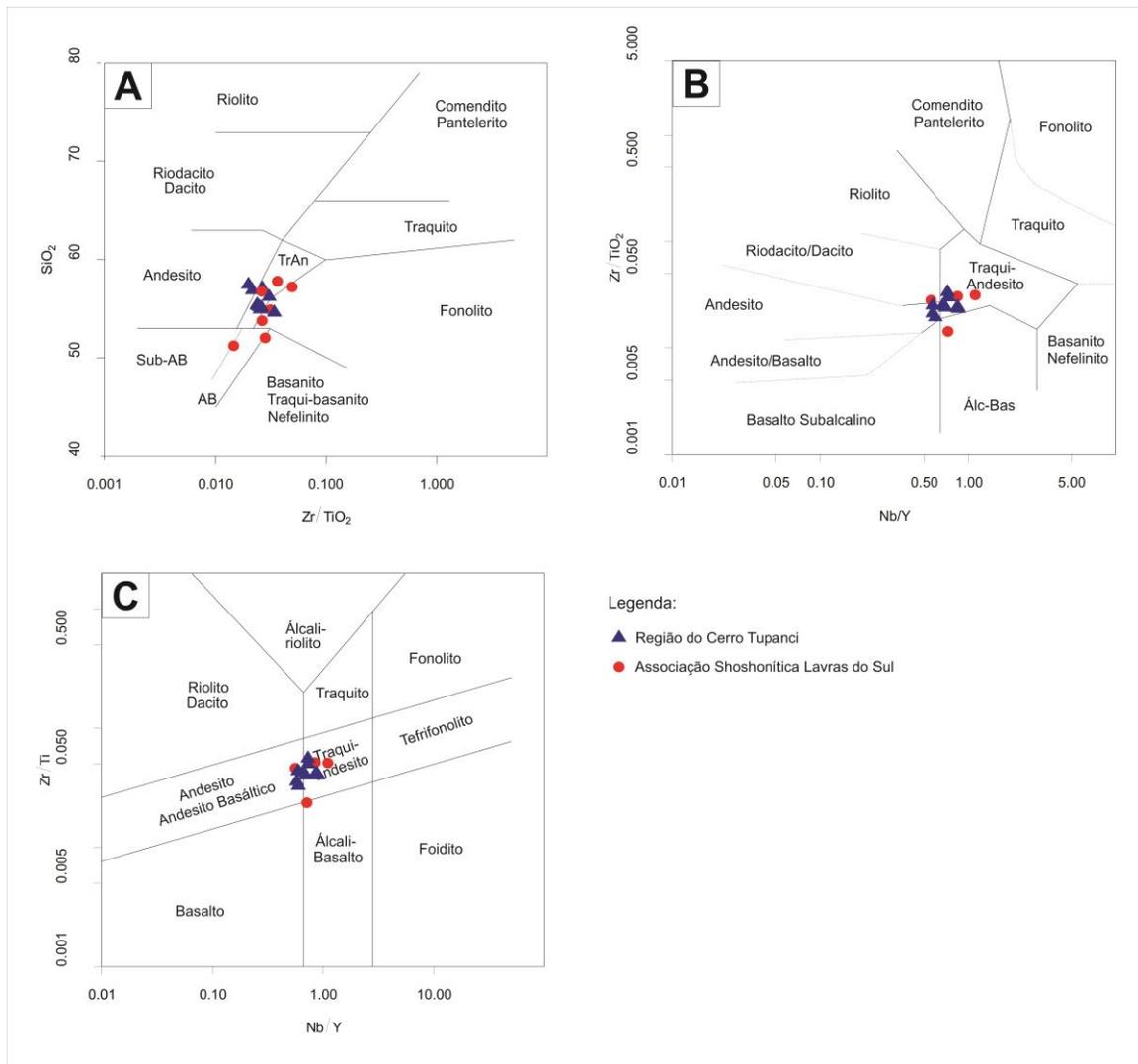


Figura 20 - Diagramas de classificação: A) Diagrama Zr/TiO_2 vs. SiO_2 de Winchester & Floyd (1977); B) Diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO_2 de Winchester & Floyd (1977); C) Diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti de Pearce (1996).

No diagrama Zr/TiO_2 vs. SiO_2 de Winchester & Floyd (1977), pode-se observar que as amostras ocupam campos que variam entre andesitos e, predominantemente, traqui-andesitos. No diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO_2 de Winchester & Floyd (1977), as amostras ocupam principalmente o campo dos traqui-andesitos, com ocorrências no campo dos andesitos. Já no diagrama de Pearce (1996) as amostras ocupam campos que variam desde andesitos e andesitos basálticos a traqui-andesitos. Tanto as rochas da região do Cerro Tupanci, quanto as da ASLS, são classificadas de forma semelhantes. É possível observar a semelhança entre os diferentes diagramas, com pouca variação nos

resultados, onde a grande maioria leva a uma classificação de traqui-andesitos para as unidades, corroborando as interpretações obtidas no TAS.

Nos diagramas binários de Hacker utilizou-se a sílica como índice de diferenciação para verificar o comportamento dos principais elementos maiores e traços.

Os teores de TiO_2 apresentam uma correlação negativa em ambas as unidades, com valores mais baixos para as rochas da ASLS (0,7-1,0%), enquanto as do Cerro Tupanci apresentam valores que variam de 0,9% a 1,2%, mostrando-se padrões praticamente semelhantes. O Al_2O_3 apresenta uma correlação positiva para a ASLS, com uma variação expressiva (14,48-18,97%), enquanto o Cerro Tupanci mostra um *trend* aparentemente negativo, com altos valores de Al_2O_3 . Os teores de MgO para as rochas da ASLS mostram uma correlação negativa com a sílica com valores variando de 2,0% a 13%. As rochas do Cerro Tupanci também apresentam um comportamento de decréscimo do MgO , porém, com uma menor variação. O mesmo comportamento de decréscimo é observado para o CaO , para ambas as unidades. Esse comportamento poderia ser explicado pelo fracionamento do piroxênio durante a diferenciação destas rochas. Os valores de Na_2O apresentam um *trend* de evolução positiva para a ASLS, com valores que variam de 3,4% a 4,4%, ocorrendo o mesmo para o Cerro Tupanci, onde os valores variam de 3,0% a 4,4%. Apesar da maior variação de sílica, ambas as unidades apresentam o mesmo comportamento em relação a este elemento. O K_2O apresenta um padrão de leve crescimento para as rochas da ASLS, com teores entre 1,8% e 2,5%, mostrando pouca variação, enquanto as rochas do Cerro Tupanci mostram um decréscimo acentuado. O P_2O_5 tem um comportamento semelhante ao K_2O , com um padrão de crescimento para as rochas da ASLS e um padrão negativo para o Cerro Tupanci. Os teores de FeO_t não apresentam um padrão definido para ambas as unidades (Figura 21).

Em relação aos elementos traços (Figura 22), as amostras do Cerro Tupanci apresentam um comportamento em comum para todas, onde se pode observar uma correlação negativa de todos os elementos em relação a sílica, com exceção do Ba, que mostra um *trend* aparentemente positivo. Ao contrário do que acontece no Cerro Tupanci, as amostras da ASLS apresentam um padrão crescente de evolução desses elementos,

com comportamentos levemente positivos para o Rb, La e Ce. As amostras do Cerro Tupanci geralmente apresentam maiores concentrações desses elementos em relação à ASLS, com teores de Ba que variam entre 784 a 2003 ppm, Sr variando de 539 a 1070 ppm, teores de Zr que variam de 139 a 404 ppm e conteúdos de Rb variando entre 59 e 231 ppm.

Características observadas nestas rochas, como os baixos valores de TiO_2 , e os valores elevados de Al_2O_3 , Sr, Ba e Rb, conferem uma afinidade shoshonítica a este magmatismo.

No diagrama multielementar (Figura 23) pode-se observar o comportamento dos elementos traços e terras raras normalizado para o padrão OIB de Sun e McDonough (1989). O padrão do comportamento é muito semelhante para as amostras analisadas de ambas as unidades. Observa-se um padrão de enriquecimento em elementos litófilos de íon grande (Rb, Ba e K), com conteúdos de Sr e elementos terras raras leves (ETRL) (La, Ce, Pr, Nd) seguindo uma tendência de horizontalização, se encontrando próximo da unidade. Os teores de Rb são um pouco mais baixos na ASLS, enquanto o Sr apresenta uma variação, com leve empobrecimento em relação ao Ce. A depleção do Nb em relação ao K e aos ETRL, comportamento característico de magmas de arcos magmáticos relacionados a subducção (Kelemen *et al.* 1993), com razões Nb/La e Ba/La relativamente baixas, que sugerem uma relação com andesitos orogênicos (Davies e Hawkesworth, 1994), são observados em ambas as unidades. As amostras da ASLS apresentam uma depleção acentuada nos teores de P. Os baixos valores de Ti, em conjunto com o empobrecimento de Nb, além dos altos conteúdos de Sr e Ba, apresentam um comportamento típico de magmatismo shoshonítico tanto para as rochas do ASLS, quanto para as da região do Cerro Tupanci.

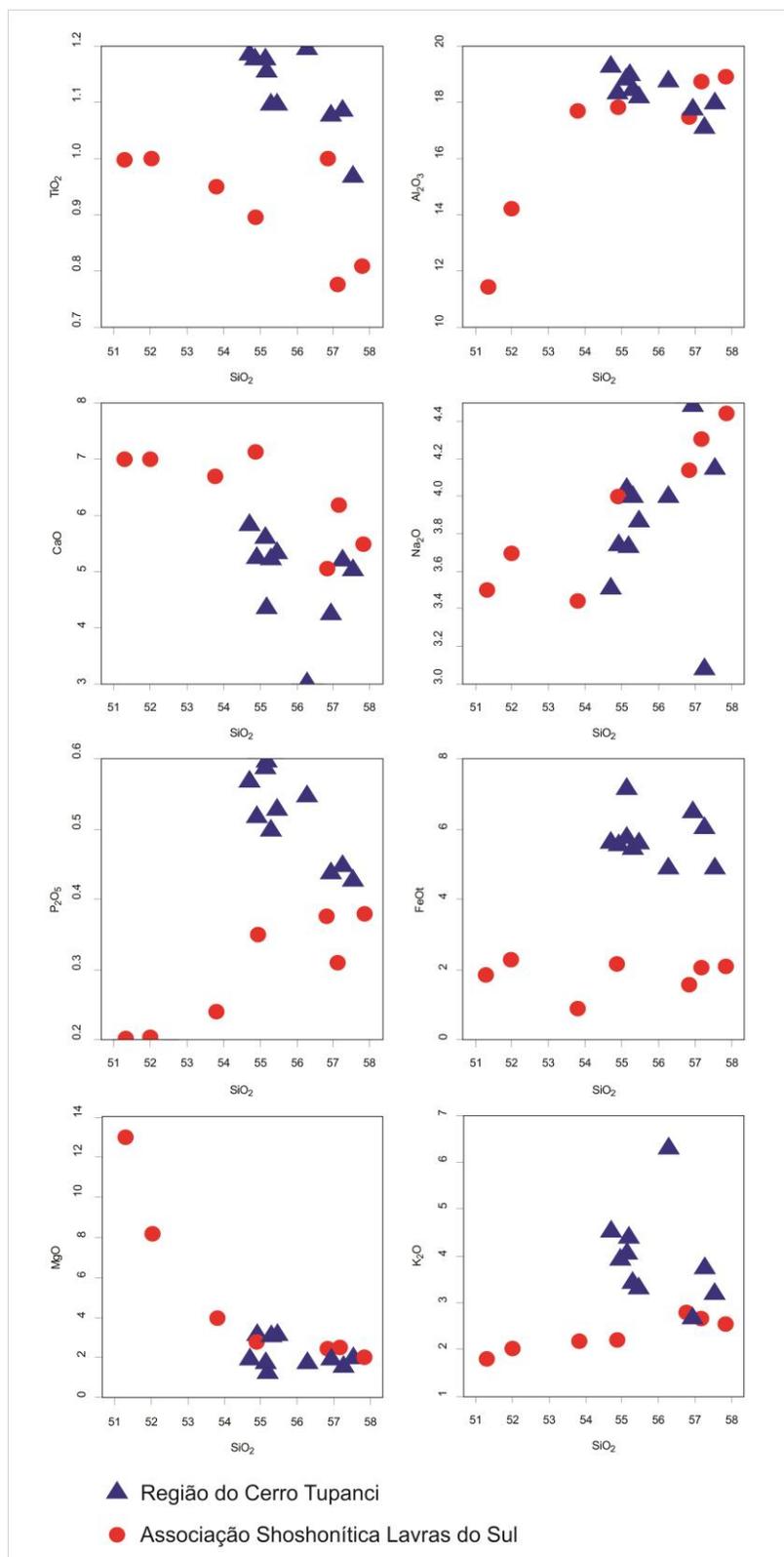


Figura 21 - Diagramas binários de Harker com a variação de elementos maiores em função do SiO₂.

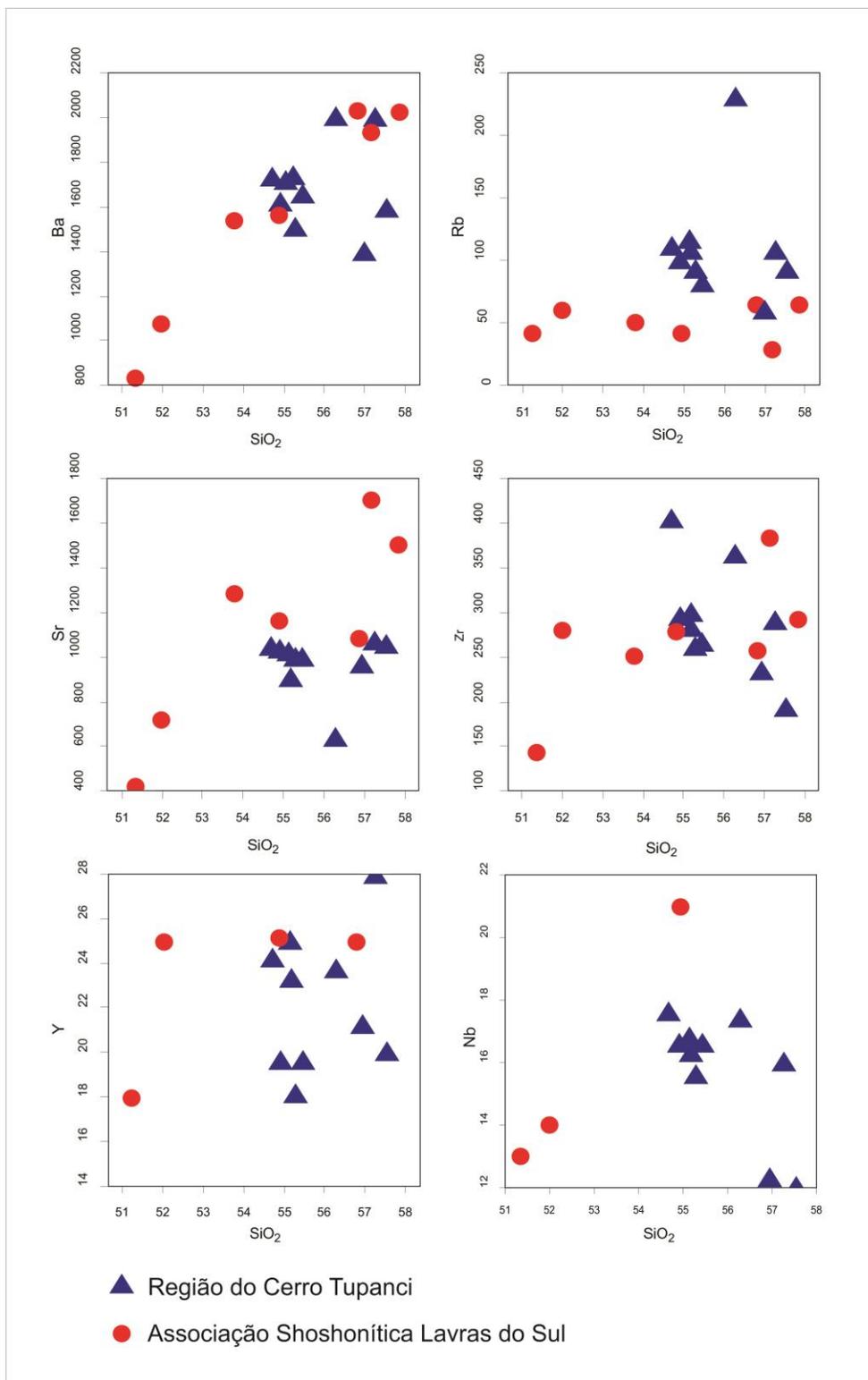


Figura 22 - Diagramas binários de Harker com a variação de elementos traços em função do SiO₂.

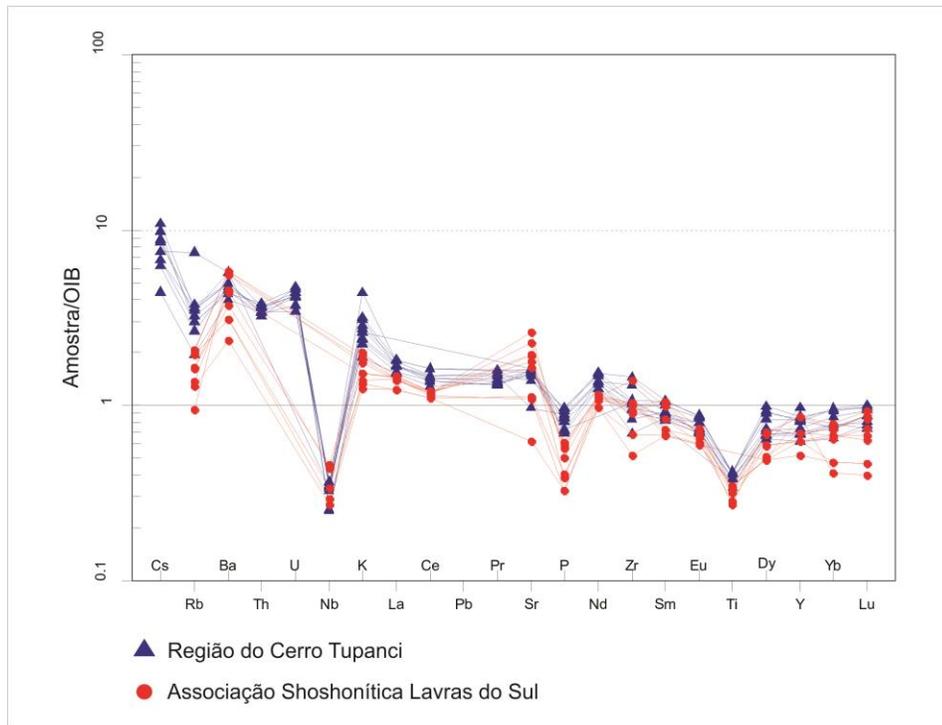


Figura 23 - Diagrama multielementar normalizado pelo OIB (Sun e McDonough, 1989).

Os padrões dos elementos terras raras (ETR), quando normalizados pelo padrão condritico de Nakamura (1974) (Figura 24), apresentam uma concentração elevada destes elementos ($\Sigma_{ETR} = 189-219$ ppm para a ASLS e $\Sigma_{ETR} = 252-304$ para o Cerro Tupanci), sendo caracterizados pelo enriquecimento dos ETRL em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP). A relação La_N/Yb_N (7,39-29,62 para o Cerro Tupanci e 21,0-29,6 para a ASLS) confirma esse enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP. Ainda, a relação La_N/Sm_N (3,48-4,68 para o Cerro Tupanci e 3,11-4,59 para a ASLS) mostra um leve enriquecimento entre os ETRL, enquanto a razão Eu_N/Yb_N (3,24-4,25 para o Cerro Tupanci e 3,57-6,23 para a ASLS) mostra um leve enriquecimento entre ETRP. Características como valores de Ce_N próximo de 100, de Yb_N em torno de 4 e a ausência da anomalia de Eu, são indicativos de um magmatismo shoshonítico (Jakes e White, 1972; Nardi, 1989), o que poderia corroborar a afinidade shoshonítica destas rochas.

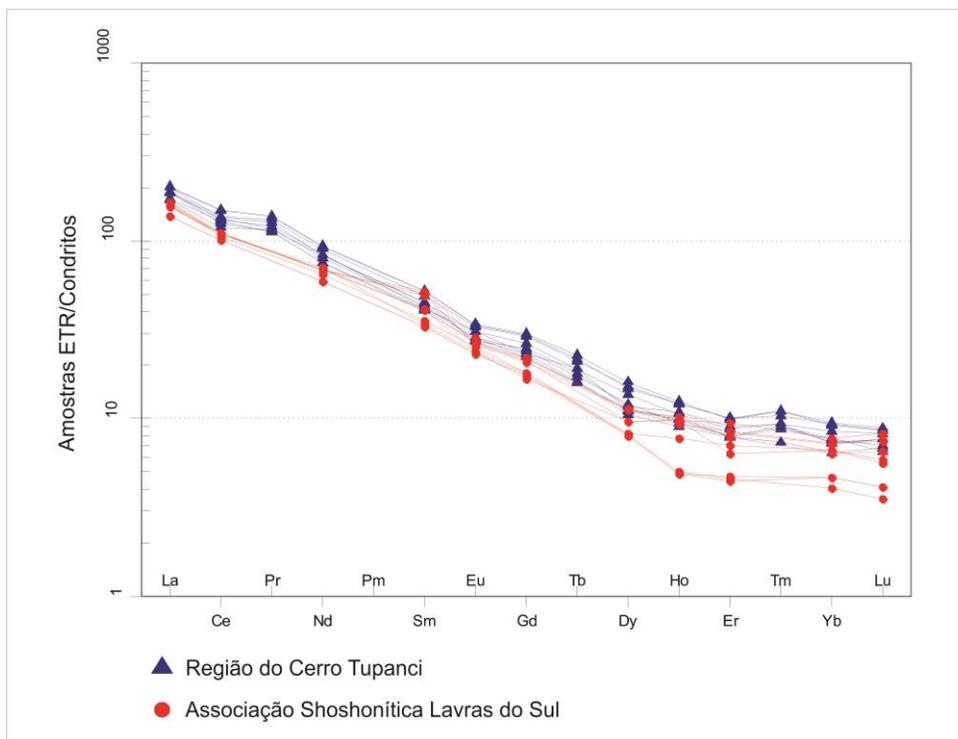


Figura 24 - Padrão dos ETR normalizados pelo padrão condríptico de Nakamura (1974).

Diagramas discriminantes foram utilizados a fim de caracterizar o ambiente tectônico destas rochas. Meschede (1986) sugere que o Nb, como elemento imóvel, pode ser usado para diferenciar os tipos de basaltos de assoalho oceânico. Quando plotado no diagrama discriminante, se verifica que as amostras caem no campo AI, de álcali-basaltos intraplaca (Figura 25). É comum nestes diagramas que este campo também seja ocupado por rochas shoshoníticas associados à ambientes pós-colisionais.

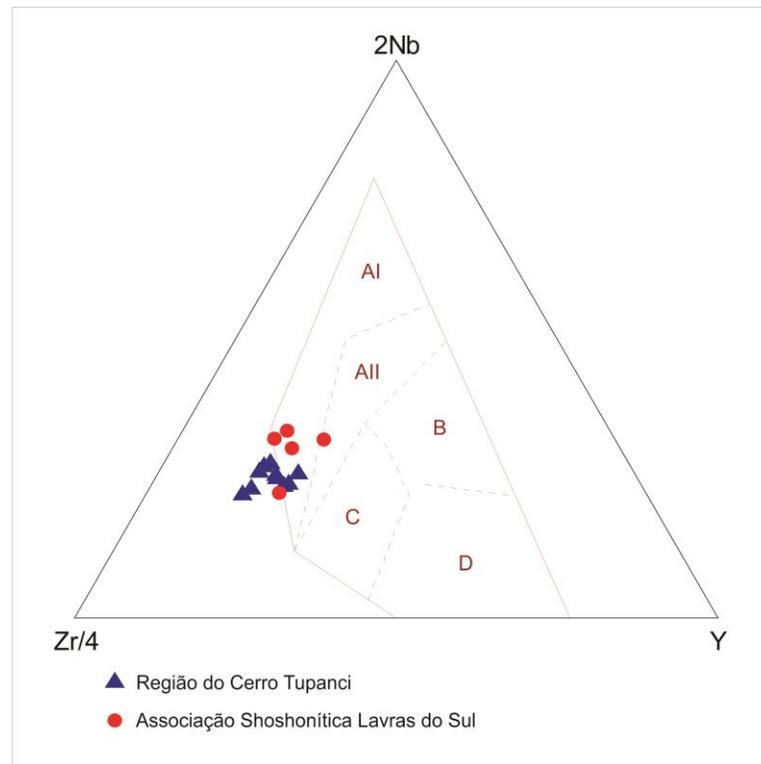


Figura 25 - Diagrama discriminante de ambientes tectônicos de Meschede (1986), onde as abreviações indicam: A1 – álcali-basaltos intra-placa; AII – álcali-basaltos e toleíitos intra-placa; B – E-MORB; C – toleíitos intraplaca e basaltos de arco; D – N-MORB e basaltos de arco.

Outros diagramas foram usados a fim de comparação. Pearce e Norry (1979) (Figura 26) utiliza a razão Zr/Y vs. Zr para discriminar a diferença entre tipos de basalto (ilha oceânica, MORB e intraplaca). Ainda, a razão Zr/Y pode especificar a origem oceânica (razões Zr/Y até 3) ou continental (razões Zr/Y maiores que 3) destas rochas. Quando plotados nesse diagrama, todas as amostras ocupam a porção referente aos basaltos intraplaca, com razões $Zr/Y > 3$, indicando uma origem continental. Pearce (1982) (Figura 26) utiliza a relação Zr vs. Ti para diferenciar os diferentes tipos de basaltos. As amostras plotadas nesse diagrama mostram uma característica de lavas intraplaca para ambas as unidades. Em ambos os diagramas as rochas associadas à sistemas pós-colisionais tendem a ocupar os campos de ambientes intra-placas.

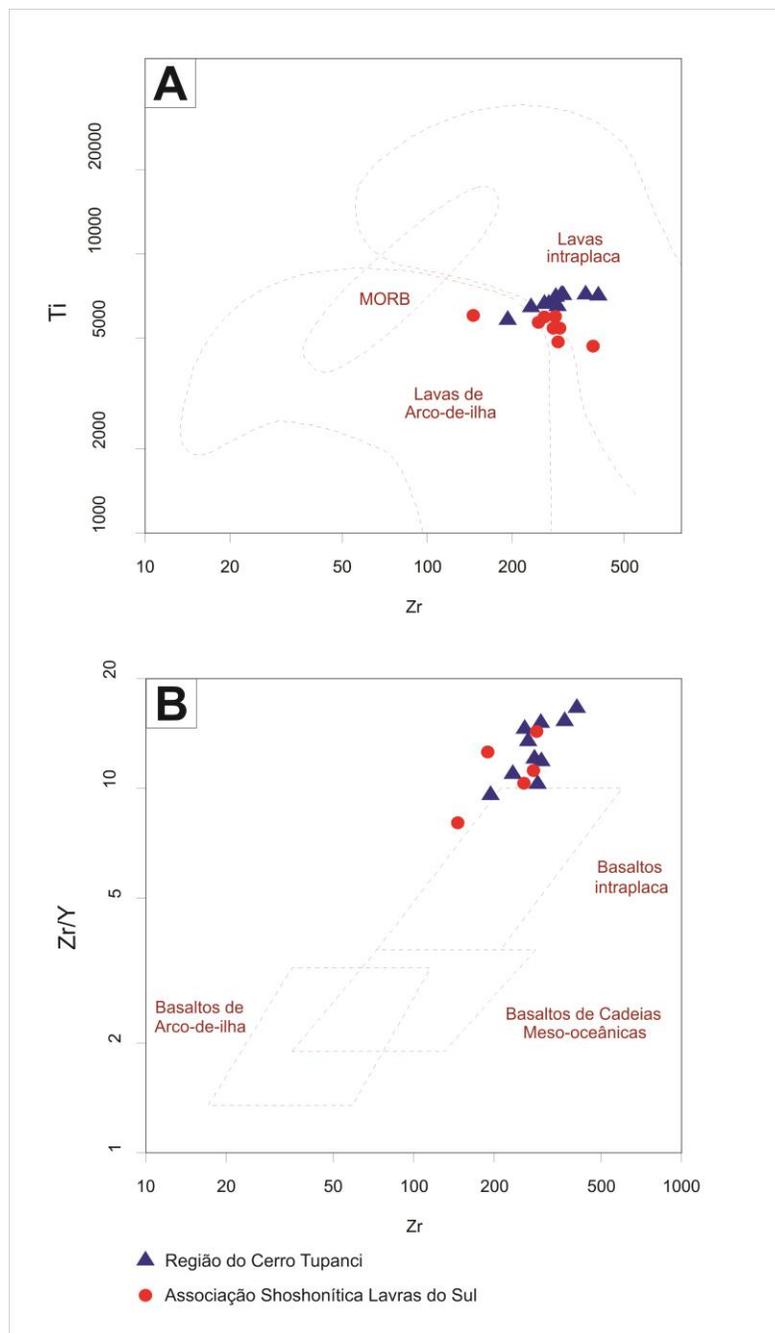


Figura 26 - Diagramas discriminantes: A) Zr vs. Ti, de Pearce (1982); B) Zr/Y vs. Zr, de Pearce e Norry.

5. DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Iddings (1895) foi o primeiro a denominar o termo shoshonito, a partir do caráter petrográfico das rochas que ocorrem na região do rio Shoshone (*Yellowstone National Park*), nos Estados Unidos. O autor relacionou estas rochas a uma série, a qual chamou série absakarito-shoshonito-banakito, devido à gradação mineralógica e química completa entre estes membros. A série shoshonítica se distingue por possuir características petrográficas e químicas específicas, com litologias mais comuns relacionadas a basaltos e traqui-andesitos. São consideradas rochas potássicas, com valores de $K_2O > (Na_2O - 2)$, o que segundo Le Maitre, (2002), as caracteriza como shoshonitos. Morrison (1980) caracteriza quimicamente estas rochas como sendo saturadas em sílica, ricas em potássio, com baixos conteúdos de ferro, altos valores de álcalis ($Na_2O + K_2O$), além de altos conteúdos de elementos litófilos de íon grande e elementos terras raras leves. Apresenta como característica marcante a depleção dos conteúdos de Nb e Ti, além de altos conteúdos de Sr e Ba, e o enriquecimento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados. Diferentes ambientes tectônicos são relacionados a este magmatismo: Jakes e White (1972) e Gill (1970) relatam a ocorrência em arcos de ilha vulcânicos. Harris *et al.* (1986) cita a presença desse magmatismo em ambientes pós-colisionais. Muller *et al.* (1992) cita a ocorrência de rochas shoshoníticas em cinco ambientes diferentes – arcos continentais, arcos pós-colisionais, arcos oceânicos (inicial e final) e intraplaca. Estudos de petrogênese concluem que a série shoshonítica deriva de uma fonte provinda de um manto litosférico subcontinental que foi enriquecida com elementos incompatíveis por fluídos durante uma subducção pretérita.

A Bacia do Camaquã apresenta um magmatismo neoproterozoico caracterizado por ciclos vulcânicos que representam parte da evolução de um magmatismo pós-colisional, relacionado aos estágios finais do Ciclo Brasileiro. O período pós-colisional ocorre após o pico de metamorfismo representado pelo final da compressão orogênica (Harris *et al.*, 1986; Liégeois, 1998). No Brasileiro, ocorreu na forma de uma tectônica transcorrente, com a formação de bacias do tipo *strike-slip*. O início deste magmatismo é

representado inicialmente por termos toleííticos e cálcico-alcálinos, que seguem para shoshoníticos e alcalinos saturados em sílica.

O magmatismo shoshonítico na Bacia do Camaquã, representado pela Formação Hilário, tem as melhores exposições localizadas na região de Lavras do Sul. Essa região foi interpretada como uma associação shoshonítica, denominada Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), definida por Lima e Nardi (1985), e interpretada como tendo seu magmatismo gerado através da fusão de um manto litosférico metassomatizado por fluídos derivados da placa subductada antes da colisão. A região Cerro Tupanci apresenta um conjunto de rochas vulcânicas de composições ácidas e intermediárias, correlacionadas respectivamente às Formações Acampamento Velho e Hilário da Bacia do Camaquã. Os representantes ácidos são caracterizados por depósitos efusivos de composição riolítica, além de depósitos piroclásticos, caracterizados por ignimbritos lapilíticos e tufáceos. Ainda, diques de lamprófiros, relacionados à Formação Hilário, cortam o embasamento e as vulcânicas intermediárias que ocorrem na região. A ocorrência das rochas intermediárias de composição andesítica afloram na região do Cerro Tupanci em duas fácies: depósitos vulcânicos efusivos, representados por andesitos porfiríticos, e depósitos vulcanoclásticos, representados por conglomerados vulcanogênicos de composição andesítica.

Quando comparadas com as ocorrências vulcânicas intermediárias da ASLS, se observa uma semelhança muito grande quanto a petrografia destas duas unidades, tanto composicional, quanto texturalmente.

A Formação Hilário apresenta um caráter vulcano-sedimentar, onde as rochas efusivas intercalam-se com depósitos epiclásticos vulcanogênicos. Se sugere a geração destes depósitos vulcanoclásticos nos estágios finais do vulcanismo shoshonítico, em regime aluvionar. (Paim *et al.*, 2000). A partir dessa característica, poderia se confirmar uma correlação tanto à petrografia, quanto a ocorrência dessa sequência.

Quanto à química, as rochas andesíticas da Região do Cerro Tupanci são saturadas em sílica, apresentando um *trend* de composições alcalinas a alcalinas potássicas, cuja relação $K_2O > (Na_2O - 2)$, permite caracterizá-las como pertencente a série shoshonítica (Le Maitre, 2002). Segundo Lima *et al.* (1998), a geração destas rochas

shoshoníticas teria se dado a partir do fracionamento de olivina e clinopiroxênio em traqui-basaltos, sem participação crustal importante.

O comportamento dos elementos maiores observado nas rochas da região do Cerro Tupanci é muito semelhante às da ASLS, com conteúdos de Al_2O_3 relativamente altos. Se verifica ainda um padrão de decrescimento para o MgO e CaO, com valores relativamente altos para estes elementos. Esse padrão é sugerido pelo fracionamento do piroxênio durante a diferenciação de rochas basálticas, que originam estas rochas intermediárias. Os baixos conteúdos de FeO e TiO_2 observados, em conjunto com o padrão dos outros elementos maiores, são característicos de um magmatismo shoshonítico. A diferenciação de composições intermediárias para shoshonitos, mais evoluídos, se daria pelo fracionamento de andesina, clinopiroxênio e olivina.

Os elementos traços apresentam um comportamento em comum para as rochas da região do Cerro Tupanci. Os altos teores de Ba (784-2003 ppm), Sr (539-1070 ppm) e Rb (59-231 ppm) são coerentes com os encontrados em magmas shoshoníticos. Os teores de Nb e Y, relativamente baixos, sugerem fontes afetadas por subducção litosférica.

Os elementos litófilos de íon grande apresentam um padrão de enriquecimento quando normalizados para o padrão OIB, enquanto os elementos terras raras leves (ETRL) apresentam um leve enriquecimento, tendendo à horizontalização. Os padrões observados são os mesmos relacionados à magmas shoshoníticos. A depleção do Nb em relação ao K e ETRL indica um comportamento característico de magmas de arcos magmáticos relacionados à subducção. Esta depleção do Nb é considerada, ainda, típica de magmas produzidos por fontes modificadas por um metassomatismo relacionado à subducção. As baixas razões Nb/La e Ba/La sugerem uma relação com andesitos orogênicos. Os baixos valores de Ti, Nb e altos conteúdos de Sr e Ba são característica típicas de magmatismo shoshonítico.

Os elementos terras raras quando normalizados pelo condrito apresentam uma concentração elevada destes elementos, sendo caracterizado um enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP. Características como valores de Ce_N próximo de 100, de

Yb_N em torno de 4 e a ausência da anomalia de Eu, também são indicativos de um magmatismo shoshonítico.

Os diagramas discriminantes de ambiente tectônico mostram rochas relacionadas a um magmatismo intraplaca associados à ambientes pós-colisionais, de origem continental.

As características petrográficas observadas nas rochas andesíticas de Cerro Tupanci, em conjunto com os dados e interpretações obtidos na geoquímica, quando comparadas com as ocorrências destas rochas na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, sugere uma correlação a partir da grande similaridade entre estas duas unidades. Desta forma, se confirmaria a correlação das rochas andesíticas do Cerro Tupanci à Formação Hilário da Bacia do Camaquã, sendo interpretadas como geradas a partir de um magmatismo shoshonítico, relacionado a ambientes pós-colisionais, vinculados ao final do Ciclo Brasileiro-Panafricano no Escudo Sul-Rio-Grandense. Sugere-se a origem deste magmatismo à exaustão de reservas do manto, que foram hidratadas e metassomatizadas por processos relacionados à subducção.

Como trabalhos futuros para as rochas shoshoníticas da região do Tupanci sugere-se a obtenção de dados geocronológicos e isotópicos, afim de melhor caracterizar as ocorrências do ponto de vista temporal e petrogenético.

6. REFERÊNCIAS

Almeida, D.P.M.; Chemale Jr., F.; Machado, A. 2012. Late to Post_Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil, in: Al-Juboury, A.I. (Ed.), *Petrology – New Perspectives and Applications*, pp. 73-135.

Beckel, J. 1992. Evolução geotectônica da Bacia do Camaquã, RS – proposta de classificação dentro de um conceito mobilista. *I Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras*, Boletim de Resumos Expandidos, 1-5.

Borba, A.W. 2006. Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. 2006. 121 f. Tese de Doutorado. PPGE/IG/UFRGS.

Borba, A.W.; Mizusaki, A.M.P.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J.; Onoe, A.T. & Hartmann, L.A. 2008. U-Pb zircon and ⁴⁰Ar-³⁹Ar Kfeldspar dating of the syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research*, doi: 10.1111/j.1365-2117.2007.00349-x.

Buckowski, N.; Sommer, C.A.; Lima, E.F. 2011. Caracterização dos Lamprófiros espessartíticos da região de Vila Nova do Sul, RS. *Trabalho Temático em Geologia*. IGEO/UFRGS. 72 p.

Carvalho, P.F. (1932) Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, v. 66, pp. 1-72.

Chemale Jr. F. 1993. Bacias Molássicas Brasileiras. *Acta Geológica Leopoldensia*, 37: 109-118.

Chemale Jr., F., 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: De Ros, L. F. & Holz, M. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p.13-52.

Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1995. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic units in Southern Brasil and Uruguay – Excursion Guide Book. *Acta Geologica Leopoldensia*, XVIII (42):5-117.

CPRM. 1995. Folha Passo do Salsinho SH-22-Y-A-I-4, Escala 1:50.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Brasília, 339p.

Fitz, Paulo Roberto. 2008. Geoprocessamento sem complicação. São Paulo: Oficina de textos.

Fragoso-Cesar, ARS, Faccini, UF, Paim, PSG, Lavina, EL, Flores, JAA. 1985. Revisão na estratigrafia das molassas do ciclo brasileiro no Rio Grande do Sul. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 2, pp. 477-491.

Fragoso-Cesar, ARS, Lavina, EL, Paim, PSG, Faccini, UF. 1984. A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, pp. 3272-3283.

Gill, J.B. 1970. Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as na island. *Arc. Contributions to Mineralogy and Petrology*, 27, 179-273.

Goñi, JC; Goso, H. e Issler, RS. 1962. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e Eo-paleozóico Uruguaio e Sul-Riograndense. Avulso. Escola de Geologia, UFRGS. Porto Alegre, n. 3, p.1-105

Harris, N.W.B.; Pearce, J.A.; Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In M.P. Coward and A.C. Ries (Eds.), *Collision Tectonics. Geological Society of America, Special Publication, 1967-82*.

Hartmann, L.A.; Santos J.O.S.; McNaughton N.J. 2008. Detrital zircon U-Pb age data, and Precambrian provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, southern Brazilian Shield. *Intern Geol Rev* 50: 364-374.

Hinrichs, R. 2009. Apostila de ICP-OES da disciplina de Técnicas Analíticas do IGEO/UFRGS.

Iddings, J.P. 1895. Absokarite-shoshonite-banakite series. *Journal of Geology*, 3,935-959.

Jakes, P.; White, A.J.R. 1972. Major and trace element in volcanic rocks of orogenic areas. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 861-867.

Janikian, L., Almeida, R.P., Trindade, R.I.F., Fragoso-Cesar, A.R.S., D'Agrella-Filho, M.S., Dantas, E.L. & Tohver, E. 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. *Terra Nova*. 20, p. 259–266

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745–750.

Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission of the systematic of igneous rocks (2 ed.)*. Cambridge, Cambridge University Press, 252p.

Leinz, V.; Barbosa, A.F.; Teixeira, E.A. 1941. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Boletim da Diretoria da Produção Mineral, Porto Alegre, 90:1-39.

Leites, SR Lopes, RC, Wildner, W. Porcher, CA, Sander, A. 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul, RS, e sua interpretação paleoambiental. Congresso Brasileiro de Geologia, 36, v. 300-312

Leitzke, F.P.; Sommer, C.A. 2013. Rochas vulcânicas alta-sílica na região do Tupanci, NW do Escudo Sul-Rio-Grandense. Dissertação de Mestrado. PPGGEO/UFRGS. 95 p.

Leitzke, F.P.; Sommer, C.A.; Lima, E.F. 2011. Geologia e petrologia das rochas vulcânicas ácidas da Região do Tupanci, Centro-Oeste do RS. Trabalho Temático em Geologia. IGEO/UFRGS. 126 p.

Liégeois J.P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, 45:xv-xvii..

Lima, E. F., Sommer, C. A., Nardi, L. V. S. 2007. O vulcanismo neoproterozóico-ordoviciano no Escudo Sul-Riograndense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. *In: 50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*, p. 79-95.

Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in the southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(1):67-77.

Lima, E.F. 2002. Principais registros vulcânicos da Bacia do Camaquã-RS. *In: II SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS*, Belém, PA, SBGEO. *Boletim de resumos....*, p. 7.

Lima, E.F., Nardi, L.V.S. 1985. Geologia, Petrografia e Petroquímica das rochas vulcânicas e tufáceas da Região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, v. 20, p. 15-62.

Liz, J.D.; Lima, E.F.; Nardi L.V.S. 2008. Associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS) : petrologia, geoquímica de elementos-traço em zircão e aplicação de sliding normalization na avaliação de fontes magmáticas. Tese de Doutorado. PPGGEO/UFRGS. 120 p.

Liz, J.D.; Lima, E.F.; Nardi L.V.S.; Sommer, C.A.; Saldanha, D.L.; Pierosan, R.; Alexandre, F.M. 2005. Caracterização geológica e petrológica das rochas monzoníticas da Associação Shoshonítica de Lavra do Sul (RS). *In: III Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, Cabo Frio, Anais, CD-ROM.

Liz, J.D.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S., Hartmann, L.A., Sommer, C.A., Gonçalves C.R.H. 2004. Aspectos petrográficos, composicionais e potencialidade para mineralização de ouro e sulfetos do sistema multi-intrusivo da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS), *Ver Bras. Geoc.*, 34(4): 539-552.

Melcher, GC. Mau, H. 1960. Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 32 (1), pp. 43-50.

Menegotto, E.; Medeiros E.R. 1976. Contribuição ao estudo das rochas ígneas ácidas da região da Serra Tupanci, RS. *In: 29º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, Ouro Preto, MG, *Anais...*, n. 2, p. 427-432.

Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207– 218.

Morrison, G.W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rocks association. *Lithos*, 13, 97-108.

Muller, D.; Rock, N.M.S.; Groves, D.I. 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic setting: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46, 259-289.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.

Nardi L.V.S.; Lima E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Rev. Bras. Geol.*, 15(2):139-146.

Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 2000. O magmatismo Shoshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã - RS. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 119-131.

Nardi, L.V.S. 1984. *Geochemistry and petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil*. Ph.D. thesis, London University, London, England.

Nardi, L.V.S., Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil - A case study. *Chemical Geology*, v. 92, p. 197-212.

Orengo, P.R.S.; Souza Jr., R. 1997. Projeto Vila Nova – Mapeamento Geológico 1:25000 – Geologia da Faixa VIII. Trabalho de Graduação, UFRGS.

Paim P. S. G., Chemale JR. F., Lopes R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: De Ros L.F.; Holz M. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 231-374.

Paim P.S.G.; Lopes, R.C.; Chemale JR., F. 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleoestratigráfica da Bacia do Camaquã – Vendiano Superior / Ordoviciano inferior do RS. In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 6, Encontro de Geologia do Cone Sul, 1, Boletim de Resumos, p. 39-50.

Paim, P.S.G.; Chemale Jr., F.; Wildner, W. 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, Santa Maria, v. 36 Ed. Especial, 2014 p. 183–193.

Pearce, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. - [In:] R. S. Thorpe [Eds.]: *Orogenic Andesites and Related Rocks*. - Chichester: Wiley & Sons, 437-464.

Pearce, J. A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.

Pearce, J. A., Norry, M. J. 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. - *Contrib. Miner. Petrol.*, 69, 33-47.

Pelosi, A.P.M.R.; Fragoso-César, A.R.S. 2003. Proposta de classificação litoestratigráfica para o Grupo Maricá. I encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre, *Anais*, 133-138.

Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton; Fletcher, I.R. 1999. SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: *Boletim de Resumos*, 1º Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Gramado, p. 83.

Ribeiro, M. & Fantinel, L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, 5: 19-54.

Ribeiro, M. et alii. 1966b Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. B. Div. Fom. Prod. Min. Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro, n. 127, 232 p.

Robertson, J.F. 1966 Revision of the stratigraphy and nomenclature of rocks units in the Caçapava-Lavras region, state of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas Est. Esc. Geol. UFRGS*, Porto Alegre, 1 (2): 41-54.

Roisenberg, A., Formoso, M.L., Vieira JR., N., Dutra, C.V., Altamirano, J.A.F., Ferreira, A. C. 1986. Petrologia e geoquímica do vulcanismo Proterozóico Superior-Eo-paleozóico do Escudo Sul-rio-grandense: Serrinha Tupancí e Cerro dos Lopes. In: XXXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Goiânia, GO. *Boletim de Resumos...*, v. 1. p. 170.

Santos, EL, Beckel, J, Macedo, PM, Gonzales Fº, F. Chaban, N. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-cambriano – Pré-cambriano superior do Escudo Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, v.2 pp. 670-684.

Sommer, C.A., 2003. O Vulcanismo Neoproterozóico do Platô da Ramada, Vila Nova do Sul, RS. Tese de Doutorado. PPGeo/IG/UFRGS. 197 p (inédito).

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito – RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 2, p. 245-254.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueredo, A.M.G., Pierosan, R. 2005. Potassic and Low- and High-Ti Mildly Alkaline Volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, p. 237-254.

Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D. & Waichel, B.L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(3):573-589.

Sun, S.S.; McDonough, W.F. 1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *In: Magmatism in the ocean basins. Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), Geological Society of London, London. 42: 313-345.*

Tommasi, A.; Vauchez, A.; Fernandes, L.A.D.; Porcher, C.C. 1994. Orogen-parallel strike-slip faulting and synkinematic magmatism in the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Tectonics*, 13: 421-437.

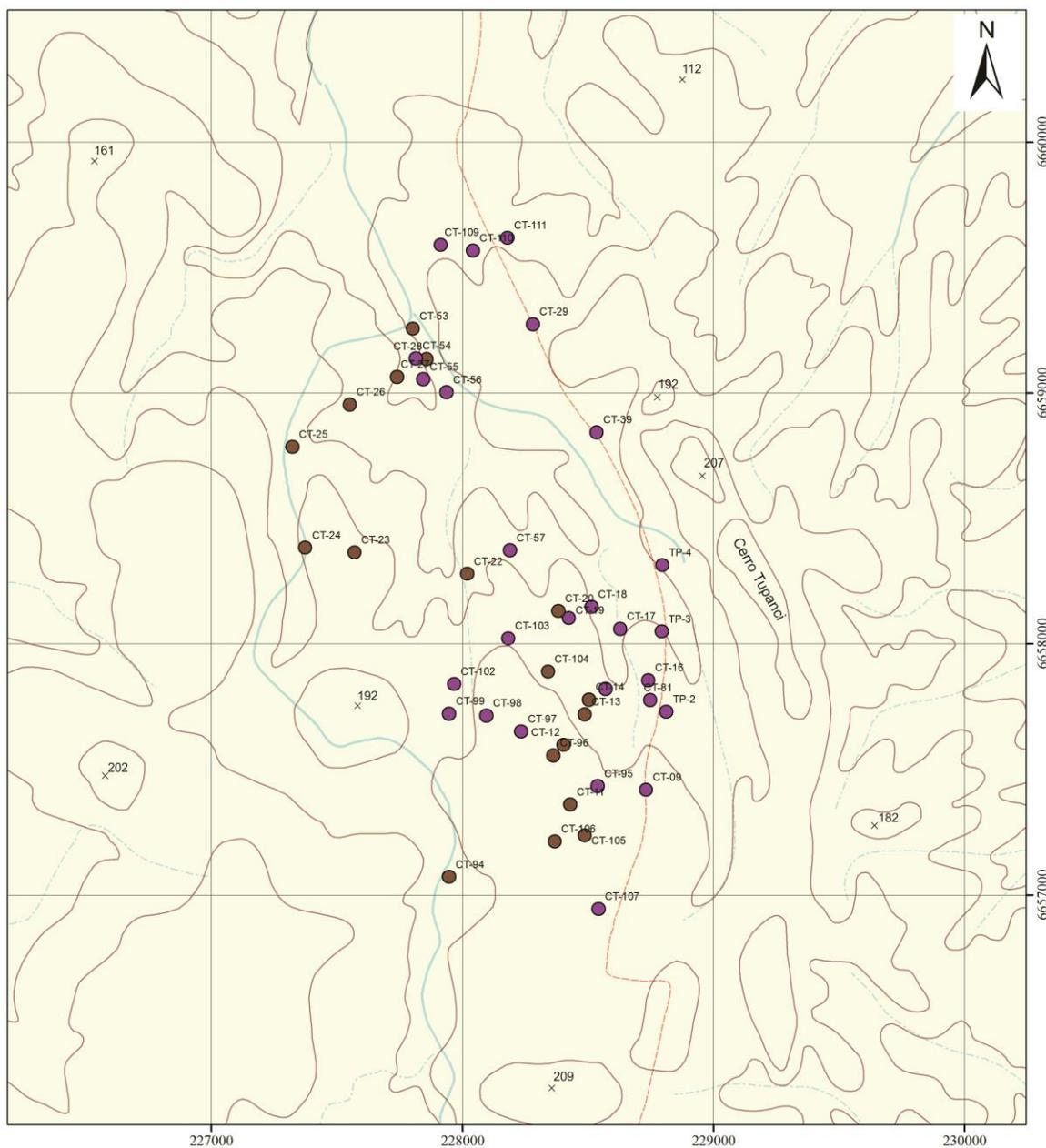
Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, p. 261-283.

Wildner, W., Nardi, L.V.S., Lima, E. F. 1999. Post-collisional Alkaline Magmatism on the Taquarembó Plateau: a well Preserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-volcanic Association in Southern Brazil. *International Geology Review*, v. 41, p. 1082-1098.

Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325-343.

7. ANEXOS

MAPA DE PONTOS - CERRO TUPANCI



Pontos de estudo - Fm. Hilário

- Depósitos efusivos
- Depósitos vulcanoclásticos

Legenda

- ~ Drenagem
- Estradas
- Curvas de nível
- X Pontos cotados

0,75 0,50 0,25 0 Km

Escala: 1:15.000

Datum horizontal: Córrego Alegre