

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DO ENXAME  
DE DIQUES DE FLORIANÓPOLIS, PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ-ETENDEKA

**Natasha Sarde Marteleto**

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Co-orientadora: Dr<sup>a</sup>. Luana Moreira Florisbal

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF - 14/26)

SÃO PAULO  
2014

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DO  
ENXAME DE DIQUES DE FLORIANÓPOLIS, PROVÍNCIA MAGMÁTICA  
PARANÁ-ETENDEKA

Natasha Sarde Marteleto



Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Co-orientadora: Dr<sup>a</sup>. Luana Moreira Florisbal

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF - 14/26)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900032383

SÃO PAULO

2014

TF  
M376  
N.S.C

De acordo,

---

Natasha Sarde Marteleto

---

Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

---

Dr<sup>a</sup> Luana Moreira Florisbal

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a cada pessoa que participou direta e indiretamente na minha vida, e nessa fase tão importante de formação profissional e pessoal, de crescimento, amadurecimento e tanto aprendizado.

Muito obrigada à minha mãe Nicole, que sempre me incentivou, acreditou em mim, e foi a melhor mãe desse mundo. Obrigada à tia Cris, por ser parte da minha família e me ajudar em tudo que está ao alcance, sendo essa pessoa tão boa, muito obrigada! À minha avó Nair, que sei que estaria muito feliz e orgulhosa agora, que me ensinou muita coisa sobre a vida, e influenciou profundamente na minha formação e na pessoa que sou.

Ao meu pai Maurício, pelas ajudas e consultas, e por me ensinar muitas coisas interessantes. À minha avó Ana Ignez, pelo apoio, e por se preocupar comigo, com generosidade. Ao meu avô Maurício, que também sempre me apoiou, e influenciou diretamente no meu gosto pela ciência. À Giovanna, por existir em nossas vidas, e nos ensinar que tudo pode ser menos complicado.

Ao meu tio Paulo, por sempre me levar para um contato com a natureza durante a minha infância, e influenciar diretamente no gosto pela geologia. Obrigada a toda a minha família por tudo que representou na minha história.

Muito obrigada ao meu orientador Valdecir Janasi, e à minha orientadora Luana Florisbal, por todo o cuidado, atenção e orientação. Além de ótimos geólogos e pesquisadores, também são pessoas espetaculares. Obrigada a todos do Projeto Temático, professores, doutores, mestres, alunos, e geólogos, que me ensinaram muito, e contribuíram com uma visão diferente. Também às queridas Liza Polo e Letícia Freitas (Beiça), que me incentivaram e ajudaram com artigos, conversas, e ideias.

À Prof<sup>a</sup>. Fátima Bitencourt, ao Prof. Breno Weichel, e à Manu Bahiense muito obrigada pela paciência e pela viagem de campo na Ilha, pelas consultas e ensinamentos.

Obrigada a todos os professores e mestres que passaram pela minha vida, e dedicaram as suas para passar o conhecimento adiante. Em especial, à Prof<sup>a</sup>. Adriana Alves, que me acompanhou durante dois anos da graduação, e foi muito importante na minha formação como geóloga, além de estar sempre presente e influenciar nas ideias e ideais.

Muito obrigada a todos da turma 53, e a todos os amigos que fiz durante a graduação. Obrigada aos amigos Frota, Maromba, Érika, por todos os cafés, e por chorarem de rir comigo nas horas boas e ruins, Gabriel, meu amigo desde o primeiro dia da graduação, Soka Bruna, Trixi, Samuel, Chupin, Marijuana, Caiçara, Garçonety, Molestado, Clô, Oncinha, Dante, Sheila, e a todos os amigos que participaram dos melhores anos da minha vida.

Também a todos da turma 55, que acompanhei durante esse ano, pela amizade, e por contribuírem para que eu aprendesse muitas coisas.

A todos os funcionários do Instituto de Geociências, que são fundamentais para que haja o desenvolvimento dos projetos. Obrigada ao Henrique, Vasco, Marcos, Angélica, Isaac, o pessoal da secretaria do GMG, todo o pessoal da segurança, os motoristas que nos acompanham nas viagens de campo, todos da limpeza e manutenção, Zé Carlos, o pessoal da laminação, e da biblioteca.

Obrigada às meninas do Ap13, Selma, Mari e Angel, por toda a convivência e pelas conversas, risadas e amizade. Às amigas de muitos anos, que fazem parte da minha história: Bruna, Tamy e Greta.

E ao Felipe (Tino), por ser tão importante na minha vida, e me ajudar com amor durante esses últimos anos.

## RESUMO

Estudos de enxames de diques de diabásio da Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) podem fornecer importantes pistas acerca do significado geológico e da duração do vulcanismo que formou a segunda maior província de basaltos continentais do mundo. A tectônica associada à formação do Oceano Atlântico Sul, precedida por rifteamento, e sucedida pela formação de crosta oceânica, também pode ser melhor compreendida tanto pelo estudo da cronologia das rochas intrusivas como pela definição precisa da estratigrafia das sequências vulcânicas.

O tema principal desta monografia foi a investigação geológica, petrográfica e geoquímica do Enxame de Diques de Florianópolis (EDF), e as relações entre os diques principais, de direção NNE, e os diques mais jovens, assim estabelecidos através das relações de corte observadas em campo, bem como a procura de relações entre os diques e as sequências vulcânicas que aparecem na Província Magmática Paraná (PMP).

Os estudos de campo mostram que ocorrem no EDF diques com espessuras de até 70 metros, de direção NNE, que localmente são cortados por diques de menor expressão, de direções NNE e NNW. Os últimos, quando aparecem na direção NNE, aparecem cortando os primeiros na forma de diques-em-diques.

O estudo petrográfico associado aos critérios de campo permitiu a separação de quatro grupos. Os Grupos I e II correspondem aos diques que são mais jovens e mais antigos, respectivamente, e apresentam diferenças texturais e granulométricas. O Grupo I tem textura inequigranular seriada de granulação fina a muito fina e pode conter vidro, e o Grupo II tem textura inequigranular seriada fina a média. O Grupo III reúne diques mais jovens, mas de textura porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais e aglomerados de plagioclásio e piroxênio de até 2,5 mm. O Grupo IV é composto por uma amostra de dique ácido, que forma o centro de um dique composto com borda básica.

As classificações geoquímicas permitiram identificar três conjuntos de basaltos, designados A, B e C, que são conjuntos semelhantes aos descritos para a PMP como magmas-tipo Urubici, Pitanga e Ribeira, respectivamente. A correlação com a petrografia mostra que os basaltos dos grupos petrográficos I e II se incluem tanto nos conjuntos químicos A e B, enquanto o Grupo III corresponde exclusivamente ao conjunto C.

Os resultados de comparação mostram que os diques com afinidades com os tipos Urubici e Pitanga aparecem representados pelos diques principais, de direção NNE, e são cortados pelos tipos Pitanga e Ribeira. Em um afloramento a relação se inverte: o tipo Pitanga é cortado por um dique do tipo Urubici, ilustrando que algumas dessas ocorrências podem se parecer quimicamente, embora não apresente correlação direta com a estratigrafia da porção centro sul da província, ou podem ainda representar uma recorrência desses magma-tipos ao longo do tempo.

## ABSTRACT

Diabase dyke swarm studies in the Paraná-Etendeka Magmatic Province (PEMP) may provide important clues about the geological significance and duration of volcanism that formed the second world's largest continental basalt province. Tectonics associated with the formation of the South Atlantic Ocean, preceded by rifting, and succeeded by the formation of oceanic crust, can be much better understood by studying the chronology of intrusive rocks as the precise definition of the stratigraphy of the volcanic sequences. The main subject of this monography is the geological, petrographic and geochemical investigation of the Florianópolis Dyke Swarm (EDF), and the relationships between the NNE main dykes and the younger dikes, that were defined as younger by intrusive relations observed in the field, as well as the search for relationships between the dykes and the volcanic sequences that appear in the Paraná Magmatic Province (PMP).

Field studies show in the EDF the occurrence of dykes with thicknesses of up to 70 meters, with NNE direction, which are locally cut by least expressive dikes, with NNE and NNW directions. The latters, when oriented in the NNE direction, they cut the first, as dykes-in-dykes.

The petrographic study associated with field criteria allowed the separation of four groups. Groups I and II correspond to dykes who are younger and older, respectively, and show textural and grain size contrasts. Group I has seriated inequigranular texture of very fine to fine grained and may contain glass, and the Group II has inequigranular seriated fine to medium texture. Group III assembles younger dykes, but with porphyritic to glomeroporphyritic texture, with phenocrysts and clusters of plagioclase and pyroxene up to 2.5 mm. Group IV consists of a sample of acid dike that forms the center of a composite dike with basic margin.

Geochemical classifications enabled the identification of three sets of basalts, designated A, B and C, which are similar to those described for PMP Urubici, Pitanga and Ribeira magma-types, respectively. The petrographic correlation shows that the basalts from the petrographic groups I and II include both chemical sets A and B, while the Group III uniquely corresponds to the set C.

The comparison results show that the dykes with affinities with Urubici and Pitanga types are represented by main dikes with NE direction, and are cut by the Pitanga and Ribeira types. In one outcrop this relationship is reversed: the Pitanga type

is cut by one Urubici type dike, illustrating that some of these occurrences may seem chemically, though not present direct correlation with the stratigraphy of the south central portion of the province, or still may have represented a recurrence of these magma types along time.

## Sumário

1.0	INTRODUÇÃO.....	1
2.0	OBJETIVOS .....	2
3.0	LOCALIZAÇÃO.....	3
4.0	GEOLOGIA REGIONAL.....	4
4.1	A Província Magmática Paraná-Etendeka e os enxames de diques .....	4
4.2	O Enxame de Diques de Florianópolis (EDF).....	6
4.3	Geologia da Ilha de Santa Catarina .....	8
5.0	MATERIAIS E MÉTODOS .....	12
5.1	Confecção do Mapa .....	12
5.2	Etapa de Campo .....	13
5.3	Petrografia e MEV .....	13
5.4	Geoquímica .....	14
6.0	CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS DOS DIQUES AMOSTRADOS .....	14
7.0	PETROGRAFIA .....	19
7.1	Diques básicos.....	19
7.2	Diques ácidos.....	28
7.3	Microscópico Eletrônico De Varredura (MEV) .....	30
8.0	GEOQUÍMICA.....	36
8.1	Classificação química das rochas vulcânicas da PMP.....	36
8.1.1	<i>Rochas básicas - basaltos</i> .....	36
8.1.2	<i>Rochas ácidas</i> .....	38
8.2	Classificação geoquímica.....	39
8.2.1	<i>Elementos maiores</i> .....	42
8.2.2	<i>Elementos traços e ETR</i> .....	43
8.2.3	<i>Diagramas Multi-Elementares (Spidergrams)</i> .....	45
9.0	DISCUSSÃO E CONCLUSÕES .....	46
10.0	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	50
11.0	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	51

## 1.0 INTRODUÇÃO

Estudos de enxames de diques de diabásio, pertencentes à Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE), na costa sudeste e sul do Brasil e na costa da Namíbia, podem fornecer importantes pistas acerca do significado geológico e da duração do vulcanismo que formou esta que é a segunda maior província de basaltos continentais do mundo, já que nesta região o registro do vulcanismo foi em parte erodido.

A tectônica de formação do Atlântico Sul, precedida por rifteamento, e sucedida pela formação de crosta oceânica, também pode ser melhor compreendida tanto pelo estudo da cronologia das rochas intrusivas como pela definição precisa da estratigrafia das sequências vulcânicas.

Diques e soleiras registram detalhes importantes de processos intracrustais, como contaminações, fracionamento magmático e mistura de magma, que afetam os magmas basálticos durante sua ascensão, armanezamento em câmaras magmáticas e erupção final, e são reconhecidos com a ajuda de ferramentas e estudos geoquímicos, geocronológicos e paleomagnéticos.

Muitos trabalhos já publicados sobre o magmatismo da PMPE exploram a ligação dos três principais enxames de diques: Serra do Mar, Florianópolis e Ponta Grossa, com as lavas presentes nas sequências vulcânicas das bacias (Peate *et al.*, 1992; Peate, 1997). Os enxames de diques, considerados alimentadores do vulcanismo, poderiam ajudar a responder questões importantes, como o começo da formação do Oceano Atlântico Sul, e a contaminação de magmas da PMPE por interação com a crosta.

O estudo de enxames de diques é essencial para a determinação do início do magmatismo e rifteamento, que deu origem aos derrames vulcânicos, e à abertura do Oceano Atlântico Sul. O estabelecimento de relações temporais e dos distintos tipos de vulcanismo é, portanto, uma contribuição à caracterização das sequências rochosas, à petrologia ígnea, e à investigação da dinâmica de processos que resultaram em um regime tectônico distensivo na região.

Os diques, em especial os mais jovens<sup>1</sup>, do Enxame de Diques de Florianópolis, ainda são pouco explorados, e suas relações cronológicas e compostionais, com o magmatismo Serra Geral podem ser melhor definidos se estudados de forma holística com relação ao vulcanismo como um todo. Os diques mais estudados, de direções NNE, são mais antigos que o começo da fase rift, que fragmentou o supercontinente Pangea. Os diques mais jovens podem, portanto, representar o magmatismo pós-vulcanismo mais expressivo e intenso, integrando os estágios rift e drift, sucedidos pela abertura oceânica, ou

<sup>1</sup> Determinados “mais jovens” por relações de campo. Aparecem cortando os diques mais antigos, datados por alguns autores.

mesmo representar a recorrência do magmatismo que dá origem aos diques de direção NE em outros campos de esforço relacionados à fase rifte.

## 2.0 OBJETIVOS

Este Trabalho de Formatura pretende reunir os conhecimentos adquiridos ao longo do curso de Geologia, da Universidade de São Paulo, em um relatório científico, acerca do assunto proposto.

O Enxame de Diques de Florianópolis faz parte da Província Magmática Paraná-Etendeka, somado a outros dois enxames: Santos-Rio de Janeiro e Ponta Grossa. A investigação dessas intrusões pode esclarecer alguns tópicos ainda em controvérsia, como o início e a duração do magmatismo da PMPE, e a relação temporal com a tectônica de abertura do Oceano Atlântico-Sul.

O tema principal desta monografia é a caracterização de parte dos diques, do Enxame de Diques de Florianópolis, sua investigação geológica, petrográfica e geoquímica, e as relações dos diques jovens, assim estabelecidos apenas por relações de corte, com os diques mais antigos da mesma província, de direções e químismo ora similares ora diferentes.

Esclarecimentos sobre a geologia de parte dos distintos tipos de diques, que ocorrem na Ilha de Santa Catarina, podem auxiliar no entendimento da dinâmica e temporalidade de colocação dessas rochas.

### 3.0 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada na região sul do Brasil, estado de Santa Catarina: abrange a área da Ilha de Santa Catarina (fig. 1). O mapa de acesso encontra-se no ANEXO A.

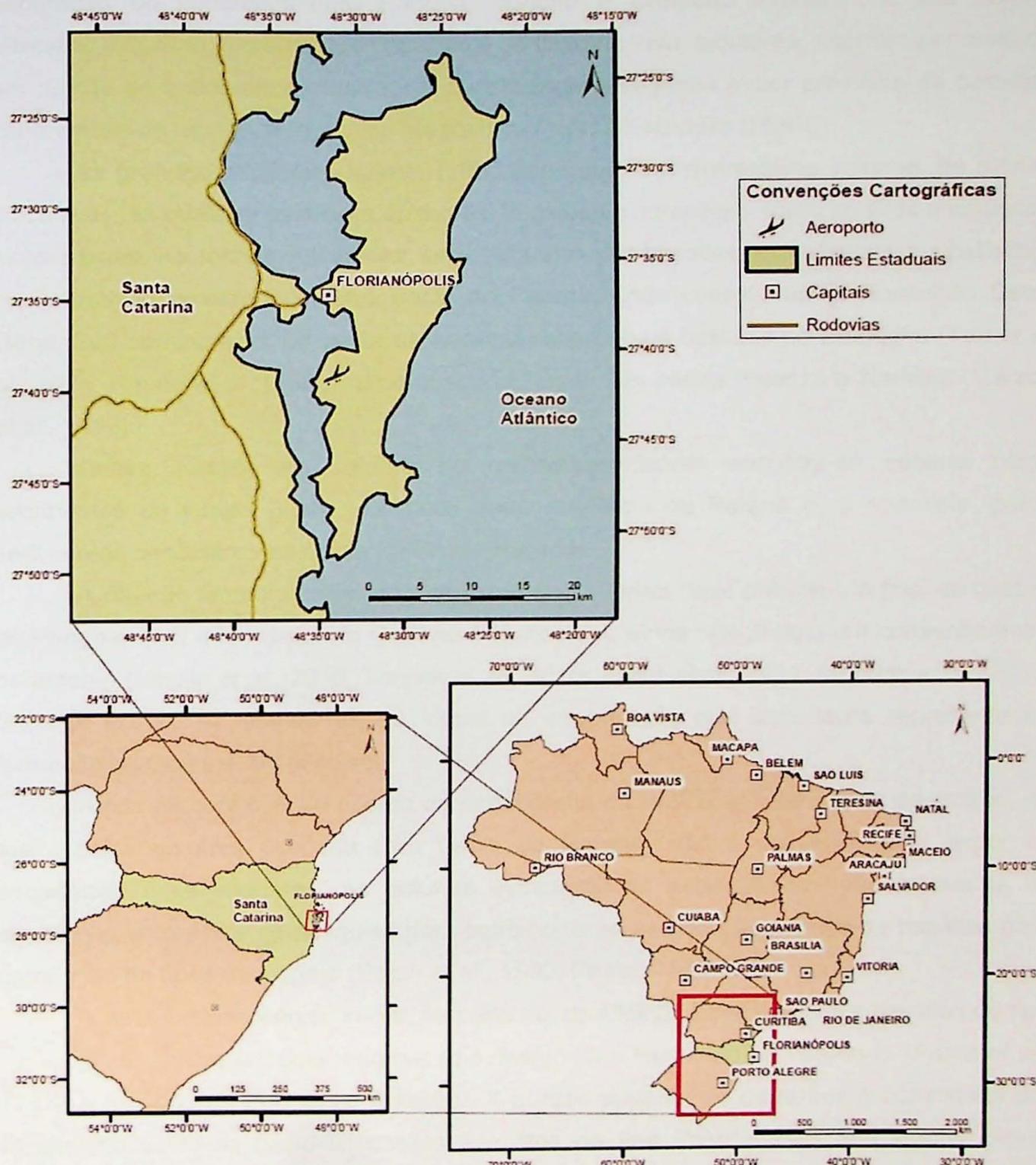


Figura 1 - Figura de localização da área de estudo.

## 4.0 GEOLOGIA REGIONAL

### 4.1 A Província Magmática Paraná-Etendeka e os enxames de diques

A margem passiva do continente Sul Americano foi originada ao final da ruptura e separação do supercontinente Pangea, durante o Cretaceo Inferior. Em sua porção terrestre, extensos afloramentos basálticos, de fluxo de lava, tabulares, ocorrem por mais de um milhão de quilômetros quadrados, constituindo a segunda maior província de basaltos continentais do mundo, a Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE).

As grandes províncias ígneas (LIPs) consistem em expressivos volumes de rochas vulcânicas, às quais se associam enxames de diques e intrusões - como soleiras e intrusões acamadas. As rochas vulcânicas, representadas por basaltos, extrudiram principalmente na depressão correspondente à Bacia do Paraná, onde constituíram a Formação Serra Geral. Sua continuação, na costa da Namíbia, compõe os basaltos de Etendeka (Turner *et al.*, 1994, Renne *et al.*, 1996b), e na costa da Angola, as bacias Kwanza e Namibia (Marzoli *et al.*, 1999).

Quase metade do volume de rochas vulcânicas encontra-se coberta pelos sedimentos do Grupo Bauru, na parte norte da Bacia do Paraná e, a sudoeste, pelos sedimentos cenozoicos na Bacia do Chaco-Paraná.

A relação temporal entre o vulcanismo Serra Geral (fase pré-rift) e o final da quebra do Pangea, com a formação do Oceano Atlântico sul, ainda não atingiu um consenso entre os autores (Moulin *et al.*, 2010; Torsvik *et al.*, 2010; Zalán *et al.*, 2011; Mohriak *et al.*, 2012, Stica *et al.*, 2014), apesar de se saber da importância que este tema representa na formação do Oceano Atlântico sul.

Ainda há controvérsia acerca da estratigrafia da PMPE, já que o nível de erosão, na maior parte da área ocupada pela Bacia do Paraná, não é suficiente para expor as sequências mais inferiores. As colunas estratigráficas estabelecidas são baseadas na correlação entre furos de pesquisa para petróleo, e no uso da geoquímica de basaltos para correlação de tipos de magma (Peate *et al.*, 1992; Peate, 1997).

A sequência vulcânica inicial, na parte sul da PMPE, é composta por basaltos do tipo baixo-Ti, agrupadas em dois magmas-tipo designados Esmeralda e Gramado (Peate *et al.*, 1992), e recobrem a Formação Botucatu. A porção superior de derrames é constituída por vulcanismo ácido de baixo-Ti: dacitos a riolitos do tipo Palmas, que, em alguns locais, aparecem interdigitados aos basaltos do tipo Esmeralda.

Existem também, na porção sul da PMPE, basaltos alto-Ti, que apresentam uma assinatura geoquímica muito particular, com altos teores de Sr ( $Sr > 450$  ppm), designados magma-tipo Urubici. Rochas vulcânicas desse tipo são restritas a uma pequena área, ao norte do flanco do Sinclinal de Torres, intercaladas aos derrames Gramado na porção inferior da pilha de lavas (Peate *et al.*, 1999).

A sequência de basaltos da PMPE, que ocupa a porção norte e oeste da Bacia do Paraná, é totalmente formada por basaltos de alto-Ti, que recobrem a sequência baixo-Ti, e são designados magmas do tipo Pitanga e Paranapema. Associadas a esses basaltos de alto-Ti estão rochas félasicas, dacitos do tipo Chapecó, que aparecem diretamente sobre o embasamento, na porção norte (Piccirillo *et al.*, 1987; Janasi *et al.*, 2007), e recobrindo os derrames tipo baixo-Ti (basaltos Esmeralda e riolito Palmas), no centro da província (Nardy *et al.*, 2008). A figura 2, extraída de Janasi *et al.*, (2011), ilustra os locais em que são encontrados tais tipos de basaltos, na Bacia do Paraná.

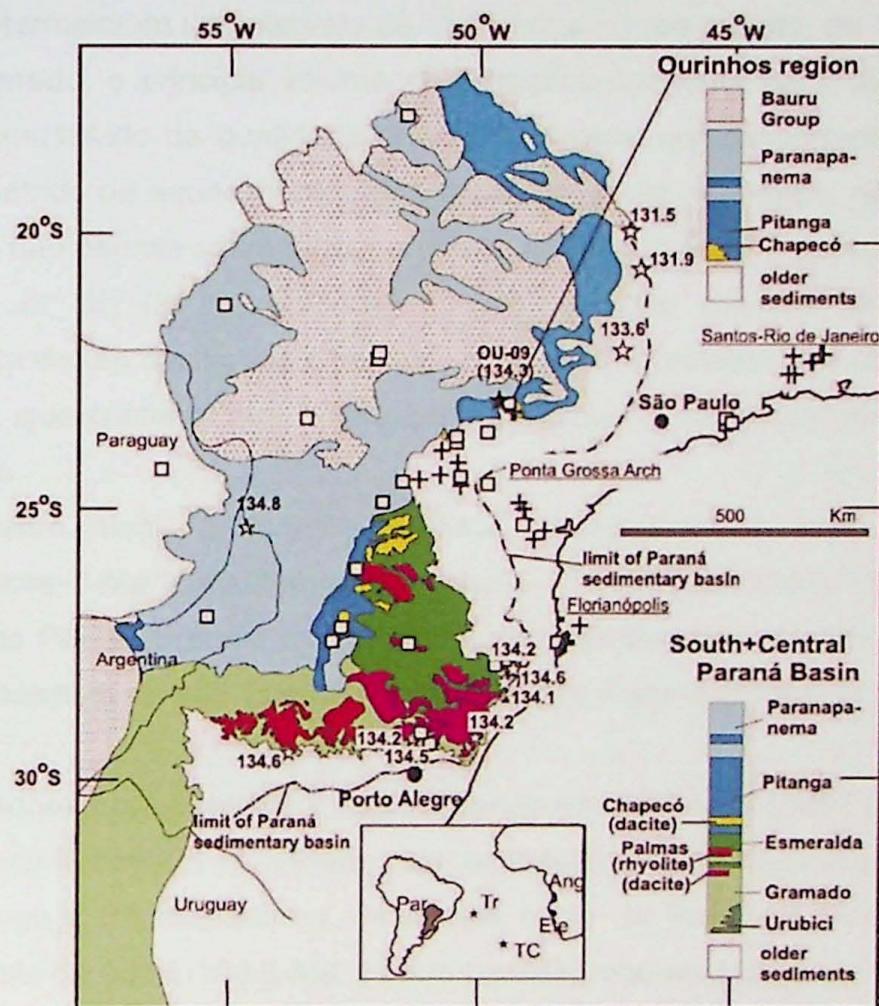


Figura 2 – Esquema que mostra a distribuição dos principais tipos de basaltos, e dacitos-riolitos, na Bacia do Paraná. Extraído de Janasi *et al.* (2011), e modificado de Peate *et al.* (1992) e Stewart *et al.* (1996).

Rochas antigas cristalinas, expostas após a elevação e quebra do continente, possuem diques que cortam as mesmas (Almeida, 1976). Estes diques maficos e soleiras, geradas durante o Mesozoico, representam o sistema de alimentação da PMPE. Os três enxames de diques que compõem esse extenso sistema são: Santos-Rio de Janeiro (ou Serra do Mar), Ponta Grossa e Florianópolis (Piccirillo *et al.*, 1990, Raposo *et al.*, 1998, Valente *et al.*, 2007).

O Enxame de Ponta Grossa (EPG) está orientado perpendicular à costa, e aparece separando os outros dois enxames, paralelos à mesma, formando um arranjo que tem sido

interpretado como uma junção tríplice. O EPG seria o braço abortado do rifteamento (Coutinho, 2008).

As estimativas de duração do vulcanismo na PMPE no Brasil foram baseadas em datações  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , usando o método de fusão total de rocha (Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996). Nestes estudos um amplo intervalo de idades foi determinado para as rochas vulcânicas (~138 Ma e ~128 Ma). Recentemente, Thiede & Vasconcelos (2010), reanalisaram as mesmas amostras que foram datadas por aqueles autores e demonstraram que o método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  por fusão total apresentava algumas limitações, já que as idades obtidas pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , por aquecimento em etapas (*step heating*), mostraram-se idênticas, e determinaram um intervalo de idades muito mais restrito, de 134.2 – 134.8 Ma.

Deste modo, o principal volume de datações existente para as lavas da PMPE é atualmente considerado de qualidade duvidosa, e deve ser descartado. As datações que utilizaram o método de aquecimento em etapas, de maior confiança, não passam de onze no total, o que não permite estimar com precisão a idade exata e a duração do vulcanismo.

Janasi *et al.* (2011) publicaram uma datação precisa U-Pb ID-TIMS para zircão/badeleíta de um dacito tipo Chapecó, o primeiro fluxo alto-Ti, e obtiveram a idade de  $134.3 \pm 0.8$  Ma, que confirma que a sequência de baixo-Ti foi construída em menos de um milhão de anos.

No quadro atual, a duração mínima do magmatismo tem sido estimada em aproximadamente 3 Ma, considerando as idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de 133.6-131.5 Ma, obtidas na porção norte da PMPE (Ernesto *et al.*, 1999), consistentes com o modelo estratigráfico que indica que os basaltos de alto-Ti do norte da Bacia do Paraná seriam as manifestações mais jovens.

As datações mais confiáveis, dos enxames de diques da PMPE, são as do Enxame de Ponta Grossa (Renne *et al.*, 1996a) para os basaltos alto-Ti quimicamente semelhantes ao grupo Pitanga e Paranapanema, da porção norte da Província Magmática do Paraná, com um intervalo de 133.1-130.8 Ma. Foram também obtidas idades de alguns diques mais jovens (128-121 Ma) no Enxame de Ponta Grossa (Renne *et al.*, 1996a), e no de Florianópolis (Raposo *et al.*, 1998), que poderiam ter se colocado após toda a sequência vulcânica.

#### 4.2 O Enxame de Diques de Florianópolis (EDF)

A região da costa de Santa Catarina, sul do Brasil, apresenta diques de composições diversas – básicos a intermediários, e mais raramente ácidos (Marques *et al.*, 1993; Raposo *et al.*, 1998; Marques, 2001; Tomazzoli & Lima, 2006). Estão relacionados à Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE).

O Enxame de Diques de Florianópolis ainda é um tema com informações escassas, e um grande potencial de estudo, e está exposto ao longo da costa, na Ilha de Florianópolis e região continental adjacente, no estado de Santa Catarina, sul do Brasil. Este enxame de diques é composto por diques de basalto, em sua maioria toleíticos, com direção predominante NNE, e variáveis espessuras, entre 1 e 70 metros. Ocorrem, em menor expressão, diques com direção NNW, menos espessos (0,1-2,0 metros) que são interpretados como mais jovens com base nas relações de corte observadas em campo (Florisbal *et al.*, submetido para publicação).

Os diques são verticais ou subverticais, e aparecem truncando as rochas do embasamento cristalino (Raposo *et al.*, 1998), sendo todos hospedados por granitos neoproterozoicos.

Florisbal *et al.* (2009) estudaram áreas continentais adjacentes à Ilha de Santa Catarina, e identificaram na região da Praia da Silveira (Garopaba), granitos sintectônicos de ~630–620 Ma, e na Praia da Pinheira, o Granito Ilha (~590–580 Ma) tardi- a pós tectônico (Bitencourt *et al.*, 2008), como rocha hospedeira. Também verificaram que os contatos dos diques com as rochas encaixantes podem ocorrer na forma de contatos retos, sinuosos, difusos, que sugerem mútua intrusão de magmas básicos e graníticos.

Análises geoquímicas e geocronológicas foram utilizadas para interpretar os diques situados perto da borda sudeste da Província Magmática Paraná (PMP) como resultante dos estágios finais da manifestação vulcânica ocorrida no cretáceo inferior (Raposo *et al.*, 1998; Marques, 2001).

Em trabalhos como de Peate *et al.* (1999) e Marques (2001), é descrita a geoquímica do Enxame de Florianópolis como sendo composto, predominantemente, por dois grupos de diques com alto teor de Ti ( $TiO_2 > 2\%$ ): um grupo, pouco abundante, com características próximas às dos derrames de Pitanga; e os grupos de composição próxima aos derrames Urubici. Os diques com baixo-Ti de Florianópolis são semelhantes aos derrames do sul da PMP, com comportamento de elementos maiores e traços, compatível com evolução por cristalização fracionada, associada a processos de contaminação crustal, sendo que os mais primitivos ( $MgO > 5\%$ ) não registram atuação significativa de tais processos (Marques, 2001).

Os diques do EDF de direção predominante NNE, quanto ao químismo, são do tipo alto-Ti, já os de direção NNW, podem tanto ser de baixo Ti quanto de alto-Ti (Florisbal *et al.*, submetido para publicação).

Raposo *et al.* (1998), ao comparar os pólos paleomagnéticos dos diques de Florianópolis com os pólos dos diques do enxame de Ponta Grossa (~130,5 Ma), e amostras de uma área mais ampla, concluíram que as posições dos pólos poderiam refletir deslocamentos de placas, com a maior parte dos diques do EDF mais jovem que 127 Ma.

Adicionalmente, idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , com intervalos de idade em 131-127 Ma e 123-121 Ma<sup>2</sup> levaram estes autores a interpretar os diques como representantes do episódio magmático imediatamente anterior à formação de crosta oceânica (Raposo *et al.* 1998, Marques *et al.* 2003).

Trabalhos recentes, todavia, trouxeram novas idéias em relação à dinâmica de eventos referentes aos diques do EDF. As lacunas existentes na compreensão devem-se, principalmente, a datações imprecisas. Thiede & Vasconcelos (2010) demonstraram a imprecisão dos dados de fusão total  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para os basaltos da PMPE. Como consequência, poucas datações podem ser consideradas confiáveis para as sequências de lavas no Brasil, assim como as interpretações que derivam das mesmas.

As idades U-Pb ID-TIMS, obtidas em badeleíta e zircão, por Florisbal *et al.* (submetido para publicação), para três diques do EDF são idênticas em  $134,3 \pm 0,2$  Ma (Gabro Silveira),  $134,7 \pm 0,3$  Ma (Diabásio Pinheira) e  $133,9 \pm 0,7$  Ma (Traquiandesito Pinheira). Tais resultados foram interpretados como um indício de que o principal período, de intrusão desses diques, é de curta duração e ocorreu em 134 Ma, aproximadamente, semelhante às lavas espacial e quimicamente correlatas, o que reforça a interpretação dos diques como alimentadores da pilha vulcânica.

Os dados Ar-Ar publicados anteriormente foram usados para inferir uma idade para o evento principal do magmatismo (131-127 Ma). Esta idade é, pelo menos, cinco milhões de anos mais jovem do que o sugerido pelos dados U-Pb. Se o magmatismo principal, representado pelos diques mais abundantes (direção NNE), mostra que os alimentadores da pilha de lavas não correspondem à manifestação final do magmatismo, como anteriormente interpretado (Marques *et al.*, 2001), então estes diques não podem ser os marcadores da fase de ruptura do Atlântico Sul. Por outro lado, os diques mais jovens, que cortam os primeiros, e que ainda não possuem idade U-Pb bem estabelecida, podem ocupar esse papel.

#### 4.3 Geologia da Ilha de Santa Catarina

Associações graníticas, que aparecem no Cinturão Dom Feliciano, região Sul do Brasil, são chamadas de Batólito Pelotas, Batólito Florianópolis e Batólito Aiguá, nos escudos Sul Rio Grandense, Catarinense e Uruguaio, respectivamente. Possuem orientação preferencial em uma faixa de direção NNE, que passa pelo estado de Santa Catarina e se estende ao Uruguai. Alguns dos corpos graníticos mostram interação com magmas básicos

<sup>2</sup> Idades recalculadas para o novo padrão. As idades, obtidas pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , por fusão total de rocha, foram recalculadas com base em nova estimativa de idade para o padrão sanidina Fish Canyon (cf. Janasi *et al.*, 2011).

contemporâneos, sob a forma de enclaves maficos, diques sinplutônicos e corpos dioríticos e gabróicos (Bitencourt *et al.*, 2008).

O magmatismo tem sido interpretado, nas últimas décadas, como sendo relacionado a uma tectônica transpressiva, típica de um ambiente pós colisional (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000; Philipp *et al.*, 2004). No entanto, modelos geotectônicos diversos têm sido propostos para o Escudo Catarinense, ao longo dos últimos quarenta anos.

Três linhas de interpretação são destacadas: a primeira, segundo Hasui *et al.*, 1975; Cesar, 1980; Santos *et al.*, 1984, considerava a existência do Cráton Rio de la Plata a oeste, e o Cinturão Ribeira (Hasui *et al.*, 1975) ou Dom Feliciano (Cesar, 1980) a leste. Segundo os mesmos autores, a Ilha de Santa Catarina se situaria no prolongamento do Maciço Meridiano de Pelotas. A segunda, por Basei & Teixeira (1987), considerou um retrabalhamento de terrenos, por ação de um evento termo-tectônico. Já a terceira linha de pensamento é proposta por Silva (1999), considerando o Ciclo Brasiliano como um ciclo orogênico, e dividindo o embasamento em: Cinturão Móvel de Joinville; Craton de Guaruva, ao norte do cinturão; e o Craton de Itapema, ao sul do cinturão.

A descrição da geologia regional, da Ilha de Florianópolis, foi baseada no mapa de Caruso & Awdziej (1993), com ênfase nas rochas graníticas e vulcânicas do Proterozoico Superior ao Paleozoico, e Mesozoico. Ainda foram acrescentados, na figura 3, diques mapeados por Tomazzoli & Pellerin (2008), e Pellerin *et al.* (2010).

A legenda do mapa geológico (figura 3) foi mantida como a original, dividida em unidades cronoestratigráficas, e as descrições de algumas das unidades, modificadas segundo Bitencourt *et al.* (2008), referentes às litologias:

A. Proterozoico Superior ao Eo-Paleozoico

I. Suíte Pedras Grandes:

Granítóide Paulo Lopes: é composto por biotita monzo a sienogranitoporfiríticos, de matriz granular hipidiomórfica média a grossa, com evidências de baixo a médio grau de deformação denotado por foliação magmática bem desenvolvida e foliação milonítica local restrita a faixas métricas. São leucocráticos, de coloração rósea, e possuem plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, biotita, como minerais principais. Os minerais acessórios são apatita, zircão, allanita e minerais opacos, e secundários, clorita e raramente muscovita. A idade de cristalização U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.*, 2003) é de  $626 \pm 8$  Ma.

Granítóide São Pedro de Alcântara: é composto por monzogranitos e granodioritos, relativamente homogêneos, com frequentes ocorrências de enclaves maficos. Possui textura porfirítica de matriz média a grossa, com fenocristais de feldspato potássico, e mais raramente, de plagioclásio. Como minerais acessórios tem-se zircão, apatita, allanita e titanita, e como secundários, sericita, epidoto, clorita e carbonatos.

Granito Ilha: é a rocha mais abundante da Ilha de Santa Catarina e das ilhas oceânicas próximas, e corresponde a biotita monzo- a sienogranitos, de textura equigranular seriada média a grossa. A coloração é cinza rosada, de mineralogia representada por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e biotita como minerais principais, zircão, allanita, apatita e minerais opacos, como acessórios, e epidoto, sericita/muscovita, clorita, titanita, carbonatos e fluorita, como minerais secundários. Apresenta veios e bolsões pegmatíticos, aplitos, com leucogranitos cortando o corpo granítico. Basei (1985) estabeleceu a idade deste corpo em  $524 \pm 68$  Ma (Rb/Sr em rocha total).

## II. Suíte Cambirela:

A Suíte Cambirela é formada por intrusões tabulares de rochas ácidas e básicas, de granulação fina a média com diques de ocorrência subordinada.

Granito Itacorumbi: hornblenda-biotita monzogranitos, de coloração cinza médio. Possui textura porfirítica de matriz fina com fenocristais ovoides ou manteados por feldspato potássico, com quartzo e plagioclásio subordinados. Como minerais principais, encontram-se hornblenda, biotita, e quartzo. Seus contatos são tectônicos, através de falhamentos, alinhados na direção NE-SW, acompanhando lineamentos onde estão encaixados os diques riolíticos. Ocorrem enclaves maficos microgranulares, autólitos, e xenólitos. Xenólitos do Riolito Cambirela no Granito Itacorumbi evidenciam, segundo Bitencourt *et al.* (2008), a colocação deste como posterior ao extravasamento dos riolitos.

Riolito Cambirela: rocha vulcânica que ocorre principalmente na porção sul da Ilha. A composição varia entre riolitos e riodacitos, sempre com estrutura de fluxo, e pode ter granulação grossa a fina. Normalmente aparecem fenocristais de quartzo corroído, com feldspato potássico, quartzo e plagioclásio na matriz. São minerais acessórios zircão, minerais opacos, e secundários, epidoto, clorita, sericita, e biotita. A datação Rb/Sr de rocha total é de  $552 \pm 17$  Ma (Basei, 1985).

## B. Jurássico/Cretáceo

Diques de diabásio: muito frequentes com espessuras variadas, encaixados em granitoides neoproterozóicos, preenchendo fraturas, de direção preferencial NE-SW.

## C. Terciário/Quaternário

Depósitos de encostas, provocados por erosão das rochas mais antigas e transporte de sedimentos.

## D. Quaternário

Holoceno e/ou Pleistoceno: Depósitos de turfas, manguezais, eólicos, lagunares, transicionais e marinhos praiais.

### MAPA GEOLÓGICO DA ILHA DE SANTA CATARINA

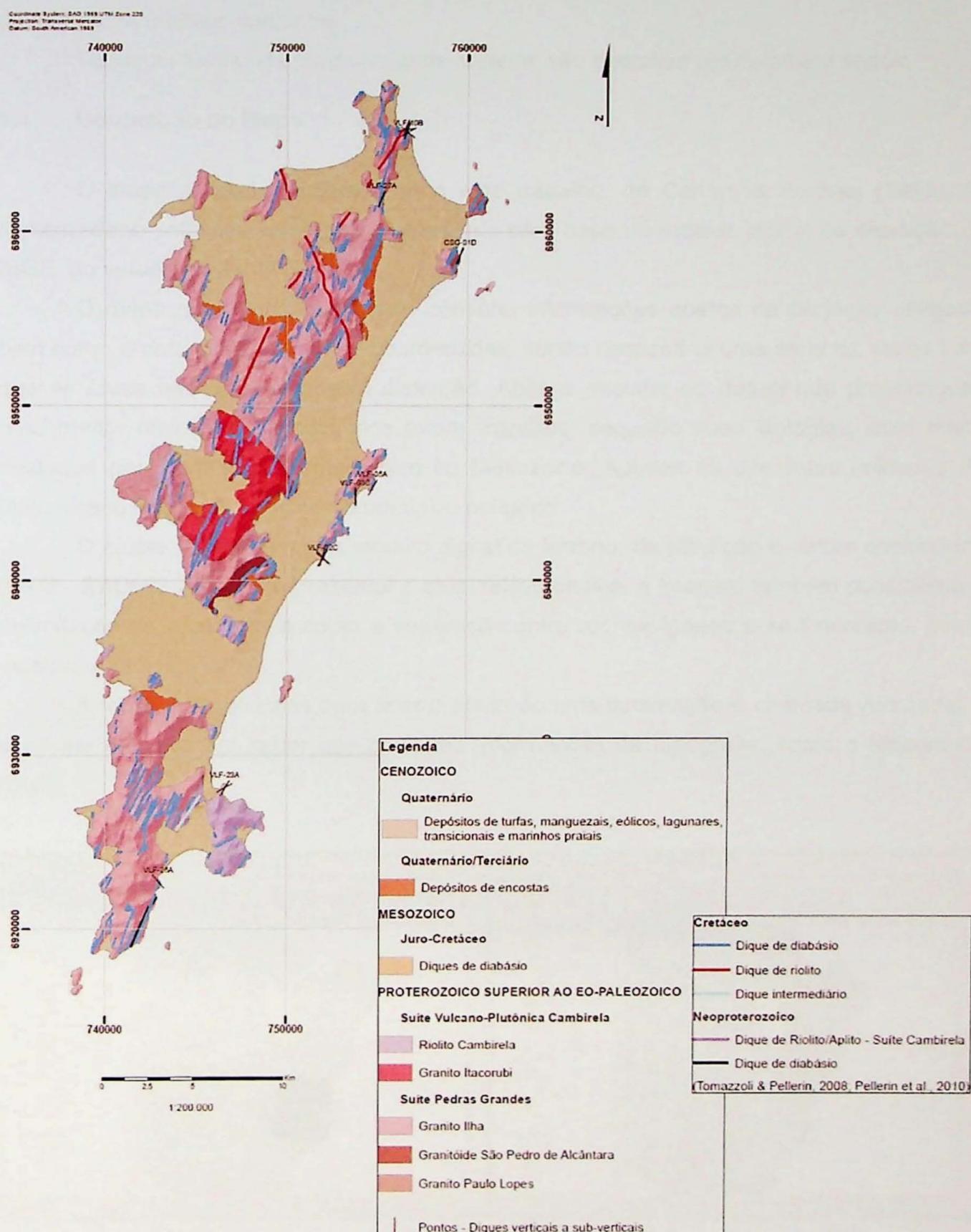


Figura 3 - Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina, modificado de Caruso & Awdziej (1993), com ênfase nas rochas ígneas proterozoicas e mesozoicas. Os diques investigados estão plotados segundo suas direções, na costa leste da Ilha. Outros diques mapeados por Tomazzoli & Pellerin (2008), e Pellerin *et al.* (2010), também foram inclusos.

## 5.0 MATERIAIS E MÉTODOS

O começo da pesquisa baseou-se na revisão bibliográfica, e em amostras previamente coletadas pela Dr<sup>a</sup> Luana Florisbal e pelo Prof. Dr. Valdecir Janasi, em etapas de campo de projetos conjuntos.

Todas as etapas de preparação de material são descritas em detalhe a seguir.

### 5.1 Confecção do Mapa

O mapa geológico, utilizado para este trabalho, de Caruso & Awdziej (1993), foi digitalizado no software ArcMap®, e atualizado com base no modelo digital de elevação do IBGE, do estado de Santa Catarina.

O mapa geológico original não continha informações acerca da projeção utilizada, bem como o *datum* ou sistema de coordenadas, sendo necessária uma série de testes para que as áreas não apresentassem distorção. Após a escolha do *datum* que proporcionou uma menor distorção, os polígonos foram traçados, segundo suas litologias, com maior destaque para rochas do Proterozoico ao Mesozoico. Apenas as diferentes unidades do Quaternário foram traçadas como um único polígono.

O ajuste ocorreu sobre o modelo digital de terreno, de projeção e *datum* conhecidos (UTM - SAD69). Além de representar o atual relevo da ilha, a imagem também possibilitou a delimitação da área, assim como a separação entre rochas ígneas e sedimentares, como mostrado na figura 4.

A ferramenta utilizada para criar o efeito de uma iluminação é chamada *hillshade*, e pode ser aplicada em raster que contenha informações da topografia, como o arquivo do IBGE.

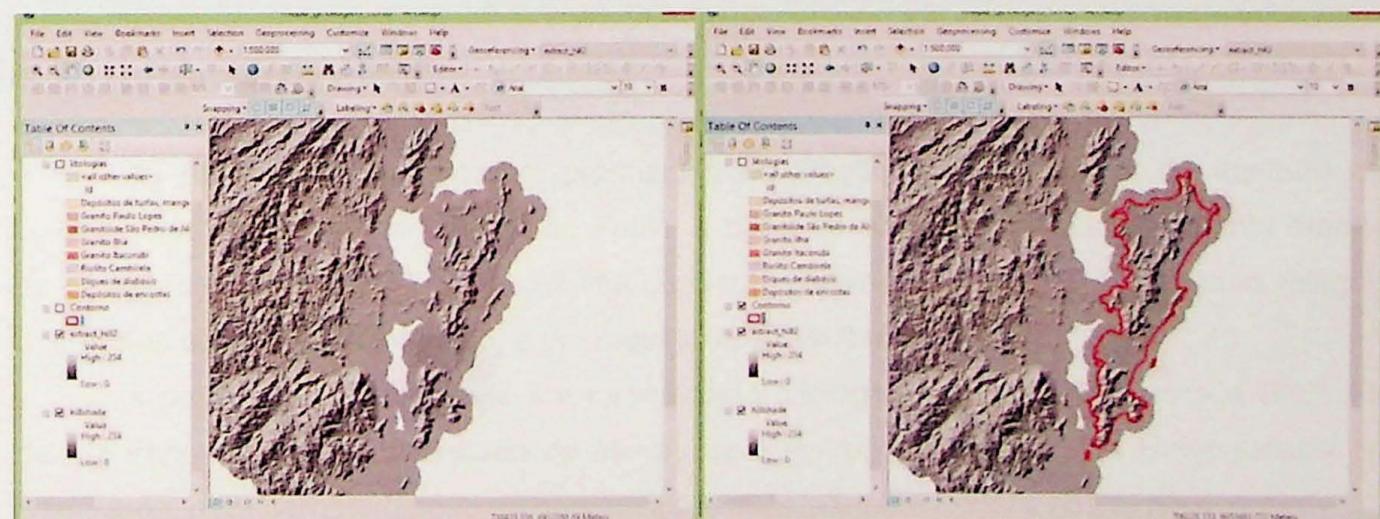


Figura 4 – Delimitação da área da Ilha de Santa Catarina, utilizando uma imagem de modelo de elevação digital, depois de aplicada a ferramenta *hillshade*. A área foi recortada, e o *shapefile* de litologias, do mapa original, importado para ajuste final.

Como pode ser observado na figura 5, de detalhe, os polígonos foram adaptados ao relevo atual, respeitando divisões feitas em campo, relativas ao mapa original.

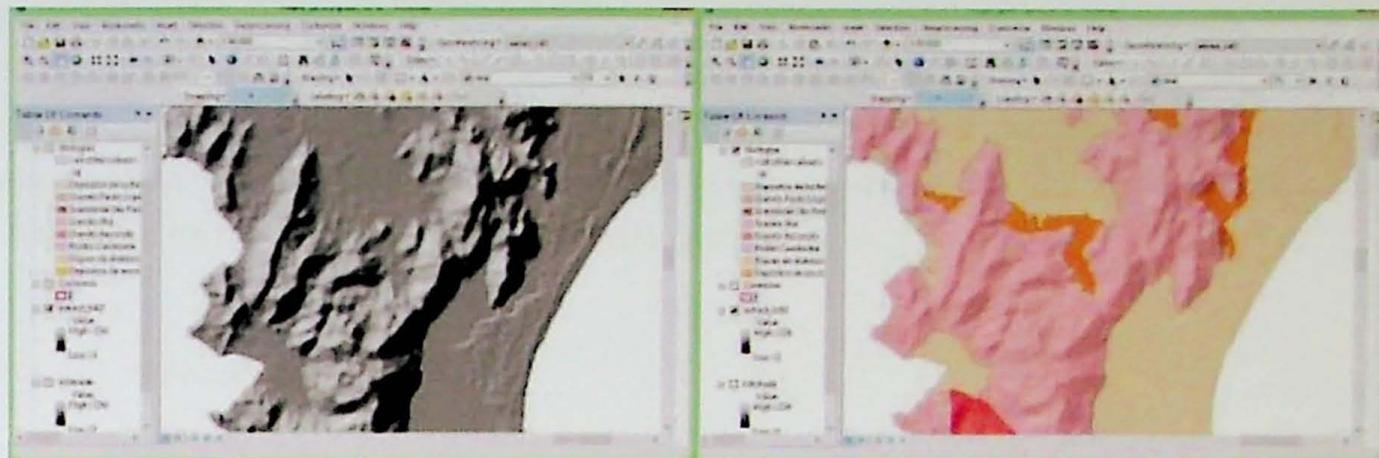


Figura 5 – Detalhe da adaptação ao relevo – foram mantidas as divisões originais, seguindo o relevo do modelo digital de terreno.

## 5.2 Etapa de Campo

A etapa de campo foi realizada entre os dias 14 e 17 de outubro de 2014, com o objetivo de coleta de amostras complementares às existentes, e do registro de relações entre diques, contatos e feições de campo. A delimitação da área de interesse foi feita com base nos artigos Tomazzoli & Pellerin (2008) e Pellerin *et al.* (2010), que citam ocorrências de diversos tipos de diques. Tal delimitação serviu como um planejamento para obter amostras complementares.

As rotas de acesso às áreas, utilizadas no trabalho de campo, encontram-se no ANEXO A.

## 5.3 Petrografia e MEV

As seções delgadas foram produzidas na Seção de Laminação, do Instituto de Geociências, da Universidade de São Paulo, a partir de amostras coletadas durante etapas de campo da Dr<sup>a</sup> Luana Florisbal, na Ilha de Santa Catarina. O ANEXO B traz uma relação dos dados coletados, em campo, e um resumo dos resultados obtidos.

A petrografia foi realizada em microscópio petrográfico binocular Olympus BXP 40, de luz transmitida, no Laboratório de Microscopia Petrográfica– LMP, da Universidade de São Paulo, para caracterização da composição, mineralogia e textura dos diques.

Cerca de nove amostras foram preparadas para análise em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), sendo também polidas as seções delgadas produzidas para a análise petrográficas. A técnica é utilizada para caracterização de mineralogia acessória, neste caso

em particular, para identificação de minerais de dimensões muito reduzidas ( $<20 \mu\text{m}$ ), como badeleíta e zircão, que podem ser utilizados na datação U-Pb, pelo método ID-TIMS.

O MEV, utilizado com o EDS (Energy Dispersive X-ray Spectrometer), auxilia na caracterização petrográfica. Eletromicrografias de superfícies em detectores de elétrons secundários e retroespalhados foram realizadas no laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, em um microscópio modelo LEO 440I, e micro-análises de elementos químicos por Energia Dispersiva de raios X, em um espectrômetro Oxford.

#### 5.4 Geoquímica

A geoquímica de rochas utilizou a fluorescência de raios X, para a identificação determinação de elementos maiores, e ICP-MS (Inductively coupled plasma mass spectrometry), para elementos traço, incluindo os elementos terras-raras. Foram preparadas dezenove amostras, com o objetivo de se caracterizar a diversidade composicional dos diques.

Para a preparação das amostras, tritura-se, em uma prensa hidráulica, amostras representativas, que para rochas de granulação fina, podem ter até cerca de 200 gramas. Como resultado têm-se fragmentos, que posteriormente precisam ser pulverizados em um moinho de ágata, na fração argila.

A partir de discos de vidro fundido, são obtidas as análises dos principais óxidos. O conjunto de elementos-traço é analisado a partir de pastilhas de pó compactado. Todo o processo, assim como as análises, é realizado no Laboratório de Fluorescência de Raios X – FRX, do NSP Geoanalitica, Universidade de São Paulo, em um Espectrômetro de Fluorescência de Raio X - Philips modelo PW2400, com trocador de amostras automático e equipamento de preparação de pastilhas prensadas e fundidas.

Um subconjunto é escolhido para análises de elementos traço, como os elementos terras-raras, Th, U, Nb, Ta, etc, por ICPMS. Nesta técnica, inicialmente é feita a homogeneização, sucedida pela separação de 0,1 g do pó da amostra. O ataque ácido é realizado, com uma mistura de HF e  $\text{HNO}_3$ , em um forno micro-ondas durante 60 minutos. A solução obtida é seca, novamente dissolvida em  $\text{HNO}_3$  e analisada em um espectrômetro ICP-MS ELAN6100, no NAP Geoanalitica, Instituto de Geociências, da Universidade de São Paulo.

### 6.0 CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS DOS DIQUES AMOSTRADOS

Os diques, ilustrados no mapa da figura 3, e no estereograma (Fig. 6), possuem padrão de direções ainda pouco explorado em relação ao contexto estrutural regional. De

maneira geral, em todos os afloramentos observados, aparecem dois tipos de padrão. O primeiro corresponde à direção preferencial NNE, e nela se alojam todos os diques mais espessos, de granulometria fina a média, que podem ser cortados por diques de espessura fina e granulometria muito fina, de direção NNW (Fig. 8 e 9). É também comum um padrão de diques em diques (Fig. 10A), no qual diques pouco espessos, de granulação fina, intrudem paralelamente o dique principal de textura mais grossa, representando uma nova injeção de magma no mesmo espaço.

Os dois padrões, embora opostos, são complementares, de maneira que quando o dique fino não aproveita a estrutura anterior de colocação, aparece na direção de esforço distensional posterior à mesma. A figura 7 mostra a visão geral de um dique de direção NE, no costão, com as dimensões observadas, assim como seus contatos.

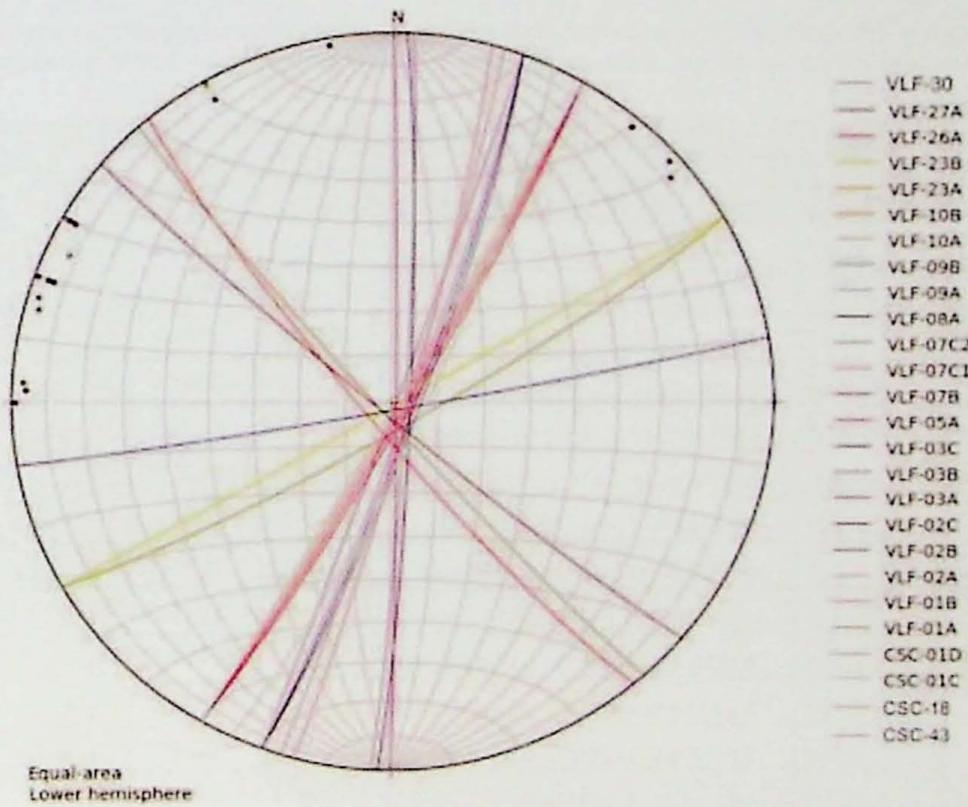


Figura 6 – Representação das atitudes dos diques, em estereograma. Notar que apenas em um afloramento, o conjunto de diques do afloramento VLF-23, grosso e fino, aparece na direção NE.

O conjunto de diques, VLF-23A e VLF-23B, e os diques do ponto VLF-08, possuem direção NE, mostrando as relações de intrusão de “diques em diques”. Em todos os outros afloramentos, como mostrado no estereograma (Fig. 6), e na tabela 1, os diques com características de menor espessura e granulometria – os finos – cortam, na direção NW, aqueles mais grossos.

O afloramento VLF-26 representa um dique de direção NW, que não pertence ao grupo de diques mais finos e jovens. É de granulometria mais grossa, mas possui características diferentes dos demais – a parte norte do dique é máfica, e a outra parte

possui enclaves microgranulares maficos, de granulometria fina a média, com maficos, plagioclásio, k-feldspato.

Mais adiante, será discutida a relação da parte estrutural com o quimismo das rochas, buscando-se relacionar as informações obtidas em campo e em laboratório. As informações de campo trazem questões interessantes, como possíveis eventos diferentes de colocação de magmas ácidos e os diferentes tipos de magmas básicos. Os dados, observados na tabela 1, mostram os códigos dos pontos, as coordenadas, características distintivas em campo, e a direção dos mesmos. Nota-se que a ordem dos pontos está organizada segundo seus grupos petrográficos, apresentados no item a seguir.

Outro aspecto de campo, importante para a interpretação das características químicas, é a presença de xenocristais de feldspato e quartzo, de até 2 centímetros de diâmetro capturados da rocha encaixante (Fig. 11).

Tabela 1 – Tabela com pontos, sua localização, direção e característica principal distintiva em campo. Toma-se como dique mais fino, os diques que cortam os mais grossos, sendo por tanto, mais jovens.

Pontos	Coordenadas		Características de campo	Direção
	E	N		
VLF-08A	756591	6965875	Dique básico fino, mais jovem	N80E
VLF-10A	756673	6965732	Dique básico fino, mais jovem	N40W
VLF-23B	746576	6928103	Dique básico fino, mais jovem	N60E
VLF-01B	751968	6941311	Dique básico grosso, mais antigo	N15E
VLF-02A	752002	6941240	Dique básico grosso, mais antigo	N30E
VLF-02B	752002	6941240	Dique básico grosso, mais antigo	N30E
VLF-03A	753801	6944779	Dique básico grosso, mais antigo	N-S
VLF-03B	753801	6944779	Dique básico grosso, mais antigo	N-S
VLF-03C	753801	6944779	Dique básico grosso, mais antigo	N-S
VLF-05A	754770	6945338	Dique básico grosso, mais antigo	N30E
VLF-07B	756551	6965965	Borda básica de dique composto	N20E
VLF-09A	756625	6965829	Dique básico grosso, mais antigo	N20E
VLF-09B	756625	6965829	Dique básico grosso, mais antigo	N20E
VLF-10B	756673	6965732	Dique básico grosso, mais antigo	N60E
VLF-23A	746576	6928103	Dique básico grosso, mais antigo	N30E
VLF-26A	742932	6922695	Dique básico grosso, mais antigo	N50W
VLF-27A	755227	6961902	Dique básico grosso, mais antigo	N20E
VLF-30	756068	6965984	Dique básico grosso, mais antigo	N16E
CSC-01C	759551	6958625	Dique básico grosso, mais antigo	N25E
CSC-01D	759551	6958625	Dique básico grosso, mais antigo	N17E
CSC-18	759519	6958510	Dique básico grosso, mais antigo	N30E
CSC-43	759097	6957507	Dique básico grosso, mais antigo	N10E
VLF-01A	751968	6941311	Dique básico fino, mais jovem	N48W
VLF-02C	752017	6941252	Dique básico fino, mais jovem	N40W
VLF-07C1	756551	6965965	Centro ácido de dique composto	N20E
VLF-07C2	756551	6965965	Centro ácido de dique composto	N20E

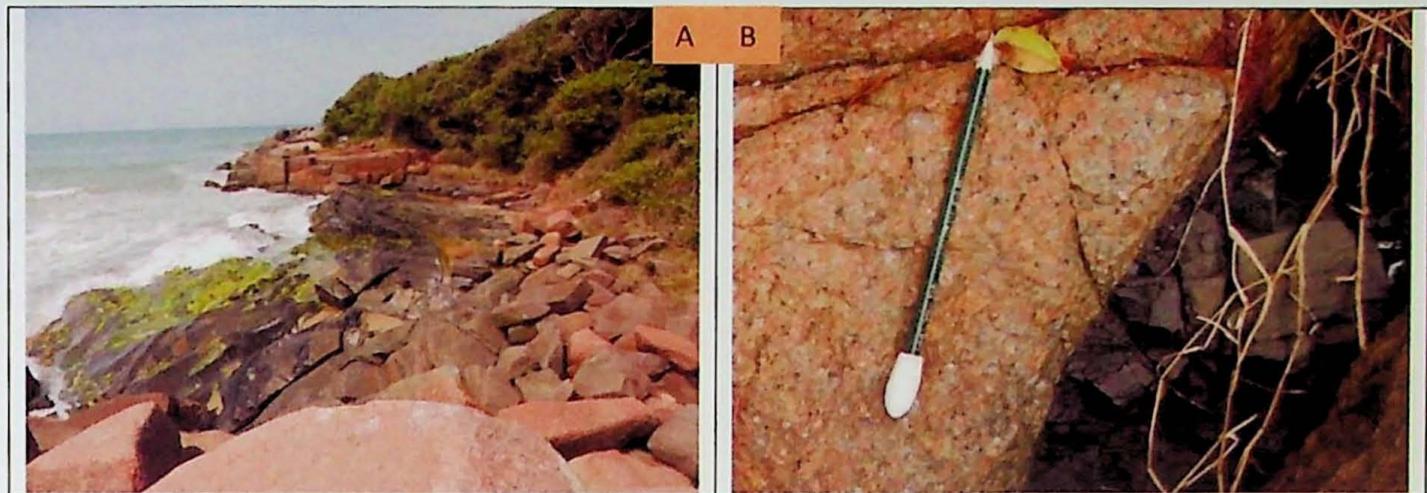


Figura 7 – Fotos do afloramento VLF-30. (A) Visão geral, com dique de grande espessura (aprox. 15 metros) claramente destacado da rocha encaixante granítica. (B) detalhe da margem resfriada na borda do dique.

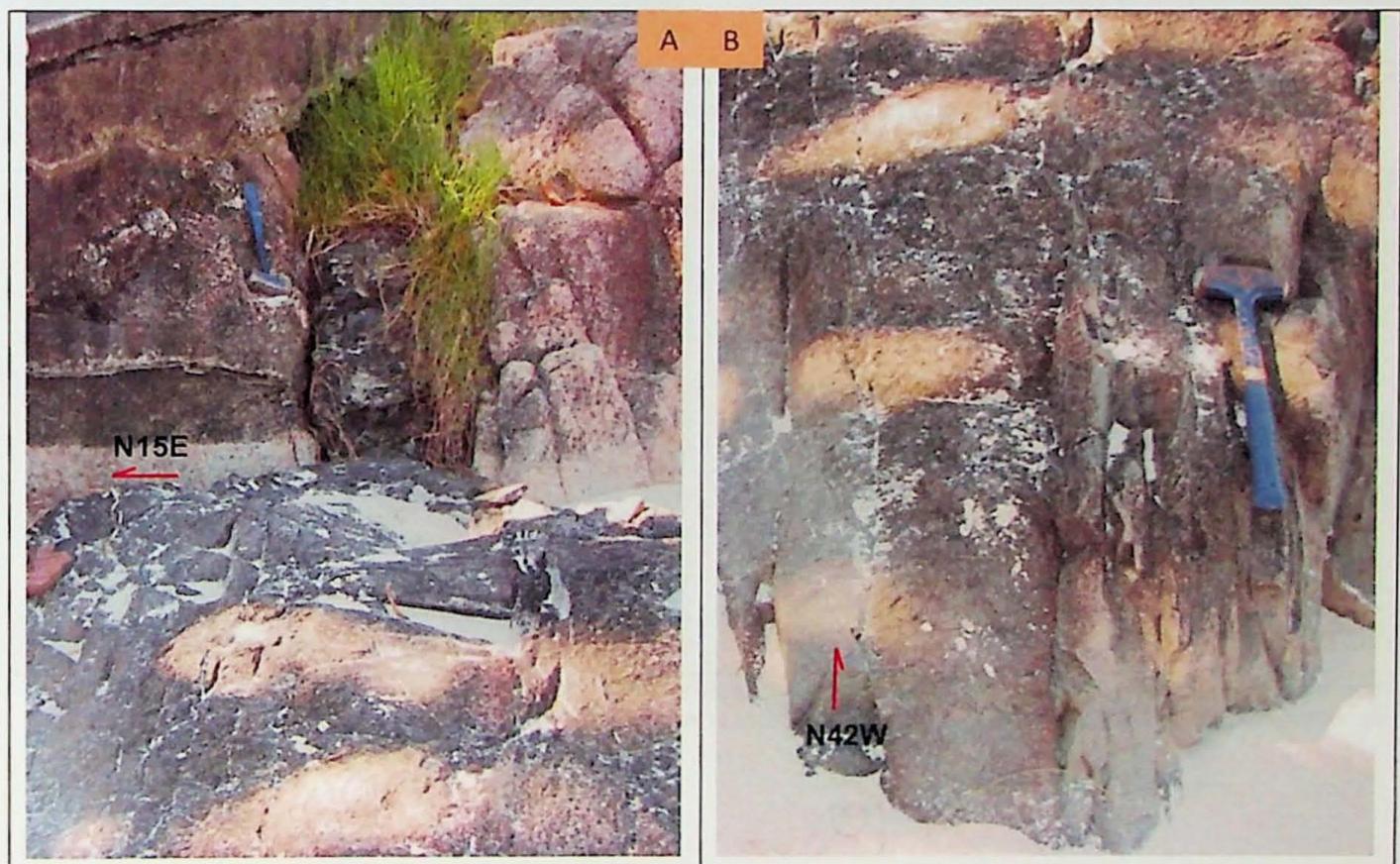


Figura 8–Afloramento do ponto VLF-01. (A) Dique principal mais antigo, na direção N15E, sendo cortado por dique mais jovem na direção N42W. Detalhe do afloramento em (B), com contatos bem definidos.

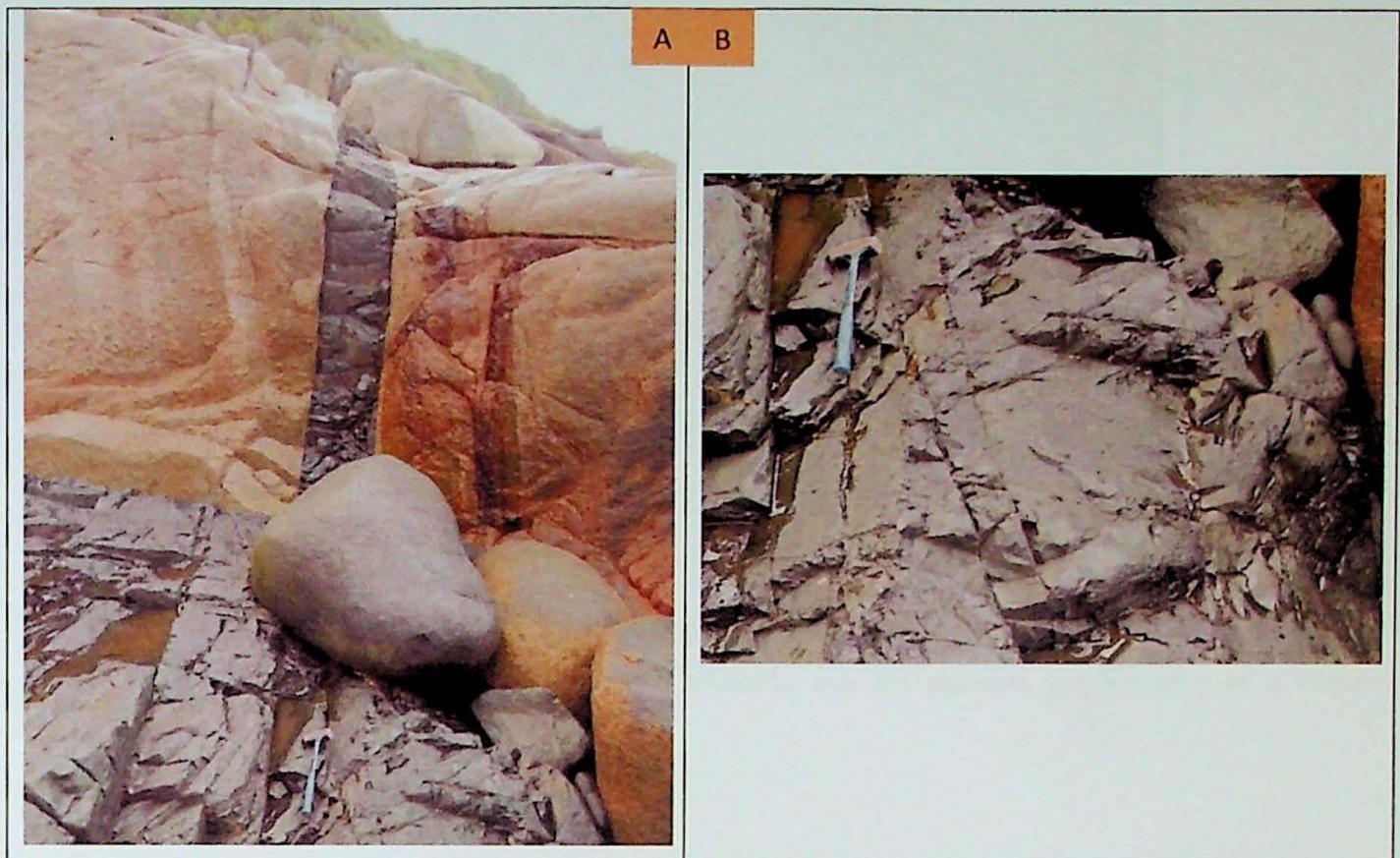


Figura 9—(A) Dique fino, de direção NW, cortando dique grosso e espesso, de direção NE. Foto do afloramento VLF-08. (B) Detalhe do contato entre os dois diques, do mesmo ponto. O mais fino possui borda de resfriamento.

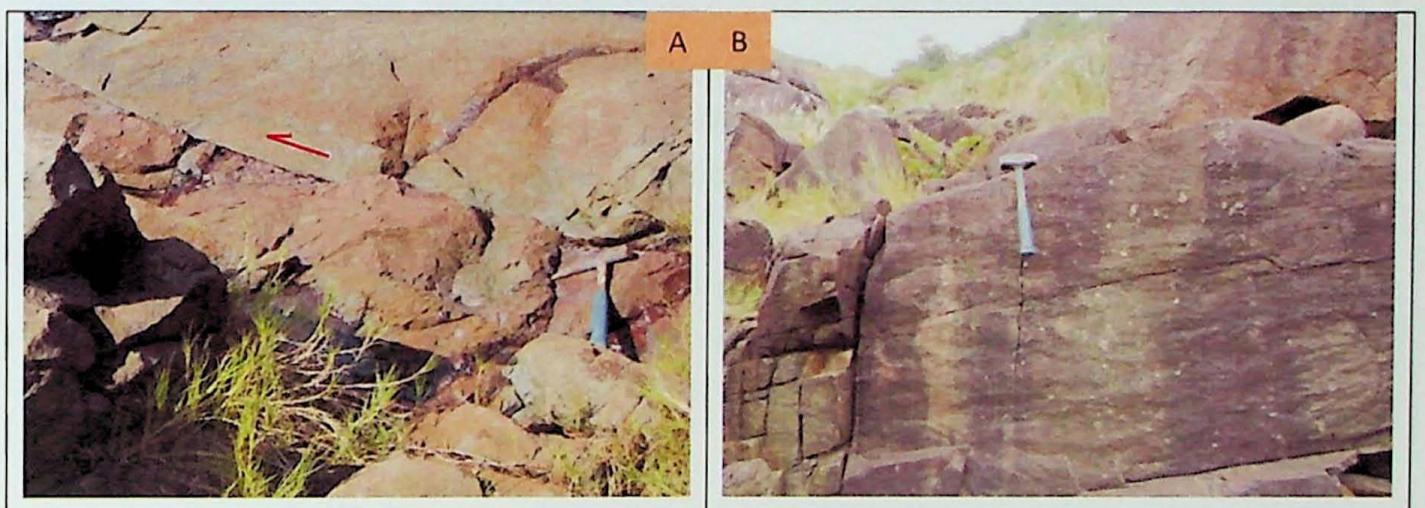


Figura 10 – (A) Exemplo de dique em dique, no afloramento VLF-23, com diques mais antigos e jovens com orientação NNE. A direção do dique mais jovem aparece indicada pela seta vermelha. (B) Dique composto, de borda básica e centro ácido.



Figura 11 – Detalhe de xenocristais de quartzo e feldspato, que em algumas porções chegam a formar aglomerados, em dique de direção NE.

## 7.0 PETROGRAFIA

Os diques estudados foram divididos em grupos, a partir de critérios estruturais, texturais e mineralógicos. Diferentes tipos de diques básicos foram reunidos nos grupos I, II e III, subdivididos em: diques de diabásio tardios (jovens) (I), diabásios de textura inequigranular seriada fina a média (II), e diabásios de textura porfirítica (III). O Grupo IV é constituído pela porção ácida, central de um dique composto, cuja borda é de composição básica (Fig. 10B).

Diques mais antigos, em relação aos mais jovens, apresentam maior espessura e maior granulação – fina a média. Além de menos espessos, os diques mais jovens possuem granulação muito fina a afanítica.

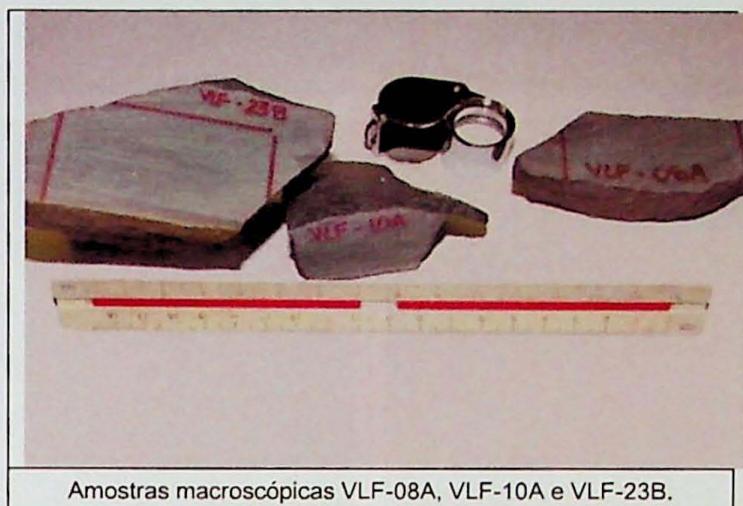
### 7.1 Diques básicos

#### Grupo I – Diques de diabásio tardios (jovens)

São de rochas de granulação muito fina a afanítica, que constituem um grupo basaltos de cor cinza escura a preta, de aspecto homogêneo. Em campo, são diques de direção NW-SE, que cortam diques mais espessos, ou de direção NE-SW, na forma de diques-em-diques, e são denominados jovens pelas suas relações de campo.

Possem estrutura maciça, com poucas microvenulações esbranquiçadas milimétricas (amostras VLF-08A e VLF-10A).

A textura é inequigranular seriada fina a muito fina, e é possível identificar plagioclásio idiomórfico, de até 1mm. A figura 12 ilustra as amostras macroscópicas desse grupo.



Amostras macroscópicas VLF-08A, VLF-10A e VLF-23B.

Figura 12 – Grupo I, de textura inequigranular seriada, e intergranular a intersertal. Todas as amostras possuem granulação fina a muito fina.

### Petrografia microscópica

Esse conjunto de diques possui algumas subdivisões, em decorrência de diferente cristalinidade: o subgrupo i é hipocrystalino, e o ii, holocrystalino.

#### Subgrupo i – Presença de vidro vulcânico

Apresenta textura inequigranular seriada fina a muito fina, com plagioclásio e clinopiroxênio variando o diâmetro entre 0,25 e 1,0 mm. Nas amostras VLF-08A e VLF-10A (Fig. 13), há vidro em textura intersertal, ou seja, há vidro na matriz.

É composto por plagioclásio (50-60%), tabular a acicular, agrupado em pequenos aglomerados; clinopiroxênio (15-25%), subidiomórfico a xenomórfico, por vezes arredondados ( $\varphi=0,05$  - 2,0 milímetros); vidro (5-7%), minerais opacos (3%), apatita (2%), clorita (1%), e sericita (2-5%). Proporções entre os minerais são de difícil estimativa, em razão da granulometria da rocha.

Nesse grupo, dois tipos de minerais opacos são observados: equidimensionais muito finos, de  $\varphi=0,01$ -0,05 mm, e aciculares, de  $\varphi=0,25$  mm, parcialmente curvos, por vezes cortando os minerais e o vidro. Os primeiros localizam-se mais isolados, já os últimos formam aglomerados, mostrando rápido congelamento.

Microvenulações de quartzo, de  $\varphi=0,08$  mm, cortam alguns cristais, com pequenos cristais de plagioclásio. Na amostra VLF-10A, os cristais de plagioclásio encontram-se mais sericitizadas.

O vidro aparece parcialmente devitrificado, principalmente no contato com o plagioclásio. A presença de vidro também indicar rápido resfriamento da lava, e a textura esferulítica<sup>3</sup> aberta (Fig. 13C), aparente na amostra VLF-08A, alta temperatura (aproximadamente 700°C) de devitrificação<sup>4</sup>.

Plagioclásio e piroxênio ocorrem em textura subofítica. Alguns grãos de plagioclásio mostram textura do tipo rabo-de-andorinha, e se organizam na forma radial.

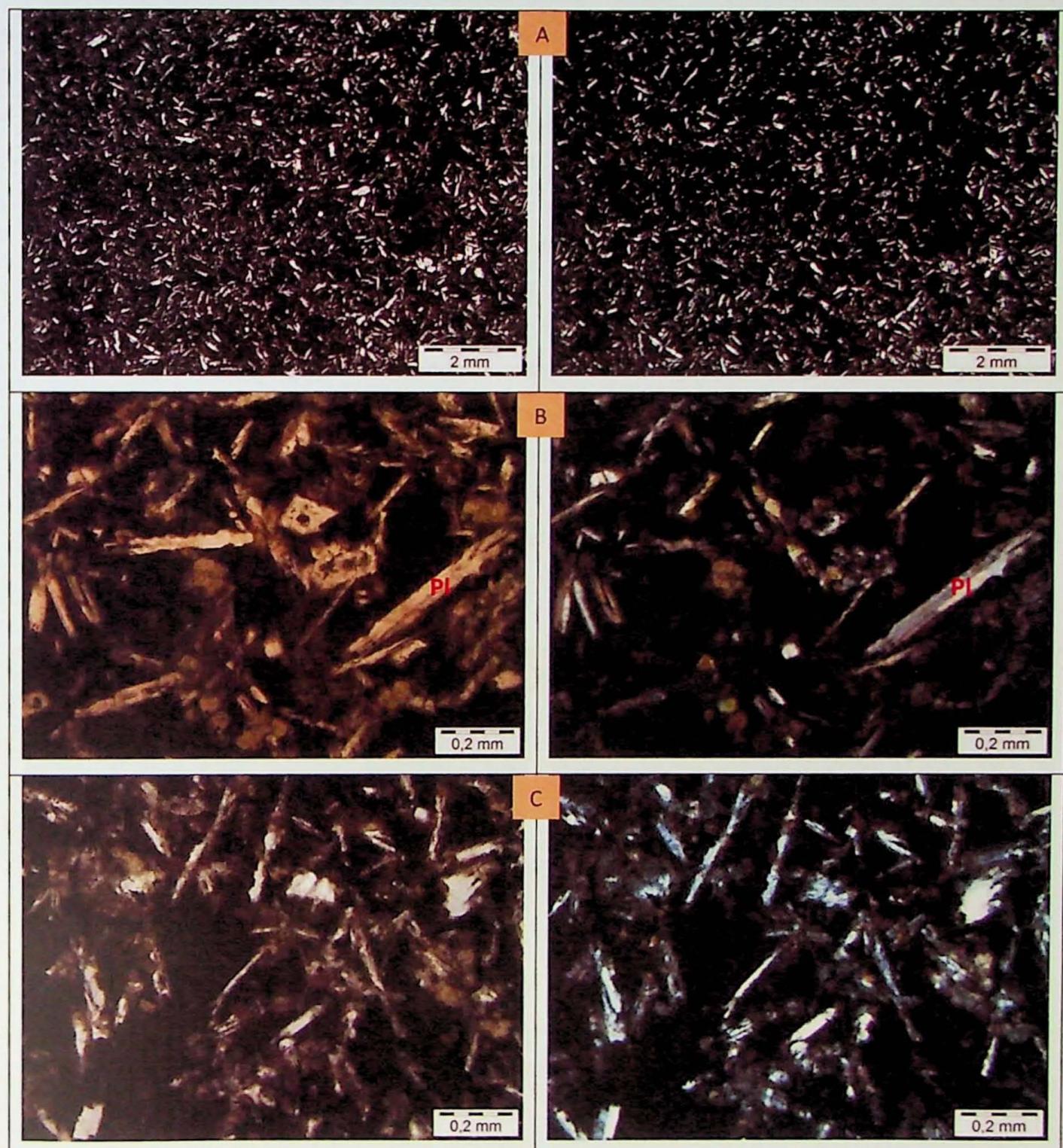


Figura 13 – Fotomicrografias da amostra VLF-08A, com polarizadores descruzados na coluna da esquerda, e cruzados, à direita. A primeira linha (A) mostra a textura geral da seção, de granulometria fina a muito fina, e a presença de vidro. A segunda (B), textura sub-ofítica, no centro da foto, e textura do tipo rabo de andorinha, em plagioclásios. Já a terceira (C), a textura do tipo esferulítica aberta, em cristais de plagioclásio.

<sup>3</sup>Esferulitos são produtos característicos de devitrificação em alta temperatura de vidro natural.

<sup>4</sup>Esferulitos formados em altas temperaturas (700°C) consistem em aglomerados abertos de fibras de cristal espaçadas (Lofgren, 1971a).

## Subgrupo ii – Ausência de vidro vulcânico

Esse grupo de rochas é holocrystalino, e possui textura microporfirítica, de matriz inequigranular seridada fina a muito fina, com microfenocristais de plagioclásio (60%), variando  $\varphi=0,5-1$  mm, e de clinopiroxênio (35%),  $\varphi=0,3-1,5$  mm. A matriz é muito fina e parece ser composta por plagioclásio. Pode haver quartzo e k-feldspato em baixas proporções, na matriz.

A amostra VLF-23B apresenta grau médio/alto de alteração. Aparecem minerais como clorita e sericita, substituindo os cristais maiores de plagioclásio, mas também, em regiões da matriz.

São presentes três tipos de minerais opacos: equidimensionais, bem formados, de granulação muito fina ( $\varphi=0,01-0,05$  mm); equidimensionais sub- a idiomórficos de granulação relativamente mais grossa ( $\varphi=0,1$  mm); e aciculares ( $\varphi=0,25$  mm).

Os primeiros estão associados à matriz, alterada, podendo pertencer a uma fase posterior ou pós-magmática. Nessas amostras, os opacos aciculares também possuem tais características. Os opacos maiores, no entanto, aparecem dispersos e não indicam fase de formação por associações minerais.

O plagioclásio, sub- a idiomórfico, alterado, também apresenta textura do tipo rabo-de-andorinha. Entre plagioclásio e clinopiroxênio predomina textura sub-ofítica.

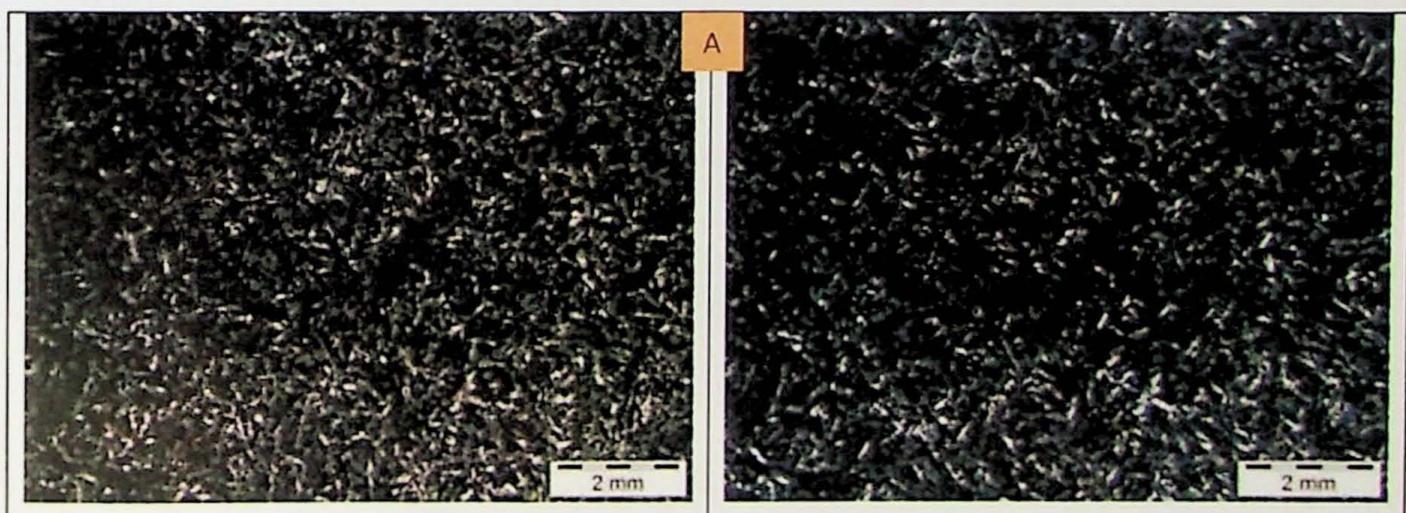


Figura 14 - Fotomicrografias da amostra VLF-23B, com (A) ilustrando a textura geral da seção holocrystalina, à esquerda com polarizadores descruzados, e à direita, cruzados.

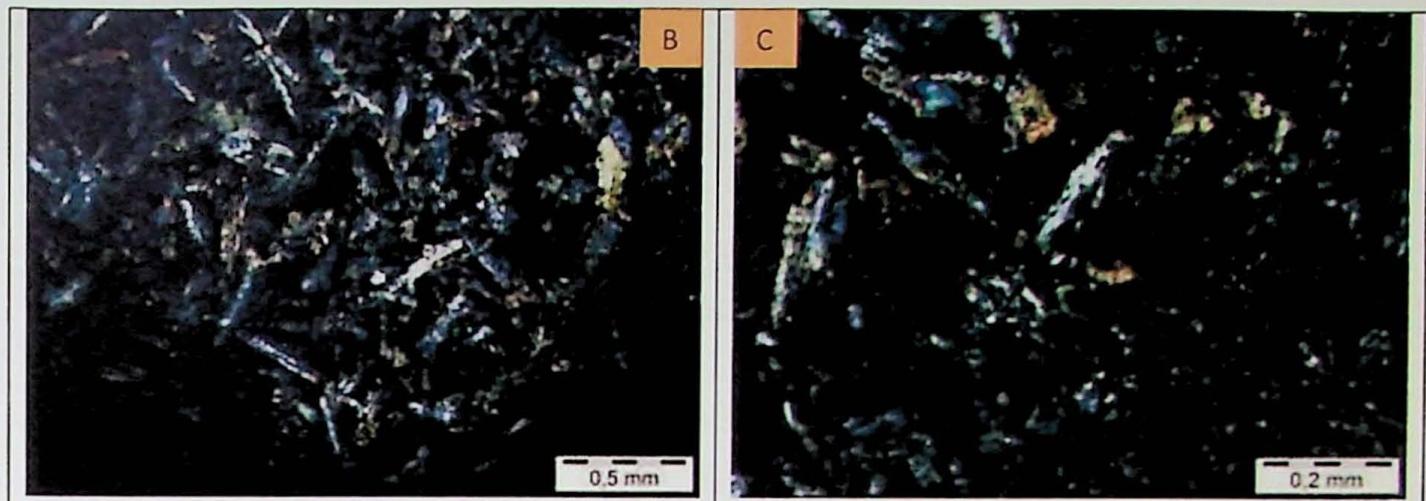


Figura 14 (cont.) – Fotomicrografias da amostra VLF-23B. (B) mostra textura do tipo rabo de andorinha em plagiocásio, com polarizadores cruzados, e (C) detalha as relações texturais, entre microfenocristais e matriz, e a presença de opacos.

## Grupo II - Diabásios de textura inequigranular seriada fina a média

Diabásio de cor cinza escura, e minerais esbranquiçados, com alteração de cor branca e avermelhada. A estrutura é maciça, e a cristalinidade holocrystalina. Esse conjunto de rochas apresenta textura inequigranular seriada fina a média (VLF-09A).

É possível identificar plagioclásio idiomórfico de até 2 mm, sendo variações descritas na parte direcionada à microscopia, já que tais mudanças não são visíveis a nível macroscópico.



Figura 15 – Grupo II, representando um conjunto de amostras de diques mais antigos, de textura inequigranular seriada fina a média.

## Petrografia Microscópica

A esse conjunto pertencem rochas holocratalinas, de textura inequigranular seriada fina a média, a microporfírica (VLF-03C), com microfenocristais de clinopiroxênio, de até 1,5 mm. Apenas um fenocristal de 7 mm foi observado (Fig. 16B), com alteração para sericita, inclusões de cristais de plagioclásio, apatita e opacos equidimensionais finos e mais grossos.

São formadas por plagioclásio (35-55%, nas amostras VLF-23A e VLF-09A, respectivamente), sub- a idiomórfico, de  $\varphi=0,5-1,5$  mm; clinopiroxênio (22-55%), incolor, sub- a idiomórfico, com  $\varphi=0,2-1,0$  mm.

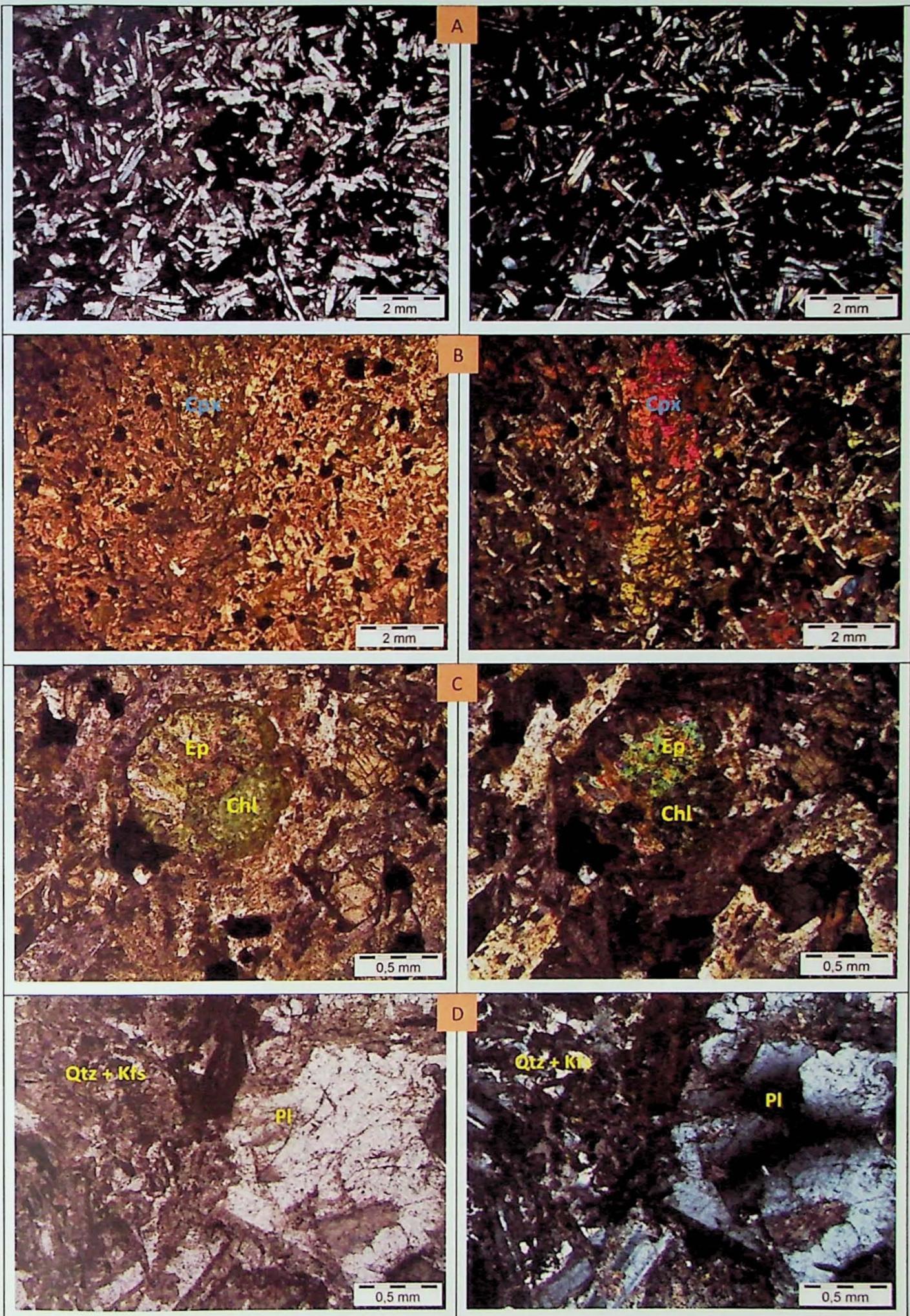
Plagioclásio e piroxênio mostram textura sub-ofítica e, alguns locais, e textura intregranular, com clinopiroxênio nos interstícios. O primeiro aparece comumente radial na matriz.

Há alteração em todas as amostras, principalmente na matriz, com a presença de clorita, sericita, e opacos finos equidimensionais (0,01-0,05 mm) de rara ocorrência na amostra VLF-05A. Nessas porções mais alteradas, é possível notar mesóstase – intercrescimentos micrográficos (Fig. 16D/E), variando de 5 a 7%. Na amostra VLF-09B, há pequenos aglomerados poligonais na matriz, e em alguns locais formam-se mimerquitas. Apenas nas lâminas VLF-03C/B foram observados pseudomorfos, ou amígdalas de clorita, epidoto e mica branca (Fig. 15C).

Os minerais opacos presentes ainda aparecem equidimensionais ( $\varphi=0,1-0,5$  mm), com inclusões de plagioclásio, às vezes alterado (VLF-27A), dispersos pelas amostras. Minerais opacos aciculares têm maior expressão na amostra VLF-26A, de  $\varphi=1,0-2,5$  mm, aproximadamente 5%.

Apatita é mineral acessório, acicular, medindo até 0,5 mm de comprimento (VLF-03C e VLF-10A).

As amostras VLF-02A, VLF-02B, VLF-03A e VLF-09B não apresentam minerais opacos aciculares, sendo que nas três primeiras eles ocorrem diretamente relacionados às alterações, substituindo minerais, sem forma definida.



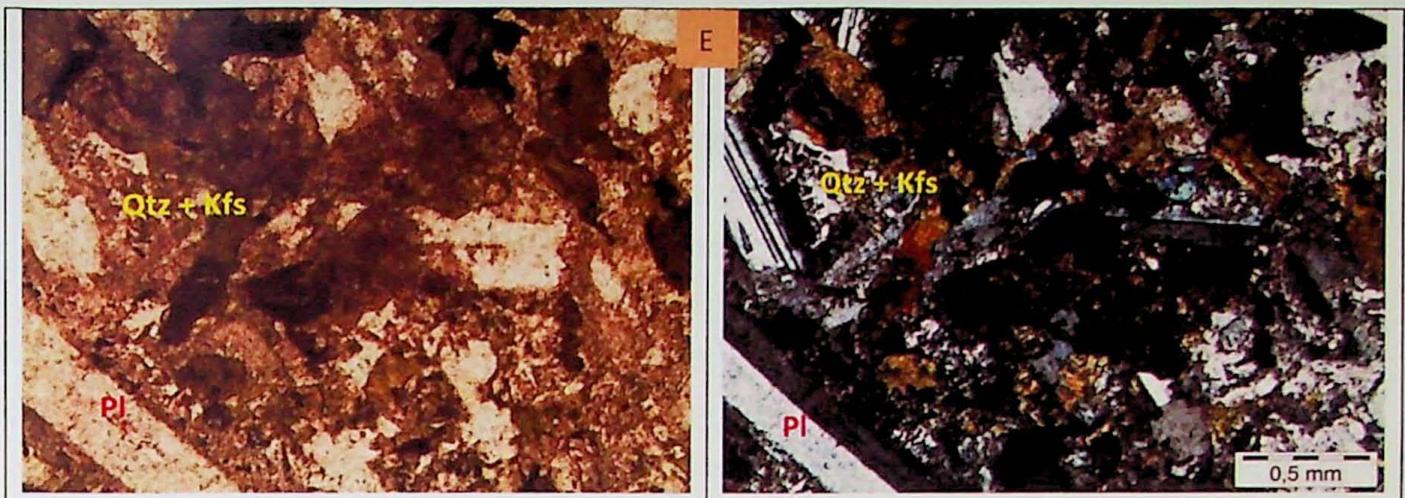


Figura 16– Fotomicrografias com polarizadores descruzados na coluna da esquerda, e cruzados à direita.(A) amostra CSC-01C, mostrando textura geral, inequigranular seriada fina a média. (B) amostra VLF-03C, com fenocristal de clinopiroxênio, de 7mm de comprimento, no centro da foto. (C) detalhede amígdala ou pseudomorfo com clorita, epídoto e mica branca, na amostra VLF-03C. (D) e (E) Intercrescimentos micrográficos na matriz, mais evidentes em contatos com cristais de plagioclásio, presente na amostra VLF-09B.

### Grupo III – Diabásios porfiríticos

Como indicado na tabela de pontos, do ANEXO B, os diabásios porfiríticos, representados por rochas dos pontos VLF-01A e VLF-02C, são parte dos diques mais jovens, de direção NW.

Diabásio de cor cinza escura, com alterações esbranquiçadas e amareladas. A estrutura é maciça, sem evidência de deformação ou fluxo magnético.

Apresenta textura porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais de até 4 mm de piroxênio e plagioclásio, de matriz equigranular fina. Os cristais de piroxênio aparecem idiomórficos a sub-idiomórficos, assim como o plagioclásio.



Figura 17 – Amostras VLF-01A e VLF-02C, de textura porfirítica a glomeroporfirítica e matriz equigranular fina.

### Petrografia Microscópica

Conjunto de rochas de textura porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais de plagioclásio (Andesina – An<sub>43</sub>), de 2 a 5 mm, e piroxênio, de 1 a 4 mm (Fig. 18A e B).

Aglomerados de microfenocristais, envolvendo plagioclásio e clinopiroxênio também são observados. Os fenocristais apresentam-se subidiomórficos e xenomórficos, muitas vezes arredondados. Foram observados zoneamentos concêntricos em cristais de clinopiroxênio.

A matriz é equigranular fina, composta por plagioclásio idiomórfico (45%), de  $\varphi \approx 0,25$  mm, clinopiroxênio (40%), de  $\varphi \approx 0,2 - 0,35$  mm, minerais opacos (5%), de  $\varphi \approx 0,1$  mm, mica castanha de alteração (5%) e apatita (traços). É comum a textura sub-ofítica entre plagioclásio e clinopiroxênio.

Minerais opacos encontram-se dispersos na matriz, assim como a apatita, e não há inclusões em fenocristais. A mica castanha de alteração aparece em pseudomorfos prismáticos, e também no interior de alguns fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio, sendo que os penúltimos também aparecem em inclusões nos últimos.

A amostra VLF-01A apresenta considerável alteração, com plagioclásio sericitizado e presença de clorita, além da mica de alteração. Os minerais opacos são consideravelmente mais finos ( $\varphi \approx 0,01$  mm), no entanto também se associam à matriz.

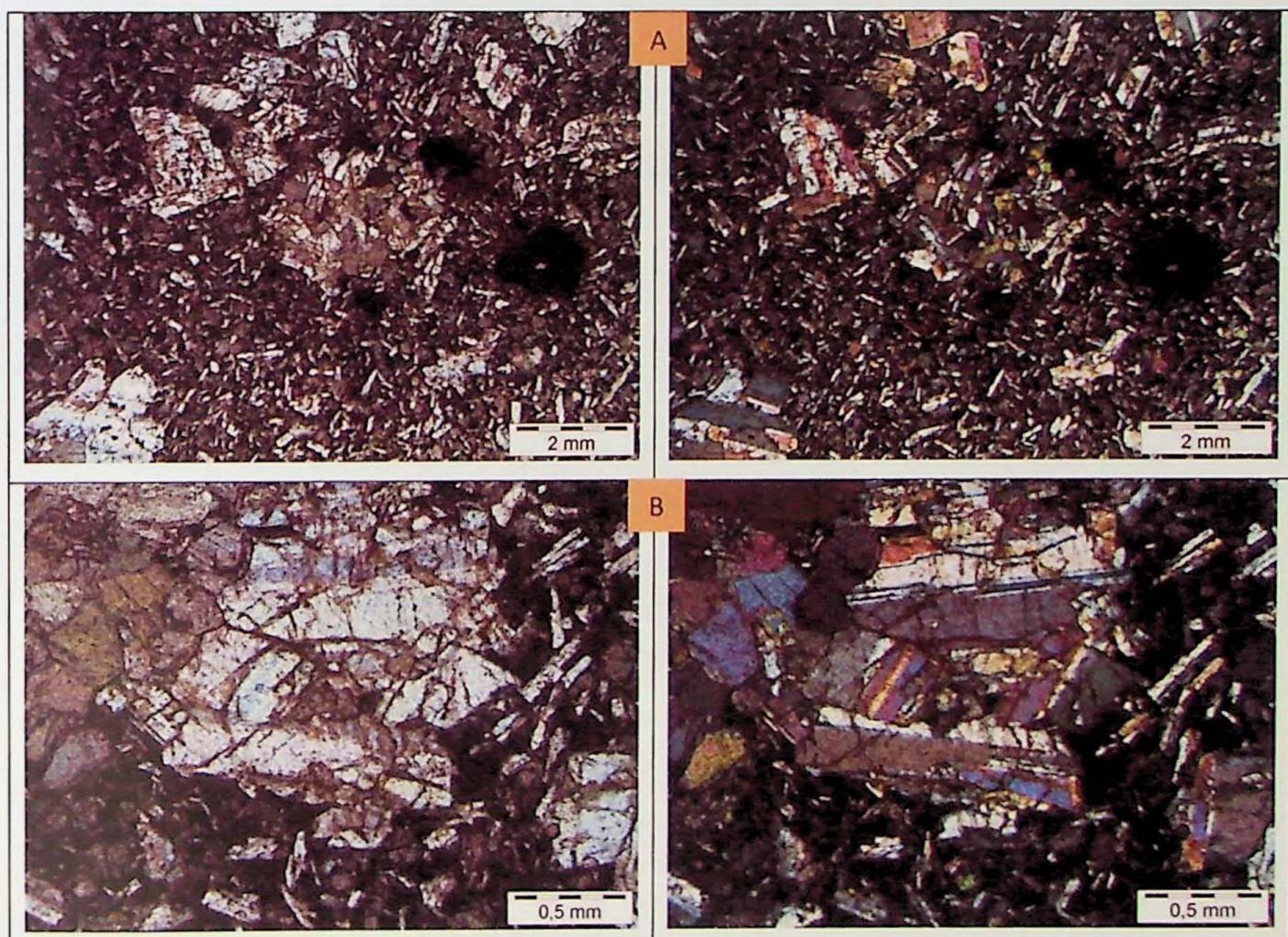


Figura 18 - Fotomicrografias com polarizadores descruzados na coluna da esquerda, e cruzados à direita, da amostra VLF-02C. (A) Textura porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio, e matriz fina. Há inclusão de plagioclásio em opaco equidimensional mais grosso. (B) Textura glomeroporfirítica, com fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio, de até 2,5 mm.

## 7.2 Diques ácidos

### Grupo IV - Centro ácido de dique composto

A esse grupo foi inserido o centro ácido de um dique composto, de borda básica.

Dacito<sup>5</sup> de coloração cinza médio, com cristais de até 7 milímetros, esverdeados e esbranquiçados de feldspato e quartzo. Há alteração de cor alaranjada.

A estrutura é maciça, e possui textura porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais de 0,5 a 1 centímetro de plagioclásio idiomórfico. A matriz é fina e aparentemente é composta de vidro com raros microcristais de plagioclásio e piroxênio.



Figura 19 - As amostras que representam o grupo IV são VLF-07C1/C2. Ao lado direito, amostra VLF-07B, a borda básica, que torna o dique composto.

### Petrografia microscópica

Este grupo representa o núcleo ácido do dique composto do norte da Ilha. Possui textura porfirítica, de matriz fina a muito fina, com fenocristais de  $\phi \approx 0,5-1,5$  cm de plagioclásio. A matriz possui forte alteração, com sericita e clorita, mas ainda é possível identificar plagiocásio idiomórfico de até 1 mm, quase totalmente substituído por sericita, ou por minérios de alteração. Perto dos contatos de plagioclásios maiores, há intercrescimentos micrográficos entre quartzo e feldspatos, que se apresentam espalhadas pelas lâminas VLF-07C1 e VLF-07C2, em quantidade expressiva, mas de difícil estimativa modal.

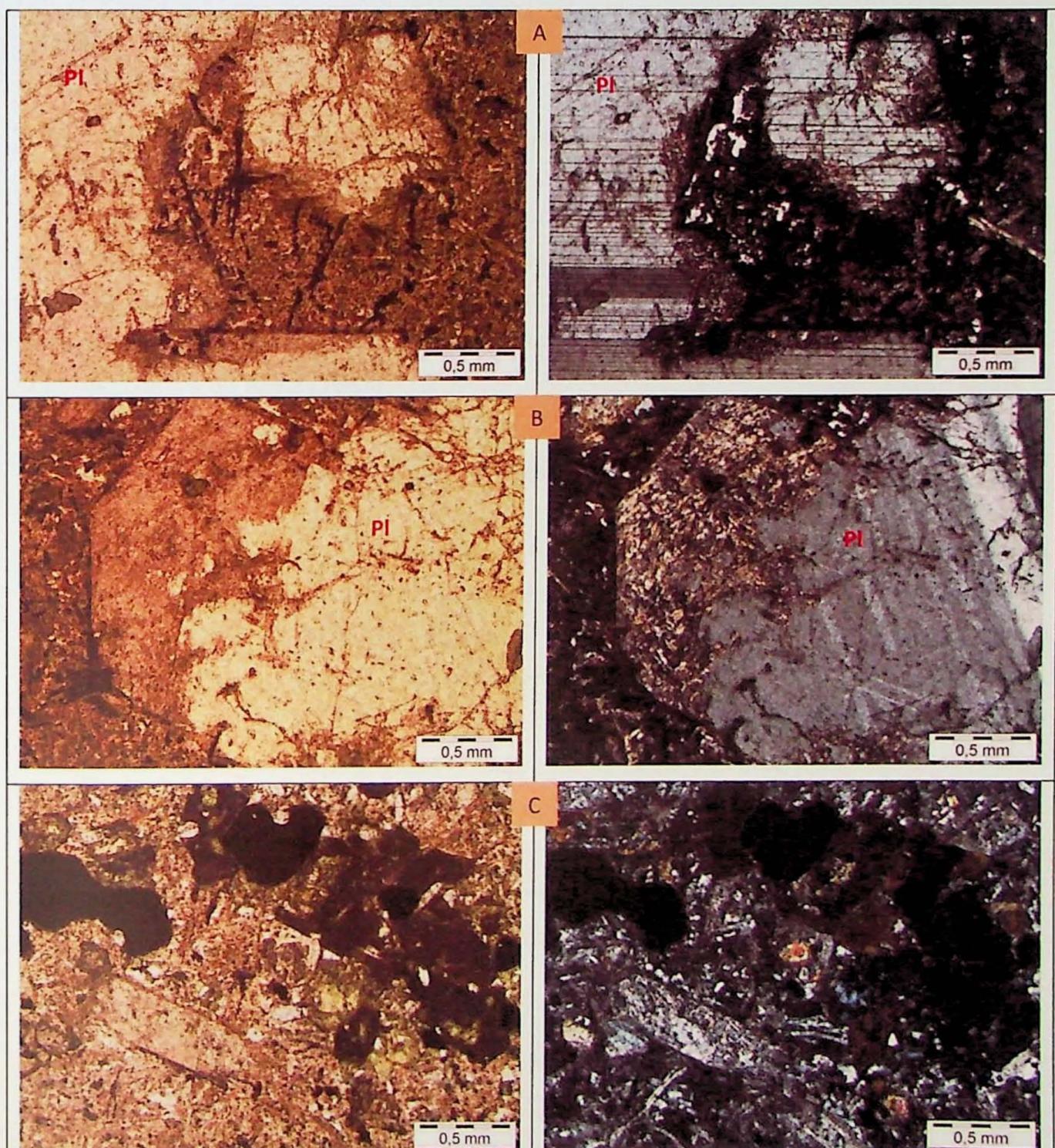
Os fenocristais de plagioclásio possuem bordas alteradas (Fig. 20A/B), assim como percolações dessas alterações através de microfraturas, por vezes, formando pequenos bolsões.

<sup>5</sup> Nome descritivo para intrusões, em relação à composição. Segundo McPhie (2010), a estimativa baseada em assembleia de fenocristais para os dacitos é a de plagioclásio  $\pm$  fase ferromagnesiana (biotita, anfibólio, piroxênio)  $\pm$  quartzo ( $\pm$  k-feldspato).

Minerais opacos (7%) aparecem distribuídos pelas amostras: aciculares (0,3 mm), equidimensionais finos (0,01-0,05 mm) e equidimensionais grossos (0,25 – 1 mm). Os últimos possuem pequenas inclusões, que podem lhes atribuir características de formação.

Também são observados aglomerados circulares de clorita e epidoto, de até 1mm. Podem representar amígdalas ou pseudomorfos de minerais não mais identificáveis devido ao alto grau de alteração. Porções vítreas também são identificadas na matriz, muitas vezes com feição de devitrificação.

Clinopiroxênio é raro (3%), de  $\varphi \approx 0,7$  mm, e aparece bem alterado, sub-idiomórfico a xenomórfico. Apatita acicular é observada tanto na matriz, quanto inclusa em fenocristais, representando um estágio precoce de formação.



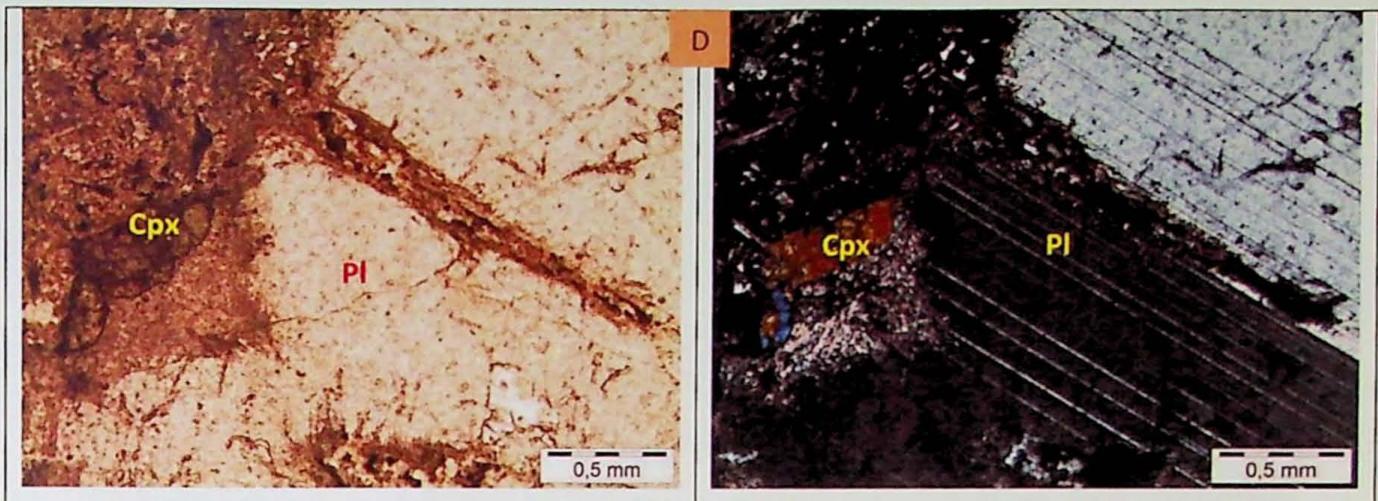


Figura 20- Fotomicrografias com polarizadores descruzados na coluna da esquerda, e cruzados à direita, da amostra VLF-07C2. (A) e (B) Borda alterada de fenocristal de plagioclásio, de 1 centímetro. Há intercrescimentos micrográficos – mesóstase – na matriz, perto do contato com o fenocristal. Opacos aciculares aparecem associados à matriz. (C) Mesóstase em matriz alterada. (D) Borda de fenocristal de plagioclásio, sendo substituído por sericita, com clinopiroxênio.

### 7.3 Microscópico Eletrônico De Varredura (MEV)

As imagens obtidas neste trabalho tiveram como objetivo auxiliar a descrição textural e caracterizar a mineralogia acessória, especialmente para identificar minerais como badeleíta ou zircão, que podem ser datados pelo método U/Pb. As siglas utilizadas para indicar os minerais nas imagens, com exceção da badeleíta (Bad), e piroxênio (Px), seguem a nomenclatura de Kretz (1983).

#### Grupo I – Diques de diabásio tardios (jovens)

A matriz deste grupo petrográfico é de difícil identificação devido à granulometria muito fina. Nas imagens de MEV se pode observar a existência de matriz vítrea devitrificada (Fig. 21).

Os principais minerais opacos encontrados na amostra VFL-10A, desse grupo petrográfico, são ilmenita e magnetita (Fig. 21). Ocorrem também sulfetos, especialmente calcopirita, galena e esfalerita, estas últimas com tamanho muito pequeno ( $\phi \approx 1 - 5 \mu\text{m}$ ). Calcopirita aparece associada à ilmenita e à magnetita, mas principalmente dispersa pela amostra, em granulação muito fina. De modo geral, magnetita forma os maiores cristais de minerais opacos,  $\phi \approx 40 \mu\text{m}$ , e ilmenita tem hábito acicular, também descrito na petrografia microscópica. Não foram encontrados cristais de badeleíta de tamanho expressivo.

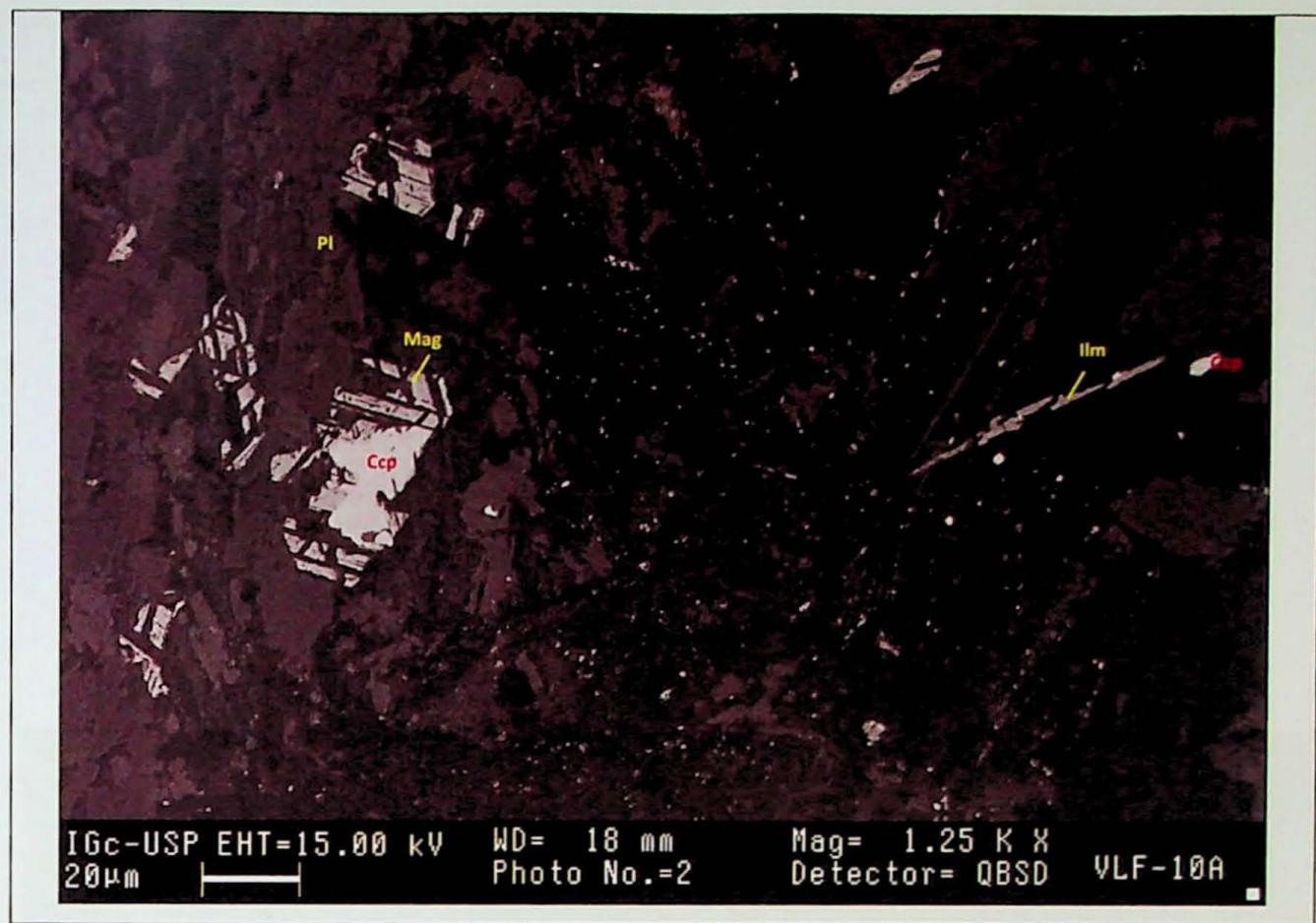


Figura 21 – Textura de uma porção da amostra VFL-10a do grupo petrográfico I, com minerais opacos identificados através do EDS, e representados na imagem.

#### Grupo II - Diabásios de textura inequigranular seriada fina a média

Para as amostras desse grupo, as imagens de MEV ajudaram a identificar minerais opacos, acessórios, badeleíta e suas associações, que não podem ser identificados ao microscópio petrográfico de luz transmitida devido a seu tamanho reduzido.

As imagens da figura 22 mostram as características microscópicas da amostra VLF-23A, com a textura inequigranular típica representada nas figuras 22A e B. Os piroxênios são augita e pigeonita. As ilmenitas apresentam variações compostionais em suas bordas, assim como o piroxênio, observadas por diferentes tons na imagem (Fig. 22A).

Badeleitas, de tamanho da ordem de 1 a 10  $\mu$ m (Figs. 22 C e D), ocorrem em matriz intercrescida de quartzo e feldspato alcalino. A imagem da figura 22D traz uma associação importante, observada algumas vezes, que é a inclusão de badeleíta em um cristal de apatita, sendo que próximo também há associação de calcopirita com ilmenita.

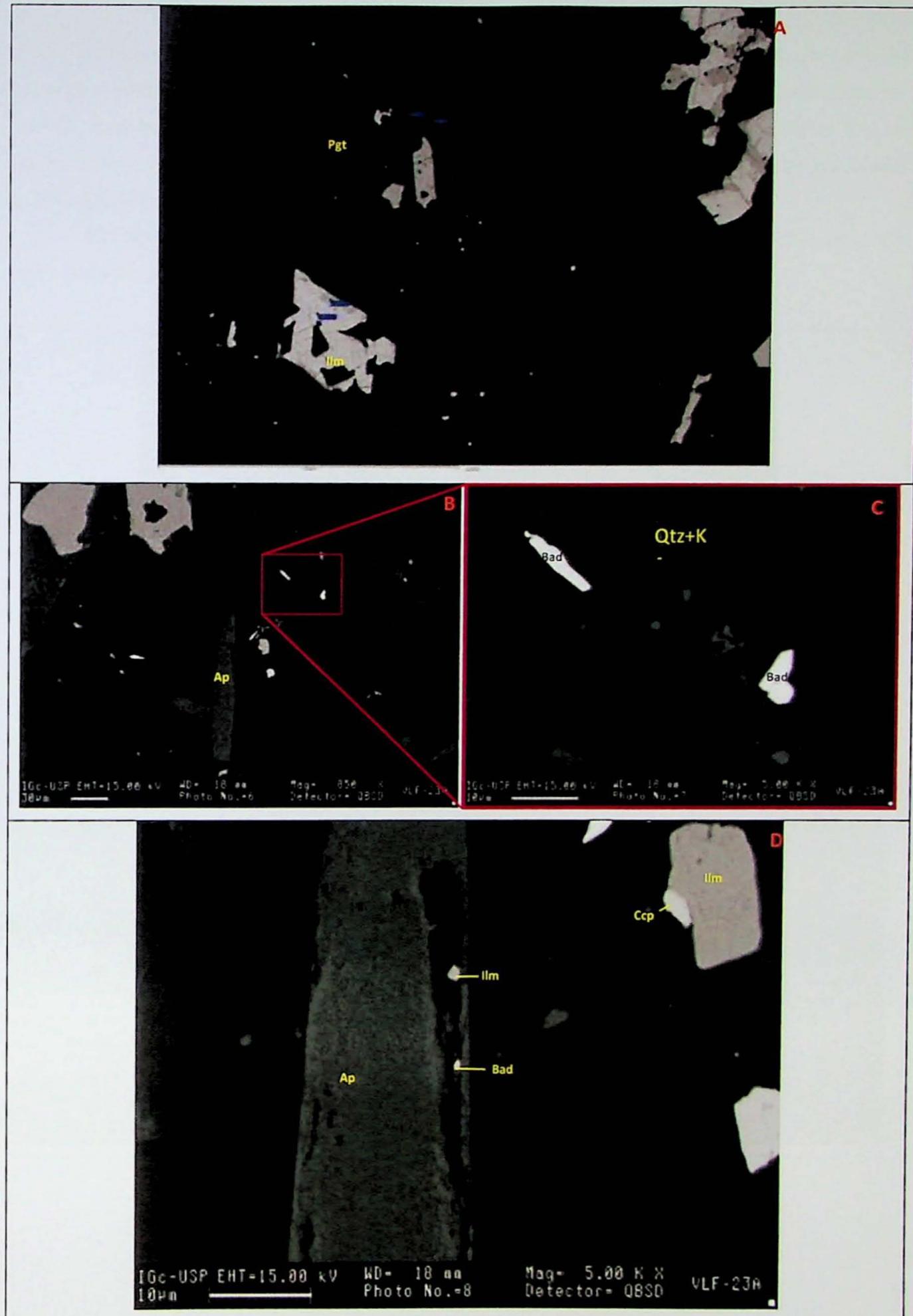
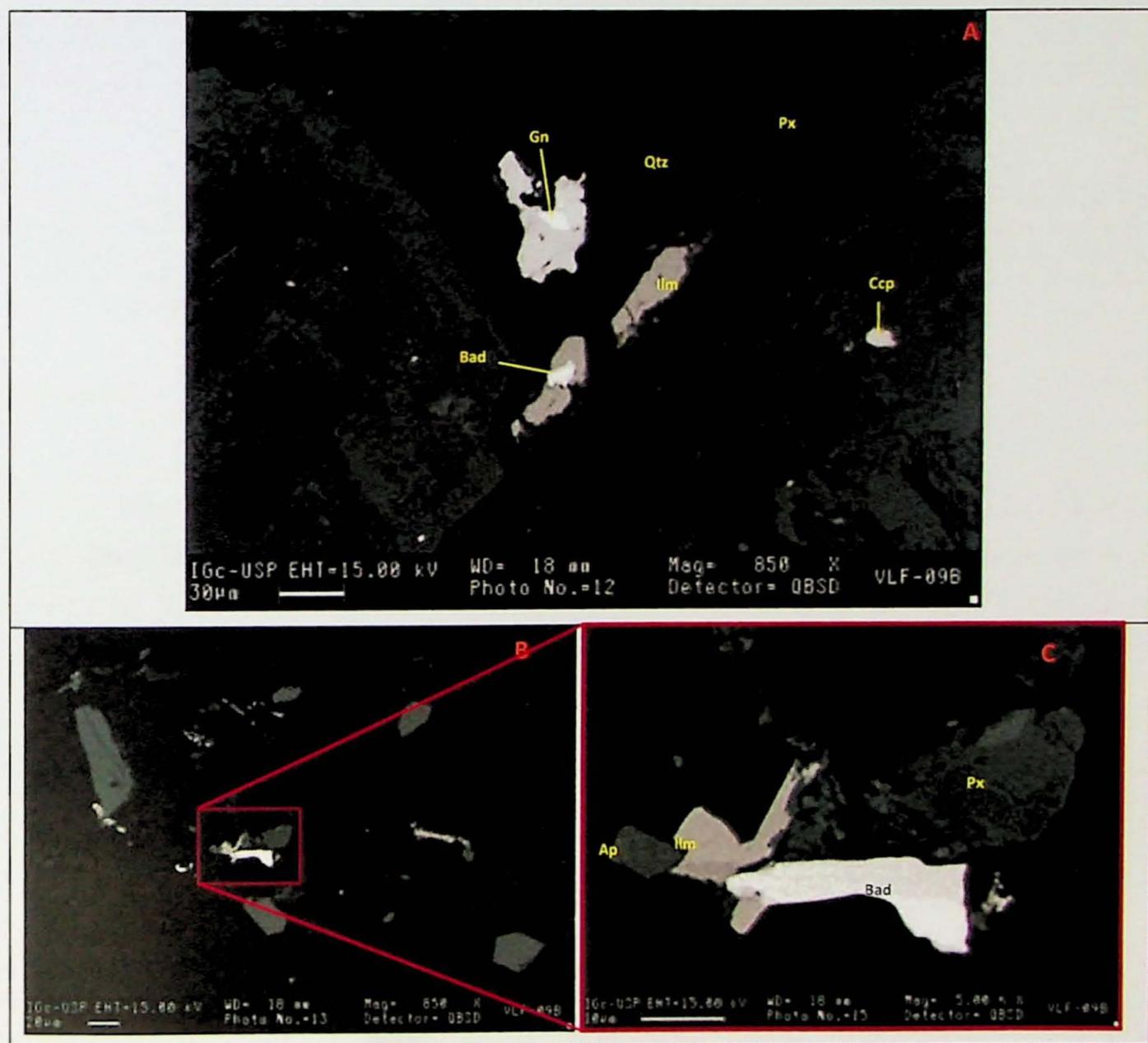


Figura 22 – Imagens obtidas no MEV para a amostra VLF-23A. (A) Textura geral e localização dos pontos que foram feitos EDS. (B) Localização da imagem C. (C) Badeleitas em matriz intercrescida de quartzo e feldspato alcalino. (D) Associação de badeleita com apatita, e ilmenita. Ao lado, tem-se relação de calcopirita e ilmenita.

A figura 23 mostra relações de minerais opacos, badeleítas e intercrescimentos de quartzo e feldspato alcalino na matriz, na qual a badeleíta aparece associada à ilmenita, na matriz, mas sempre perto do contato com o piroxênio. Galena é associada à calcopirita, na figura 23A. As Figuras 23B e C mostram novamente as relações de contato entre badeleíta e ilmenita, e associações com apatita e piroxênio.

Na figura 23D, aparecem cristais de magnetita, ilmenita, pirita e calcopirita, inclusos em borda de piroxênio.



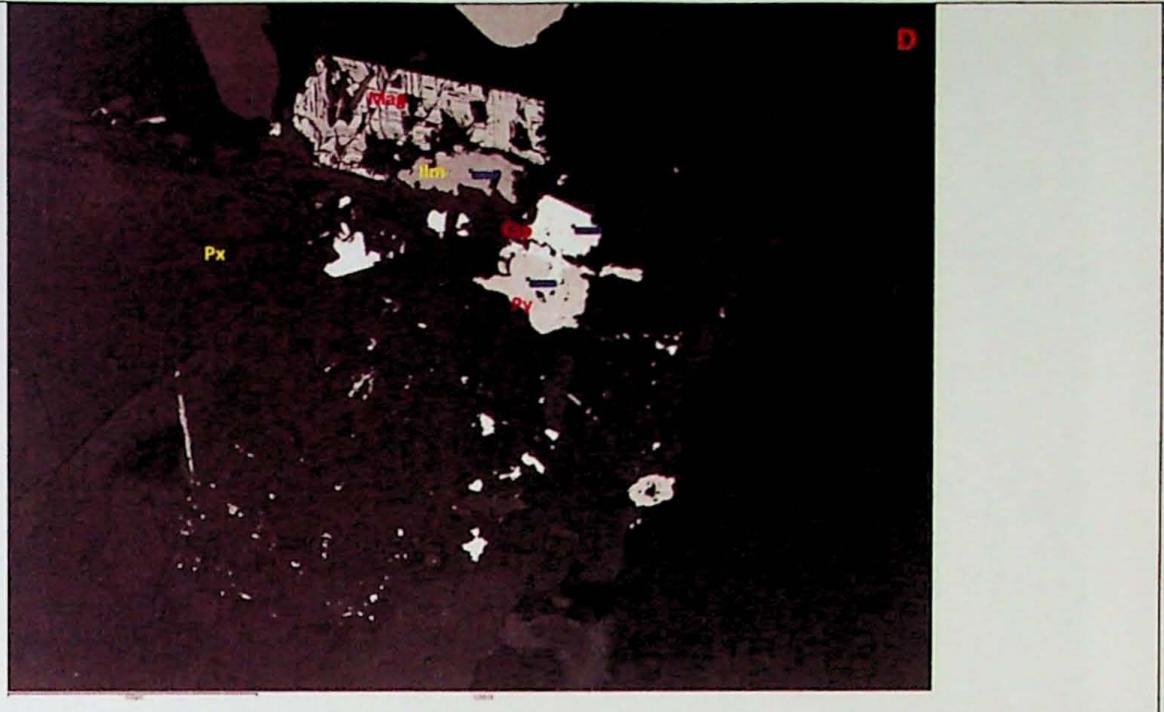
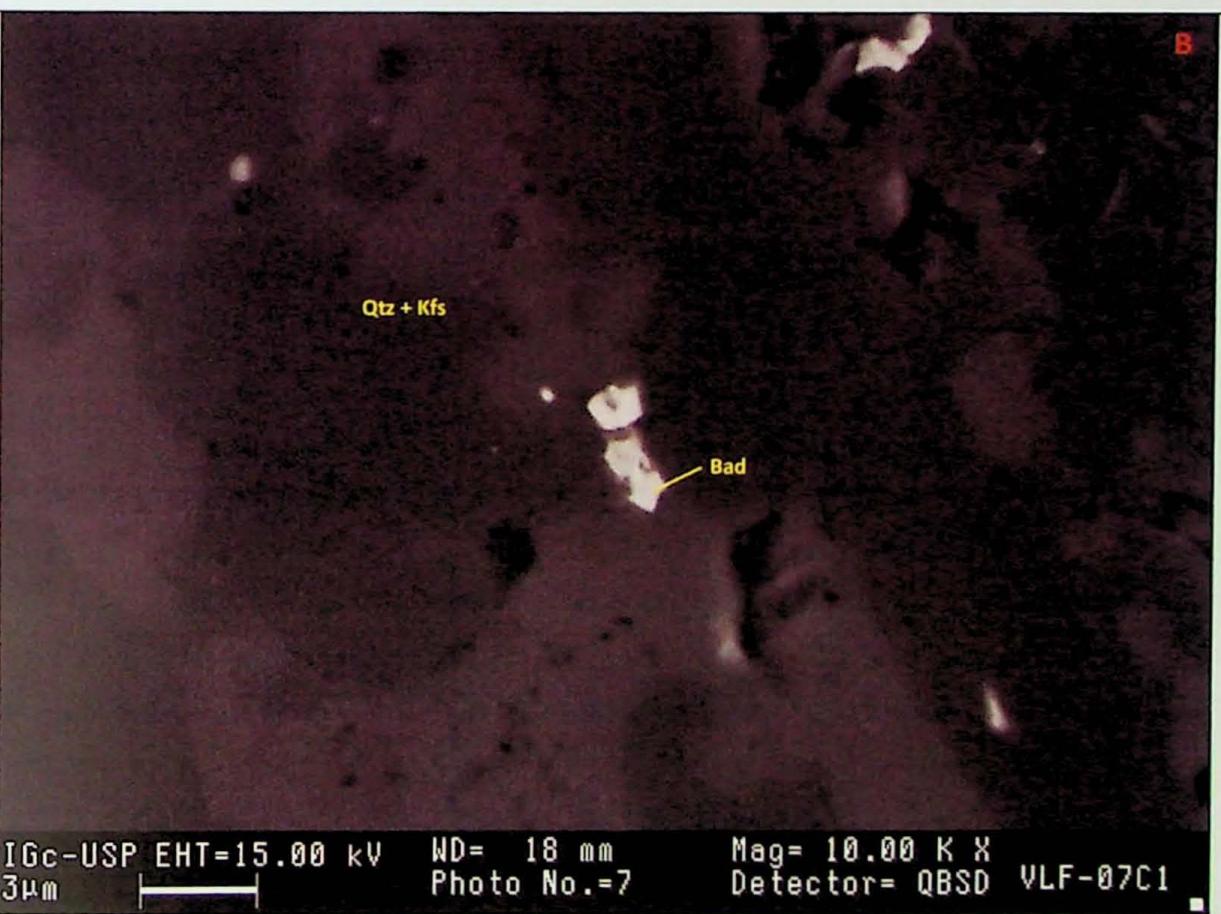
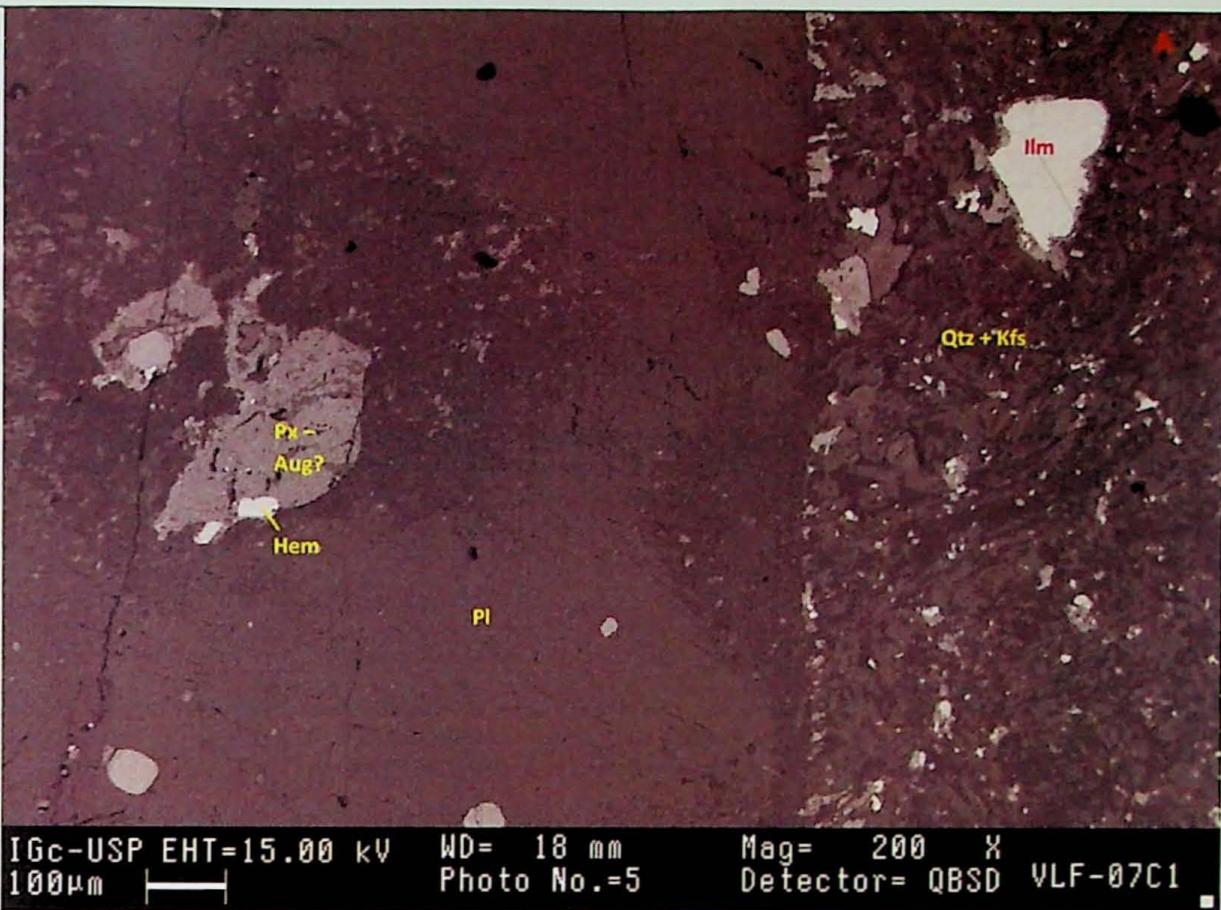


Figura 23 – Imagens obtidas para a amostra VLF-09B. (A) Associações entre minerais opacos e badeleíta, em matriz de quartzo e feldspato alcalino, e em contato com piroxênio. (B) Pigeonita em contato com badeleíta, apatita e ilmenita, imersos em matriz granofírica de intercrescimento de quartzo e feldspato alcalino. (C) Detalhe da área demarcada no item B. (D) Borda de piroxênio com inclusões de magnetita, pirita, calcopirita e ilmenita. A magnetita ainda apresenta padrão em treliça de lamelas de exsolução de ilmenita.

#### Grupo IV - Centro ácido de dique composto

São observados, na amostra VLF-07C1, fenocristais de plagioclásio, com diversas inclusões de piroxênio e hematita, em matriz granofírica de intercrescimento entre quartzo e feldspato alcalino. A figura 24A mostra borda de cristal de plagioclásio, e também são observados cristais maiores de ilmenita dispersos pela matriz.

Badeleíta é encontrada dispersa pela matriz intercrescida (Fig. 24B) e associada ao piroxênio e ilmenita (Fig. 24C). Neste último caso, a badeleíta aparenta estar envolvida por zircão, no contato com o piroxênio.



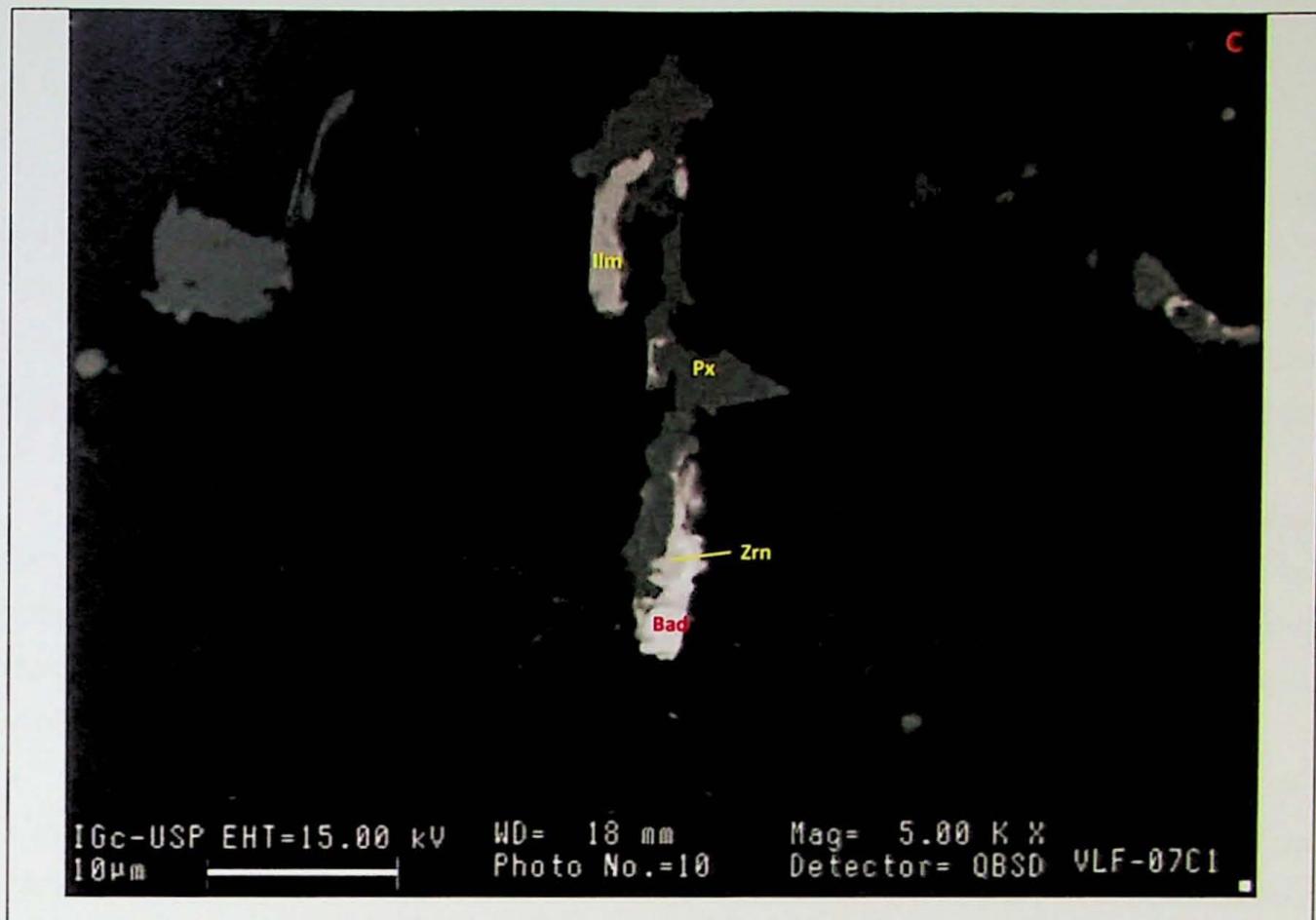


Figura 24 – Imagens de MEV da amostra VLF-07C1. (A) Borda de plagioclásio, com inclusões de piroxênio e hematita, em contato com matriz composta por quartzo e feldspato alcalino, intercrescidos. Há cristais de ilmenita dispersos pela matriz. (B) Detalhe de badeleita em matriz de intercrescimento granoflúrido. (C) Relações de contato entre badeleita, possivelmente zircão, piroxênio e ilmenita.

## 8.0 GEOQUÍMICA

Dados geoquímicos são comumente subdivididos em quatro categorias principais: elementos maiores, elementos traços, isótopos radiogênicos e isótopos estáveis.

Neste trabalho foram analisados dados referentes a elementos maiores e traços. Os primeiros são predominantemente compostos por  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , e suas concentrações são expressas em peso de óxidos (%). Já os elementos traços são definidos como elementos presentes em teores menores que 0,1% e suas concentrações são expressas em partes por milhão (ppm), ou partes por bilhão (ppb) (ver ANEXO III).

Os dados de elementos maiores, presentes nessa seção, foram recalculadas para 100% em bases livres de voláteis.

## 8.1 Classificação química das rochas vulcânicas da PMP

### 8.1.1 Rochas básicas - basaltos

Os basaltos da Província Magmática do Paraná foram classificados segundo suas concentrações de  $\text{TiO}_2$ , e de elementos incompatíveis (Bellieni et al., 1984). Os tipo alto-Ti ( $\text{TiO}_2 > 2\%$ ), como especificado no item 4.2, predominam no centro e norte da PMP, e os de baixo-Ti ( $\text{TiO}_2 < 2\%$ ), na porção sul. Esses últimos também possuem como característica empobrecimento em Ba, La, Ce, Zr e Sr, e enriquecimento em Rb, Th e U, quando comparadas com os primeiros.

Na revisão bibliográfica (item 4.0) foram citadas as características químicas das rochas basálticas de alto e baixo-Ti da Província Magmática Paraná, que constituem os subgrupos: Urubici, Pitanga e Paranapanema (alto-Ti) e Gramado, Esmeralda e Ribeira (baixo-Ti), dos quais os tipos Urubici, Gramado e Esmeralda ocorrem somente nas porções central e sul da PMP.

Entre os tipos de alto-Ti, Urubici apresenta teores mais altos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e Sr, e mais baixos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , quando comparado com o magma tipo Pitanga. O magma tipo Paranapanema mostra valores intermediários de  $\text{TiO}_2$ , entre 2 e 3%, e é diferenciado do tipo Pitanga também por valores altos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , baixas razões de Zr/Y e Sr (Peate et al., 1992), como mostrado na figura 25B.

Dentre os tipos baixo-Ti, o Gramado mostra teores menores de  $\text{TiO}_2$  e maiores de  $\text{SiO}_2$ , quando comparado com o tipo Esmeralda. Se comparados por fatores como Zr/Y e Ti/Zr, apresentam maiores diferenças, observadas na figura 25A e C. Já o tipo Ribeira apresenta teores de  $\text{TiO}_2$  vs.  $\text{SiO}_2$  semelhantes ao tipo Esmeralda, mas os padrões de Ti/Zr vs. Ti/Y o tornam similar às rochas do tipo Paranapanema (alto-Ti). Dessa maneira, as razões Ti/Y e Rb/Ba funcionam como um parâmetro importante para distinguir os basaltos Gramado e Esmeralda.

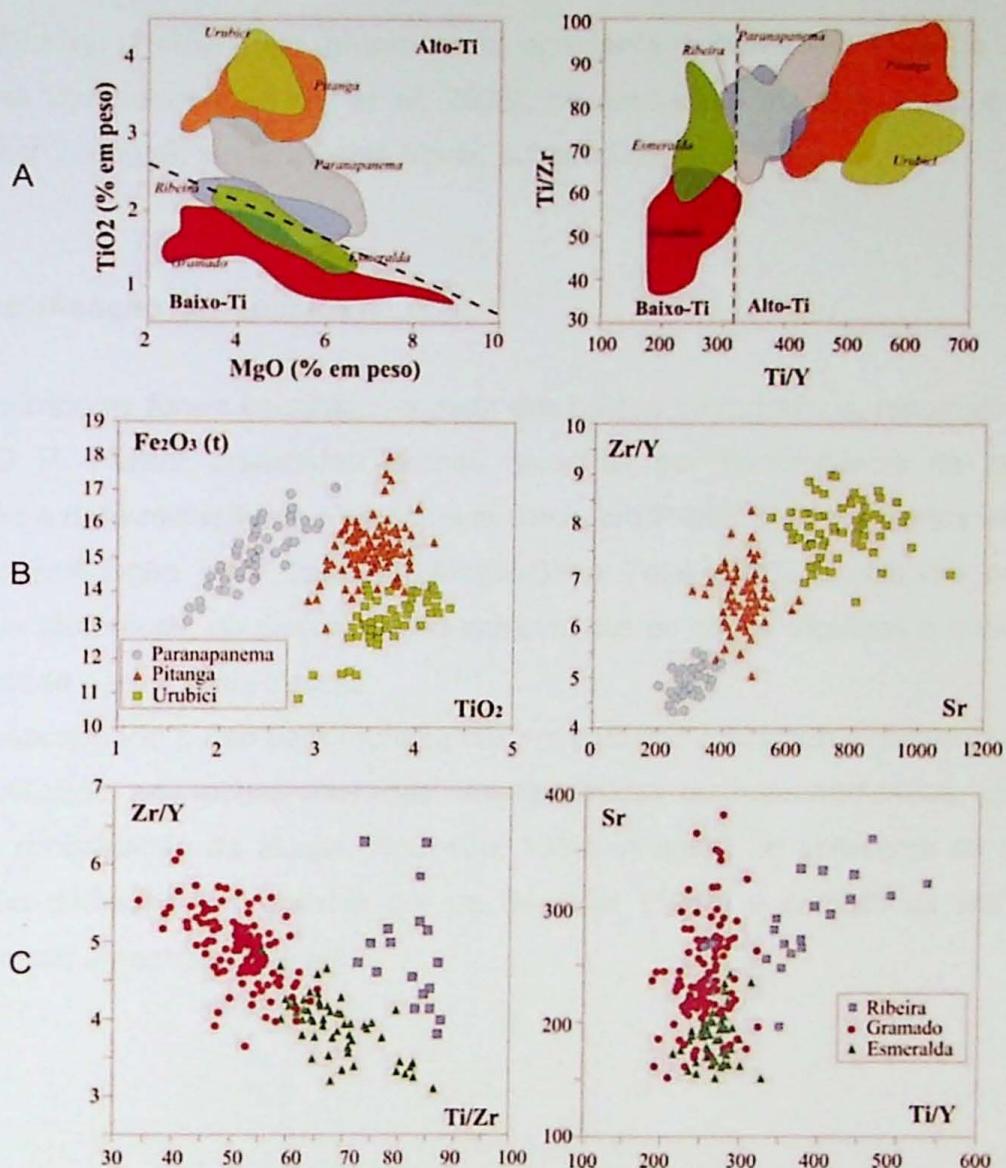


Figura 25 – Diagramas de variação geoquímica binários ilustrando as diferenças entre os magmas-tipo básicos da Província Magmática Paraná (extraído de Polo, 2014).

### 8.1.2 Rochas ácidas

As rochas ácidas da Bacia do Paraná foram divididas de modo semelhante aos basaltos, pelo teor de  $\text{TiO}_2$ , e também de  $\text{SiO}_2$ . A designação magma tipo Chapecó é utilizada para rochas com teor de  $\text{SiO}_2$  entre 64 e 68%, de  $\text{TiO}_2$  entre 0,95 e 1,59%, e Zr entre 370 e 828 ppm, e do tipo Palmas, para rochas com 64 a 72% de  $\text{SiO}_2$ , e 0,57 a 1,23% de  $\text{TiO}_2$ , e 136 a 354 ppm de Zr (Garlant *et al.*, 1995).

O tipo Chapecó ocorre no centro e norte da PMP, na base dos derrames basálticos de alto-ti, e pode ser encontrado em contato com os arenitos da Formação Botucatu (Janasi *et al.*, 2005), com três subtipos: Ourinhos, Guarapuava (Garland *et al.*, 1995), e Tamarana (Nardy *et al.*, 2008). O último subtipo representa uma composição intermediária entre os dois primeiros.

As rochas designadas como sendo do tipo Palmas aparecem estratigraficamente acima dos basaltos do tipo Gramado, e intercaladas aos basaltos do tipo Esmeralda, no sul da província, mas foram identificadas ocorrências no centro, abaixo das ácidas do tipo

Chapecó (Nardy, 1995). Este grupo ainda apresenta subdivisões segundo assinaturas geoquímicas particulares (Nardy *et al*, 2008), de elementos maiores, traço e isotópicas: subtipo Anita Garibaldi, subtipo Santa Maria, subtipo Caxias do Sul.

## 8.2 Classificação geoquímica

Os símbolos foram escolhidos a partir dos grupos petrográficos, resumidos na tabela do ANEXO II. Foram analisadas dezoito amostras por fluorescência de raios X, na identificação e determinação de elementos maiores, e ICP-MS, para elementos traços.

A classificação pelo diagrama Álcalis-Sílica Total (TAS) é utilizada para rochas vulcânicas e plutônicas, na discriminação entre rochas de séries alcalinas e subalcalinas, e é recomendada para rochas frescas.

É inapropriado o uso para rochas ricas em potássio e altamente magnesianas, e não deve ser utilizado em rochas alteradas, intemperizadas ou metamorfizadas, já que pode haver uma mobilização de álcalis (Rollinson, 1993). A figura 26 apresenta os critérios de classificação definidos e propostos por Le Bas *et al.* (1986) e codificados por Le Maitre (1989)<sup>6</sup>, com as amostras plotadas.

---

<sup>6</sup>Variação principal do diagrama TAS. A linha divisória entre as séries alcalinas e subalcalinas foi proposta por Irvine & Baragar (1971).

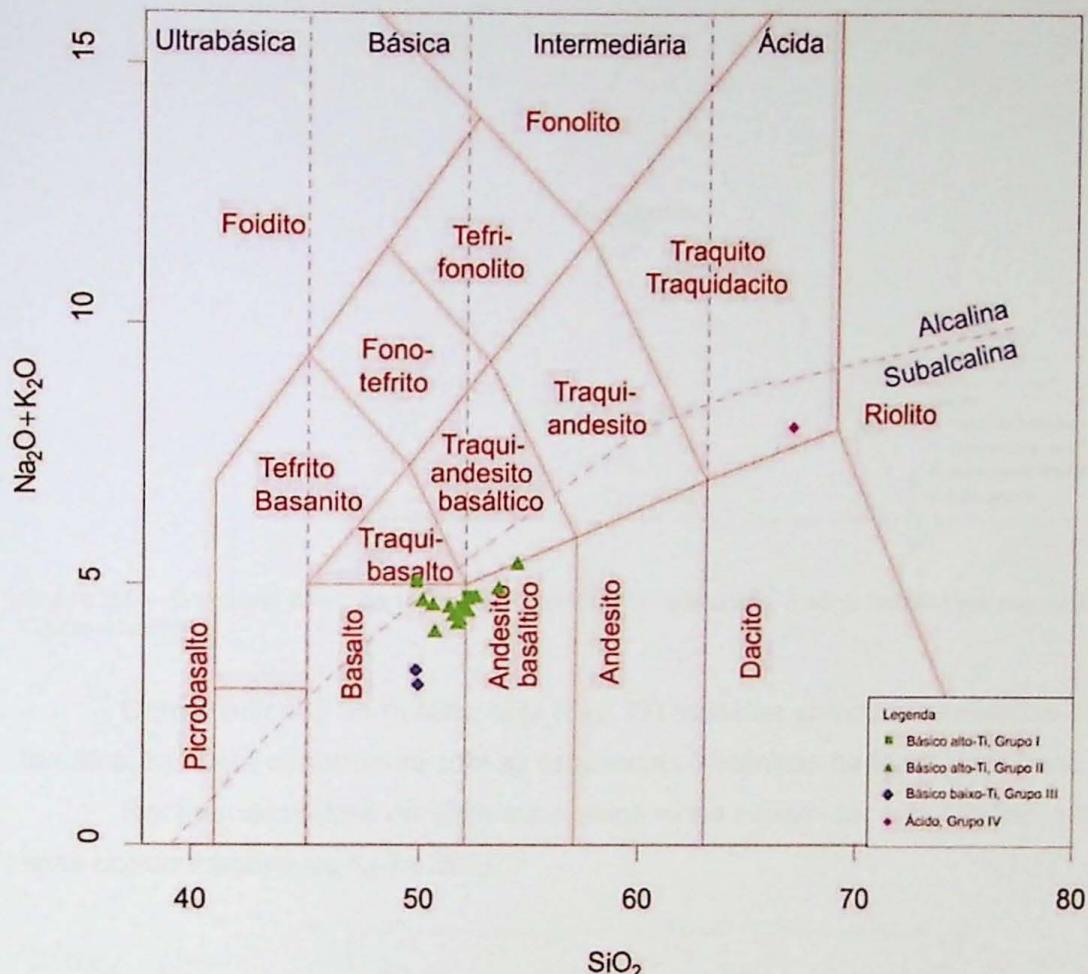


Figura 26 – Diagrama TAS, de Le Bas *et al.* (1986), com as amostras plotadas, descritas no ANEXO II.

A maior parte das amostras se situa no campo das subalcalinas, com exceção da amostra VLF-23B, que apresenta teores um pouco mais elevados de  $\text{Na}_2\text{O}$ , talvez por efeito de alteração, como indicado pela petrografia (por exemplo, pela forte sericitização do plagioclásio), já que também não apresenta outros indícios mineralógicos de fazer parte de uma série alcalina.

Os grupos petrográficos estão distribuídos entre composições básicas a intermediárias, com maior expressão de rochas básicas, e uma amostra de composição ácida. Aquelas classificadas como básicas a intermediárias são basaltos a andesito basálticos, e como ácida, um traquidacito, condizentes com as classificações petrográficas.

O diagrama AFM é utilizado para distinguir tendências (*trends*) diferenciais em basaltos toleíticos e cálcio-alcalinos, em séries subalcalinas.

Segundo Rollinson (1993), esse diagrama não deve ser utilizado em estudos petrogenéticos para extrair informações quantitativas acerca de processos, que precisam ser analisados utilizando-se diagramas bi-variados de óxidos. Os vértices que compõem o diagrama são: A: álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), F: óxidos de ferro ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ), e M:  $\text{MgO}$ .

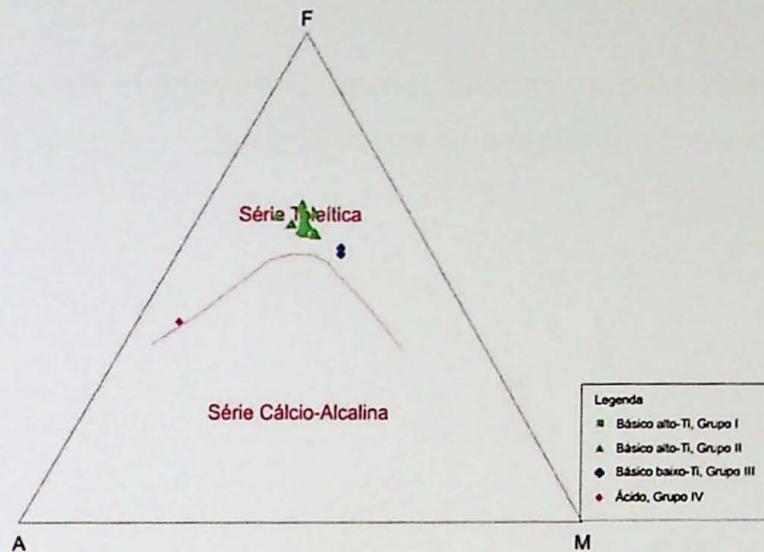


Figura 27 – Diagrama AFM, de Irvine & Baragar (1971), que divide a série Subalcalina nas séries Toleítica e Cálcio-Alcalina.

Como indicado no gráfico AFM (Fig. 27) todas as amostras analisadas são da série toleítica, também condizentes com as sequências vulcânicas da Bacia do Paraná.

Rochas vulcânicas da série subalcalina ainda podem ser subdivididas com base nas suas concentrações de  $K_2O$  e  $SiO_2$ .

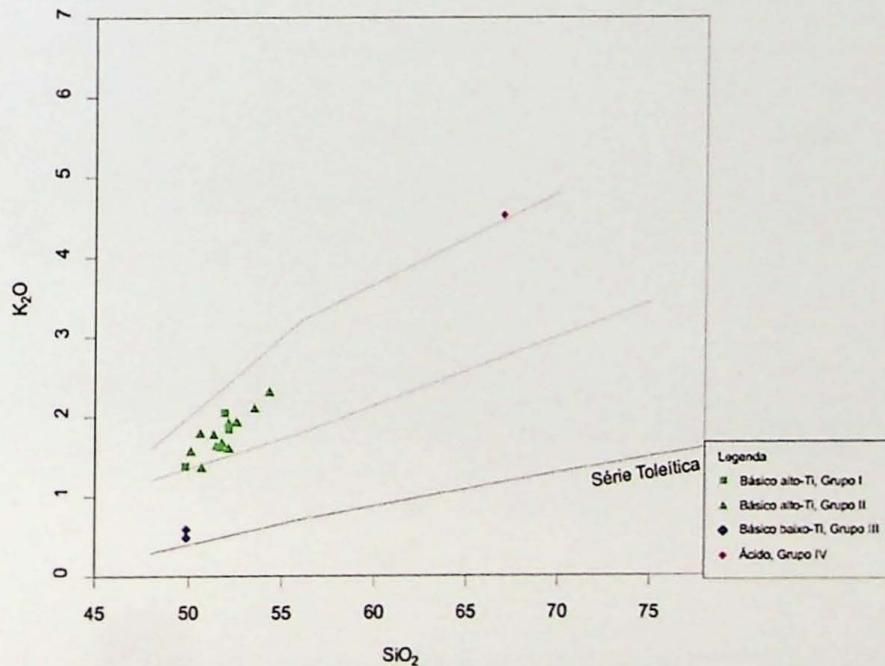


Figura 28 – Modificado de Peccerillo & Taylor (1976). O diagrama indica a série toleítica, e o padrão de distribuição das amostras, com relação ao enriquecimento em  $K_2O$ .

O diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) classifica rochas com base no teor de  $K_2O$ , em relação ao  $SiO_2$ . Para as rochas classificadas no diagrama AFM, no entanto, é interessante notar, na figura 28, o enriquecimento de  $K_2O$  em relação à série toleítica, para aquelas amostras consideradas de alto-Ti.

### 8.2.1 Elementos maiores

Tendo em vista o largo predomínio de rochas básicas na suite estudada, MgO foi escolhido como índice de variação. A figura 29 ilustra a variação de elementos maiores em função dos teores de MgO.

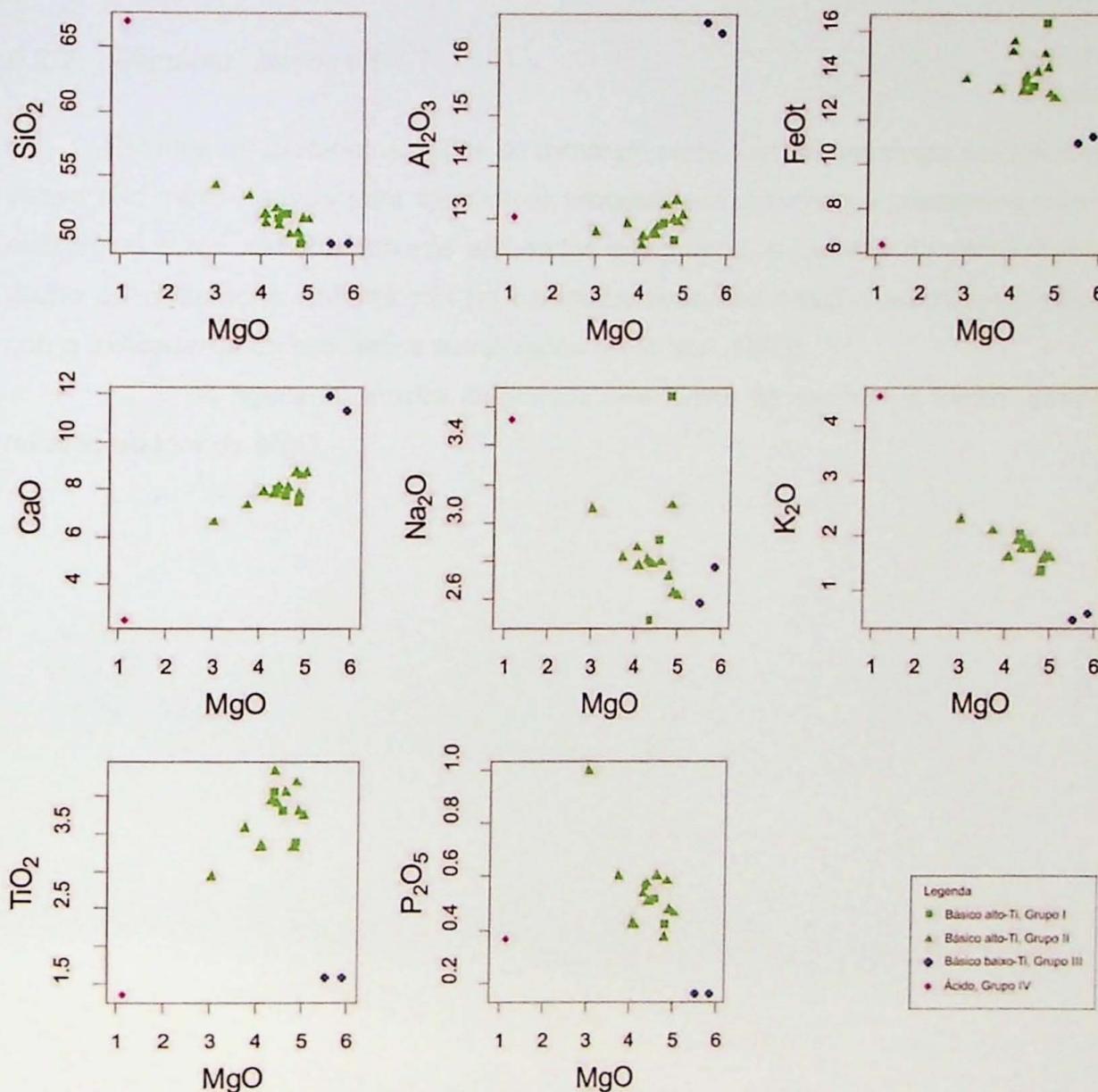


Figura 29 – Diagramas de variação para os elementos maiores, com MgO representando o índice de variação, no eixo x.

Dentro do conjunto de rochas básicas e intermediárias, SiO<sub>2</sub> e K<sub>2</sub>O apresentam correlação negativa em relação a MgO, enquanto o único óxido que exibe correlação positiva bem definida é o CaO. TiO<sub>2</sub> tem *trend* positivo, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> negativo, apesar da dispersão.

Para os outros elementos, é interessante notar que o grupo de baixo-Ti é sempre destacado dos padrões de correlação, desviando-se de *trends*, o que descarta a possibilidade de correspondência entre estas amostras e as do grupo alto-TiO<sub>2</sub>, e desvincula

sua evolução do grupo principal. Apesar de ter altos teores de MgO, o grupo de baixo-Ti é diferente do grupo de alto-Ti em  $Al_2O_3$ , com valores muito mais altos, e em FeOt, mostrando teores menores, mas ainda demarcando uma diferença significativa.

A única amostra do dique ácido distingue-se, das amostras de diques básicos, por teores mais baixos de FeOt, e CaO, e  $P_2O_5$ , e mais altos de  $K_2O$ , como se espera de uma rocha mais diferenciada, notando sempre o baixo teor de MgO.

#### 8.2.2 *Elementos traços e ETR*

Estudos de elementos traços se tornaram parte vital da petrologia moderna e muitas vezes são mais efetivos para discriminar processos evolutivos que elementos maiores. Os elementos traço são comumente estudados em grupos, e desvios do comportamento do grupo ou mudanças sistemáticas no comportamento, em relação ao mesmo, são usados como indicadores de processos petrológicos (Rollinson, 1993).

A figura 30 mostra diagramas bivariantes de elementos traços, variando em relação ao teor de MgO.

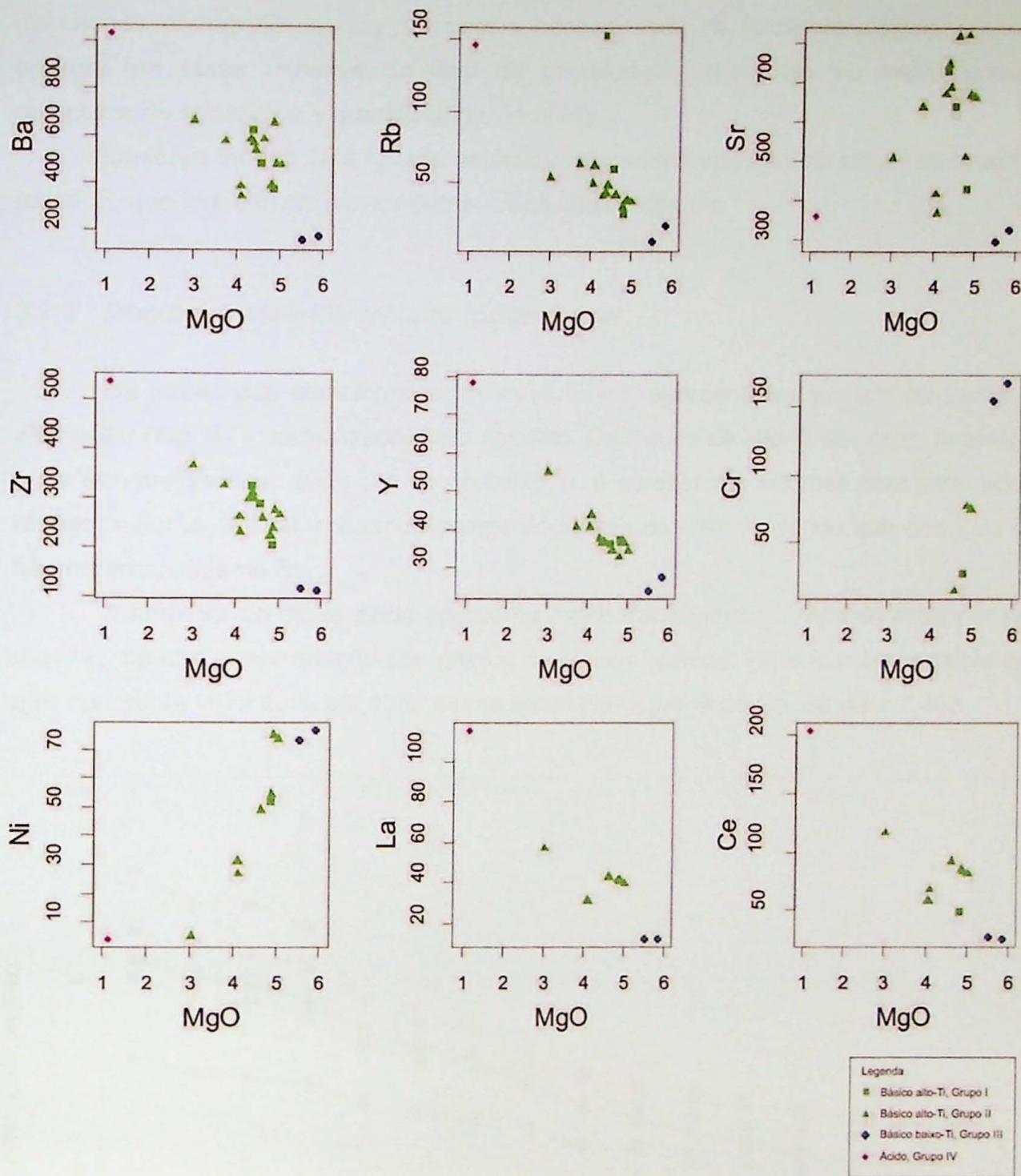


Figura 30 - Diagramas bivariantes para os elementos traços, com MgO representando o índice de variação, no eixo x.

Para todos os elementos traços, com exceção de Ni, Cr e Sr, há uma correlação negativa, com o aumento do índice de diferenciação, indicando a incompatibilidade desses elementos, como esperado em rochas basálticas. O Sr, no entanto, mostra um *gap*, na marca dos 550 ppm, limite acima do qual são definidos os basaltos tipo Urubici, de alto-Ti (Peate *et al.*, 1992).

Ni e Cr mostram correlação positiva com o MgO, e se comportam portanto como elementos compatíveis. Esses elementos entram na estrutura de minerais maficos como piroxênio e olivina, sendo o primeiro presente como cristais precoces nas rochas basálticas estudadas. Por outro lado, o comportamento incompatível de Rb, Ba e Zr condiz com as

descrições petrográficas, que mostram a concentração de feldspato alcalino e badeleíta apenas em fases minerais de final de cristalização, presentes na matriz granofírica composta de feldspatos e quartzo (Figs. 21 a 24).

Observa-se que Ni e Cr são os únicos elementos-traço abundantes nos basaltos de baixo-Ti, que têm caráter menos diferenciado que os demais.

### 8.2.3 Diagramas Multi-Elementares (Spidergrams)

Os teores dos elementos terras raras foram representados em um diagrama multi-elementar (Fig. 31), normalizados pelo condrito. Os diques de alto-Ti são consideravelmente mais enriquecidos em ETR que os de baixo-Ti, e apresentam padrões mais inclinados, ou razões maiores de La/Lu, quando comparados com os últimos, sendo que nos dois casos não há anomalias de Eu.

A amostra do dique ácido apresenta maior fracionamento, representado por razões maiores de La/Lu, em relação aos grupos de diques básicos. Há anomalia negativa de Eu, que apresenta valor igual a 0,136., e uma anomalia negativa de Ce, de valor 1,403.

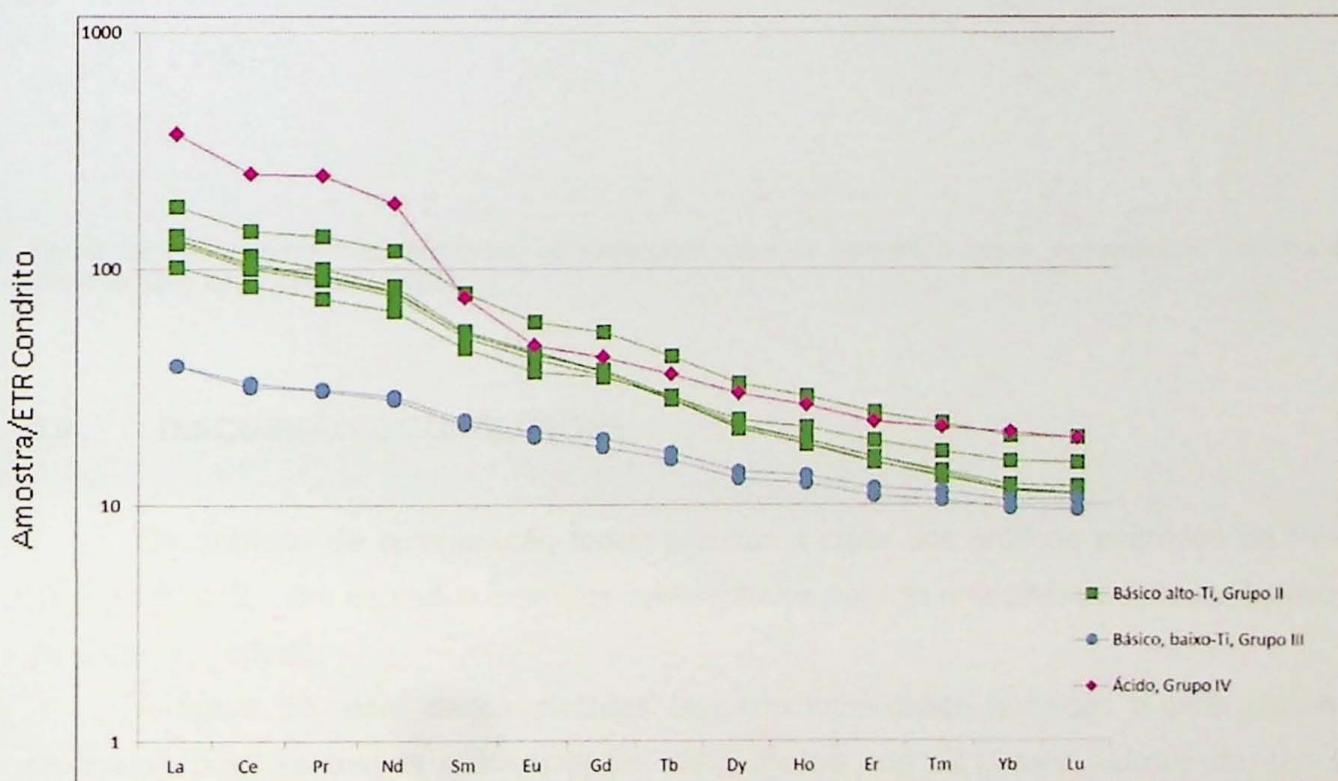


Figura 31 – Diagrama multi-elementar para ETR, normalizado pelo condrito (Boynton, 1984).

O diagrama multi-elementar da figura 32 mostra o comportamento de todo o conjunto de elementos traços incompatíveis, normalizado pelo manto primitivo.

As amostras de diques de baixo-Ti são menos enriquecidas em todos os elementos incompatíveis, quando comparadas os diques de alto-Ti.

O padrão dos basaltos de alto-Ti apresenta uma leve anomalia positiva de Ti, e negativas de Nb e U-Th, sendo que apenas duas amostras possuem anomalia negativa de Sr. O grupo de baixo-Ti possui padrão de comportamento semelhante aos primeiros, com teores consideravelmente menores, e anomalia negativa bem marcada em Th, Nb e P.

O padrão do dique ácido, quando comparado aos basaltos, mostra maior enriquecimento em elementos mais incompatíveis que o Sm. Apresenta anomalias negativas em Ba e Nb, e especialmente em Sr, P e Ti, que reflete fracionamento de apatita, óxidos de Fe-Ti e plagioclásio. Anomalias positivas de U e Y são observadas.

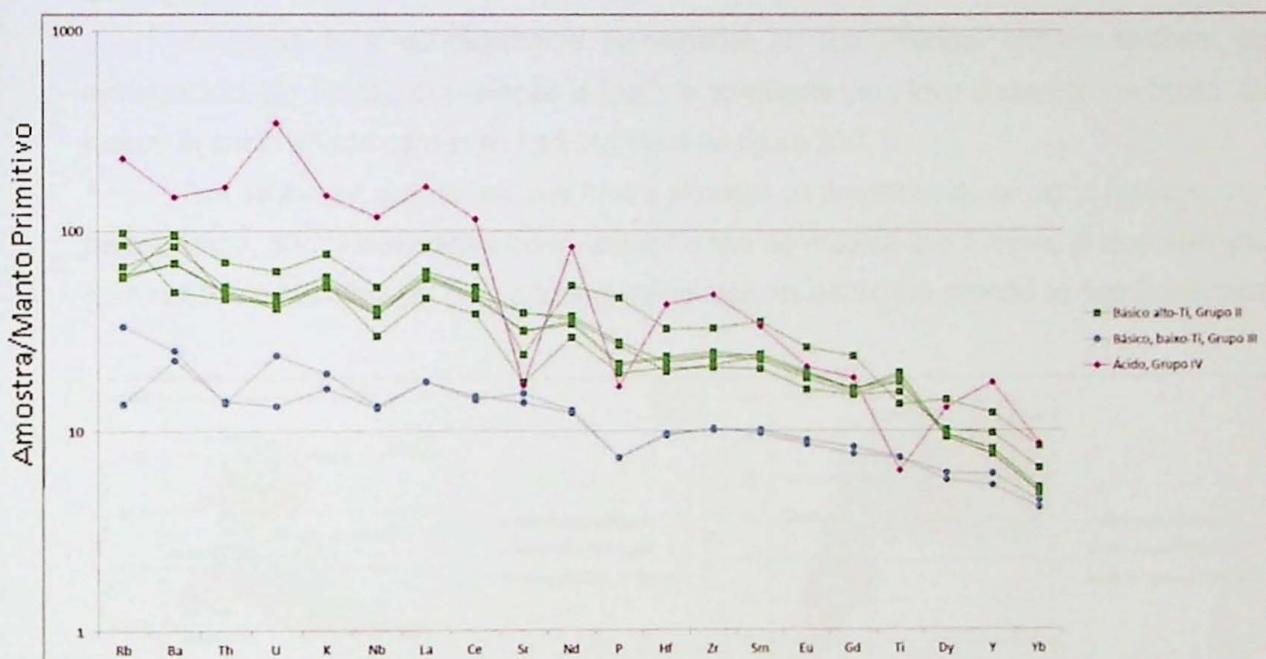


Figura 32 – Diagrama multi-elementar, ou spidergram, para os elementos traços, normalizados pelo manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

## 9.0 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os gráficos de comparação foram gerados a partir dos gráficos extraídos de Polo (2014) (Fig.25), com os dados químicos apresentados para as amostras dos diques básicos do presente estudo.

A figura 33, com dados plotados segundo subdivisões químicas e petrográficas propostas para as rochas vulcânicas da PMP, mostra que os diques básicos de alto-Ti possuem afinidades com os tipos Pitanga e Urubici (Fig. 33A, C e D), e possuem maior representação no campo do tipo Urubici. Das amostras que se situam nesse último campo, duas delas pertencem ao grupo I da petrografia, e apenas uma (VLF-10A) possui direção NW, enquanto que a amostra VLF-23B é mais semelhante ao magma-tipo Pitanga. Todas as correlações são especificadas na tabela do ANEXO B.

É interessante notar, na figura 33C, que o gráfico de  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{(t)}$  versus  $\text{TiO}_2$  mostra quatro conjuntos bem definidos, delimitados por linhas pontilhadas, e grupos químicos A, B

e C, sendo que os dois primeiros possuem amostras dos grupos I e II da petrografia, e o C, corresponde integralmente às amostras do grupo III.

O grupo A, bem delimitado na figura 33D, corresponde ao tipo Urubici, mas aparece enriquecido em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , em relação às amostras apresentadas para as vulcânicas da PMP (Peate *et al.* 1992, Peate, 1997), e também aparenta ser mais rico em Ti, observado nas razões  $\text{Ti/Zr}$  e  $\text{Ti/Y}$ , na figura 33B. O grupo A ainda apresenta correlação positiva de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  em relação a  $\text{MgO}$ , enquanto que os grupos B e C, não variam o  $\text{MgO}$  para diferentes teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

O grupo B é quimicamente semelhante ao tipo Pitanga, embora também seja enriquecido em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , em relação a  $\text{MgO}$ , e apresente uma leve dispersão na figura 33B, mas sua similaridade com esse tipo fica clara na figura 33C.

Em todos os diagramas que foram plotadas as amostras do grupo C químico, ou III petrográfico, são classificadas como semelhantes ao magma-tipo Ribeira, já que aparecem com razões mais altas de  $\text{Ti/Zr}$  e teores muito maiores de Sr, em relação ao tipo Esmeralda.

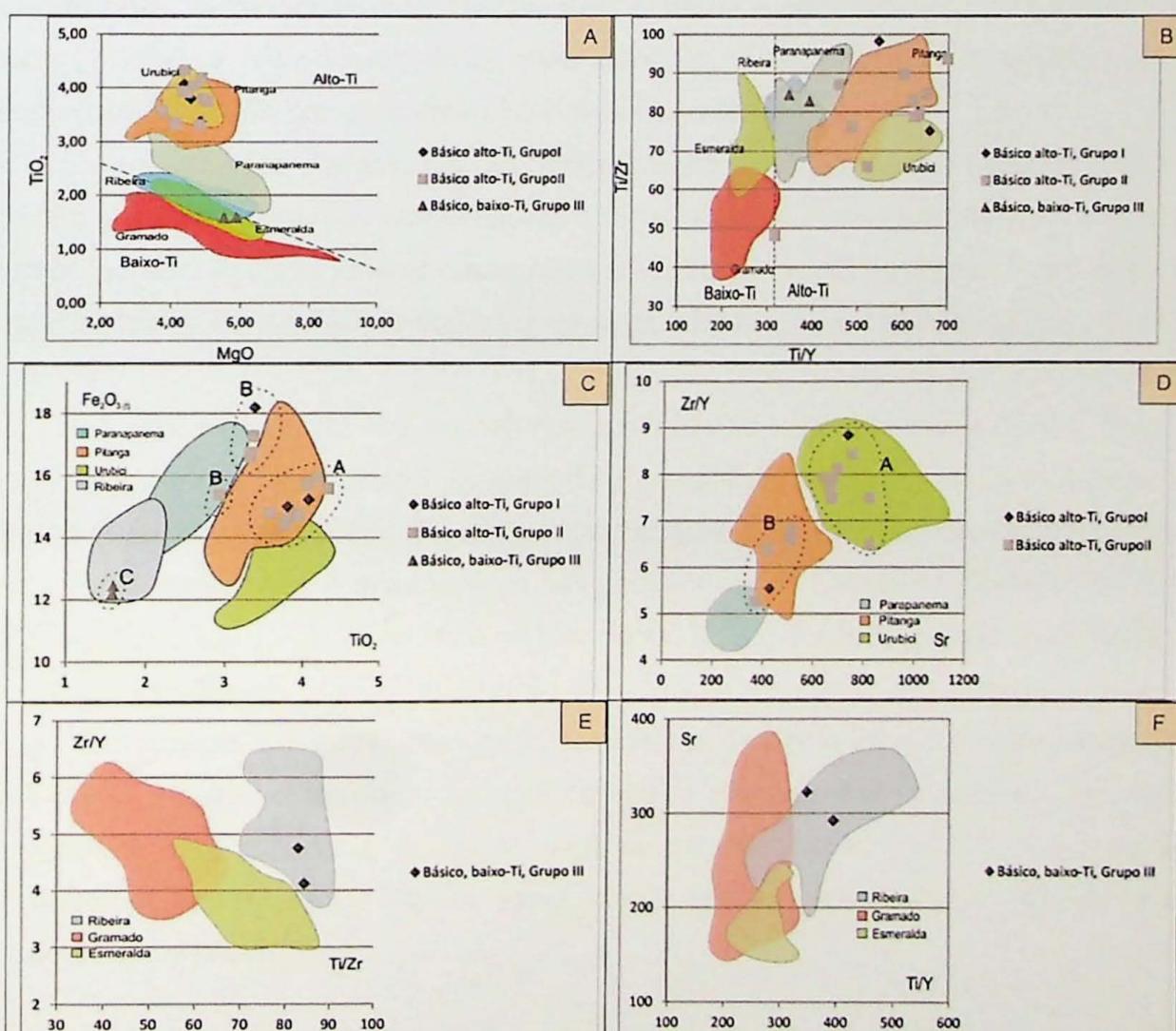


Figura 33 – Apresentação dos dados químicos, comparando-os com os magmas-tipo presentes nas sequências vulcânicas da Província Magmática Paraná. Os gráficos foram extraídos de Polo (2014) e modificados de Peate *et. al* (1992, 1997).

É importante salientar que não se sabe se os grupos químicos delimitados nessa seção realmente se relacionam às sequências vulcânicas para PMP, principalmente com relação à estratigrafia. Sabe-se que são muito semelhantes sob os mesmos parâmetros classificatórios, e que podem ser correlatas com a estratigrafia definida para as porções centro e sul da província, mas não são tão restritos a uma generalização, já que o tipo Ribeira ainda não foi descrito para rochas da porção sul, e pode não representar a mesma relação estratigráfica da parte norte.

No entanto, a correlação das amostras com os tipos de rochas vulcânicas encontradas na PMP é importante para um melhor entendimento da colocação temporal dos diques. A figura 34 traz o resumo dessas correlações, mostrando suas posições, direções e afinidades químicas, assim como a coluna estratigráfica da porção central e sul da província já apresentada (Fig. 2), com o intuito de visualizar e entender a distribuição dos diferentes tipos identificados.

A amostra do dique ácido foi identificada como sendo semelhante ao tipo Chapecó, segundo suas delimitações, com teor de  $\text{SiO}_2$  entre 64 e 68% (65,63%),  $\text{TiO}_2$  entre 0,95 e 1,59% (1,34%), e altos teores de Zr, mas como só há uma amostra, a classificação fica comprometida, sendo somente uma observação relevante.

As discussões levantadas ao redor da colocação temporal dessas estruturas colocam em dúvida algumas classificações obtidas. Pela coluna estratigráfica, o tipo Pitanga aparece no topo das sequências, abaixo do tipo Paranapanema, que recobre os basaltos da porção central e sul da PMP, e corta diques do tipo Urubici, que aparece nas duas direções, NE e NW.

No afloramento VLF-10, no entanto, a relação se inverte: o dique do tipo Pitanga é cortado por dique do tipo Urubici. Existem duas possibilidades plausíveis para compreender esse conjunto de informações: ou existem outros tipos de basaltos quimicamente parecidos com o tipo Pitanga, que é mais comum nas porções centro e norte da Bacia, ou o magma tipo Urubici teve segunda ocorrência na porção sul da província, sugerindo recorrência dos eventos magmáticos.

Em qualquer uma das alternativas, tem-se que o magma tipo Urubici compõe a maior parte dos diques espessos, de direção NE, com alguma expressão de diques petrograficamente parecidos, do tipo Pitanga, de mesma direção e alto-Ti, sendo cortados por diques do tipo Pitanga e Ribeira, esses últimos de características petrográficas distintas dos demais, de baixo-Ti.

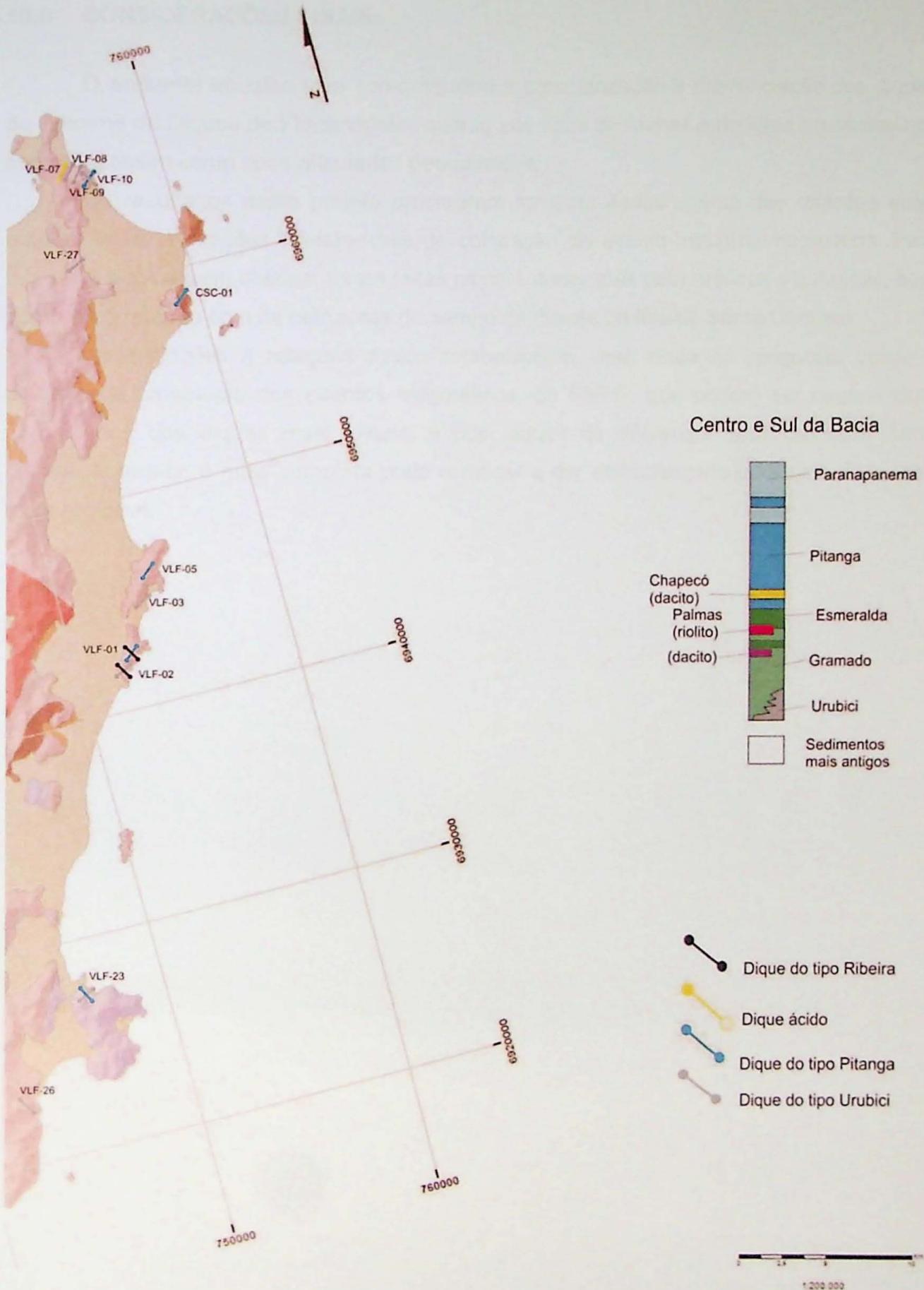


Figura 34 – Figura de correlação entre dados estruturais, espaciais e de afinidade geoquímica em relação aos dados das sequências vulcânicas da PMP, na porção central e sul da Bacia do Paraná. O mapa geológico é modificado de Caruso & Awdziej (1993), apresentado no item 4.3, e a coluna estratigráfica é extraída de Janasiet al. (2011), apresentada na figura 2.

## 10.0 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho teve como objetivo a caracterização e diferenciação dos diques do Enxame de Diques de Florianópolis, quanto aos tipos de rochas e texturas presentes nos mesmos, assim como suas afinidades geoquímicas.

Os resultados deste projeto procuraram fornecer dados acerca das relações entre diques, lavas e direções preferenciais de colocação do evento intrusivo magmático. Para tais resultados serem obtidos, foram feitas as caracterizações petrográficas e químicas, bem como a correlação com as estruturas de campo de diques da Ilha de Santa Catarina.

As distinções e relações foram estabelecidas, mas ainda há perguntas sobre a dinâmica e cronologia dos eventos magmáticos, da PMPE, que podem ser respondidas, com idades dos diques mais jovens, e dos diques de diferentes tipos químicos. Uma correlação maior, e mais completa pode começar a dar embasamento para uma discussão mais regional.

## 11.0 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48(supl.): 15-26.
- Basei, M.A.S., 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 195 p.
- Basei, M.A.S. & Teixeira, W., 1987. Geocronologia do Pré-Cambriano/Eo-Paleozoico de Santa Catarina. In: Sila, L.C. & Bertoluzzi, C.A. (eds.). *Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina*. DNPM/SCTME, Florianópolis, 91-129.
- Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaromonti, P., Ernesto, M., Melfi, A.J., Pacca, I.G., Piccirillo, E.M., 1984. Flood Basalt to Rhyolite Suites in the Southern Paraná Plateau (Brazil): Paleomagnetism, Petrogenesis and Geodynamics Implications. *Journal of Petrology*, 25(3): 579-618.
- Bellieni, G., Comin-Chiaromonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Papatrechas, C., Piccirillo, E.M., Roisemberg, A., Stolfa, D., 1986. Petrogenetic Aspects of Acid and Basaltic Lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, Mineralogical and Petrochemical Relationships. *Journal of Petrology*, 27(4): 915-944.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S., 1993. Late- to Post collisional Brasiliano Magmatism in Southern of Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65(supl. 1):3-16.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic Setting and Sources of Magmatism Related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):186-189.
- Bitencourt, M. F., Bongiolo, E.M., Philipp, R.P., Morales, L.F.G., Rubert, R.R., Melo, C.L. & Luft Jr., J.L., 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Pesquisas em Geociências*, 35(1): 109-136.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmo chemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: P. Henderson (eds), Rare earth element geochemistry, Elsevier Sci. Publ. Co., p.: 63-114.
- Caruso Jr, F. & Awdziej, J., 1993. Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina, na escala 1:100.000. DNPM, 27p.
- Cesar, A.R.S.F., 1980. O craton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio – Sul-Riograndense. *Anais do 31º Congresso Brasileiro de Geologia*, 5: 2879-2892.
- Coutinho, J.M.V., 2008. Dyke Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. *Geologia USP: Série Científica*, 8(2): 29-52.
- Deckart, K., Féraud, G., S. Marques, L. & Bertrand, H., 1998. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80(1-2): 67-83.
- Ernesto, M., Raposo, M.I.B., Marques, L.S., Renne, P.R., Diogo, L.A. & de Min, A., 1999. Paleomagnetism, geochemistry and 40Ar/39Ar dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, 28(4-5): 321-340.
- Florisbal, L.M., Bitencourt, M. F., Nardi, L.V.S. & Conceição, R.V., 2009. Early post collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research*, 175(1-4): 135-148.
- Florisbal, L.M., Heaman, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M. F., (submetido). Precise U-Pb baddeleyite/zircon dating reveals a temporal link between emplacement of the short-lived 134 Ma Florianópolis Dyke Swarm and eruption of the Urubici flood basalts.
- Garland, F., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1995. Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites, southern Brazil. *Journal of Petrology*, 36: 1193-1127.
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Coimbra, A.M., 1975. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4): 257-266.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.

Janasi, V.A., Montanheiro, T.J., Dantas, F.A., Reis, P.M., Freitas, V.A., Yamamoto, J.K., 2005. Aspectos Geológicos, Petrográficos e Químicos do Vulcanismo ácido da Baciado Paraná na Região de Piraju-Ourinhos (SP). *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*.

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

Janasi, V., A., de Freitas, V.A. & Heaman, L.H., 2011. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1-2): 147-153.

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277 – 279.

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

Le Maitre, R.W., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford.

Loefgren, G., 1971a. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J Geophys Res*, 76: 5635-5648.

Marques, L.S., 2001. Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná. Tese de Livre-Docência, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 86p.

Marques, L.S., Babinski, M. & Ruiz, I.R., 2003. Lead isotopes of Early Cretaceous coastal dykes of Paraná Magmatic Province (Florianópolis Swarm): preliminary results. In: IV Simpósio Sul-americano de Geologia Isotópica. Short Papers, Salvador, Brasil, p.: 605-608.

Marzoli, A., Melluso, L., Morra, V., Renne, P.R., Sgrossi, I., D'Antonio, M., Duarte Morais, L., Morais, E.A.A. & Ricci, G., 1999. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Parana-Etendeka continental flood basalt province. *Journal of Geodynamics*, 28(4-5): 341-356.

McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. (eds.) 2010. *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. ARC Centre of Excellence in Ore Deposits, Tasmania, 197p.

Moulin, M., Aslanian, D. & Unternehr, P., 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1-2): 1-37.

Mohriak, W.U., Szatmari, P., Anjos, S., 2012. Salt: Geology and tectonics of selected Brazilian basins in their global context. In: G.I. Alsop, S.G. Archer, A.J. Hartley, N.T. Grant, R. Hodgkinson, (eds.), *Geological Society, Special Publication*, 363, p.: 131-158.

Nardy, A.J.R., 1995. Geologia e petrologia do Vulcanismo mesozóico da Região central da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 315p.

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

Peate, D.W., 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: J.J. Mahoney & M.F. Coffin (eds), *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. American Geophysical Union, 441, p.: 217-245.

Peate, D.W., Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M., 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55(1-2): 119-139.

Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Rogers, N.W. & Turner, S.P., 1999. Petrogenesis and Stratigraphy of the High-Ti/Y Urubici Magma Type in the Paraná Flood Basalt Province and Implications for the Nature of „Dupal“- Type Mantle in the South Atlantic Region. *Journal of Petrology*, 40(3): 451–473.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.

Philipp, R.P., Malmann, G., Bitencourt, M.F., Souza, E.R., Silva, M.M.A., Liz, J.D., Wild, F., Arendt, S., Oliveira, A.S., Duarte, L.C., Rivera, C.B., Prado, M., 2004. A Porção Leste do Complexo Metamórfico Brusque, SC: caracterização litológica e evolução metamórfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 34: 21-34.

Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Cavazzini, G., Comin-Chiaromonti, P., Petrini, R., Melfi, A.J., Pinesi, J.P.P., Zantadeschi, P. & De Min, A., 1990. Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chemical Geology*, 89(1-2): 19-48.

Piccirillo, E.M., Raposo, M.I.B., Melfi, A.J., Comin-Chiaromonti, P., Cordani, U. & Kawashita, K., 1987. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar ages, Sr-isotopes and geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, 1(1): 55-69.

Pellerin, J.R.G.M., Tomazzoli, E.R., Bauzys, F., Bini, G.M.P.B., Égas, H.M., Wilvert, S.R., 2010. Mapeamento Geológico-Geomorfológico do Setor Norte da Ilha de Santa Catarina. *Revista de Geografia, volume especial VIII SINAGEO*, 1: 248-261.

Polo, L., A., 2014. O vulcanismo ácido da Província Magnética Paraná-Etendeka na região de Gramado Xavier, RS: estratigrafia, estruturas, petrogênese e modelo eruptivo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 220p.

Raposo, M.I.B., Ernesto, M. & Renne, P.R., 1998. Paleomagnetism and dating of the early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 108(4): 275-290.

Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Féraud, G. & Piccirillo, E.M., 1996a. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Parana flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(1-2): 199-211.

Renne, P.R., Glen, J.M., Milner, S.C. & Duncan, A.R., 1996b. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology*, 24(7): 659-662.

Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Logman Group, London, 352pp.

Santos, E.L., Silva, L.C., Orlandi Filho, V.O., Coutinho, M., Roisenberg, A., Ramalho, R., Hartmann, L.H., 1984. Os escudos Rio-grandense e Catarinense, e a Bacia do Paraná. In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, G.R., Azmus, H.E. (eds.) *Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e área continental adjacentes incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasília, 331-335.

Silva, L.C., 1999. Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldanha (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasiliano/Pan-africano. Tese de Doutorado, Instituto de Geociencias, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 243p.

Silva, L.C., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2003. Contrasting zircon growth patterns in neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: IV Simpósio Sul-americano de Geologia Isotópica, Short Papers. Salvador, v.2, p.687- 690.

Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C., Kirstein, L. & Mantovani, M., 1996. 3-D, 40Ar---39Ar geochronology in the Parana continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, 143(1-4): 95-109.

Stica, J.M., Zalán, P.V. & Ferrari, A.L., 2014. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas basin and the contextualization of the Paraná-Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the south Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* (aceito para publicação).

Thiede, D.S. & Vasconcelos, P.M., 2010. Parana flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new 40Ar/39Ar results. *Geology*, 38(8): 747-750.

Tomazzoli, E.R. & Lima, E.F., 2006. Magmatismo ácido na Ilha do Arvoredo-SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(1): 61-80.

Tomazzoli, E.R. & Pellerin, J.R.G.M., 2008. O Enxame de Diques de Florianópolis na Ilha de Santa Catarina (SC): Mapa Geológico. In: IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Foz do Iguaçu.

Torsvik, T.H., Rousse, S., Smethurst, M.A., 2010. Reply to comment by D. Aslanian and M. Moulin on 'A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International*, 183, 29-34.

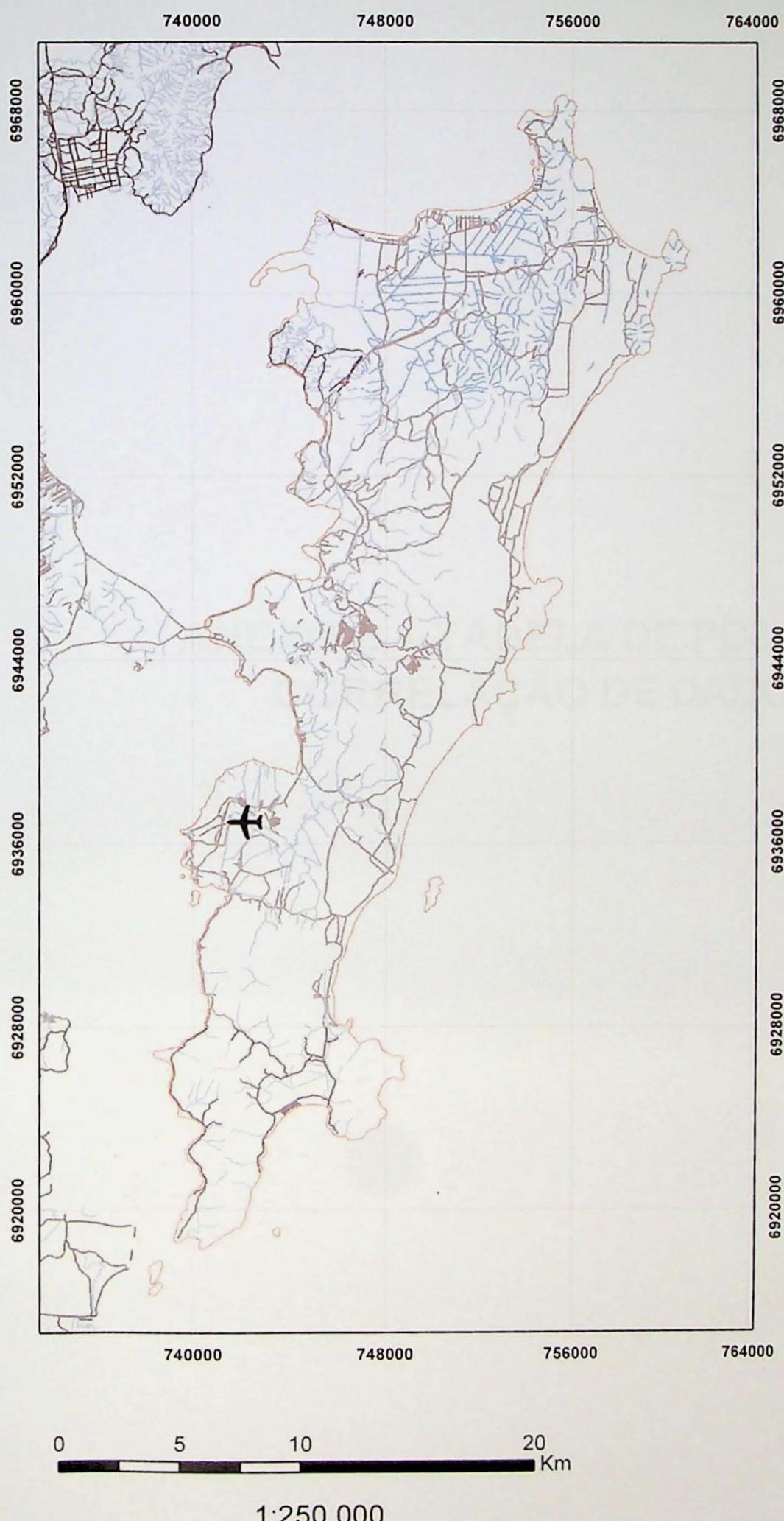
Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C. & Mantovani, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40Ar/39Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(3-4): 333-348.

Valente, S..C., Corval, A., Duarte, B.P., Ellam, R.M., Fallick, A.E., Meighan, I.G. & Dutra, T., 2007. Tectonic boundaries, crustal weakness zones and plume subcontinental lithospheric mantle interactions in the Serra do Mar dyke swarm, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1): 194-201.

Zalán, P.V., Severino, M.C.G., Rigoti, C.A., Magnavita, L.P., Oliveira, J.A., Vianna, A.R., 2011. An Entirely New 3D-View of the Crustal and Mantle Structure of a South Atlantic Passive Margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil, *AAPG Annual Convention and Exhibition Abstracts Volume CDROM*. AAPG, Houston, Texas, USA.

## **ANEXO A – MAPA DE ACESSO**

## Vias de Acesso - Ilha de Santa Catarina



## LEGENDA

- Limite da área
- Aeroporto
- Vias Urbanas
- Drenagem

## **ANEXO B – TABELA DE PONTOS E CORRELAÇÃO DE DADOS**

Pontos	Coordenadas		Características de campo	Direção	Grupo - Petrografia	Característica Geoquímica	Afinidade Geoquímica (tipo)
	E	N					
VLF-08A	756591	6965875	Dique básico fino, mais jovem	N80E			Alto-Ti
VLF-10A	756673	6965732	Dique básico fino, mais jovem	N40W	Grupo I		Urubici
VLF-23B	746576	6928103	Dique básico fino, mais jovem	N60E			Urubici
VLF-01B	751968	6941311	Dique básico grosso, mais antigo	N15E			Pitanga
VLF-02A	752002	6941240	Dique básico grosso, mais antigo	N30E			Urubici
VLF-02B	752002	6941240	Dique básico grosso, mais antigo	N30E			Urubici
VLF-03A	753801	6944779	Dique básico grosso, mais antigo	N-S			Urubici
VLF-03B	753801	6944779	Dique básico grosso, mais antigo	N-S			Urubici
VLF-03C	753801	6944779	Dique básico grosso, mais antigo	N-S			Urubici
VLF-05A	754770	6945338	Dique básico grosso, mais antigo	N30E			Pitanga
VLF-07B	756551	6965965	Borda básica de dique composto	N20E			Alto-Ti
VLF-09A	756625	6965829	Dique básico grosso, mais antigo	N20E			Urubici
VLF-09B	756625	6965829	Dique básico grosso, mais antigo	N20E	Grupo II		Pitanga
VLF-10B	756673	6965732	Dique básico grosso, mais antigo	N60E			Alto-Ti
VLF-23A	746576	6928103	Dique básico grosso, mais antigo	N30E			Urubici
VLF-26A	742932	6922695	Dique básico grosso, mais antigo	N50W			Urubici
VLF-27A	755227	6961902	Dique básico grosso, mais antigo	N20E			Urubici
VLF-30	756068	6965984	Dique básico grosso, mais antigo	N16E			
CSC-01C	759551	6958625	Dique básico grosso, mais antigo	N25E			
CSC-01D	759551	6958625	Dique básico grosso, mais antigo	N17E			
CSC-18	759519	6958510	Dique básico grosso, mais antigo	N30E			
CSC-43	759097	6957507	Dique básico grosso, mais antigo	N10E			
VLF-01A	751968	6941311	Dique básico fino, mais jovem	N48W	Grupo III		Ribeira
VLF-02C	752017	6941252	Dique básico fino, mais jovem	N40W			Ribeira
VLF-07C1	756551	6965965	Centro ácido de dique composto	N20E	Grupo IV		(Chapecó)
VLF-07C2	756551	6965965	Centro ácido de dique composto	N20E			(Chapecó)





