

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

SUSANA BENITES

**INVESTIGAÇÃO DAS ESTRUTURAS ASSOCIADAS AO VULCANISMO ÁCIDO
DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NA REGIÃO DE APARADOS DA SERRA / RS**

PORTO ALEGRE

2015

SUSANA BENITES

**INVESTIGAÇÃO DAS ESTRUTURAS ASSOCIADAS AO VULCANISMO ÁCIDO
DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NA REGIÃO DE APARADOS DA SERRA / RS**

Projeto apresentado como requisito para aprovação da disciplina GEO03015 - Projeto Temático III do curso de graduação em Geologia. Departamento de Mineralogia e Petrologia. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Orientadores: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer
Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima

PORTO ALEGRE

2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Benites, Susana

Investigação das estruturas associadas ao vulcanismo ácido da Formação Serra Geral na região de Aparados da Serra, RS . / Susana Benites. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.
[155 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es): Carlos Augusto Sommer
Coorientador(es): Evandro Fernandes de Lima

1. Província Magmática Paraná-Etendeka 2. Sensoriamento Remoto 3. Conduitos vulcânicos 4. Domos I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Veleida Ana Blank

CRB 10/571

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso "INVESTIGAÇÃO DAS ESTRUTURAS ASSOCIADAS AO VULCANISMO ÁCIDO DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NA REGIÃO DE APARADOS DA SERRA / RS" elaborado por "SUSANA BENITES", como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Leo Afraneo Hartmann

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Prof.^a Dra. Silvia Beatriz Alves Rolim

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais e minha irmã, pelo amor, incentivo e apoio incondicional.

Ao meu orientador, o Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer, pela oportunidade de trabalhar nesse projeto, pelas correções e revisões e por todo apoio na elaboração deste trabalho. E acima de tudo, por estar sempre presente, nos ensinando e aconselhando.

Aos colegas de bolsa, pela ajuda em trabalhos de campo, no laboratório e até para quebrar amostras! Em especial ao Marcelo Barrios, que quebrou vários galhos e sempre me salvou e ao Diego Skieresz pelas aulas particulares de ArcGIS.

Aos amigos Guilherme Tambara e Deise Roman por toda ajuda e carinho. Pela parceira no campo e pelos bons momentos compartilhados. Em especial ao Gui, por ter deixado a dissertação de mestrado de lado para corrigir meu Abstract. É bom saber que posso contar com vocês!

Às professoras Dejanira Saldanha e Jussara Pinheiro-Sommer pelos ensinamentos na área de Sensoriamento Remoto.

À UFRGS pela oportunidade de cursar Geologia e pela qualidade de ensino.

Ao IGEO pela infraestrutura disponibilizada.

Ao CNPq e FAPERGS pelos auxílios financeiros.

A todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação.

"A descoberta consiste em ver o que todo mundo viu e pensar o que ninguém pensou." (Jonathan Swift)

RESUMO

A Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE), um dos maiores eventos vulcânicos do planeta, está associada à tectônica distensiva que ocasionou a ruptura do continente gondwânico e a consequente abertura do Oceano Atlântico Sul, durante o Cretáceo Inferior. Ocupa o noroeste da Namíbia na África, norte do Uruguai, nordeste da Argentina, Paraguai oriental e Brasil meridional. No Brasil, essas rochas são representadas pela Formação Serra Geral na estratigrafia da Bacia do Paraná. O magmatismo é predominantemente básico, com aproximadamente 97,5% de basaltos e andesi-basaltos de afinidade toleítica. O restante é representado por rochas ácidas que são divididas nos membros Palmas e Chapecó. A origem dos depósitos ácidos na PMPE ainda é tema de discussão, permanecendo a polêmica que envolve sua gênese por fluxos de lava e fluxos piroclásticos. Neste trabalho, os estudos são focados em feições geomorfológicas e estruturais identificadas por sensoriamento remoto que podem ter relação com estruturas vulcânicas, na região dos Aparados da Serra, compreendendo os municípios de Cambará do Sul, Bom Jesus e São José dos Ausentes. As imagens do satélite LANDSAT-5 serviram de base para traçar os lineamentos que compõem um plano de informação dentro do SIG. Os dados obtidos a partir da análise destas imagens mostram a predominância de estruturas de direção NE-SW. Dentre as feições geomorfológicas individualizadas a partir da análise de fotografias do satélite Google Earth, é evidente o predomínio de feições circulares com relevo positivo da borda para o centro e topo abaulado. Em campo, estas feições são representadas por morrotes com topos convexos arredondados a agudos. Já as feições circulares com relevo positivo da borda para o centro e topo aplainado, são representadas em campo, por morrotes de topos retos. As feições lineares geralmente são representadas por corpos alongados. Visto que as feições circulares e lineares apresentam características semelhantes em afloramentos, as unidades foram diferenciadas de acordo com as estruturas verificadas em campo. Foi possível comprovar a ocorrência de sistemas vulcânicos do tipo domos e condutos. As unidades individualizadas são formadas por dacitos, riodacitos e riolitos de afinidades toleíticas e caráter metaluminoso, sendo atribuídas ao Membro Palmas de alto Ti, variando entre os subtipos Caxias do Sul e Jacuí. As características de elementos traços apresentados pelas amostras estudadas são comuns em associações derivadas de fonte mantélica com significativa participação crustal. As unidades identificadas apresentam características de fluxos de lava. As unidades I e II correspondem a derrames de lavas ácidas vinculadas a erupções fissurais efusivas. As rochas da unidade III correspondem a domos vulcânicos, enquanto as rochas da unidade IV correspondem, provavelmente a condutos vulcânicos fissurais, sendo associados a extrusão de depósitos efusivos.

Palavras-Chave: Província Magmática Paraná-Etendeka. Sensoriamento Remoto. Geoprocessamento. Condutos vulcânicos. Domos.

ABSTRACT

The Paraná-Etendeka Province (PEP), one of the largest volcanic events on the planet, is associated with extensional tectonics which caused the breakup of Gondwana and the consequent opening of the South Atlantic Ocean, during the Early Cretaceous. Covers the northwestern Namibia in Africa, northern Uruguay, northeastern Argentina, eastern Paraguay and southern Brazil. In Brazil, these rocks are represented by the Serra Geral Formation in Paraná Basin stratigraphy. The magmatism is predominantly basic, with approximately 97.5% of basalts and andesi-basalts of tholeiitic affinity. The remaining is represented by silicic rocks which are divided in Palmas type and Chapecó type. The origin of silicic deposits in PEP is still a subject of discussion, the controversy remains about the genesis by lava flows versus pyroclastic flows. In this paper, the studies are focused on geomorphological and structural features identified by remote sensing that can be related to volcanic structures, in the region of Aparados da Serra, comprising the cities of Cambará do Sul, Bom Jesus and São José dos Ausentes. The images of the Landsat-5 satellite provided the basis for tracing the lineaments that compose a data layer within the GIS. Data obtained from the analysis of these images show the predominance of NE-SW direction structures. Among the individualized geomorphological features from the analysis of Google Earth satellite images, it is evident the predominance of circular features with positive relief from the edge to the center and dished top. In the field, these features are represented by hills with convex tops rounded to acute. However, circular features with positive relief from the edge to the center and top flattened, are represented in the field, by hills with straight tops. The linear features are usually represented by elongated bodies. Since circular and linear features have similar characteristics in outcrops, the units were differentiated according to the structures observed in the field. It was possible to prove the occurrence of volcanic systems of the domes and conduits types. The individualized units are formed by dacites, rhyolites and rhyodacites of tholeiitic affinity, and metaluminous character, being attributed to the high-Ti Palmas-type, varying from the Caxias do Sul and Jacuí subtypes. The characteristics of trace elements presented by the samples studied are common in associations derived from mantle source with significant crustal participation. The identified units present lava flows features. The units I and II correspond to silicic lava flows linked to effusive fissural eruptions. The rocks of the unit III correspond to volcanic domes, while the rocks of the unit IV match, probably match with fissural volcanic conduits, being associated with extrusion of effusive deposits.

Keywords: Paraná-Etendeka Province. Remote Sensing. Geoprocessing. Volcanic Conduits. Volcanic Domes.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.....	19
Figura 2 - Distribuição das Grandes Províncias Ígneas (modificado de Coffin & Eldholm, 1992).	21
Figura 3 - Classificação revisada das Grandes Províncias Ígneas, com base no trabalho inicial de Coffin & Eldholm, 1994. (Fonte: traduzido de Bryan & Ernst, 2008).	22
Figura 4 - Distribuição das Províncias Basálticas Continentais no mundo (Fonte: traduzido de Bryan & Ernst, 2008).	23
Figura 5 - Reconstrução da PBC Paraná-Etendeka durante a fase inicial de abertura da porção sul do Oceano Atlântico (Fonte: modificado de Gibson et al., 2006).....	24
Figura 6 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com o contorno estrutural e profundidades do embasamento cristalino. (Modificado de Milani, 2004).	26
Figura 7 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Fonte: Milani et al., 1993).	27
Figura 8 - <i>Mapa geológico simplificado com a distribuição de rochas básicas e ácidas da Formação Serra Geral (Fonte: Nardy et al., 2002).</i>	30
Figura 9 - Mapa geológico simplificado com a distribuição geográfica das rochas ácidas da Formação Serra Geral (Fonte: Nardy et al., 2002)	42
Figura 10 - Seção colunar ideal para as rochas vulcânicas ácidas do tipo Palmas (Nardy et al., 2008).	44
Figura 11 - Fluxograma do projeto.	48
Figura 12 - Direção de propagação da radiação eletromagnética na forma de uma onda, em função das oscilações ortogonais dos campos magnético (M) e elétrico (E) (Fonte: Extraído de Meneses et al., 2012).....	50
Figura 13 - Espectro eletromagnético com destaque para a faixa de 0,45 μm a 0,76 μm conhecida como região do visível (Fonte: Extraído de Queiroz & Gomes, 2001).	51
Figura 14 - Rochas como calcários e xistos absorvem com intensidades diferentes radiações eletromagnéticas de diferentes comprimentos de onda devido aos diferentes valores dos níveis de energia que apresentam as moléculas de CO_3 e os átomos de Fe (Extraído de Meneses et al., 2012).	52
Figura 15 - Ilustração das diferentes resoluções que caracterizam as imagens orbitais (Fonte: Extraído de Rosa, 2012).....	56
Figura 16 - Sistemas de coordenadas mapa-imagem para localização dos pontos de controle para o georreferenciamento da imagem.	60
Figura 17 - Georreferenciamento banda a banda com auxílio do software Regeemy. À esquerda, Banda 5 georreferenciada com base nas cartas topográficas e à direita a Banda 7 que está sendo georreferenciada com base nos pontos em comum entre as imagens (Fonte: dados deste trabalho).	61
Figura 18 - Aplicação da técnica de Chavez. Na figura à direita, já foram inseridos os valores de NC a serem subtraídos de cada banda (Fonte: Dados da pesquisa).	63
Figura 19 - Resultado da correção atmosférica pelo método de SPE. Na figura, é feita a comparação entre as imagens brutas na coluna da esquerda e as imagens corrigidas com os valores obtidos nas diferentes técnicas. (a) Imagem bruta; (b) Imagem corrigida com valores obtidos através da técnica Compute Statistics; (c) Imagem corrigida com valores obtidos através da técnica ROI Statistics; (d) Imagem corrigida com valores obtidos através da técnica Spectral Profile; (e) Imagem corrigida com valores obtidos através da média aritmética entre os resultados obtidos pelas técnicas anteriores.	65
Figura 20 - Estrutura geral e relacionamento dos principais componentes ou subsistemas de um Sistema de Informação Geográfica (Fonte: INPE, 2001 (Davis & Câmara)).	82

Figura 21 - Imagem do satélite Google Earth Pro com as feições geomorfológicas identificadas dentro da área de estudos (demarcada na cor rosa). Os símbolos vermelhos representam as feições circulares, enquanto os símbolos amarelos representam as feições lineares.....	87
Figura 22 - Exemplo de feição linear individualizada durante análise de imagens do satélite Google Earth.	88
Figura 23 - Exemplos de feições circulares individualizadas durante a análise de imagens do satélite Google Earth. (a) Feição circular com relevo positivo da borda para o centro e topo abaulado; (b) Feição circular com relevo positivo da borda para o centro e topo aplainado; (c) Feição circular com relevo positivo da borda para o centro e rebaixamento do centro; (d) Feição circular composta, com um centro soerguido seguido por uma zona periférica rebaixada e um soerguimento da borda.....	88
Figura 24 - Gráfico mostrando a relação entre os municípios e as feições geomorfológicas identificadas.	89
Figura 25 - Comparação entre imagens 220/080 do satélite LANDSAT-5 obtidas através de classificação não supervisionada. (a) Imagem obtida por classificação não supervisionada com 8 classes; (b) Imagem original com composição RGB – 543; (c) Imagem obtida por classificação não supervisionada com 15 classes.....	92
Figura 26 - Comparação entre imagens 221/080 do satélite LANDSAT-5 obtidas através de classificação não supervisionada. (a) Imagem obtida por classificação não supervisionada com 8 classes; (b) Imagem original com composição RGB – 543; (c) Imagem obtida por classificação não supervisionada com 15 classes.....	93
Figura 27 - Comparação entre composições coloridas utilizando razão entre bandas da imagem 220/080 do satélite LANDSAT-5. (a) Composição colorida R5G4B3. (b) Composição colorida R5G4/2B3.	94
Figura 28 - Comparação entre composições coloridas utilizando razão entre bandas da imagem 221/080 do satélite LANDSAT-5. (a) Composição colorida R5G4B3. (b) Composição colorida R3/1G4/2B5/7.	95
Figura 29 - Resultado da técnica de Componentes Principais. (a) Imagem 220/080 utilizando a PC1 em escala de cinza. (b) Imagem 220/080 utilizando a PC2 em escala de cinza. (c) Imagem 221/080 utilizando a PC1 em escala de cinza. (d) Imagem 221/080 utilizando a PC2 em escala de cinza.	96
Figura 30 – Imagem 220/080 utilizando-se as PC's 1, 2 e 3 na composição RGB.	97
Figura 31 - Imagem 221/080 utilizando-se as PC's 1, 2 e 3 na composição RGB.	97
Figura 32 - Mapa geológico da área de estudo com os Pontos de Campo.	99
Figura 33 - Exemplo de feição observada em imagens do satélite Google Earth e depois verificadas em campo. (a) Feição circular com relevo positivo da borda para o centro identificada por meio de sensoriamento remoto e (b) a mesma feição sendo reconhecida na etapa de campo; (c) Feição circular composta identificada por sensoriamento remoto e (d) a mesma feição sendo verificada em campo.	100
Figura 34 - Geomorfologias comuns em campo. As figuras (a), (b), (c) e (d) representam feições circulares positivas com topo abaulado, com um visível aumento da angularidade do topo. As figuras (e) e (f) com relação ao morro mais ao fundo na foto (indicado pela seta), representam feições circulares positivas com topo aplainado. As figuras (g) e (h) mostram feições lineares (corpos alongados) verificados em campo.....	101
Figura 35 - Exemplo de afloramentos e rochas encontrados na Unidade I. (a), (b) e (c) Afloramentos compostos por rocha de estrutura maciça, bastante fraturado. (d) Rocha de cor cinza clara, maciça e presença de amígdalas alongadas.....	103

Figura 36 - Afloramentos representativos da Unidade II. (a) Afloramento mostrando foliação horizontal a sub-horizontal. (b) e (c) estruturas tabulares horizontais a sub-horizontais. (d) Estrutura tabular dobrada.	104
Figura 37 - Exemplos de afloramentos e estruturas que constituem a Unidade III. (a) Afloramento composto por núcleo maciço seguido de bordas altamente foliadas; (b) Afloramento bastante alterado, composto por núcleo maciço manteado por bordas indicativas de auto-brechas, que são angulosas e altamente vesiculadas. (c) Brechas angulosas muito vesiculadas; (d) Amígdalas estiradas na direção de fluxo.....	105
Figura 38 - Exemplos de afloramentos e estruturas característicos da Unidade IV. (a) e (b) Afloramentos vistos em planta com foliação vertical; (c) Afloramento com foliação variando de sub-horizontal a sub-vertical; (d) Foliação vertical e divergente; (e) e (f) Rochas com misturas entre componente de cor preta com outro de cor vermelha; (g) e (h) Brechas altamente vesiculadas.	107
Figura 39 - Diagrama Wo-En-Fs para classificação de Piroxênios.	109
Figura 40 - Fotomicrografias das lâminas representativas da Unidade I. (a) Lâmina PAS-015B. Presença de esferulitos. LN - 2,5x; (b) Lâmina PAS-015B. Presença de esferulitos. LP - 2,5x; (c) Lâmina PAS-015B. Amígdala preenchida por quartzo e presença de plagioclásios e piroxênios sem ordenamento preferencial. LP - 2,5x; (d) Lâmina PAS-041-3A. Plagioclásios e piroxênios subédricos a euédricos em matriz de resíduo de cristalização quartzo-feldspático. LP - 10x; (e) Lâmina PAS-041-1A. Destaque para texturas do tipo terminação em rabo de andorinhas nos plagioclásios. LP, 10x; (f) Lâmina PAS-041-3A. Plagioclásios em matriz de resíduo de cristalização quartzo-feldspático. LP - 10x.	110
Figura 41 - Diagrama de classificação para o grupo dos feldspatos obtido a partir de análise por microsonda eletrônica na lâmina PAS-011 A.....	111
Figura 42 - Diagrama Wo-En-Fs para classificação de Piroxênios.	112
Figura 43 - Fotomicrografias da Unidade II. (a) PAS-023A. Textura muito fina sem orientação preferencial. LP – 1,25x; (b) PAS-023A. Presença de textura intergranular com piroxênio intersticial. LP-4x; (c) PAS-033B. Minerais alinhados na direção do fluxo. LP-10x; (d) PAS-023E. Matriz composta por resíduo de cristalização quartzo-feldspático. LP-10x; (e) PAS-026A. Presença de cristais de plagioclásio ocos. LP-4x; (f) PAS-011A. Presença de matriz composta por resíduo de cristalização quartzo-feldspática oxidada. LP-4x.	113
Figura 44 - Fotomicrografias da Unidade III. (a) PAS-038C. Aspecto geral. LP-1,25x; (b) PAS-038C. Plagioclásios com terminação em rabo de andorinha são frequentes. LP-4x; (c) PAS-034A. Destaque para matriz contendo microfaturas. LP-10x; (d) PAS-034A. Destaque para matriz contendo microfaturas. LP-20x; (e) PAS-038B. Cristais ocos indicativos de resfriamento rápido. LP-10x; (f) PAS-022A. Terminação em rabo de andorinha em cristal de plagioclásio. LP-10x; (g) PAS-022A. Cristais ocos em resíduo de cristalização quartzo-feldspático. LP-10x; (h) PAS-038C. Presença de cristais de plagioclásio ocos e com terminação em rabo de andorinha. LP-4x.	115
Figura 45 - Fotomicrografias da Unidade IV. (a) PAS-006E. Aspecto do bandamento. LP-4x; (b) PAS-006E. Presença de vênula de quartzo paralela ao bandamento e vênula de óxido. LP-4x; (c) PAS-006E. Vênula preenchida por quartzo paralela às bandas que possuem diferença no grau de oxidação. LP-4x; (d) PAS-017E. Na diagonal esquerda é possível ver o alinhamento de mineraiis na direção de fluxo. LP-4x; (e) PAS-017E. Plagioclásios com ordenamento caótico em porções oxidadas. LP-4x; (f) PAS-017E. Destaque para a diferença entre porções oxidadas e porções formadas por resíduo de cristalização quartzo-feldspática. LP-10x.	117
Figura 46 - Diagrama TAS de classificação de rochas vulcânicas segundo a razão álcalis vs. sílica, de acordo com Le Bas et al., 1986.....	119

Figura 47 - Diagrama de De La Roche ($R_1: 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2: 6Ca + 2Mg + Al$).....	120
Figura 48 - Diagramas de classificação de Winchester & Floyd (1977) propostos para classificação de rochas vulcânicas a partir de razões entre elementos incompatíveis.	121
Figura 49 - Diagramas discriminantes de afinidades. (a) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971). Este diagrama é composto pelos vértices F (FeO_{total}), A (Na_2O+K_2O) e M (MgO) em wt%. O principal fator discriminante entre estas séries é o F, que separa os campos toleíticos e cálcio-alcálicos de acordo com o trend de Ferner. (b) Diagrama de Miyashiro (1974) que correlaciona o teor de SiO_2 versus a razão entre FeO_t e MgO.	122
Figura 50 - Diagrama A/NK vs A/CNK de Shand (1943) para discriminação entre rochas metaluminosas, peraluminosas e peralcalinas.	123
Figura 51 – Diagramas binários de Hacker de variação de elementos maiores (wt.%) em função da SiO_2 (wt.%).....	124
Figura 52 - Diagramas binários de Hacker mostrando a variação de elementos traço (ppm) em relação a SiO_2 (wt.%).....	125
Figura 53 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos propostos por Pearce et al (1984).	126
Figura 54 - Diagrama de elementos traço normalizados pelo MORB.....	127
Figura 55 - Padrão de distribuição dos ETR das amostras normalizadas pelo condrito (Nakamura, 1974).	128
Figura 56 - Diagrama para classificação dos subtipos do Membro Palmas.	128
Figura 57 - Mapa contendo os lineamentos traçados a partir da imagem de satélite LANDSAT-5 e as medidas de foliação de fluxo (S_0) realizadas em campo.....	134
Figura 58 - Mapa contendo os lineamentos traçados a partir da análise da imagem de satélite e os pontos conforme as unidades descritas em campo.	135
Figura 59 - Mapa temático, contendo informações sobre os tipos de feições e destaque para estruturas identificadas nas imagens de satélite.....	136
Figura 60 - Modelo proposto por Nardy et al. (2008), usado neste trabalho, para explicar a diferença encontrada entre as unidades I e II.	142
Figura 61 - Modelo sugerido por McPhie et al. (1993). Foi utilizado neste trabalho para explicar a ocorrência da unidade III.....	143

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Comparativo entre as principais características discriminantes dos magmas-tipo reconhecidos na sequencia básica da Formação Serra Geral.	41
Quadro 2 – Comparativo entre as principais características discriminantes dos magmas-tipo reconhecidos na sequencia ácida da Formação Serra Geral.	46
Quadro 3 - Resumo das características do sistema LANDSAT-5, sensor TM. (Fonte: Divisão de Geração de Imagens – INPE).....	55
Quadro 4 - Interações macroscópicas para bandas do satélite LANDSAT-5.....	70
Quadro 5 - Diferentes sistemas ópticos gerados, com suas respectivas peças ópticas fundamentais e propriedades ópticas observáveis. (Fonte: Nardy & Machado, 2010).....	73

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Valores utilizados para correção atmosférica através da técnica DOS.	64
Tabela 2 - Dados espectrais e cálculo do FIO (Fator de Índice Ótimo) para a imagem do satélite LANDSAT 220/080.	67
Tabela 3 - Dados espectrais e cálculo do FIO (Fator de Índice Ótimo) para a imagem do satélite LANDSAT 221/080.	68
Tabela 4 - Exemplos de Feições Circulares identificadas com auxílio do satélite Google Earth Pro.	85
Tabela 5 - Exemplos de Feições Lineares identificadas com auxílio do Google Earth Pro... ..	86
Tabela 6 - Resumo das feições identificadas por meio de análise de imagens do satélite Google Earth.	90
Tabela 7 - Resultados de litoquímica para elementos maiores.	129
Tabela 8 - Resultados de litoquímica para elementos traços.	130
Tabela 9 - Resultados de litoquímica para elementos terras raras.	131

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Alto-Ti (ATi) = Alto Titânio

Baixo Ti (BTi) = Baixo Titânio

CPRM = Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

DN = Número Digital

DOS = Dark Object Subtraction

ETR = Elementos Terras Raras

ETRL = Elementos Terras Raras Leves

ETRP = Elementos Terras Raras Pesados

FC = Feição Circular

FIO = Fator de Índice Ótimo

FL = Feição Linear

FSG = Formação Serra Geral

GIS = Geographical Information System

HFSE = High Field Strength Elements

ICP-AES = Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry

ICP-MS = Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)

IUGS = International Union of Geological Sciences

IV = Infravermelho

LILE = Large-Ion Lithophile Elements

LIP's = Large Igneous Provinces

MORB = Mid Ocean Ridge Basalt

NASA = National Aeronautics and Space Administration

NC = Níveis de Cinza

OIB = Basaltos de Ilhas Oceânicas

OIF = Optimum Index Factor

Op = Opacos

PBC's = Províncias Basálticas Continentais

PC's = Componentes Principais

PI's = planos de informação

PI = Plagioclásio

PMPE = Província Magmática Paraná-Etendeka

Px = Piroxênio

Qz = Quartzo

REM = Radiação Eletromagnética

Sf = Esferulitos

SIG = Sistema de Informações Geográficas

SPE = subtração de pixel escuro

SR = Sensoriamento Remoto

SRTM = Shuttle Radar Topography Mission

TM = Thematic Mapper

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA.....	17
1.2 OBJETIVOS	18
1.3 LOCALIZAÇÃO.....	18
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	20
2.1 GRANDES PROVÍNCIAS ÍGNEAS	20
2.2 PROVÍNCIA BASÁLTICA CONTINENTAL PARANÁ-ETENDEKA	22
2.3 BACIA DO PARANÁ.....	24
2.4 FORMAÇÃO SERRA GERAL	28
2.4.1 Estratigrafia	28
2.4.2 Origem do Magmatismo	31
2.4.3 Idades do Magmatismo	37
2.4.4 Aspectos petrográficos e geoquímicos das rochas vulcânicas	38
2.4.4.1 Vulcanismo Básico.....	38
2.4.4.2 Vulcanismo Ácido	41
2.4.4.3 Rochas tipo Palmas	43
2.4.4.4 Rochas tipo Chapecó.....	45
3. METODOLOGIA	47
3.1 ETAPA INICIAL.....	49
3.2 ETAPA PRÉ-CAMPO.....	49
3.2.1 Revisão Bibliográfica	49
3.2.2 Sensoriamento Remoto	50
3.2.2.1 <i>Google Earth</i>	53
3.2.2.2 Imagens LANDSAT	54
3.2.2.3 Imagens SRTM.....	57
3.2.3 Processamento Digital De Imagens	58
3.2.3.1 Georreferenciamento	58
3.2.3.2 Correção Atmosférica.....	61
3.2.3.3 Agrupamento De Bandas.....	66
3.2.3.4 Composição Colorida	66
3.2.3.5 Classificação Não Supervisionada	69
3.2.3.6 Operação entre Bandas (Razão de Bandas).....	69
3.2.3.7 Componentes Principais.....	70

3.3 ETAPA DE CAMPO.....	70
3.4 ETAPA DE LABORATÓRIO	72
3.4.1 Petrografia.....	72
3.4.1.1 Preparação de Amostras	72
3.4.1.2 Descrições Petrográficas.....	73
3.4.2 Química Mineral.....	75
3.4.2.1 Preparação De Amostras	75
3.4.2.2 Microsonda Eletrônica	76
3.4.2.3 Tratamento de Dados no Minpet.....	77
3.4.3 Litoquímica	77
3.4.3.1 Preparação de Amostras	78
3.4.3.2 Análise por ICP-AES	78
3.4.3.3 Análise por ICP-MS.....	80
3.4.3.4 Tratamento de Dados no GCDkit.....	80
3.4.4 Geoprocessamento	81
3.4.4.1 Sistema de Informações Geográficas	81
3.5 ETAPA DE INTEGRAÇÃO.....	83
4. RESULTADOS.....	84
4.1 SENSORIAMENTO REMOTO	84
4.1.1. Interpretação de Imagens do Google Earth	84
4.1.2. Processamento Digital de Imagens LANDSAT	91
4.2 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DAS PRINCIPAIS FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS	98
4.2.1 UNIDADE I: Derrames com Foliação Incipiente a Maciços.....	102
4.2.2 UNIDADE II: Derrames com Estruturas Sub-horizontais.....	103
4.2.3 UNIDADE III: Derrames com Estruturas Dômicas	104
4.2.4 UNIDADE IV: Derrames com Estruturas de Fluxo Subverticais	106
4.3 PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL.....	108
4.3.1 UNIDADE I: Derrames com Foliação Incipiente a Maciços.....	108
4.3.2 UNIDADE II: Derrames com Estruturas Sub-horizontais.....	111
4.3.3 UNIDADE III: Derrames com Estruturas Dômicas	114
4.3.4 UNIDADE IV: Derrames com Estruturas de Fluxo Subverticais	116
4.4 LITOQUÍMICA	118

4.5 GEOPROCESSAMENTO.....	132
5. DISCUSSÃO.....	137
6. CONCLUSÃO.....	144
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	146

1. INTRODUÇÃO

A Formação Serra Geral é uma unidade estratigráfica vinculada à Província Magmática Paraná-Etendeka, que representa um dos maiores eventos vulcânicos do planeta e está associada à tectônica distensiva que ocasionou a ruptura do continente gondwânico e a consequente abertura do Oceano Atlântico Sul, durante o Cretáceo Inferior. Está inserida no contexto geológico da Bacia do Paraná, que possui forma alongada na direção N-S, compreendendo o Rio Grande do Sul, o Paraná, Santa Catarina, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, Minas Gerais e partes de São Paulo. O magmatismo pode ser considerado bimodal, com aproximadamente 97,5% de rochas básicas representadas por basaltos e andesi-basaltos de afinidade toleítica, subdivididos em basaltos do tipo alto titânio (com teor de $TiO_2 > 2\%$) e basaltos do tipo baixo titânio (com teor de $TiO_2 < 2\%$). As rochas ácidas são classificadas como riolitos, dacitos, riodacitos e quartzo-latitos e subdivididas em dois grupos de acordo com o teor de Zr e de elementos incompatíveis: Palmas e Chapecó. As vulcânicas do tipo Palmas contêm baixo teor de Zr e elementos incompatíveis, enquanto as vulcânicas do tipo Chapecó são comparativamente mais enriquecidas em Zr, TiO_2 , P_2O_5 , Ba e Sr (Bellieni *et al.*, 1984b, 1986; Piccirillo *et al.*, 1986). A região conhecida como “Aparados da Serra” situa-se na fronteira entre o Rio Grande do Sul e Santa Catarina e abriga várias feições geomorfológicas circulares e lineares que têm sido identificadas por meio de sensoriamento remoto e que podem estar associadas a estruturas vulcânicas. A metodologia de trabalho consistiu na análise de imagens de sensoriamento remoto e processamento digital de imagens com a finalidade de individualizar feições geomorfológicas e estruturas de interesse e posterior trabalho de campo para confirmação desses alvos. Para isso, foram utilizadas fotografias dos satélites Google Earth e imagens do satélite LANDSAT-5. Outrossim, foram realizadas análises químicas e petrográficas para identificação dos litotipos e sua correlação com os magmas-tipo descritos na literatura. A partir da plataforma de sistemas de informações geográficas, foram produzidos mapas temáticos. Algumas feições individualizadas verificadas em campo comprovam o vínculo genético com estruturas relacionadas ao vulcanismo ácido da região.

1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

A Província Magmática Paraná-Etendeka, um dos maiores eventos vulcânicos do planeta, recobre a porção centro-leste da América do Sul e o noroeste da Namíbia, na África e está associada à tectônica distensiva que ocasionou a ruptura do continente gondwânico e a consequente abertura do Oceano Atlântico Sul, durante o Cretáceo Inferior. O magmatismo é predominantemente básico (97,5%) com composições ácidas concentradas no topo e recobre mais da metade do território do Rio Grande do Sul, constituindo a Formação Serra Geral (FSG) da Bacia do Paraná.

Dentre os estudos realizados na porção ácida da FSG, a polêmica envolvendo sua gênese por fluxos de lava (Comin-Chiaramonti 1988; Bellieni *et al.*, 1988; Henry & Wolff, 1992; Umann *et al.*, 2001; Lima *et al.*, 2011) e fluxos piroclásticos (Petrini *et al.*, 1989; Whittingham 1989; Roisenberg 1989; Milner *et al.*, 1992; Milner *et al.*, 1995), permanece. No desenvolvimento deste projeto, partiu-se do pressuposto de que a porção ácida do vulcanismo Serra Geral está concentrada no topo da Formação Serra Geral e que o vulcanismo é caracterizado por manifestações efusivas associados a sistemas de alimentação fissurais. Com base no problema e no pressuposto, foram desenvolvidas as seguintes hipóteses:

- As feições geomorfológicas identificadas por sensoriamento remoto correspondem a estruturas vulcânicas associadas ao magmatismo ácido da Formação Serra Geral;
- As feições circulares estão associadas a sistemas do tipo domo de lavas ou são efeitos de erosão diferencial ao longo de lineamentos sobrepostos aos derrames tabulares;
- As estruturas lineares podem representar sistemas fissurais de alimentação ou são associadas a tectônica rúptil que afetou posteriormente a região.

1.2 OBJETIVOS

Este projeto de pesquisa pretende investigar as estruturas vulcânicas vinculadas ao magmatismo ácido da Formação Serra Geral, na região dos Aparados da Serra, nordeste do Rio Grande do Sul, focando em aspectos geomorfológicos, faciográficos e petrológicos.

Mais especificamente inclui as seguintes metas:

1. Caracterizar e classificar as estruturas vulcânicas vinculadas ao magmatismo ácido da Formação Serra Geral;
2. Confirmar a ocorrência de sistemas vulcânicos como domos, caldeiras e condutos alimentadores;
3. Associar a distribuição faciográfica das unidades identificadas com o magmatismo envolvido, através de investigações petrológicas e geoquímicas.

1.3 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo do projeto (Fig. 1) localiza-se na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul e compreende as cidades de Cambará do Sul, Bom Jesus e São José dos Ausentes.

O principal acesso até a região, partindo-se de Porto Alegre, é feito pela RS-020, por cerca de 240 km.



Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Neste capítulo, será apresentada uma breve revisão bibliográfica, abordando os seguintes assuntos: as Grandes Províncias Ígneas, a Província Basáltica Continental Paraná-Etendeka, a Bacia do Paraná e a Formação Serra Geral.

2.1 GRANDES PROVÍNCIAS ÍGNEAS

As Grandes Províncias Ígneas (Fig. 2), também denominadas LIP's (*Large Igneous Provinces*) são formadas a partir de anômalos eventos ígneos de curta duração, resultando em rápida acumulação de um grande volume ($> 1000 \text{ Km}^3$) de rochas extrusivas e intrusivas (Coffin & Eldholm, 1992, 1994).

Segundo (Bryan & Ernst, 2008), as LIP's, tanto básicas quanto ácidas, foram definidas e caracterizadas por um conjunto de atributos, sendo os principais:

- i) Áreas $>0.1 \text{ Mkm}^2$;
- ii) Volume de rochas ígneas $>0.1 \text{ Mkm}^3$;
- iii) Duração máxima do evento: aproximadamente 50 Ma;
- iv) Pulso(s) ígneo(s) de curta duração (cerca de 1 – 5 Ma), durante a qual uma grande proporção ($>75\%$) do volume total de ígneas foram colocadas.

Do ponto de vista vulcanológico, estudos geocronológicos de LIP's, resumidos em estudos como Rampino e Stothers (1988), Courtillot e Renne (2003), Kelley (2007), Bryan e Ernst (2008) e Chenet *et al.* (2008), revelaram duas características principais relevantes para a duração das erupções e formação da LIP:

- i) Muitas das erupções (70 - 90%) são produzidas durante um ou dois principais pulsos de atividade eruptiva; e
- ii) que o pulso ou pulsos, ou mesmo toda a duração da atividade na LIP, pode ser muito breve geologicamente (inferior a 5 Ma), e possivelmente inferior a 1 Ma em alguns casos. Por conseguinte, é a erupção brusca e volumosa em regiões continentais estáveis que fazem eventos LIP tão distintos e anômalos, e sustentam o caráter intraplaca desses eventos.

É ressaltado que as LIP's são principalmente províncias magmáticas máficas, tendo componentes ultramáficos e ácidos geralmente subordinados. As rochas ígneas ácidas são uma parte integrante de todas as LIP's continentais, ocorrendo em todos os períodos geológicos, desde o Pré-Cambriano (Twist & French, 1983; Thorne & Trendall, 2001; Blake *et al.*, 2004; Vervoot *et al.*, 2007) até o Cenozoico. No entanto, são predominantes nas províncias basálticas continentais do Mesozoico-Cenozoico e ao longo de margens passivas. Nestas LIPs, rochas vulcanoclásticas e vulcânicas ácidas podem formar partes substanciais da estratigrafia eruptiva e representam uma significativa contribuição para a produção magmática total de uma LIP (Bryan *et al.*, 2002).

As LIP's podem ser oceânicas ou continentais (Fig. 3). As LIP's oceânicas se dividem em Platôs Oceânicos e Basaltos de Assoalho Oceânico. As LIP's continentais se dividem em Províncias Basálticas Continentais (Siberian, Karoo, Paraná-Etendeka, Deccan, Afro-Arabia, Columbia River), Enxames de Diques Continentais, *Sills* e Complexos Intrusivos Máficos e Ultramáficos (Mackenzie, Warakurna, Bushveld), Greenstone Belts Arqueanos (Superior, Yilgarn, Bulawayan, Rae), Margens de Riftes Vulcânicos (Atlântico Norte), LIPs Ácidas (Whitsunday, Chon Aike, Sierra Madre Ocidental). As LIP's continentais representam extensos platôs vulcânicos, normalmente vinculados a ambientes tectônicos distensivos materializados pela associação comum com enxames de diques máficos.

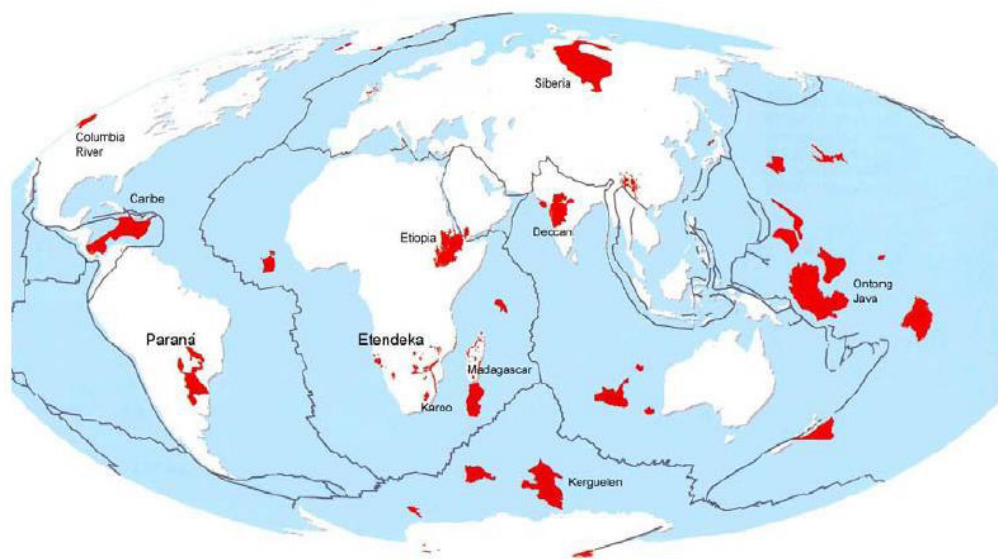


Figura 2 - Distribuição das Grandes Províncias Ígneas (modificado de Coffin & Eldholm, 1992).

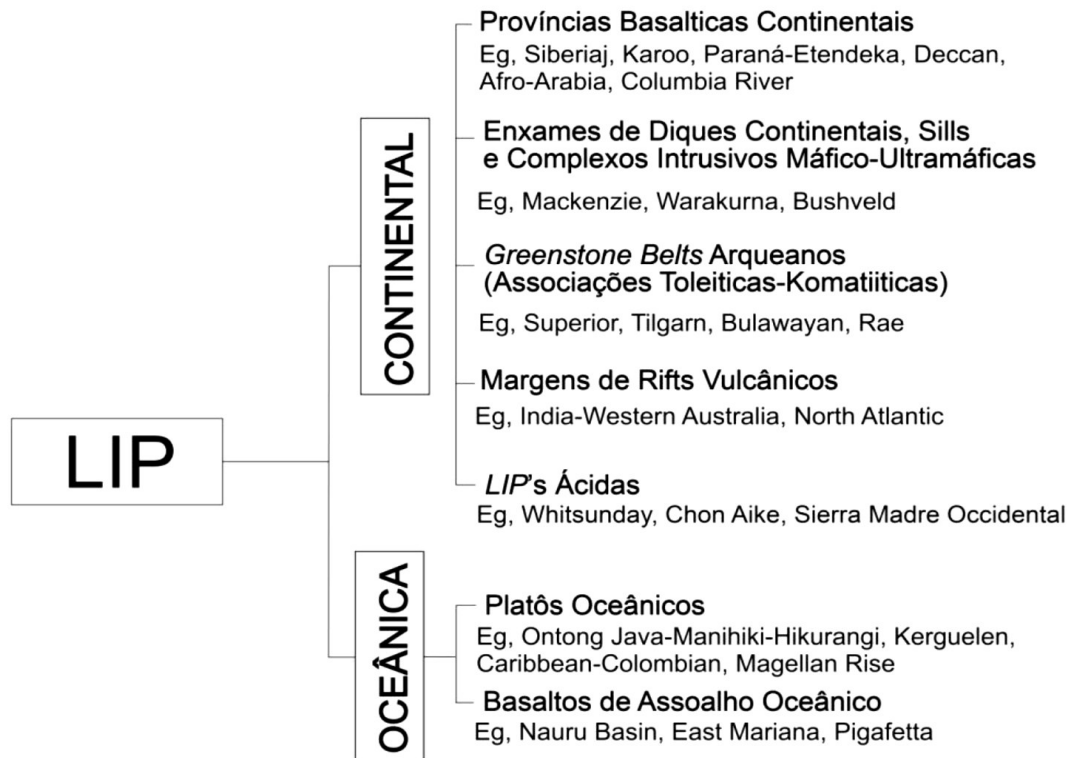


Figura 3 - Classificação revisada das Grandes Províncias Ígneas, com base no trabalho inicial de Coffin & Eldholm, 1994. (Fonte: traduzido de Bryan & Ernst, 2008).

2.2 PROVÍNCIA BASÁLTICA CONTINENTAL PARANÁ-ETENDEKA

O estudo de LIP's tem tratado especialmente das grandes Províncias Basálticas Continentais (PBC's), em virtude do grau de exposição e vinculação dessas com a quebra dos supercontinentes (White & McKenzie, 1989; Coffin & Eldholm, 1994).

As Províncias Basálticas Continentais resultam da extrusão de enormes volumes de lava de composições predominantemente toleíticas (Coffin & Eldholm, 1992), em períodos de tempo relativamente curtos (Self *et al.*, 1998), através de fissuras na crosta continental. Podem ser definidas como uma série de manifestações vulcânicas posicionadas sobre áreas continentais, sendo elas frequentemente consideradas como evidências de plumas mantélicas (White & McKenzie, 1995). As PBCs são claramente associadas com tectônicas extensionais que aparecem como

consequência de estiramento litosférico associado à subida de material mantélico quente e profundo. Em muitas PBC's, os basaltos ocorrem associados com magmas ácidos (riolitos) em uma associação bimodal com raras composições intermediárias. Essas províncias estão distribuídas em todos os continentes do globo (Fig. 4), com expressão areal significativa, destacando-se as Províncias Paraná-Etendeka, Columbia River, Deccan, Siberian Traps e Karoo.

A Província Basáltica Continental Paraná-Etendeka (Fig. 5) possui cerca de 90% de sua área localizada no continente Sul Americano, compreendendo o Brasil meridional, parte ocidental do Uruguai, nordeste da Argentina e extremo leste do Paraguai, além do noroeste da Namíbia, na África. No território brasileiro, ocupa os estados do Rio Grande do Sul, Paraná, Santa Catarina, São Paulo, sudoeste de Minas Gerais, sudeste do Mato Grosso do Sul, sul de Goiás e sudeste do Mato Grosso. No Brasil, essas rochas são representadas pela Formação Serra Geral (FSG) na estratigrafia da Bacia do Paraná, que muitas vezes é denominada Vulcanismo Serra Geral. Este vulcanismo é considerado uma das maiores manifestações vulcânicas máficas continentais do planeta (Milani 2004; Milani *et al.*, 2007).

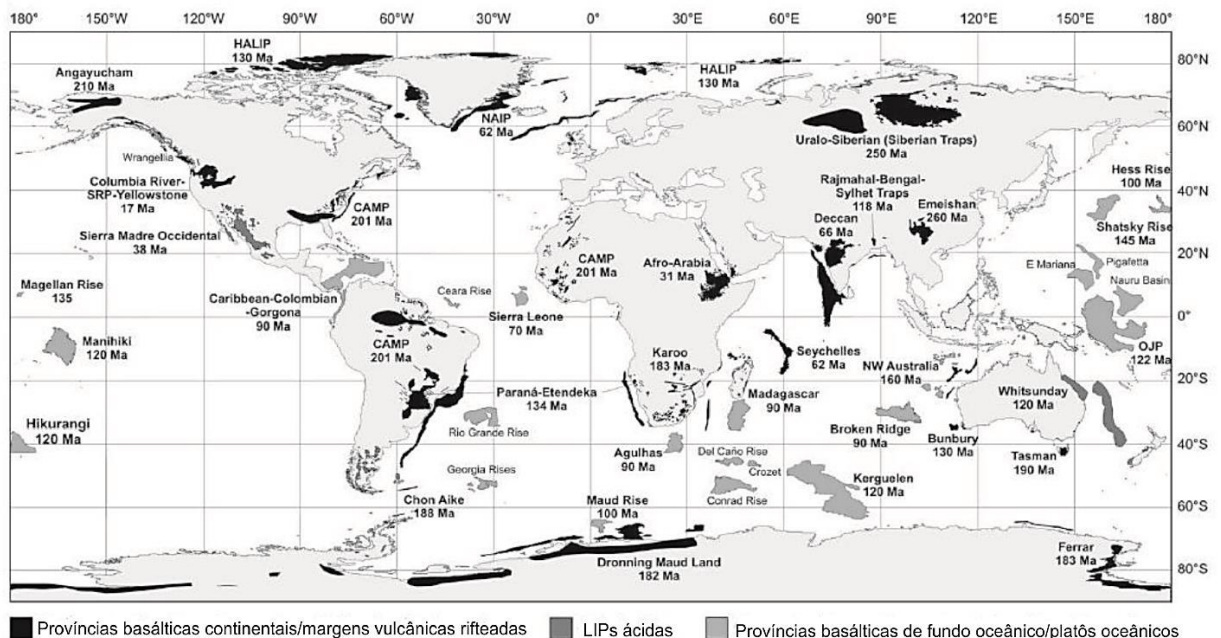


Figura 4 - Distribuição das Províncias Basálticas Continentais no mundo (Fonte: traduzido de Bryan & Ernst, 2008).

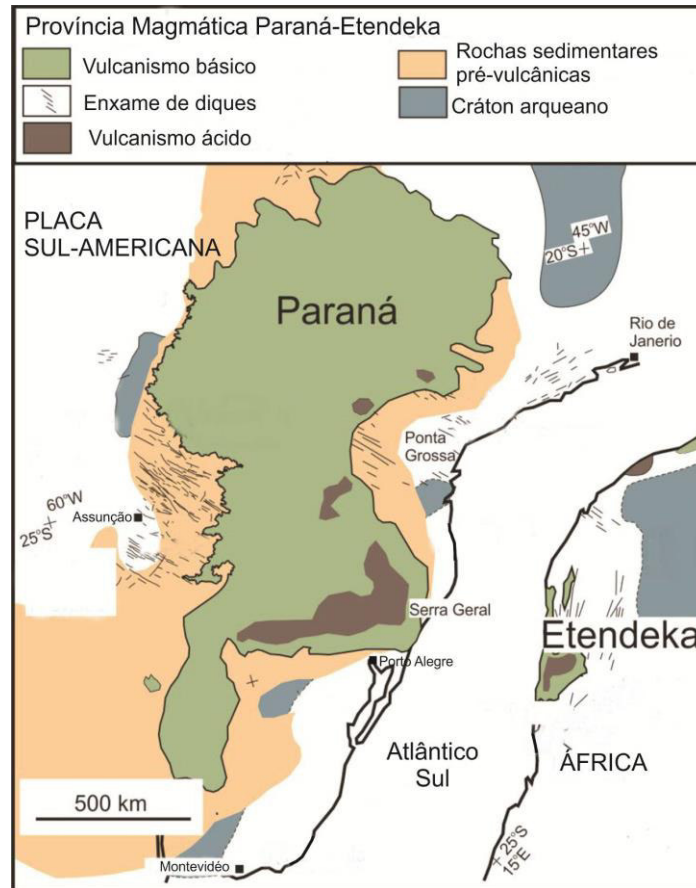


Figura 5 - Reconstrução da PBC Paraná-Etendeka durante a fase inicial de abertura da porção sul do Oceano Atlântico (Fonte: modificado de Gibson *et al.*, 2006).

2.3 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná (Fig. 6) é uma província geológica Fanerozoica situada na região centro-leste do continente sul-americano que cobre uma área de aproximadamente 1.600.000 km. É uma bacia intracontinental com forma de elipsoide, cujo eixo maior possui direção NNE-SSW, estendendo-se do centro-sul do Brasil até o norte do Uruguai, nordeste da Argentina, e leste do Paraguai.

Conforme Zalán *et al.* (1990), o arcabouço estrutural é dominado por elementos tectônicos lineares agrupados em três direções distintas (NW-SE, NE-SW e W-E), que representam falhas ou zonas de falhas, que se interceptam, reproduzindo o arcabouço de blocos e megablocos do embasamento da bacia. Segundo estes autores, os elementos de direção NW-SE são caracterizados por zonas retilíneas com

concentração de falhas e diques, formando extensas zonas de falhas. Os elementos lineares com direção NE-SW, de idade brasileira, deslocam as estruturas NW e, portanto, são mais novos que os elementos tectônicos de direção NW-SE (Northflet *et al.*, 1969; Zalán *et al.*, 1990). Estes são derivados a partir dos cinturões móveis que se estendem por baixo da bacia, na parte oriental (Cinturões Ribeira e Dom Feliciano) e na parte norte-ocidental (Cinturão Paraguai-Araguaia) e, também, a partir da Zona de Falha Transbrasileira, uma estrutura de idade brasileira, reativada ao longo da evolução da bacia. Ainda segundo estes autores, as estruturas E-W vinculam-se à propagação dos esforços decorrentes da abertura do Atlântico para o interior do continente.

A evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná (Fig. 7) se deu no interior cratônico do Gondwana. Abriga uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neo-Cretáceo e uma espessura total máxima em torno dos 7 mil metros, coincidindo geograficamente o depocentro estrutural da sinéclise com a região da calha do rio que lhe empresta o nome.

O registro estratigráfico desta bacia consiste basicamente de cinco supersequências deposicionais principais: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo). A Supersequência Gondwana III corresponde à Bacia Serra Geral, que compreende as formações Botucatu e Serra Geral, reunidas no Grupo São Bento.

Com a abertura do Oceano Atlântico Sul, as antéclises limitantes da Província Sedimentar Meridional (Asunción a oeste, Alto Xingu a NNW, Paranaíba a NE, Ponta Grossa a SE e Rio Grande a Sul) foram reativadas e transformadas nos arcos homônimos. Com o rebaixamento do fundo da bacia, houve a formação de ampla depressão topográfica, onde se depositaram arenitos de granulação fina a média, correspondente à Formação Botucatu. O preenchimento sedimentar da Bacia do Paraná é predominantemente siliciclástico, sendo capeado pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

Os derrames de lavas basálticas da Formação Serra Geral representam uma das maiores manifestações vulcânicas episódicas do Neocomiano. Registram uma espessura total de até 2.000 m de basalto sobre os sedimentos da Bacia do Paraná, sendo principalmente representadas por derrames de natureza básica e

subordinadamente por rochas ácidas. Na parte sul da bacia, os derrames foram depositados principalmente sobre os arenitos da Formação Botucatu, preservando localmente morfologias originais de dunas e feições sedimentares, indicando contemporaneidade entre os primeiros episódios vulcânicos e o sistema eólico ativo desta unidade (Scherer, 2002; Waichel *et al.*, 2008). Também ocorreu significativa atividade ígnea intrusiva associada, que é representada por *sills* e diques.

Na Bacia do Paraná, as rochas vulcânicas ocupam uma área de aproximadamente 917.000 km², com um volume de cerca de 450.000 km³. O volume referente aos corpos intrusivos do tipo soleira é de pelo menos 112.000 km³ (Frank *et al.*, 2009).

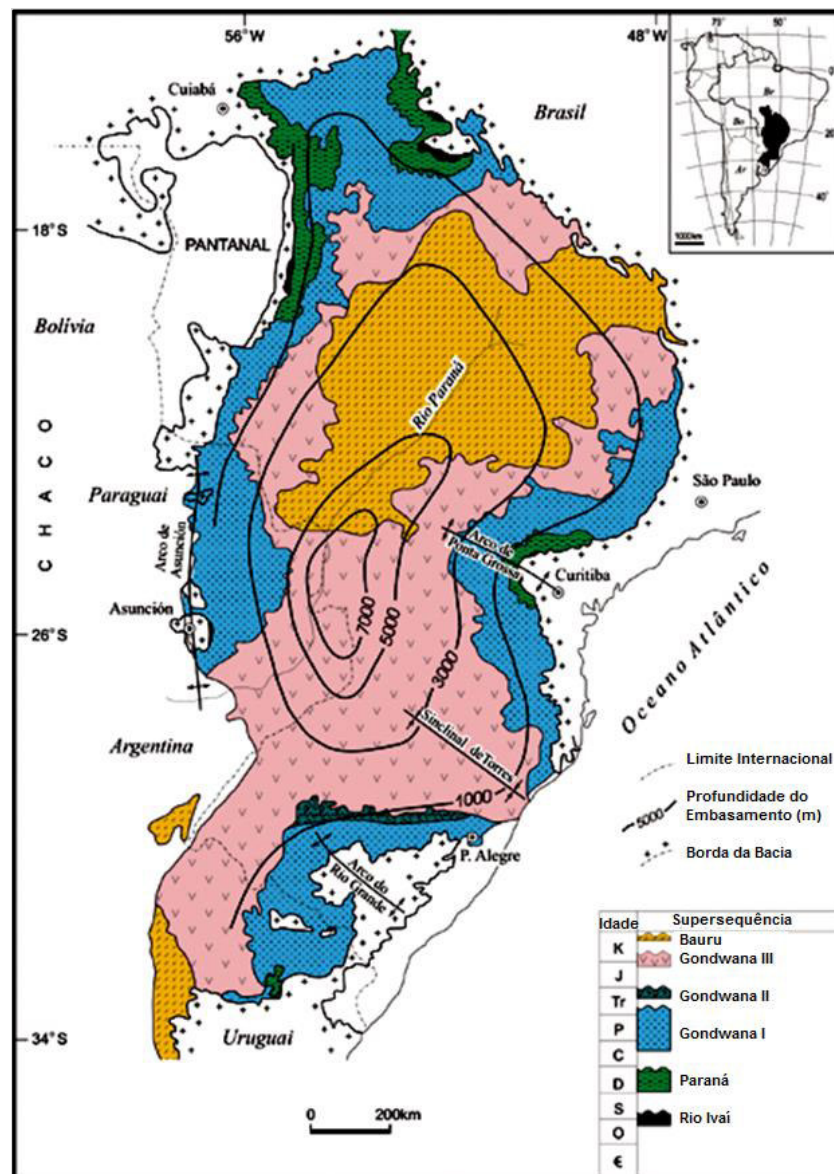


Figura 6 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com o contorno estrutural e profundidades do embasamento cristalino. (Modificado de Milani, 2004).

CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ

PARANÁ BASIN STRATIGRAPHIC CHART

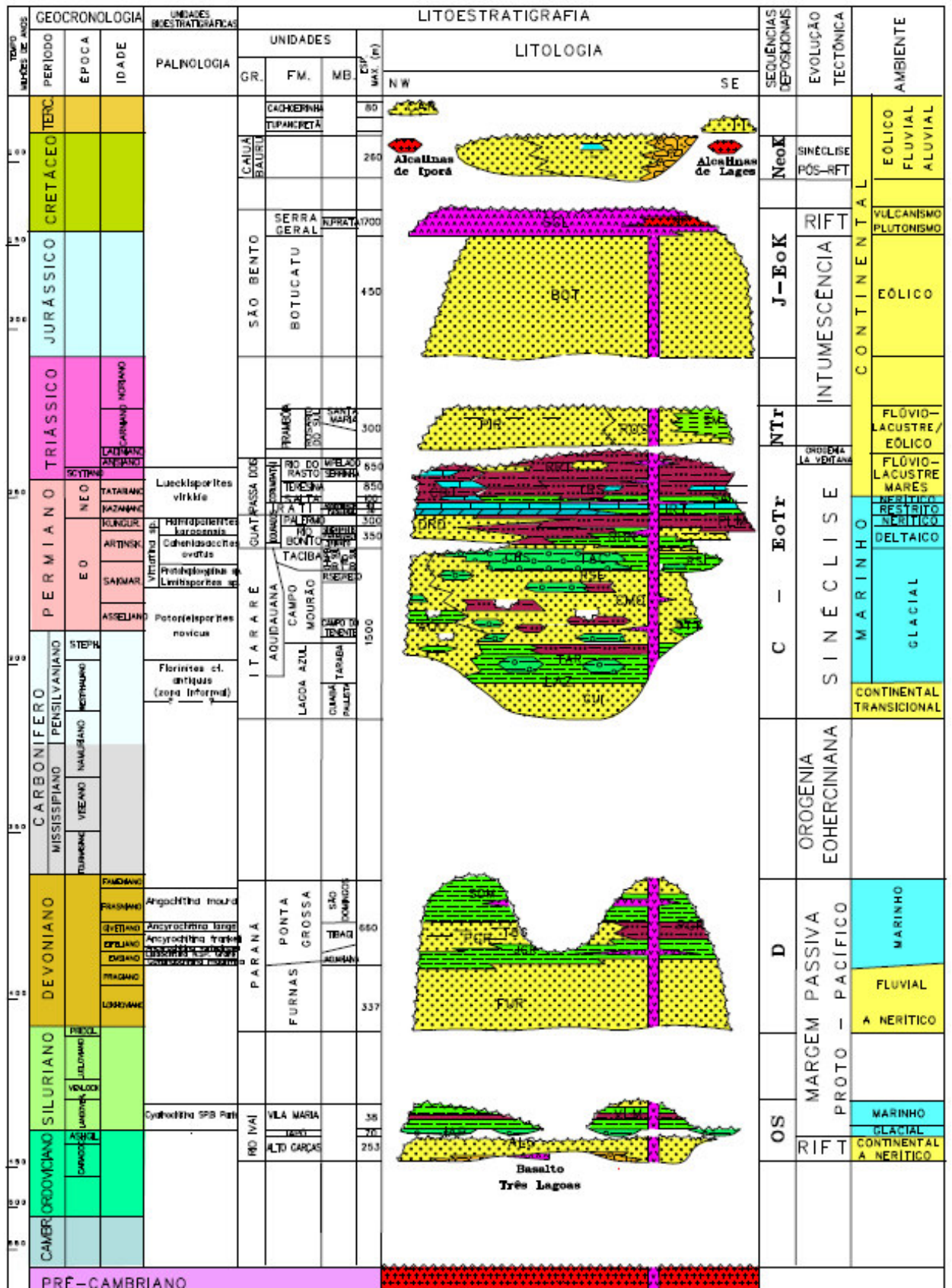


Figura 7 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Fonte: Milani et al., 1993).

2.4 FORMAÇÃO SERRA GERAL

A Formação Serra Geral é caracterizada por uma sequência de derrames predominantemente basálticos e andesi-basálticos de afinidade toleítica, que possuem espessura máxima de 1.700 metros. Derrames e domos ácidos são predominantes nas unidades superiores desta sequência vulcânica (Lima *et al.*, 2012; Waichel *et al.*, 2012). Além da extensa área de derrames na PMPE, devem ser também destacadas as várias ocorrências de rochas intrusivas, que ocorrem geralmente associadas a descontinuidades estruturais da Bacia do Paraná e estão ligadas ao mesmo vulcanismo. Os diques afloram praticamente por todos os limites da província, enquanto os *sills* aflorantes estão mais concentrados no limite nordeste. São ainda conhecidas ocorrências de fácies magmáticas efusivas na forma de depósitos piroclásticos em regiões restritas no sudoeste do Paraná (Wildner *et al.*, 2006).

2.4.1 Estratigrafia

Segundo Bellieni *et al.* (1986b), Piccirillo *et al.* (1988), Nardy (1995) e Nardy *et al.* (2002), pode-se caracterizar estratigraficamente a Formação Serra Geral como sendo constituída essencialmente por três litotipos facilmente reconhecíveis através de suas características petrográficas e geoquímicas, sendo eles:

I) A porção básica é uma sequência praticamente homogênea (petrograficamente), composta por rochas basálticas e andesi-basálticas toleíticas (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1988), com coloração cinza escura e negra, maciças ou vesiculares, afíricas, subfaneríticas de granulação variando de média a densa, sendo predominante a textura intergranular. Ocorrem em praticamente toda a extensão da Bacia do Paraná;

II) Rochas ácidas do tipo Chapecó, representadas por dacitos, riodacitos, quartzo latitos e riolitos, hipohialinas, porfiríticas a fortemente porfiríticas, com fenocristais de plagioclásio com até 2 cm de comprimento. Ocorrem no centro da Bacia do Paraná;

III) Rochas ácidas do tipo Palmas, representadas por riolitos e riodacitos, tipicamente afíricas, com textura “sal-e-pimenta”, hipohialinas a hemihialinas.

De maneira geral, as rochas de composição ácida estão preferencialmente presentes nos estados de Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná.

Com base na arquitetura de fácies, na morfologia dos derrames básicos e ácidos, na paleotopografia e nas taxas de efusão, novos modelos estratigráficos têm sido sugeridos. Assim, esta província seria formada nas suas porções inferiores, principalmente por lavas básicas com morfologia *pahoehoe* espessas (*ponded*) que ocupam os espaços interdunas da Formação Botucatu. As porções intermediárias desta província seriam compostas de derrames do tipo *pahoehoe* e tipo ‘a’a no topo, sendo as ocorrências de corpos intrusivos básicos/intermediários menos frequentes.

Segundo Waichel *et al.* (2012), a estratigrafia das rochas vulcânicas é caracterizada por cinco episódios, no perfil da Rota do Sol:

- Episódio básico I (0 - 70 m): fluxos *pahoehoe* compostos, depositados sobre arenitos eólicos da Formação Botucatu;
- Episódio básico II (total de 490 m): fluxos *pahoehoe* simples;
- Episódio ácido I (155 m): formados por campos de domos;
- Episódio básico III (165 m): fluxos tabulares/lobados ‘a’a;
- Episódio ácido II (880 - 1000 m): formado por fluxos tabulares com disjunções sub-horizontais.

Segundo Lima *et al.* (2012), o contato entre os termos máficos e félsicos é nítido e bem destacado (cota em torno de 630 m). Este é marcado por uma lava ‘a’a com um topo escureado formado por blocos de diferentes dimensões muito vesiculados e amigdaloidais, coberto por uma lava félsica com foliações horizontais.

Os litotipos apresentam distribuição geográfica (Fig. 8). Na região sul da PMP predominam basaltos com menor quantidade de titânio ($\text{TiO}_2 \leq 2\%$) e elementos incompatíveis, associados a vulcânicas ácidas do tipo Palmas; na parte norte predominam basaltos com maior quantidade de titânio ($\text{TiO}_2 \geq 2\%$) e elementos incompatíveis, juntamente com ácidas do tipo Chapecó (Picirillo *et al.*, 1988). A grande maioria das soleiras é constituída por rochas básicas com altos teores de titânio. Na parte norte da província, o magma-tipo Paranapanema sobrepõe aqueles do tipo

Pitanga, enquanto que na parte sul, os do tipo Esmeralda e Ribeira sobrepõem o Urubici e Gramado. Também fica evidente a predominância volumétrica dos tipos Parapanema e Pitanga ao norte, e Gramado ao sul.

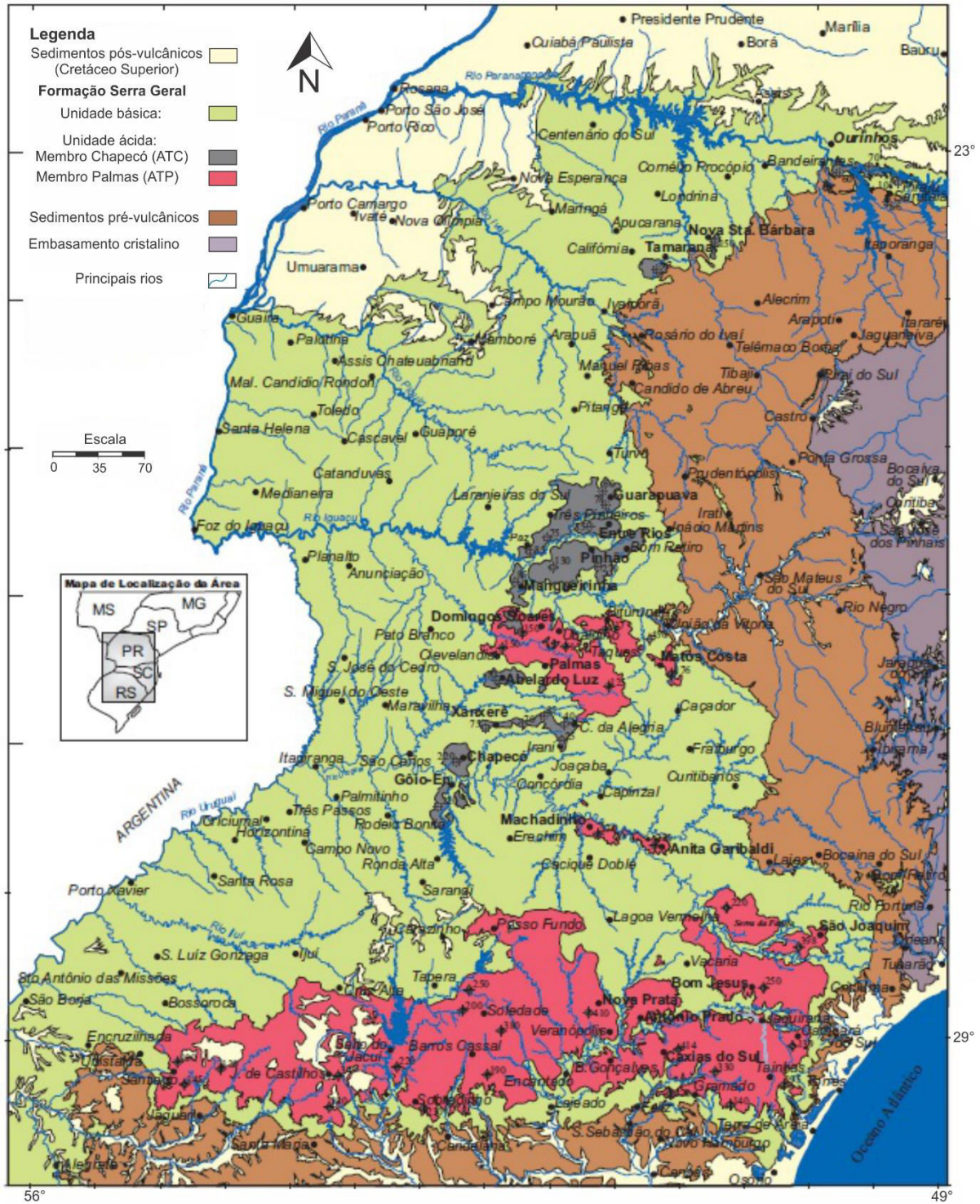


Figura 8 - Mapa geológico simplificado com a distribuição de rochas básicas e ácidas da Formação Serra Geral (Fonte: Nardy et al., 2002).

2.4.2 Origem do Magmatismo

De acordo com Riccomini *et al.* (2006), o magmatismo extrusivo teve início em 137 Ma ao longo de alinhamentos de direção NE, coincidente com a atual calha do Rio Paraná, e posteriormente migrou para SE, com intensa atividade magmática intrusiva na forma de enxame de diques ao longo de alinhamentos de direção NW-SE, que constituem o Arco de Ponta Grossa entre 131 e 130 Ma. Posteriormente, o magmatismo intrusivo teve lugar ao longo das regiões costeiras dos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro, em parte aproveitando antigas estruturas do embasamento de direção NE-SW a ENE-WSW, até atingir o continente africano na região da Namíbia e Congo há cerca de 127 Ma. Existem duas correntes teóricas para explicar a origem das grandes províncias basálticas:

1) Modelo de plumas mantélicas

Basicamente, a corrente mais difundida e aplicada está relacionada aos modelos de plumas do manto, onde as grandes províncias de rochas ígneas, em especial as províncias basálticas, são causadas por grandes anomalias térmicas formadas na interface manto-núcleo, de modo que a gênese de magmas basálticos estaria vinculada a processos de fusão parcial do manto e ascensão da astenosfera sem relação com mecanismos de distensão e afinamento litosférico (Richards *et al.*, 1989; Hooper 1990; Griffiths & Campbell, 1991). De uma maneira geral, as plumas do manto são definidas como grandes anomalias térmicas originadas na interface manto-núcleo em profundidades de aproximadamente 2900km – camada D”, coincidente com a Descontinuidade de Gutenberg (Stüwe, 2007). O modelo de plumas do manto advoga, através de processos essencialmente termiais, que as diferenças composicionais, tanto geoquímicas como isotópicas, entre o magmatismo gerador de rochas vulcânicas intraplaca e interplacas são explicadas pela existência de dois grandes reservatórios mantélicos, de composição distinta, separados por uma descontinuidade sísmica situada em torno de 660 km de profundidade, responsável pela separação entre o manto superior e inferior (Anderson *et al.* 1992; Deuss *et al.* 2006). O reservatório mais profundo (> 660 km) seria a fonte do magmatismo de ilhas oceânicas intraplaca (OIB), enquanto no mais raso (< 660 km) seriam originados os basaltos MORB das dorsais meso-oceânicas. White e McKenzie (1989), seguindo os modelos de Morgan (1971) e Burke e Dewey (1973), sugerem que o Oceano Atlântico

Sul é um bom exemplo de ruptura continental causada por uma anomalia térmica resultante da presença de uma pluma mantélica na base da crosta. Segundo os autores, tal anomalia seria a responsável pela geração de processos de fusão parcial do manto astenosférico e parte do manto litosférico originando os derrames basálticos da Província Paraná-Etendeka e das elevações vulcânicas submarinas de Walvis e Rio Grande. Turner *et al.* (1994) propõem um modelo onde o magmatismo Serra Geral teria se formado como decorrência da atividade da pluma de Tristão da Cunha sob o continente sul-americano. Os autores descrevem o mecanismo de abertura do Oceano Atlântico Sul caracterizado pela rotação no sentido horário da porção sul da América do Sul, com o desenvolvimento de processos deformadores indicados pela distensão NE-SW materializada nos enxames de diques de Ponta Grossa e do leste do Paraguai praticamente coetâneo ao evento de colocação dos diques da faixa costeira entre Santos e Rio de Janeiro. Ainda neste trabalho, fazem uma importante observação considerando que a faixa de direção NW-SE, onde ocorrem os diques de Ponta Grossa, tenha se comportado como uma zona de deformação transcorrente, não representando apenas o simples movimento da placa sul-americana sobre a pluma de Tristão da Cunha.

II) Modelo de rifteamento

Os derrames de basaltos continentais formadores das grandes províncias basálticas podem ser explicados por um modelo simples de rifteamento acima de uma anomalia térmica no manto subjacente. Segundo este modelo, as rochas ígneas são geradas através de fenômenos de fusão por decompressão adiabática do manto astenosférico à medida que o limite termal/reológico litosfera-astenosfera sobe passivamente abaixo da crosta continental estirada e afinada. Dessa forma, grandes volumes de magma seriam formados por processos de fusão parcial do manto astenosférico e de parte do manto litosférico, a partir de um incremento de temperatura da ordem de 100 – 200°C em regiões da crosta que tenham passado por distensão e afinamento litosférico (McKenzie & Bickle, 1988). Hawkesworth e Gallagher (1993) admitem que grandes eventos de fusão do manto superior requerem altas temperaturas. No entanto, os autores argumentam que para que isso ocorra não é preciso a presença de plumas do manto, bastando fenômenos de distensão regional da litosfera. Courtillot *et al.* (1999) retomam a hipótese de Morgan (1971) e, a partir de dados radiométricos disponíveis, observam que nas grandes províncias basálticas o

magmatismo extrusivo e/ou intrusivo precede ou tem início simultaneamente ao rifteamento, sugerindo uma relação de causa e efeito entre os dois fenômenos. Nürnberg e Müller (1991) formularam um modelo onde a abertura do Oceano Atlântico Sul ocorre a partir da propagação de um rifte iniciado no extremo sul do Pangea. De acordo com o modelo, entre 150 Ma e cerca de 130 Ma, o rifteamento atingiu a região do paralelo 38°S, causando deformação tectônica nas bacias Colorado e Salado na Argentina. Posteriormente, entre 130 e 126,5 Ma, correspondente a anomalia magnética M4, a polaridade do rifte avançou para o paralelo 28°S, resultando em deformação intracontinental ao longo da zona de deformação da Bacia Paraná-Chaco. No intervalo de tempo compreendido entre as anomalias magnéticas M4 e M0 (126,5-118,7 Ma), o rifteamento atingiu a atual região da Nigéria, próximo a latitudes equatoriais. O Atlântico Equatorial começou a abrir apenas após a formação da anomalia M0 (118,7 Ma). Neste intervalo de tempo teriam ocorrido deformações intracontinentais ao longo de zonas de fraqueza pré-existentes no embasamento pré-cambriano. De acordo com os autores, a abertura do Atlântico Sul a partir de 84 Ma (Chron 34) é caracterizada pela simples divergência de duas placas continentais rígidas. De acordo com o modelo proposto por Bueno (2004), que separa a ruptura da porção meridional do Atlântico Sul em três fases de *break-up*, o início da propagação do rifte ocorreu no extremo sul da América do Sul, a partir das Falklands até os afloramentos atuais dos basaltos da Formação Serra Geral em Torres, no Rio Grande do Sul, coincidindo com a anomalia magnética M11 (132 Ma segundo Gradstein *et al.*, 1995). Posteriormente, a propagação se processou da porção norte da Bacia de Pelotas até o sul da Bacia de Santos, concomitante a formação da anomalia M3 (126 Ma segundo Stewart *et al.* 1996). A terceira fase ocorreu por volta de 115 Ma, do norte da Bacia de Santos até aproximadamente a porção submersa da Bacia Sergipe-Alagoas. Os dados paleomagnéticos, que mostram também que por cerca de 50 Ma (entre 180 e 130 Ma) a região do Gondwana Ocidental onde se desenvolveu a Província Magmática do Paraná permaneceu quase estacionária (Ernesto *et al.*, 2002), corroboram também o modelo de placa. Uma vez que a transferência de calor é baixa na litosfera, este tende a ser acumulado em sua base, principalmente quando grandes superfícies continentais são envolvidas. Conforme demonstrado por Coltice *et al.* (2007), esse processo pode elevar a temperatura na base da litosfera em cerca de 100 °C e, sob essa condição, mesmo um alívio de pressão relativamente baixo, causado pelos estágios insipientes de ruptura continental, permitiu que a temperatura

do solidus fosse atingida (McKenzie & Bickle, 1988), causando fusão parcial de manto litosférico. Este processo foi também favorecido pela própria constituição do embasamento da Bacia do Paraná, que por ser composto por domínios litosféricos distintos (Cordani *et al.*, 1984), possui zonas de fraqueza que facilitaram a ocorrência de processos de ruptura, mesmo sob condições de esforços distensivos relativamente baixos (Sheth, 1999). Desta forma, foram criadas as condições necessárias para a fusão de manto litosférico subcontinental, com a geração das rochas basálticas que constituem a Província Magmática do Paraná.

Embora na maior parte dos trabalhos seja proposta a participação da Pluma de Tristão da Cunha (O'Connor & Duncan, 1990; Gibson *et al.*, 1995, 1999; Milner & Le Roex; 1996; Ewart *et al.*, 1998), a análise integrada de dados geofísicos, geoquímicos e geocronológicos tanto da província, como também, da Ilha de Tristão da Cunha e das cadeias submarinas Walvis e Rio Grande não corrobora o envolvimento desta pluma. As baixas razões isotópicas $^3\text{He}/^4\text{He}$ encontradas nas rochas vulcânicas de Tristão da Cunha (Farley & Neroda, 1998) e a ausência de anomalias de baixa velocidade sísmica no manto subjacente (660 km) determinadas por Ritsema e Allen (2003) e Montelli *et al.* (2006) foram os dois critérios não atendidos para a confirmação do envolvimento de plumas na gênese da Província Paraná-Etendeka. Ernesto *et al.* (2002) e Marques e Ernesto (2004) afirmam ainda que, em reconstruções paleogeográficas da Placa Sul-americana por volta de 133 Ma, a região afetada pelo magmatismo Serra Geral estava distante pelo menos 1000 km da ilha vulcânica de Tristão da Cunha, constituindo mais uma forte evidência de que o modelo clássico de pluma não explica a origem dessa província. Cabe destacar, que esse tipo de reconstrução é frequentemente ignorado nos modelos de pluma, sendo esta colocada arbitrariamente nas imediações do Arco de Ponta Grossa (O'Connor & Duncan, 1990) ou no extremo norte da província, onde os dados de tomografia mostram a presença de uma anomalia de baixa velocidade sísmica, que foi interpretada por Van Decar *et al.* (1995) como sendo a pluma fóssil de Tristão da Cunha. A hipótese, proposta por Campbell e Griffiths (1990) e Arndt e Christensen (1992), diz que as composições das rochas devem substancialmente refletir a composição do manto astenosférico, e no máximo 2% do manto litosférico, o que de fato não se observa nas rochas da PMPE cuja composição magmática reflete essencialmente a do manto litosférico. Sendo

assim, descarta-se, a proposta de Gibson *et al* (1995, 1999), Milner e Le Roex (1996) e Ewart *et al.* (1998), na qual relacionam a pluma de Tristão da Cunha com a origem do magmatismo. Além disso, Marques *et al.* (1999), Ernesto *et al.* (2002) e Marques e Ernesto (2004), descrevem que os padrões de abundância de elementos químicos dos derrames basálticos da PMPE são muito distintos daquele das rochas primitivas de Tristão da Cunha, indicando envolvimento de diferentes componentes mantélicos na gênese dessas rochas. A curta duração do evento magmático, da ordem de 1 a 3 milhões de anos, foi considerada por alguns autores como um critério adicional para a distinção de vulcanismo relacionado a plumas do manto (Hoffman *et al.*, 1997; Hoffman *et al.*, 2000; Jackson *et al.*, 2000). Além disso, hipóteses alternativas estão sendo propostas nas quais o manto sublitosférico é heterogêneo, e os movimentos convectivos incapazes de promover sua completa homogeneização (Marques, 2008). Assim, especialmente na última década do século passado, uma série de trabalhos baseados fundamentalmente no que conhecemos como a moderna teoria da tectônica de placas vem propondo que a origem das grandes províncias basálticas está vinculada a heterogeneidades na astenosfera causadas pela evolução dos próprios processos tectônicos vinculados a zonas de fraqueza da própria litosfera (Fouger *et al.*, 2005).

Em relação ao magmatismo ácido, a origem desses depósitos na PMPE ainda é tema de discussão. Algumas características podem sugerir extensos depósitos de lavas ácidas de alta temperatura, bem como depósitos gerados por colunas piroclásticas de alta temperatura, que sofreram intensa soldagem.

A pequena proporção entre espessura e extensão lateral tem sido usada como um forte argumento para a origem piroclástica das unidades ácidas. No entanto, a ausência de estruturas e texturas piroclásticas preservadas na base das sucessões aponta para origem de fluxo de lava. As texturas e estruturas presentes em depósitos convencionais comumente apresentam características suficientes para a distinção entre fluxos piroclásticos e fluxos de lavas. Contudo, a discriminação se torna mais difícil entre lavas ácidas de alta temperatura de tufos reomórficos de alta temperatura e de ignimbritos do tipo *lava-like* (Henry & Wolff, 1992).

Dessa forma, Henry e Wolff (1992) propuseram quatro critérios para a distinção entre ignimbritos fortemente soldados e lavas ácidas:

I) Características dos depósitos basais, pois preservam as feições primárias devido ao rápido resfriamento em contato com o substrato;

II) Natureza das porções distais de fluxo (margens de lavas são mais espessas do que as dos fluxos piroclásticos);

III) Relação das unidades com a paleotopografia (fluxos piroclásticos facilmente superam barreiras topográficas, ao passo que as lavas ficam limitadas e se moldam a elas, a menos que a taxa de emissão seja mais espessa que a barreira);

IV) O tipo de fonte (lavas predominantemente possuem fissuras como fonte de alimentação, enquanto reoignimbritos são gerados por caldeiras).

Umann *et al.* (2001) interpretam os vulcanitos ácidos da Bacia do Paraná como sucessivos derrames ácidos de alta temperatura, que podem ter atingido distâncias da ordem de 50 a 60 km. Para distinguir os vulcanitos encontrados na região de Cambará do Sul, entre fluxos de lava ácida de alta temperatura de fluxos piroclásticos de alta temperatura, estes autores utilizaram os seguintes critérios diagnósticos:

I) Estratigrafia das unidades vulcânicas ácidas: a ausência de texturas piroclásticas na base dos fluxos aliada a presença de auto-brechas típicas de derrames. A ciclicidade e homogeneidade da estratigrafia das unidades ácidas é coerente com fluxos de lavas;

II) Distribuição areal dos vulcanitos ácidos: todas as unidades vulcânicas ácidas da região de Cambará do Sul formam espessas camadas tabulares com variações não muito acentuadas nas espessuras, típicas de derrames. Adicionalmente não são constatadas modificações texturais, tanto verticalmente como lateralmente, que são típicas de fluxos piroclásticos mesmo de alta temperatura. A baixa razão entre espessura e lateralidade das camadas não representa um dado inequívoco de que os vulcanitos foram gerados a partir de fluxos piroclásticos. Diversos exemplos na literatura descrevem derrames de alta temperatura com ampla distribuição lateral. As grandes extensões laterais apresentadas por Milner *et al.* (1995) para o Grupo Etendeka fundamentam-se principalmente em critérios geoquímicos e não na continuidade física dos afloramentos.

III) O grande volume de vulcanitos ácidos da Bacia do Paraná (150.000 km² podendo atingir até 400 m de espessura) pode ser relacionado a grandes derrames ácidos vinculados a erupções fissurais.

IV) Petrograficamente, os vulcanitos de Cambará do Sul apresentam características de lavas ácidas. Os microfenocristais félsicos e máficos são subédricos a euédricos, não sendo observados litoclastos, cristaloclastos, *shards* e púmices. A presença destes últimos é rara mesmo em outras áreas da Província Paraná-Etendeka e não deve ser assumida isoladamente como diagnóstica de depósitos piroclásticos.

2.4.3 Idades do Magmatismo

Nos derrames da Província Paraná-Etendeka, estudos paleomagnéticos revelam numerosas inversões de polaridade, com predomínio de tempos de polaridade normal. No Cretáceo inferior, a duração média dos intervalos de polaridade ficou abaixo de 1 Ma, tornando relativamente frequentes as inversões de polaridade. Isso indica que o intervalo de tempo transcorrido para acumular esses pacotes de derrames foi relativamente curto como indicado por algumas datações radiométricas (Ernesto *et al.*, 1999). O caráter intermitente do vulcanismo dificulta o registro de transição da polaridade, considerando-se que é um processo relativamente rápido. Em alguns locais, a declinação magnética chega a 90°, caracterizando um campo magnético anômalo durante a inversão (Marques & Ernesto, 2004).

As idades das rochas básicas e ácidas da porção sul da Bacia do Paraná situam-se entre $131,4 \pm 1,6$ e $132,9$ Ma, tornando-se mais jovens nas regiões norte e central ($129,9 \pm 0,1$ e $131,9 \pm 0,9$ Ma), conforme Renne *et al.* (1992). Resultados obtidos por Thiede e Vasconcelos (2010) confirmam essas idades através do método geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($134,7 \pm 1$ Ma) para os basaltos da região sul da bacia. Os valores obtidos na porção norte da Bacia do Paraná são semelhantes aos obtidos no Etendeka por estes mesmos autores. Pela sistemática U-Pb em baddeleita/zircão, um dacito do Grupo Chapecó (tipo Ourinhos) indicou uma idade de $134,3 \pm 0,8$ Ma (Janasi *et al.*, 2011). Segundo esses autores, o dacito é ligeiramente mais velho do que os basaltos Alto-Ti sobrejacentes (133,6 - 131,5 Ma) e os dados obtidos indicam um período de tempo em torno de 3 Ma para a construção da sequência Alto-Ti da bacia do Paraná. Esses autores destacam também o fato dos valores encontrados no dacito coincidirem com os de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (134,8 - 134,1 Ma) obtidos nos basaltos Baixo-Ti

(Gramado e Esmeralda) e nos dacitos e riolitos tipo de Palmas do sul do Brasil. Pinto *et al.* (2011), obtiveram idades de ($135 \pm 2,3$ e $137,3 \pm 1,8$ Ma) utilizando o método U-Pb em zircão por SHRIMP, para dacitos tipo Chapecó. Portanto, o conjunto de dados é consistente com a curta duração do vulcanismo e a rápida sucessão pela sequência de alto-TiO₂.

Atualmente, há um consenso de que a principal fase magmática ocorreu entre 133 e 130 Ma (Renne *et al.*, 1992a, 1996a, 1996b; Peate *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996; Ernesto *et al.*, 1999, 2002; Mincato *et al.*, 2003), sendo que as rochas mais antigas se encontram na porção sul da província, enquanto as mais jovens se encontram na porção norte, indicando que a evolução da atividade vulcânica se deu de sul para o norte da Bacia (Renne *et al.*, 1992a, 1992b) hipótese comprovada também por dados paleomagnéticos (Ernesto *et al.*, 1999).

2.4.4 Aspectos petrográficos e geoquímicos das rochas vulcânicas

2.4.4.1 Vulcanismo Básico

As rochas básicas são constituídas por clinopiroxênio cálcico e plagioclásio, com conteúdo subordinado de minerais opacos e apatita. As texturas porfirítica e glomeroporfirítica, à base de plagioclásio, são comuns e o rápido resfriamento da lava 'a'a produz um padrão textural distinto das *pahoehoe*, caracterizado por uma granulação mais fina, texturas hialopilítica e intersertal que se estendem até o núcleo do derrame (Lima *et al.*, 2012).

O detalhamento geoquímico das subprovíncias alto titânio (ATi) e baixo titânio (BTi), permitiu que Peate *et al.* (1992) dividissem os derrames basálticos da Província Mágica do Paraná em seis tipos de magmas distintos, baseado principalmente nas concentrações de titânio e elementos incompatíveis (Sr, Y e Zr). Na subprovíncia ATi, foram definidos os magmas-tipo Urubici, Pitanga e Paranapanema, enquanto na subprovíncia BTi, os magmas definidos são Gramado, Esmeralda e Ribeira, como mostra o Quadro 1.

Segundo os dados de Cordani *et al.* (1988), Garland *et al.* (1995) e Peate *et al.* (1992), as razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_i), calculados para 133 Ma, atingem valores de até 0,728 nas rochas mais diferenciadas da PMPE. Quando se faz uso do $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para discriminar os magmas-tipo, percebe-se que os valores mais altos são referentes ao tipo Gramado (0,7075 – 0,7167), seguido pelo Esmeralda (0,7046 – 0,7086), Ribeira (0,7055 – 0,7060), Paranapanema (0,7055 – 0,7063), Pitanga (0,7055 – 0,7060) e Urubici (0,7048 – 0,7065). Desta forma, as mais altas razões de Sr são conferidas aos basaltos do tipo BTi, indicando significativa atuação de processos de contaminação crustal.

l) Básicas tipo Baixo Ti

Possuem teor de $\text{TiO}_2 < 2\%$ e restringem-se à porção sul da província. Em comparação às rochas de alto-Ti ($\text{TiO}_2 > 2\%$), apresentam empobrecimento em Ba, La, Ce, Zr e Sr, enriquecimento em Rb, Th e U e depleção significativa, mas variável de Nb e Ta em relação ao La (Nb/La 0,5-0,8). De acordo com Peate e Hawkesworth (1996), as rochas basálticas do tipo BTi apresentam valores de Sr_i variando de 0,7046 e 0,7135, enquanto a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ situa-se entre 0,5128 e 0,5122. Possuem composições isotópicas com mais Pb radiogênicos ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18,2$) do que os magma-tipos de alto-Ti.

São representadas pelos magmas-tipo Gramado e tipo Esmeralda.

- a) O **magma-tipo Gramado** representa a base da pilha vulcânica e caracteriza-se pelos menores teores em TiO_2 (0,7 - 2,0%) e maiores em SiO_2 (49 - 60%). Forma uma unidade mais velha abaixo dos magmas-tipo Esmeralda. Apresenta um maior enriquecimento relativo em LILE sobre elementos HFS e elementos de terras raras leves (ETR leves), e uma proeminente anomalia negativa do Ti em um diagrama normalizado pelo manto primitivo. Tem alto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, (0,7075 - 0,7167) e baixa ϵNdi (-8 a -3) em relação aos valores da Terra em massa.
- b) O **magma-tipo Esmeralda** é semelhante ao padrão do magma-tipo Gramado, exceto pela menor abundância de elementos traço incompatíveis e um menor grau de enriquecimento em ETR leves, e uma razão Ti/Zr (>60) mais elevada. Ocorre intercalado às rochas ácidas do tipo Palmas e apresenta teores de TiO_2 entre 1,1 e 2,3% e de SiO_2 entre 48 e 55% (Peate

et al., 1992). Tem uma assinatura distinta de elemento traço em relação aos tipos de alto-Ti, com um maior enriquecimento relativo em LILE sobre elementos HFS e elementos de terras raras leves (ETR leves), além de uma proeminente anomalia negativa do Ti em um diagrama normalizado pelo manto primitivo. Tem alto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, (0,7075 - 0,7167) e baixa ϵNdi (-8 a -3) em relação aos valores da Terra em massa. As amostras do tipo Esmeralda têm uma gama isotópica restrita ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,6 - 18,8$) em comparação com amostras do tipo Gramado ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,4 - 19,1$). Segundo Marques *et al.* (1990, 1999), Peate e Hawkesworth (1996), tratando-se da subprovíncia BTi, o único magma-tipo que pode ser considerado como não contaminado ou fracamente contaminado é o Esmeralda, tendo visto as razões inferiores a 0,7060 de Sri.

II) Básicas tipo Alto Ti

Embora os magma-tipos Ribeira, Paranapanema e Pitanga abranjam uma vasta gama de conteúdo de TiO_2 (1,5 - 4,1% em peso), eles são discutidos juntos, porque compartilham muitas características composicionais. Eles têm padrões similares de elementos traço normalizados pelo manto primitivo diferindo apenas no grau de enriquecimento.

- a) O **magma-tipo Urubici** tem um alto teor de TiO_2 (> 3 wt%). É distinguível pelo alto teor de Sr (> 550 ppm), baixo conteúdo de Fe_2O_3 (44,5 wt%) e maior fracionalização de ETR pesados.
- b) O **magma-tipo Pitanga** caracteriza-se por apresentar conteúdos mais baixos de SiO_2 , TiO_2 , K_2O e Sr (210 - 625 ppm contra 550-1050 ppm do tipo Urubici) e teores mais altos de Fe_2O_3 .
- c) O **magma-tipo Paranapanema** caracteriza-se por apresentar conteúdos altos de TiO_2 , teores moderados de Sr (200 – 450 ppm) e uma razão mais elevada de Ti/Zr (> 65).
- d) O **magma-tipo Ribeira** caracteriza-se por apresentar conteúdos mais baixos de TiO_2 , porém com características similares de elementos traço que permitem que seja agrupado com os magmas tipo de alto Ti.

Grupos	Magma tipo	TiO ₂ (%)	Sr (ppm)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	Ti/Y	Ti/Zr	Zr/Y
Alto Ti	Urubici	>3,3	> 550	0,7048 - 0,7065	> 500	> 57	> 6,5
	Pitanga	>2,9	> 350	0,7055 - 0,7060	> 350	> 60	> 5,5
	Paranapanema	1,7 - 3,2	200 - 450	0,7055 - 0,7063	> 330	> 65	4 - 7
	Ribeira	1,5 - 2,3	200 - 375	0,7055 - 0,7060	< 300	> 65	3,5 - 7
Baixo Ti	Esmeralda	1,1 - 2,3	< 250	0,7046 - 0,7086	< 330	> 60	2 - 5
	Gramado	0,75 - 1,9	140 - 400	0,7075 - 0,7167	< 300	< 70	3,5 - 6,5

Quadro 1 - Comparativo entre as principais características discriminantes dos magmas-tipo reconhecidos na sequência básica da Formação Serra Geral.

2.4.4.2 Vulcanismo Ácido

Os depósitos ácidos são relacionados principalmente a depósitos tabulares de grande extensão. No entanto, a presença da raiz de um conduto alimentador sugere que, em determinadas porções, as estruturas assumam formas de domos em resposta à resistência do fluxo ao escoamento (Lima *et al.*, 2012). As feições dômicas foram reconhecidas em superfície e apresentam porção central coerente, afírica e com grandes fraturas onduladas. Nas demais porções se desenvolvem fácies brechadas formadas por clastos angulares imersos em matriz vítrea ou alterada (Waichel *et al.*, 2012).

Para as rochas vulcânicas de natureza ácida e intermediária, Bellieni *et al.* (1984b, 1986) e Piccirillo *et al.* (1986) observaram um padrão geoquímico e de distribuição similar aos derrames basálticos do Serra Geral (Fig. 9).

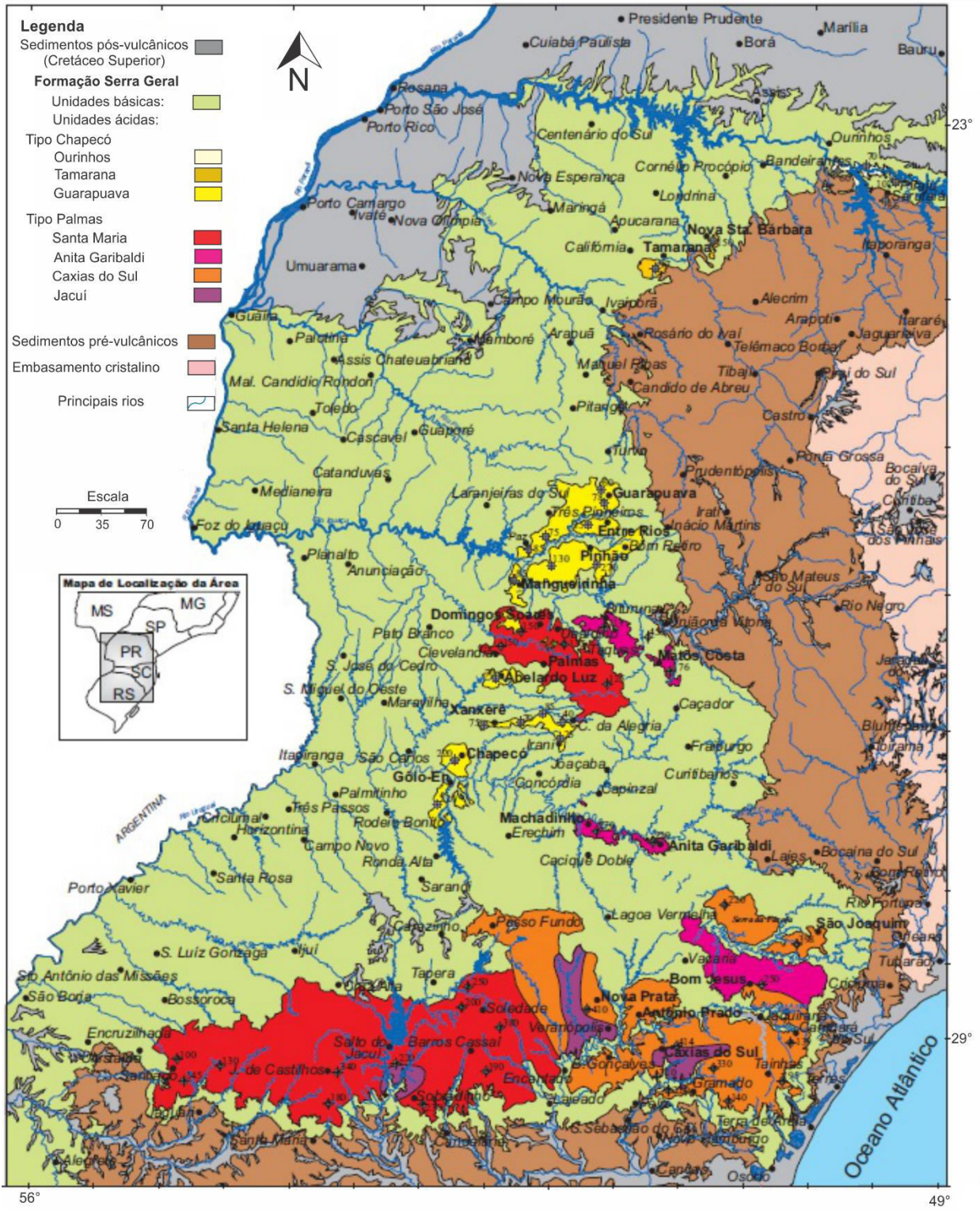


Figura 9 - Mapa geológico simplificado com a distribuição geográfica das rochas ácidas da Formação Serra Geral (Fonte: Nardy *et al.*, 2002)

2.4.4.3 Rochas tipo Palmas

O vulcanismo do tipo Palmas contém os derrames mais espessos de todo o conjunto vulcânico Serra Geral, podendo chegar a 80 metros de espessura na porção central, e até 350 metros na superposição de derrames (Fumagalli *et al.*, 2014).

As rochas tipo Palmas são volumetricamente superiores as rochas do tipo Chapecó e correspondem a 80% do volume total das ácidas e a cerca de 2,5% do volume total do magmatismo da PMP (Nardy *et al.*, 2008). Compreendem todas as rochas com teores entre 64 e 72% de SiO₂ e 0,57 e 1,23% de TiO₂.

São tipicamente afíricas e hipohialinas, com matriz granofírica resultante de processos de devitrificação, onde ocorre intercrescimento de quartzo com feldspato alcalino. Podem ocorrer fenocristais de plagioclásio (An₅₉₋₅₁), augita (Wo₃₇₋₃₂), pigeonita, ortopiroxênio (Wo_{3,8-3,5}; En₆₂₋₅₉) e Ti-magnetita. Os fenocristais constituem de 3 a 5 % do volume da rocha e com tamanhos que raramente excedem 0,2 mm (Bellieni *et al.*, 1986; Nardy *et al.*, 2008).

Nardy *et al.* (2008) estabeleceram uma coluna estratigráfica ideal para o derrame tipo Palmas (Fig. 10), dividida em 3 níveis: i) porção inferior, caracterizada por zonas de brechas epiclásticas e acamamento ígneo horizontal; ii) porção principal maciça com diaclasamento vertical; e iii) porção superior, caracterizada por zonas de acamamento ígneo horizontal, seguido por acamamento contorcido, *pichestones* em forma de lentes e zona vesicular de topo.

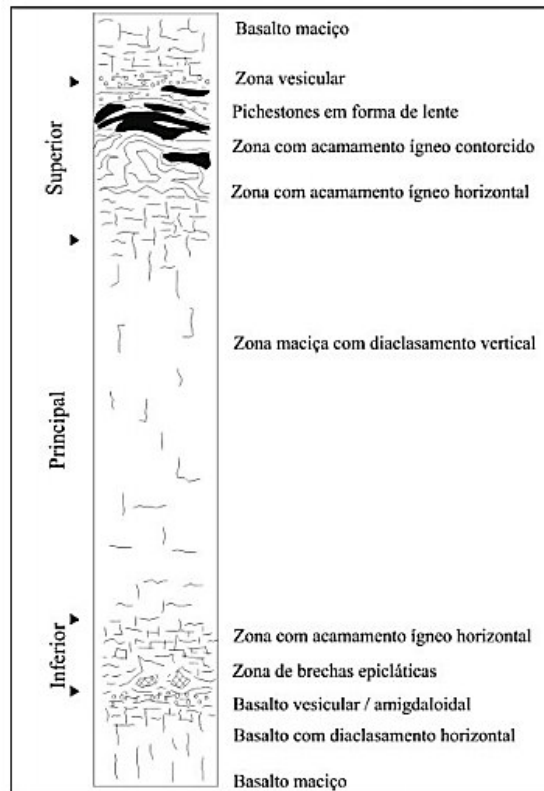


Figura 10 - Seção colunar ideal para as rochas vulcânicas ácidas do tipo Palmas (Nardy *et al.*, 2008).

O enriquecimento em Sr radiogênico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130} = 0,714 - 0,727$), a depleção em elementos incompatíveis (Ba, Nb, Sr e Ti), a anomalia positiva de K e o enriquecimento em elementos LIL são também características do tipo Palmas. Conforme diversos trabalhos (Peate, 1997; Garland *et al.*, 1995; Nardy *et al.*, 2008, entre outros) cada subtipo ácido do grupo Palmas apresenta uma assinatura geoquímica particular, com variações bastante restritas quanto aos teores de SiO_2 , Cu, Ti, P e Zr e ETRL.

Através das variações geoquímicas observadas entre as diferentes ocorrências do tipo Palmas foi possível agrupar as ocorrências em dois grupos principais, sendo eles:

- I) **Riolitos:** com SiO_2 (69,56 - 70,28%) e TiO_2 (< 0,87%), subdivididos em Santa Maria e Clevelândia.
 - a) O subtipo **Santa Maria** caracteriza-se pela maior concentração em elementos incompatíveis, tais como Rb, Zr, Ba e Nb com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7217 - 0,7274.

b) O subtipo **Clevelândia** caracteriza-se por teores bastante restritos de P_2O_5 ($0,21 < P_2O_5 < 0,23$) e baixo TiO_2 ($< 0,21$).

II) **Dacitos:** com SiO_2 (63,83% - 69,56%) e TiO_2 ($> 0,90\%$), subdivididos em Anita Garibaldi, Caxias do Sul e Jacuí.

a) O subtipo **Anita Garibaldi** caracteriza-se pelos teores mais elevados em TiO_2 , Cu e P_2O_5 e razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7137 - 0,7147 (Garland *et al.*, 1995).

b) O subtipo **Caxias do Sul** caracteriza-se por razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7137-0,7264, segundo Garland *et al.* (1995).

c) O subtipo **Jacuí** caracteriza-se por razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,714 – 0,727 e concentrações de P_2O_5 variando entre 0,28 a 0,31.

2.4.4.4 Rochas tipo Chapecó

Constituem a base da pilha vulcânica de basaltos alto-Ti, se assentando diretamente acima dos sedimentos eólicos da formação Botucatu. Compreendem todas as rochas com teores entre 64 - 68% de SiO_2 e 0,95 - 1,59% de TiO_2 . Possuem baixas razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{130}$ (0,705 - 0,708), enriquecimento em elementos incompatíveis e em terras raras leves, tais como La, Nd e Ce (Mantovani *et al.*, 1985, Peate *et al.*, 1992, Garland *et al.*, 1995, Nardy *et al.*, 2008).

Apresentam textura porfírica, com matriz cristalina. A matriz constitui-se de quartzo, feldspato alcalino (Or_{68-52}), plagioclásio, piroxênio, Ti-magnetita e ilmenita (Bellieni *et al.*, 1986). Ocorrem fenocristais de até 5 mm de plagioclásio (An_{43-40}), augita (Wo_{32-37}), Ti-magnetita e apatita (Bellieni *et al.*, 1986; Janasi *et al.*, 2007b).

As rochas do tipo Chapecó foram subdivididas em Ourinhos e Guarapuava (Garland *et al.*, 1995) e, recentemente, Nardy *et al.* (2008) definiram um terceiro subtipo, denominado Tamarana.

a) O subtipo **Ourinhos** caracteriza-se quimicamente pelo alto teor de SiO_2 (65 - 69%), pelas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7076 - 0,7080 (Garland *et al.*, 1995),

baixos teores de Fe₂O₃, CaO, TiO₂, P₂O₅ e Zr e enriquecimento em certos elementos incompatíveis (Rb, Pb e Th) em comparação ao subtipo Guarapuava.

- b) O subtipo Guarapuava** caracteriza-se pelo conteúdo de SiO₂ entre 64,3 - 66,3% e razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7055 - 0,7060 (Garland *et al.*, 1995).
- c) O subtipo Tamarana** encontra-se assentado sobre os basaltos a norte da província e apresenta uma composição intermediária entre os subtipos Ourinhos e Guarapuava.

O Quadro 2 exibe uma comparação entre as principais características dos magmas ácidos da Formação Serra Geral.

Tipo	Subtipo	Magma-tipo	SiO ₂ %	TiO ₂ %	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i
Palmas	Alto Ti	Anita Garibaldi	63,83 – 69,56	1,06 – 1,25	0,7137 – 0,7147
		Caxias do Sul	68 – 69,56	0,91 – 1,03	0,7137 – 0,7264
		Jacuí	63,83 – 69,56	1,05 – 1,16	0,714 – 0,727
	Baixo Ti	Santa Maria	69,56 – 70,28	< 0,87	69,56 – 70,28
		Clevelândia	69,56 – 70,28	< 0,87	0,714 – 0,727
Chapecó	Alto Ti	Guarapuava	64,3 – 66,3	>1,47	0,7055 – 0,7060
		Tamarana	65 – 66	1,29 – 1,47	0,706 – 0,707
		Ourinhos	65 – 69	< 1,29	0,7076 – 0,7080

Quadro 2 – Comparativo entre as principais características discriminantes dos magmas-tipo reconhecidos na sequência ácida da Formação Serra Geral.

3. METODOLOGIA

Neste capítulo são descritos os materiais, equipamentos, técnicas e métodos de trabalho utilizados na obtenção dos dados.

A metodologia utilizada para o desenvolvimento deste estudo foi dividida em cinco fases, envolvendo diferentes linhas de trabalho: etapa inicial, onde foi escolhido o tema e definida a linha de pesquisa, etapa pré-campo, etapa de campo, etapa de laboratório e integração final.

Estas etapas podem ser visualizadas detalhadamente no fluxograma projetual na Figura 11.

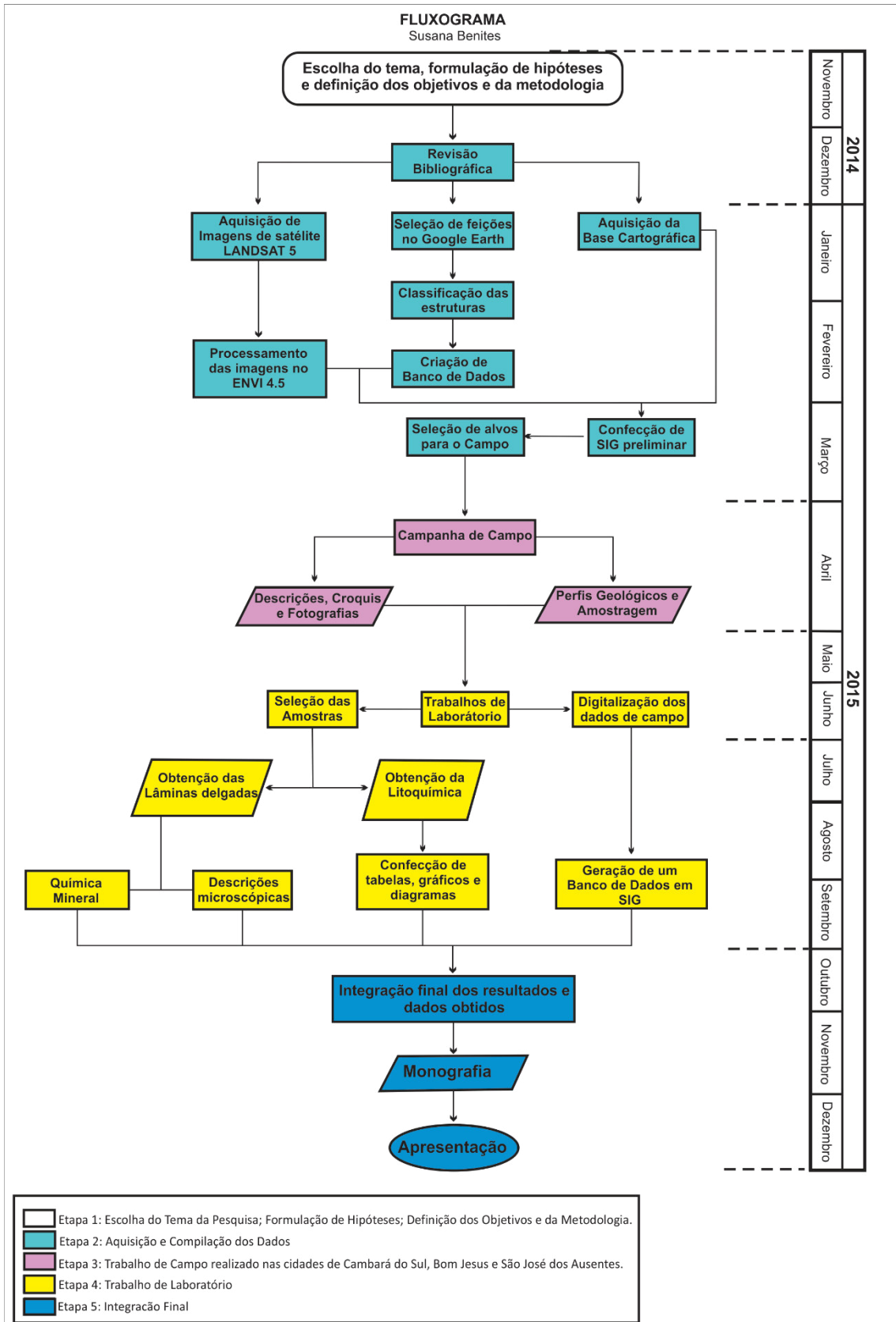


Figura 11 - Fluxograma do projeto.

3.1 ETAPA INICIAL

Nesta fase inicial, foi feita a escolha do tema do projeto e a formulação das hipóteses, que guiaram a linha de pesquisa. Após a definição dos objetivos, foi escolhida a metodologia de trabalho que melhor se adequaria a resolução do problema e a comprovação das hipóteses.

3.2 ETAPA PRÉ-CAMPO

A metodologia de trabalho nesta etapa consistiu inicialmente em revisão bibliográfica e compilação de dados. Posteriormente foi feita a aquisição de imagens de satélite, seleção de feições circulares e feições lineares que podem ter relação com as estruturas vulcânicas e criação de um banco de dados, que classifica e caracteriza as estruturas observadas a partir dos pontos adquiridos.

O objetivo desta fase do projeto foi agrupar e organizar todas as informações disponíveis publicadas sobre a Formação Serra Geral, a fim de reunir conhecimentos básicos sobre a geologia regional, fazer uma revisão dos conceitos utilizados e selecionar as áreas-alvo, com o objetivo de escolher as melhores estruturas a serem verificadas em campo.

3.2.1 Revisão Bibliográfica

Foi realizada uma revisão bibliográfica e compilação de dados, como mapas e figuras relativas ao contexto geológico regional da área estudada. Para isso, foram utilizados livros, periódicos científicos, resumos publicados em anais de eventos, teses, dissertações, monografias e informações adicionais disponíveis sobre os tópicos abordados neste trabalho. A revisão bibliográfica iniciou-se na primeira etapa do trabalho e foi concluída somente na fase de integração final.

3.2.2 Sensoriamento Remoto

Sensoriamento remoto (SR) é uma técnica de aquisição de características, atributos e informações de objetos, fenômenos e feições terrestres, por meio de sensores, sem que haja contato direto com eles. Esta técnica é dedicada a alvos presentes na superfície e na atmosfera terrestre. A obtenção de imagens da superfície terrestre é feita por meio da detecção e medição quantitativa das respostas das interações da radiação eletromagnética (REM) com os materiais terrestres.

Uma onda eletromagnética (Fig. 12) é a oscilação dos campos elétrico (E) e magnético (M), segundo um padrão harmônico de ondas, isso é, ondas espaçadas repetitivamente no tempo. Esses campos dinâmicos sempre ocorrem juntos como padrões inseparáveis, de modo que nem campo elétrico puro, nem campo magnético puro de ondas irradiadas ocorrerão separadamente um do outro. Ambos os campos, elétrico e magnético, atuam vibrando ortogonalmente entre si e possuem as mesmas amplitudes, isso é, alcançam os seus máximos ao mesmo tempo. Nenhum outro tipo de sensor que obtenha imagens que não seja pela detecção da radiação eletromagnética deve ser classificado como sensoriamento remoto. A luz, por ser radiação eletromagnética, apresenta um comportamento ondulatório caracterizado por sua frequência (f) e comprimento de onda (λ).

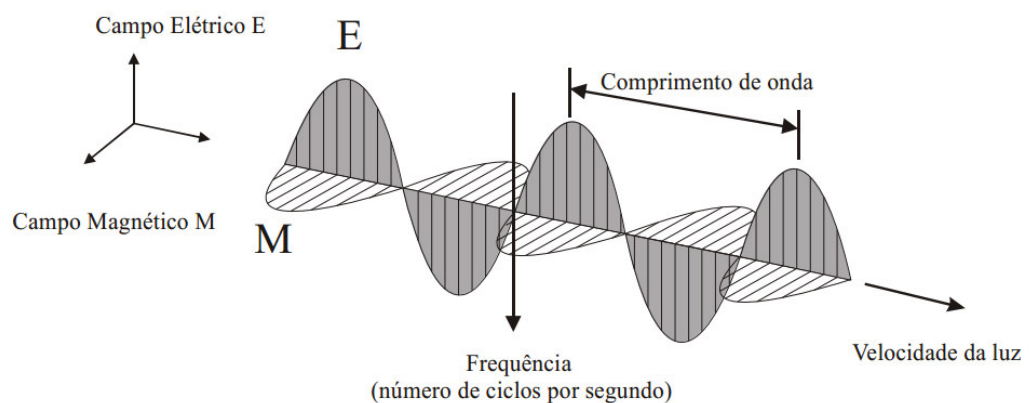


Figura 12 - Direção de propagação da radiação eletromagnética na forma de uma onda, em função das oscilações ortogonais dos campos magnético (M) e elétrico (E) (Fonte: Extraído de Meneses *et al.*, 2012).

Em sensoriamento remoto sempre nos referimos à radiação eletromagnética pelo seu comprimento e não pela sua frequência. Por exemplo, a radiação eletromagnética equivalente à luz solar azul é de comprimento de onda de 0,455

micrômetros ou μm (1μ é igual a 10^{-6}m) e a luz solar vermelha é de comprimento de onda de $0,617\ \mu\text{m}$.

O espectro eletromagnético (Fig. 13) é a distribuição da intensidade da radiação eletromagnética com relação ao seu comprimento de onda e/ ou frequência. A faixa de $0,45\ \mu\text{m}$ a $0,76\ \mu\text{m}$ é conhecida como a região do visível. Dentro dessa faixa, o olho percebe comprimentos de onda diferentes como cores distintas, sendo que fontes de radiação com um único comprimento de onda denominam-se monocromáticas e a cor da radiação denomina-se cor espectral pura. Uma radiação eletromagnética com comprimentos de onda fora desta faixa não é percebida pelo olho humano.

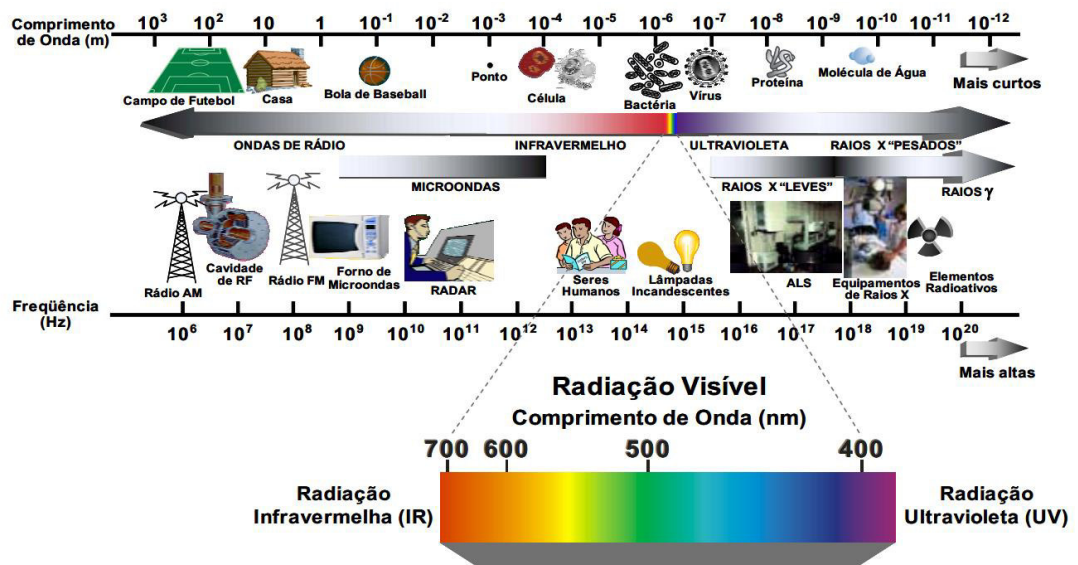


Figura 13 - Espectro eletromagnético com destaque para a faixa de $0,45\ \mu\text{m}$ a $0,76\ \mu\text{m}$ conhecida como região do visível (Fonte: Extraído de Queiroz & Gomes, 2001).

A interação macroscópica (Fig. 14) é a resposta da intensidade com que um objeto reflete a radiação eletromagnética em razão do tamanho da onda e a textura da superfície do objeto nas imagens de sensoriamento remoto. A radiação solar incidente na superfície terrestre interage de modo diferente com cada tipo de alvo. Esta diferença é determinada principalmente pelas diferentes composições físico-químicas dos objetos ou feições terrestres. Materiais de diferentes composições, ou

seja, com diferentes constituições de elementos químicos de átomos e moléculas, têm absorções e reflectâncias distintas. Dessa forma, cada alvo terrestre terá sua própria assinatura espectral. Pode-se dizer que devido à dualidade da natureza da radiação eletromagnética, o modelo ondulatório se relaciona com as propriedades texturais dos objetos, enquanto que o modelo corpuscular às propriedades composicionais. Sendo assim, para se discriminar ou diferenciar nas imagens de sensoriamento remoto um objeto do outro, como uma ardósia de um granito, deve-se ter imagens nos comprimentos de onda de alta energia, que possam interagir com os minerais constituintes. E para que possamos ver as diferenças das duas rochas, em função tão somente de suas texturas (formas de relevo), é aconselhável ter imagens nos grandes comprimentos de onda, onde a textura da superfície das rochas é que comanda as intensidades de reflectância. Nos minerais e rochas, os elementos e substâncias mais importantes que determinam as bandas de absorção são os íons ferroso e férrico, água e hidroxila. O aumento da concentração de minerais félsicos e de granulação muito fina incrementa a reflectância atenuando as bandas de absorção. O contrário se verifica na medida em que aumenta a concentração de minerais máficos.

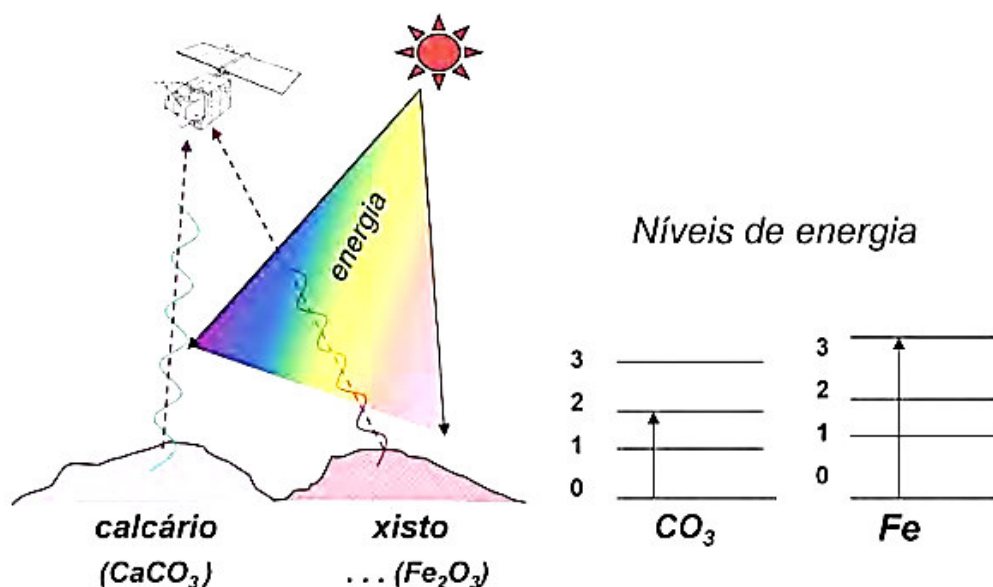


Figura 14 - Rochas como calcários e xistos absorvem com intensidades diferentes radiações eletromagnéticas de diferentes comprimentos de onda devido aos diferentes valores dos níveis de energia que apresentam as moléculas de CO_3 e os átomos de Fe (Extraído de Meneses *et al.*, 2012).

O uso de técnicas de sensoriamento remoto é fundamental durante a etapa pré-campo, sendo imprescindível para um bom planejamento do trabalho de campo, tornando-o mais rápido, objetivo e eficiente, uma vez que os pontos com estruturas mais representativas são selecionados previamente.

3.2.2.1 Google Earth

O Google Earth é o programa mais popular para visualização da Terra em 3D, sendo usado atualmente por empresas, universidades, órgãos governamentais e mesmo em casa, para as mais diversas finalidades. Essa popularização é considerada pelos especialistas em geotecnologias como o principal acontecimento da área nos últimos anos (Oliveira, 2008). Diversas funcionalidades de um Sistema de Informações Geográficas estão disponíveis desde 2005, onde o usuário pode navegar por imagens de satélite de todo o planeta, visualizar paisagens e cidades em três dimensões e acessar muitas outras informações sobre locais de interesse.

A procedência das informações é de companhias comerciais de compilação de dados, sendo de diversas fontes, motivo pelo qual as imagens têm resoluções variadas e podem apresentar falhas de junção nas bordas. As imagens de satélites e de aviões são muito parecidas, porque as resoluções de ambas as formas de obtenção têm sido cada vez melhores. Atualmente existem satélites que captam detalhes de até meio metro no terreno, todavia, imagens aéreas ainda são mais detalhadas, com precisão de alguns centímetros.

As imagens que vemos no Google Earth e em outros visualizadores 3D são classificadas de acordo com vários critérios, sendo um deles a resolução espacial, que é o valor correspondente ao tamanho do terreno que um pixel consegue representar. Esta resolução espacial pode ser baixa (em torno de 100 metros), média (em torno de 30 metros) ou alta (menor que 5 metros). Em geral, a resolução do programa é de 15 metros, mas já existem locais com resolução de um metro ou melhor. A fonte da base altimétrica do Google Earth, que permite visualizar os acidentes naturais em perspectiva, é a Missão SRTM (Shuttle Radar Topography

Mission) da NASA, formada por uma grade quadriculada com 90 metros de lado, e erro médio das altitudes de cinco a dez metros.

Com o auxílio do programa Google Earth Pro, foram selecionadas as feições geomorfológicas que podem ter relação com as estruturas vulcânicas e a partir dos pontos adquiridos, foi criado um banco de dados, que classifica e caracteriza as estruturas observadas.

Por meio destes dados, foi feita a seleção de áreas-alvo, com o objetivo de escolher as melhores estruturas a serem verificadas em campo. Apesar de apresentar um erro médio de 20 metros, o sistema se mostrou válido, uma vez que as estruturas investigadas apresentam grandes dimensões.

3.2.2.2 Imagens LANDSAT

O sistema LANDSAT (*LAND SATellite*) foi o primeiro a obter de forma sistemática, imagens terrestres sinópticas de média resolução. Desenvolvida pela NASA, a série de satélites LANDSAT iniciou sua operação em 1972. Atualmente, o único satélite em operação é o LANDSAT-5, que leva a bordo o sensor TM (*Thematic Mapper*) que usa um espelho oscilante para gerar a imagem em 7 conjuntos para formar as diferentes bandas e contribui para o mapeamento temático da superfície terrestre. As características deste sensor são mostradas no Quadro 3.

O plano de órbita é sempre fixo e ortogonal ao sentido de rotação da Terra. Assim, o satélite passa sobre o mesmo ponto da superfície da Terra na mesma hora. Orbita com uma inclinação em relação ao equador de 97 a 98° a uma altitude nominal próxima de 550 a 900 km e o tempo de viagem para completar uma órbita é de aproximadamente 90 minutos. Num tempo de 24 horas, aproximadamente 14 órbitas se completam. Cada órbita do LANDSAT cobre uma faixa no terreno de 185 km de largura, com uma dimensão de pixel de 30 m. As órbitas tomadas no mesmo dia se distanciam entre si de 2.875 km, sendo necessários 16 dias para concluir o recobrimento total do globo.

Banda	Bandas Espectrais	Resolução Espectral (μm)	Resolução Espacial (m)	Resolução Radiométrica (bits)	Resolução Temporal (dias)
1	Azul	0,45 – 0,52	30	8	16
2	Verde	0,52 – 0,60			
3	Vermelho	0,63 – 0,69			
4	IV Próximo	0,76 – 0,90			
5	IV Médio	1,55 – 1,75			
6	IV Termal	10,4 – 12,5	120		
7	IV Distante	2,08 – 2,35	30		

Quadro 3 - Resumo das características do sistema LANDSAT-5, sensor TM. (Fonte: Divisão de Geração de Imagens – INPE).

As imagens LANDSAT utilizam 8 bits para cada pixel, portanto, o máximo valor numérico de um pixel destas imagens é 255. Desta maneira, a intensidade da radiação eletromagnética (REM) é quantificada, na imagem LANDSAT, em valores entre 0 e 255.

A resolução de uma imagem (Fig. 15) se refere a quatro características bastante diferentes. São elas:

A **resolução espacial** é um importante parâmetro do sensor porque ela determina o tamanho do menor objeto que pode ser identificado em uma imagem, ou seja, refere-se a menor área representada no terreno.

A **resolução espectral** refere-se ao número e largura das faixas de espectro eletromagnético em que são obtidos os dados. A resolução espectral alta facilita a discriminação entre objetos diferentes com base nas suas respostas espectrais em cada faixa estreita.

A **resolução radiométrica** refere-se à quantidade de níveis em que a informação é digitalizada. A resolução radiométrica de um sistema de imageamento descreve sua habilidade em separar diferenças muito pequenas de energia.

A **resolução temporal** é determinada pelo intervalo no qual são obtidas imagens em uma mesma área.

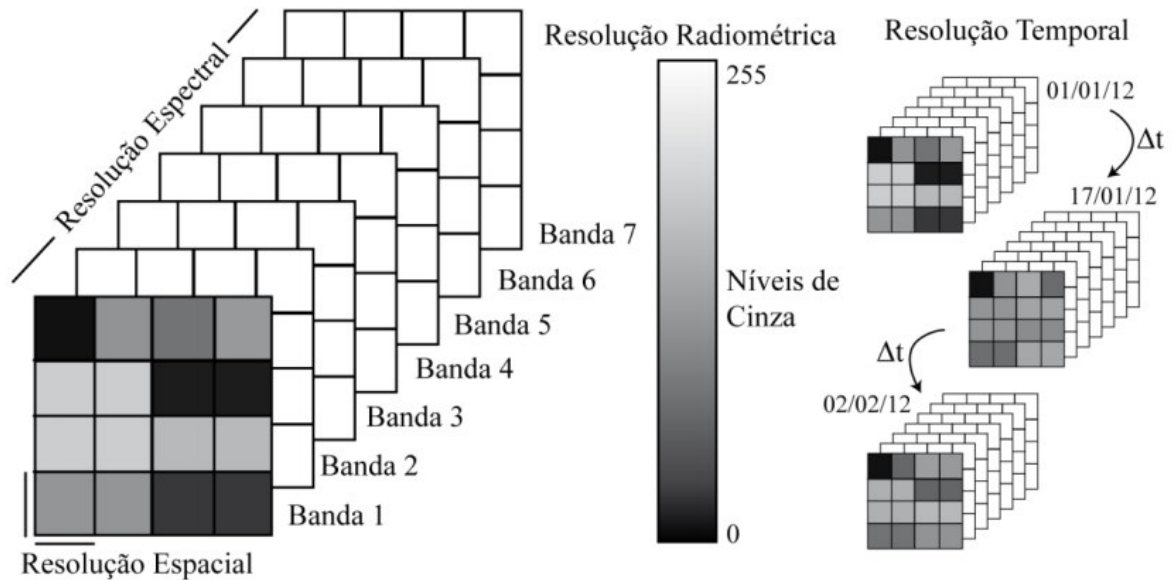


Figura 15 - Ilustração das diferentes resoluções que caracterizam as imagens orbitais (Fonte: Extraído de Rosa, 2012).

Segue uma síntese das interações mais importantes dos principais intervalos espectrais.

Visível (0,45 – 0,76 μm): É a região do espectro solar com a mais alta intensidade de fluxo radiante e onde há a melhor janela atmosférica, bastante transparente, deixando passar uma grande quantidade de radiação. É a região responsável pela interação com os minerais e que dá origem às suas cores e com os pigmentos da vegetação. O problema dessa faixa espectral é o alto espalhamento da radiação solar incidente pelos gases atmosféricos, que pode reduzir o contraste da reflectância dos alvos terrestres. É chamada de visível, porque o olho humano é sensível a essa região espectral.

Infravermelho próximo (0,76 – 1,2 μm): Região do espectro solar onde a atmosfera também é bastante transparente, mas ocorrem algumas bandas de absorções, impedindo que todo o intervalo possa ser continuamente utilizado por sensoriamento remoto. É o intervalo onde ocorrem importantes interações da REM com os níveis de energia eletrônica dos átomos, gerando feições espectrais que são

diagnósticas para identificar a natureza de vários tipos de rochas, principalmente as de composição mineral com metais de transição (Fe, Ni, Cr, Mn...).

Infravermelho de ondas curtas (1,2 – 3,0 μm): É a região espectral geológica, porque é nesta faixa espectral que os vários minerais de alteração hidrotermal têm as suas diagnósticas feições de absorção. Também é a região onde os comprimentos de onda em 1,4 μm e em 1,9 μm são totalmente absorvidos pelas moléculas de vapor d'água da atmosfera, proibindo o uso do sensoriamento remoto e, por consequência, de se determinar nos materiais terrestres a presença de água molecular nas suas estruturas.

Infravermelho médio (3,0 – 5,0 μm): Região onde o Sol e a Terra não emitem quantidades suficientes de energia que possam ser detectadas pelos sensores. Somente alvos com elevadas temperaturas, como vulcões e incêndios, podem ser detectados, pois agem como fontes próprias de emissão de radiação.

Infravermelho termal (5,0 μm – 1,0 mm): É conhecido como a região termal, devido à radiação emitida pelos objetos terrestres em função das suas temperaturas de superfícies. Ótima faixa espectral para detecção de quartzo de veios nas rochas.

Micro-ondas (1,0 mm – 100 cm): Região de uso de sensores ativos (radar), que utilizam fontes artificiais para a geração da REM. Por causa do tamanho do comprimento de onda, o radar tem a habilidade de operar em condições atmosféricas adversas, com coberturas de nuvens ou chuvas, e pode operar tanto de dia como à noite. Importante para a geologia estrutural e mapeamento geológico, porque a interação das micro-ondas com as rochas é controlada pelas texturas de relevo.

3.2.2.3 Imagens SRTM

O SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foi uma missão espacial que teve como objetivo a geração de um modelo tridimensional do terreno quase global. O resultado é um conjunto de imagens com pontos de altitudes conhecidas, dispostos numa grade horizontal e com espaçamento uniforme. O SRTM mostra o relevo da área, ajudando a realçar estruturas como zonas de cisalhamento, falhas, fraturas.

3.2.3 Processamento Digital de Imagens

Segundo Crosta (1992), o objeto principal do processamento de imagens é fornecer ferramentas para facilitar a identificação e a extração das informações contidas nas imagens, para posterior interpretação. Nesse sentido, sistemas dedicados de computação são utilizados para atividades interativas de análise e manipulação das imagens originais (brutas). O resultado desse processo é a produção de outras imagens, estas já contendo informações específicas, extraídas e realçadas a partir das imagens originais.

Na interpretação, o usuário se utiliza de regras de análises baseadas nas propriedades texturais e espectrais das imagens dos objetos, para determinar quais são as suas classes, tipos ou naturezas, a partir de um processo dedutivo do conhecimento científico. O sucesso dessa operação depende, fundamentalmente, de como os materiais - rocha, solo, vegetação, água, e alvos urbanos evidenciam os contrastes destas propriedades, nas diferentes bandas espectrais de um sensor. Os contrastes entre os objetos nem sempre são totalmente percebidos pelo intérprete, porque com frequência, as variações de cinza dos pixels das imagens são restritas a uma pequena diferença digital.

3.2.3.1 Georreferenciamento

Quando se trabalha com um Sistema de Informações Geográficas, todas as informações disponíveis sobre um determinado assunto estão inter-relacionadas com base no que lhes é fundamentalmente comum - a localização geográfica. Para que isto seja possível, a geometria e os atributos dos dados devem estar georreferenciados, isto é, localizados na superfície terrestre e representados numa projeção cartográfica.

Georreferenciar uma imagem é tornar suas coordenadas conhecidas num dado sistema de referência, processo que se inicia com a obtenção de coordenadas em um sistema de projeção (coordenadas de mapa E-W ou latitude e longitude) e as equivalentes coordenadas espaciais de pontos da imagem a ser corrigida. O

georreferenciamento tem desta forma a finalidade de inserir nas imagens um sistema de projeção de coordenadas, para se estabelecer um referencial que possibilite localizar na imagem a posição geográfica dos alvos.

Quando o georreferenciamento é concluído, a imagem passa a possuir coordenadas definidas por um sistema de projeção geográfica. Todos os pixels poderão, então, serem lidos por coordenadas geográficas, tal como se localiza um objeto ou uma feição numa carta topográfica. O georreferenciamento é uma operação sempre necessária para se fazer a integração da imagem a uma base de dados espaciais num sistema de informação geográfica. O processo de georreferenciamento das imagens elimina o erro de posicionamento remanescente. Essa é a etapa final do processamento de correção das distorções geométricas da imagem, e deve ser executada pelo usuário.

As imagens de satélite LANDSAT-5 são georreferenciadas previamente no sistema UTM de projeção e datum de referência WGS-84. No entanto, apresentam um erro de cerca de 3 km, sendo imprescindível que o usuário realize seu próprio georreferenciamento. Como os dados da imagem já estão ajustados a um sistema de projeção, mas ainda não referenciados a um sistema de coordenadas apropriado, eles não necessitam de retificação, apenas de georreferenciamento

Para realizar o georreferenciamento neste trabalho, optou-se por georreferenciar as cartas topográficas digitalizadas do exército. Vale ressaltar que, a inexistência de cartas topográficas em escalas adequadas dificulta o registro da imagem. Primeiramente, foi feita a transformação do Datum Córrego Alegre, na qual as cartas topográficas foram confeccionadas para o Datum WGS-84, que é o mesmo utilizado pelos satélites LANDSAT e Google Earth. Para isso, foi criada uma tabela com as coordenadas das quadrículas do mapa e o seu respectivo valor no Datum WGS-84. Os cálculos foram feitos com auxílio da calculadora online do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), disponível em <http://www.dpi.inpe.br/calcula/>

No software ArcGIS 10 foi feito o georreferenciamento das cartas topográficas com os valores das quadrículas transformados para WGS84. A variação máxima aceitável deve estar abaixo de $1/5$ do valor da escala do mapa. Neste trabalho, a escala das folhas utilizadas é de 1:50.000, então o desvio máximo aceitável deve ser inferior a 10, o que significa trabalhar com o padrão de exatidão cartográfica A (0,2

mm na escala do mapa e 10 m na realidade). Durante o georreferenciamento, o valor de *Total RMS Error* obtido (erro raiz média quadrática), que é o erro residual ou desvio-padrão do georreferenciamento, foi menor do que 5 metros. Para concluir a operação, foi realizada a transformação geométrica pelo método da Polinomial de Segunda Ordem e selecionado o algoritmo *nearest neighbor* (vizinho mais próximo) para a reamostragem com pontos amostrais escolhidos de acordo com a distribuição espacial. A reamostragem é o processo de cálculo de novos valores para a imagem retificada pela aplicação da matriz de transformação obtida a partir dos pontos de controle adquiridos. Um novo arquivo para a imagem retificada é criado.



Figura 16 - Sistemas de coordenadas mapa-imagem para localização dos pontos de controle para o georreferenciamento da imagem.

Em seguida, foi feito o georreferenciamento da Banda 5 da imagem LANDSAT-5, com base nas cartas topográficas georreferenciadas utilizando-se os mesmos procedimentos. Com o auxílio do software REGEMY, que localiza pontos em comum, a partir de retângulos selecionados pelo usuário, foi feito o georreferenciamento das demais bandas com base na Banda 5 georreferenciada previamente. Após, a imagem foi novamente georreferenciada, porém utilizando-se o mapa da CPRM (2010) como base, a fim de se obter uma maior precisão.

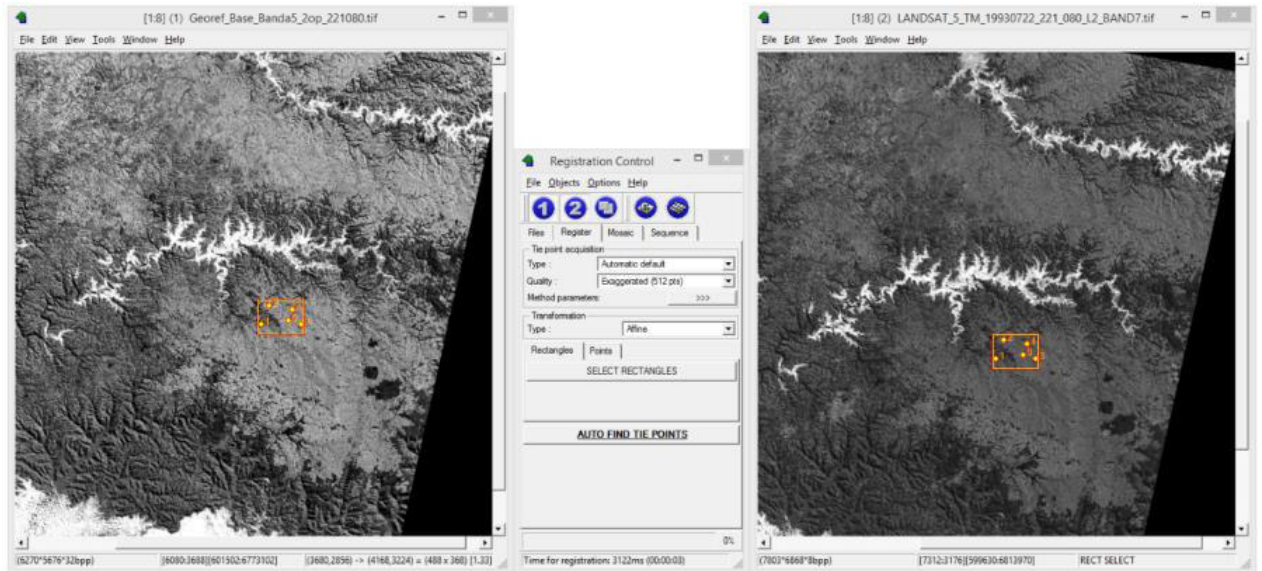


Figura 17 - Georreferenciamento banda a banda com auxílio do software Regeemy. À esquerda, Banda 5 georreferenciada com base nas cartas topográficas e à direita a Banda 7 que está sendo georreferenciada com base nos pontos em comum entre as imagens (Fonte: dados deste trabalho).

3.2.3.2 Correção Atmosférica

Distorções espectrais são causadas pelo espalhamento da radiação eletromagnética devido a sua interação com a atmosfera. Essas interferências causam adição de valores de níveis de cinza (NC) à resposta original. A Banda 7 sofre a menor influência da atmosfera no conjunto de bandas LANDSAT, além de corresponder à região do espectro eletromagnético onde há importante feição espectral de absorção da água. Por este motivo, são analisados os corpos d'água límpida ou sombras absolutas, pois considerando-se que não há influência da atmosfera, os pixels relativos a água límpida ou sombras perfeitas deveriam apresentar valor 0.

A Correção Atmosférica é o procedimento que remove o efeito de dispersão da REM nas partículas de água suspensas na atmosfera, possibilitado que os alvos sejam interpretados.

A técnica empregada para realizar a correção atmosférica foi a subtração de pixel escuro (*Dark Subtract*). Neste método são escolhidos valores de Níveis de Cinza (NC) ou Número Digital (DN) a serem subtraídos de cada banda. Para a escolha

destes valores, foram empregados três métodos diferentes: (a) *Comput Statistics*; (b) *ROI Statistics* e (c) *Spectral Profile*. Além desses procedimentos, foi utilizada a média aritmética dos resultados obtidos entre os três métodos.

(a) *Comput Statistics*:

Para se obter os valores estatísticos das bandas e assim, os valores de NC que deverão ser subtraídos, foram selecionados os parâmetros estatísticos: Histogramas, Estatísticas Básicas e Covariância no menu *Compute Statistics*. Ao final do processamento, foi apresentada a caixa de resultados estatísticos. Nos histogramas de cada banda foram verificados os valores do pixel a serem subtraídos. Esses procedimentos foram executados na imagem LANDSAT 220/080 e em seguida na imagem LANDSAT 221/080.

(b) *ROI Statistics*

Nessa técnica, são selecionados pontos que representam áreas de sombra absoluta ou de água limpa com completa absorção da radiação nas bandas 7 de cada imagem. Após este procedimento, é feita a análise estatística e os resultados são usados para fazer a subtração do NC. No entanto, como foram utilizados vários polígonos em cada imagem, foi utilizada a média aritmética entre os valores mínimos obtidos para cada banda, que é o mesmo valor do primeiro DN para cada banda. Esses procedimentos foram executados na imagem LANDSAT 220/080 e em seguida na imagem LANDSAT 221/080.

(c) *Spectral Profile*

Neste método, também foi empregada a banda 7 para análise do NC a ser subtraído. Para tanto, foi selecionado em cada imagem, um ponto que representasse o valor mínimo de pixel. Ao exibir o perfil espectral banda a banda para estes pontos, é possível verificar o valor de NC a ser subtraído.

Esses procedimentos foram executados na imagem LANDSAT 220/080 e em seguida na imagem LANDSAT 221/080.

➔ **Subtração de Pixel Escuro**

O modelo *Dark Object Subtraction* (DOS) também conhecido como subtração de pixel escuro (SPE) ou ainda, Método de Chavez (1988), consiste em corrigir o

espalhamento atmosférico e estimar a interferência atmosférica a partir dos números digitais (ND) das imagens (Andrade *et al.*, 2010; Chavez, 1988). Neste método, assume-se que há uma grande probabilidade de existir alvos (pixels) escuros nas imagens, os quais deveriam apresentar um DN muito baixo na imagem. Esta metodologia é baseada em informações coletadas na própria imagem, assim não há necessidade de se inserir parâmetros sobre as condições atmosféricas do momento da captura da imagem (Chavez, 1988; Sanches *et al.*, 2011).

Na Tabela 1, encontram-se os valores obtidos pelas técnicas Compute Statistics, ROI Statistics e Spectral Profile, além da média aritmética entre os valores resultantes dos 3 métodos.

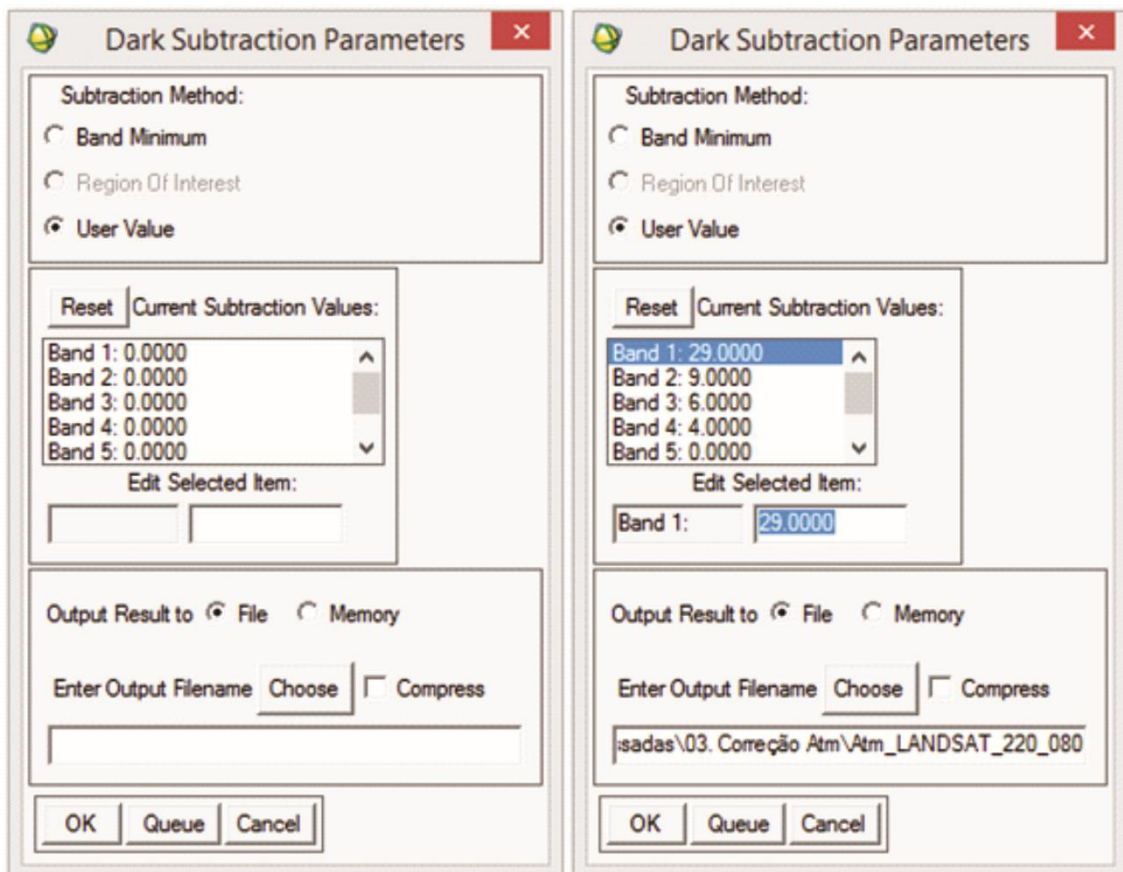


Figura 18 - Aplicação da técnica de Chavez. Na figura à direita, já foram inseridos os valores de NC a serem subtraídos de cada banda (Fonte: Dados da pesquisa).

Tabela 1 - Valores utilizados para correção atmosférica através da técnica DOS.

Técnicas Utilizadas	Imagem LANDSAT 220/080						Imagem LANDSAT 221/080					
	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 7	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 7
<i>Compute Statistics</i>	29	9	6	4	2	0	36	12	9	12	5	1
<i>ROI Statistics</i>	37	14	11	7	2	1	43	14	11	14	5	2
<i>Spectral Profile</i>	42	15	12	6	4	1	45	16	13	14	5	1
<i>Média Aritmética</i>	36	13	10	6	3	1	41	14	11	13	5	1

O efeito da atmosfera é um dos agentes que altera a resolução radiométrica das imagens de satélite e o efeito dessa alteração é a redução do contraste dos alvos presentes na imagem. Dessa forma, ocorre um aumento no contraste de imagens corrigidas.

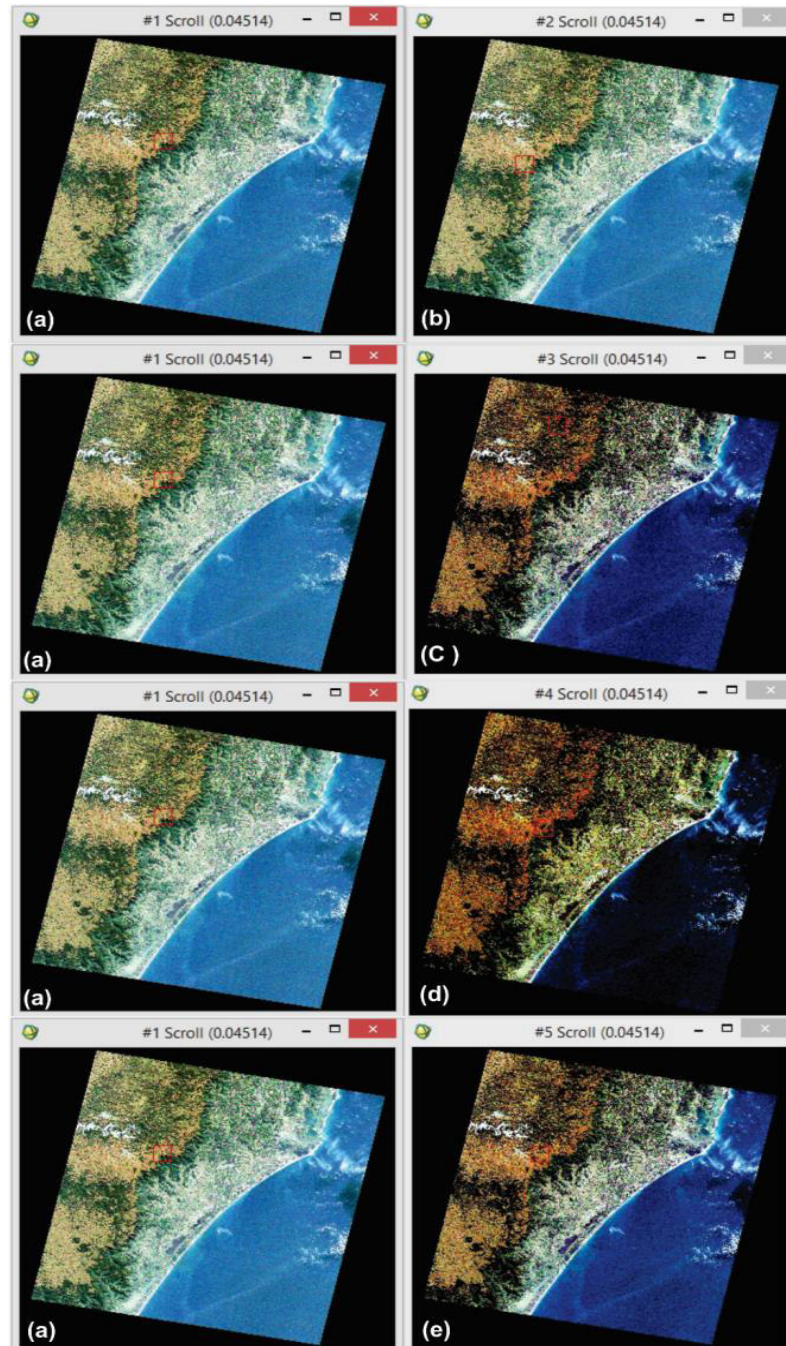


Figura 19 - Resultado da correção atmosférica pelo método de SPE. Na figura, é feita a comparação entre as imagens brutas na coluna da esquerda e as imagens corrigidas com os valores obtidos nas diferentes técnicas. (a) Imagem bruta; (b) Imagem corrigida com valores obtidos através da técnica Compute Statistics; (c) Imagem corrigida com valores obtidos através da técnica ROI Statistics; (d) Imagem corrigida com valores obtidos através da técnica Spectral Profile; (e) Imagem corrigida com valores obtidos através da média aritmética entre os resultados obtidos pelas técnicas anteriores.

3.2.3.3 Agrupamento De Bandas

Em imagens como as do satélite LANDSAT, é comum que as bandas de uma mesma cena venham em arquivos separados. Para realizar o processamento, é mais vantajoso que estejam no mesmo arquivo, facilitando cortes de áreas de interesse, mosaicos, etc. Dessa forma, é interessante criar uma imagem com todas as bandas de cada cena escolhendo-se a resolução e a projeção desejada. Utilizando a ferramenta 'Layer Stacking' do software ENVI 4.5, as bandas das imagens foram agrupadas em arquivo único. Esta técnica foi aplicada para as duas imagens utilizadas neste trabalho: LANDSAT 220/080 e LANDSAT 221/080.

3.2.3.4 Composição Colorida

Composições coloridas sintetizam em uma única imagem a informação contida em três bandas escolhidas para constituir o triplete. As bandas são atribuídas respectivamente aos canais RGB (vermelho, verde e azul). Um método objetivo de escolha do triplete visualmente melhor é o cálculo do OIF (*Optimum Index Factor*) ou Fator de Índice Ótimo (FIO), segundo a fórmula:

$$\bullet OIF_{xyz} = \Sigma (Dp_x + Dp_y + Dp_z) / \Sigma (Cc_{xy} + Cc_{xz} + Cc_{yz}) \text{ em que:}$$

Dp_n é o desvio padrão de cada banda do triplete avaliado, quanto mais alto este valor maior o contraste.

Cc_{xy} é o coeficiente de correlação entre as bandas duas a duas, quanto menor o coeficiente de correlação entre as bandas, menor a redundância de informação.

Quanto maior o OIF, visualmente melhor e mais tonalmente variada deve ser a composição colorida, com a possibilidade de maior discriminação de alvos. É um cálculo que, apesar de útil, não pode substituir a visualização de várias possibilidades de composições coloridas para que se escolha a ou as que melhor se adaptem ao problema geológico a ser resolvido. O desvio padrão de cada banda e os coeficientes de correlação podem ser encontrados no relatório estatístico da imagem.

Tabela 2 - Dados espectrais e cálculo do FIO (Fator de Índice Ótimo) para a imagem do satélite LANDSAT 220/080.

Triplete			Desvio-padrão (σ)				Coeficiente de Correlação (C_c)				FIO = $\Sigma\sigma / \Sigma C_c$
X	Y	Z	x	y	z	$\Sigma\sigma$	x-y	x-z	y-z	ΣC_c	
1	2	3	2,708503	2,088101	3,982194	8,778798	0,694783	0,576767	0,805841	2,077391	4,225876592
1	2	4	2,708503	2,088101	15,368777	20,165381	0,694783	0,104725	0,440319	1,239827	16,26467322
1	2	5	2,708503	2,088101	19,365569	24,162173	0,694783	0,192463	0,577177	1,464423	16,49944927
1	2	7	2,708503	2,088101	7,817109	12,613713	0,694783	0,287283	0,648351	1,630417	7,736495019
1	3	4	2,708503	3,982194	15,368777	22,059474	0,576767	0,104725	0,581045	1,262537	17,47233863
1	3	5	2,708503	3,982194	19,365569	26,056266	0,576767	0,192463	0,774372	1,543602	16,88017118
1	3	7	2,708503	3,982194	7,817109	14,507806	0,576767	0,287283	0,776735	1,640785	8,841990876
1	4	5	2,708503	15,368777	19,365569	37,442849	0,104725	0,192463	0,883703	1,180891	31,70728628
1	4	7	2,708503	15,368777	7,817109	25,894389	0,104725	0,287283	0,818687	1,210695	21,38803662
1	5	7	2,708503	19,365569	7,817109	29,891181	0,192463	0,287283	0,914742	1,394488	21,43523716
2	3	4	2,088101	3,982194	15,368777	21,439072	0,805841	0,440319	0,581045	1,827205	11,73326036
2	3	5	2,088101	3,982194	19,365569	25,435864	0,805841	0,577177	0,774372	2,15739	11,79010935
2	3	7	2,088101	3,982194	7,817109	13,887404	0,805841	0,648351	0,776735	2,230927	6,224947746
2	4	5	2,088101	15,368777	19,365569	36,822447	0,440319	0,577177	0,883703	1,901199	19,36801303
2	4	7	2,088101	15,368777	7,817109	25,273987	0,440319	0,648351	0,818687	1,907357	13,25078997
2	5	7	2,088101	19,365569	7,817109	29,270779	0,577177	0,648351	0,914742	2,14027	13,67620861
3	4	5	3,982194	15,368777	19,365569	38,71654	0,581045	0,774372	0,883703	2,23912	17,29096252
3	4	7	3,982194	15,368777	7,817109	27,16808	0,581045	0,776735	0,818687	2,176467	12,48265193
3	5	7	3,982194	19,365569	7,817109	31,164872	0,774372	0,776735	0,914742	2,465849	12,63859709
4	5	7	15,368777	19,365569	7,817109	42,551455	0,883703	0,818687	0,914742	2,617132	16,25881117

Observação: As cores azul e verde representam 2 desvios-padrão acima do valor médio obtido para FIO e 1 desvio-padrão acima do valor médio obtido para FIO, respectivamente.

Tabela 3 - Dados espectrais e cálculo do FIO (Fator de Índice Ótimo) para a imagem do satélite LANDSAT 221/080.

Triplete			Desvio-padrão (σ)				Coeficiente de Correlação (C_c)				FIO = $\Sigma\sigma / \Sigma C_c$
X	Y	Z	x	y	z	$\Sigma\sigma$	x-y	x-z	y-z	ΣC_c	
1	2	3	16,694538	8,828134	12,021657	37,544329	0,979810	0,951893	0,978445	2,910148	12,90117513
1	2	4	16,694538	8,828134	13,972265	39,494937	0,979810	0,617118	0,671894	2,268822	17,40768425
1	2	5	16,694538	8,828134	23,331294	48,853966	0,979810	0,588139	0,661984	2,229933	21,9082663
1	2	7	16,694538	8,828134	11,794584	37,317256	0,979810	0,745396	0,807115	2,532321	14,73638453
1	3	4	16,694538	12,021657	13,972265	42,68846	0,951893	0,617118	0,707648	2,276659	18,75048481
1	3	5	16,694538	12,021657	23,331294	52,047489	0,951893	0,588139	0,734249	2,274281	22,88524989
1	3	7	16,694538	12,021657	11,794584	40,510779	0,951893	0,745396	0,860215	2,557504	15,83996701
1	4	5	16,694538	13,972265	23,331294	53,998097	0,617118	0,588139	0,887640	2,092897	25,80064714
1	4	7	16,694538	13,972265	11,794584	42,461387	0,617118	0,745396	0,836753	2,199267	19,30706322
1	5	7	16,694538	23,331294	11,794584	51,820416	0,588139	0,745396	0,932427	2,265962	22,86905782
2	3	4	8,828134	12,021657	13,972265	34,822056	0,978445	0,671894	0,707648	2,357987	14,76770483
2	3	5	8,828134	12,021657	23,331294	44,181085	0,978445	0,661984	0,734249	2,374678	18,60508456
2	3	7	8,828134	12,021657	11,794584	32,644375	0,978445	0,807115	0,860215	2,645775	12,33830352
2	4	5	8,828134	13,972265	23,331294	46,131693	0,671894	0,661984	0,887640	2,221518	20,76584255
2	4	7	8,828134	13,972265	11,794584	34,594983	0,671894	0,807115	0,836753	2,315762	14,93891989
2	5	7	8,828134	23,331294	11,794584	43,954012	0,661984	0,807115	0,932427	2,401526	18,30253431
3	4	5	12,021657	13,972265	23,331294	49,325216	0,707648	0,734249	0,887640	2,329537	21,1738281
3	4	7	12,021657	13,972265	11,794584	37,788506	0,707648	0,860215	0,836753	2,404616	15,71498568
3	5	7	12,021657	23,331294	11,794584	47,147535	0,734249	0,860215	0,932427	2,526891	18,65831767
4	5	7	13,972265	23,331294	11,794584	49,098143	0,887640	0,836753	0,932427	2,65682	18,48004118

Observação: As cores azul e verde representam 2 desvios-padrão acima do valor médio obtido para FIO e 1 desvio-padrão acima do valor médio obtido para FIO, respectivamente.

3.2.3.5 Classificação Não Supervisionada

Foram realizadas duas classificações nas imagens do satélite LANDSAT-5. Todos os procedimentos foram executados na cena 220/080 e depois repetidos na cena 221/080. Primeiramente foram feitos testes, nas duas cenas, utilizando-se classificações supervisionadas e não supervisionadas. Devido ao melhor resultado, optou-se por empregar a classificação não supervisionada neste trabalho. Para execução da classificação não supervisionada, foi empregado o método ISO-DATA, sendo utilizadas as 6 bandas (bandas 1 a 5 e banda 7) previamente agrupadas através da técnica *Layer Stacking*. As imagens obtidas foram analisadas e alguns parâmetros das classes geradas pelo processamento foram alterados a fim de facilitar a interpretação. Dessa forma, elementos que não são de interesse neste trabalho como vegetação, que haviam recebido cores diversas devido às várias respostas espectrais, ganharam cores iguais, apenas com alteração na tonalidade. Assim, os diferentes tipos de vegetação mantêm a aparência heterogênea, porém sem destaque. Com isso, feições que representam rochas ou solos expostos ganham destaque.

3.2.3.6 Operação entre Bandas (Razão de Bandas)

É capaz de realçar intensamente as diferenças espectrais de um par de bandas. Elimina o efeito do sombreamento relativo à topografia e tem a vantagem de englobar em um triplete a informação de várias bandas. As interações macroscópicas (Quadro 4) determinam as bandas a serem agrupadas.

Assim, são recomendadas as seguintes razões de bandas 3/1, 4/2 e 5/7, que realçam a presença óxidos, vegetação e minerais hidratados, respectivamente.

Interações Macroscópicas		
Elemento	Bandas que sofrem Absorção	Bandas que sofrem Reflexão
Caolinita	1 e 7	4 e 5
Gibbsite	1 e 7	3 e 4
Montmorillonita	1 e 7	4 e 5
Vegetação	1 e 3	2 e 4

Quadro 4 - Interações macroscópicas para bandas do satélite LANDSAT-5.

3.2.3.7 Componentes Principais

A técnica de Componentes Principais (PC's) determina a extensão da correlação (redundância de informação) entre as n bandas de uma cena e remove esta correlação produzindo n bandas sem correlação. Características gerais do novo conjunto: a PC1 irá conter a informação que é comum a todas as bandas (concentra o albedo, por exemplo, e feições de luz e sombra, sendo bastante útil para interpretação estrutural), a PC2 irá conter a feição espectral mais significativa do conjunto e assim sucessivamente, de forma que as últimas irão conter as feições espectrais menos significativas e ruídos. Como, no geral, a informação espectral contida num conjunto de bandas é bastante redundante, normalmente, no caso de sensores multiespectrais como o LANDSAT e ASTER, as 3 ou 4 primeiras componentes principais resumem mais de 90% de toda a informação contida na cena.

3.3 ETAPA DE CAMPO

A etapa de campo é de fundamental importância para o desenvolvimento deste trabalho, tendo em vista que os principais aspectos abordados requerem a confirmação das feições geomorfológicas individualizadas durante a análise das

imagens, além de amostragem, descrições de rocha, medição de estruturas e análise das relações estratigráficas.

Os trabalhos de campo foram realizados entre os dias 11 a 13 de setembro de 2014 e 16 a 19 de abril de 2015. O objetivo principal durante a etapa de campo foi a verificação dos alvos (feições selecionadas por sensoriamento remoto) para comprovar a ocorrência de sistemas vulcânicos, como domos, caldeiras e condutos vulcânicos na região.

Foram visitados 45 afloramentos na área dos Aparados da Serra, a grande maioria concentrada nas cidades de Bom Jesus e São José dos Ausentes. Foram coletadas 66 amostras para laminação e litogeoquímica, no entanto, alguns afloramentos não puderam ser amostrados devido ao grau de alteração.

Os pontos foram georreferenciados com um receptor GPS, usando o sistema de coordenadas UTM, no datum WGS-84, que foi escolhido por ser o mesmo datum empregado pelos satélites LANDSAT e Google Earth.

Foram utilizadas as cartas confeccionadas pelo Exército em escala 1:50.000: Itaimbezinho (Folha SH.22-X-A-IV-2 e MI-2937/2), Bom Jesus (Folha SH.22-X-A-V-1 e MI-2938/1), São José dos Ausentes (Folha SH.22-Z-A-V-2 e MI-2938/2), Silveira (Folha SH.22-X-A-VI-1 e MI-2939/1), Jacinto Machado (Folha SH.22-X-A-VI-3 e MI-2939/3), Vila Santana (Folha SH.22-X-A-V-4 e MI-2938/4), Jaquirana (Folha SH.22-X-A-V/3 e MI-2938-3), Várzea do Cedro (Folha SH.22-X-C-II-1 e MI-2955/1), Cambará do Sul (Folha SH.22-X-C-II-2 e MI-2955/2).

As descrições dos afloramentos foram feitas em caderneta de campo. Para as medidas estruturais, foram utilizadas as bússolas Silva e Clar, sendo utilizada a notação de trama. Para a amostragem, foram utilizados marreta e martelo, caneta para retroprojeter e fita crepe para identificação das amostras e sacos plásticos para guardar as amostras coletadas. Todos afloramentos foram detalhados com fotografias gerais, panorâmicas e de detalhe (quando necessário).

As condições meteorológicas foram favoráveis, com dias claros, poucas nuvens, clima ameno, com apenas um dia chuvoso.

Os dados gerados nesta etapa (descrições, croquis, fotografias e medidas estruturais) foram anexados ao banco de dados do projeto, no software Microsoft Excel Professional Plus 2013.

3.4 ETAPA DE LABORATÓRIO

Esta fase envolveu o trabalho de laboratório, onde foram desenvolvidos os estudos petrográficos, de química mineral e litogeoquímicos a partir das amostras coletadas durante a Etapa de Campo, além da digitalização de dados obtidos em campo, geoprocessamento e confecção de um mapa SIG da região dos Aparados da Serra.

3.4.1 Petrografia

A seguir são listados os materiais e métodos que foram utilizados para a realização dos trabalhos de petrografia (obtenção das lâminas delgadas e descrições petrográficas) das rochas.

3.4.1.1 Preparação de Amostras

Foram confeccionadas 17 lâminas petrográficas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências/UFRGS e 05 lâminas no Laboratório de Laminação Petrográfica da UNISINOS. Primeiro, as amostras foram serradas e cortadas em fatias retangulares de aproximadamente 1 cm de espessura denominada esquírola, após, esta fatia foi desbastada com lixas de diferentes granulações (120, 220, 600, 1.200, 2.500 e 4.000 grana) e submetida a processos de abrasão com abrasivos progressivamente mais finos, a base de carbeto de silício (900 μm) e óxido de alumínio (9,5 μm). O polimento foi feito através da politriz, com uma frequência de 100 rotações por minuto (rpm), durante 5 minutos, com a utilização de um abrasivo a base de alumina (0,3 μm). Ao final destes procedimentos, a fatia de rocha colada no vidro se encontra com a espessura correta (0,03 mm) para a observação ao microscópio petrográfico de luz transmitida.

3.4.1.2 Descrições Petrográficas

O microscópio petrográfico de luz transmitida permite a visualização detalhada dos constituintes das rochas, com o funcionamento similar ao de um microscópio comum, ao qual são introduzidos dois polarizadores posicionados entre o mineral a ser examinado. As partes constituintes de um microscópio petrográfico podem ser agrupadas em: sistema óptico - ocular, lente de *Amici-Bertrand*, analisador, objetiva, condensador móvel, diafragma, íris, condensador fixo, filtro azul e polarizador; e sistema mecânico de suporte - tubo, braço, revólver (ou sistema de sustentação das objetivas), platina, cremalheira macro e micrométrica de movimentação vertical da platina, e base. As únicas partes constituintes que sempre estarão no caminho óptico deste microscópio são o polarizador inferior, o filtro azul, o condensador fixo, a objetiva e a ocular, sendo a introdução de alguns outros elementos necessária para a geração dos sistemas ópticos diferentes da luz natural e, conseqüentemente, a observação de diferentes propriedades dos constituintes de rocha analisados, como pode ser visto no Quadro 5.

Sistema	Peças ópticas fundamentais			Propriedades ópticas observáveis
	Polarizador	Objetiva	Outras peças	
Luz Natural	Inferior	Pequena ou média	-	Propriedades morfológicas: forma, clivagem, relevo, cor, pleocroísmo, etc.
Luz Polarizada	Inferior	Pequena ou média	Analisador	Cores de interferência: birrefringência, sinal de alongação, extinção, etc.
Luz Convergente	Inferior	Maior	Analisador, Lente de <i>Amici-Bertrand</i> e Condensador móvel	Figuras de interferência: caráter óptico, sinal óptico, ângulo 2V, etc.

Quadro 5 - Diferentes sistemas ópticos gerados, com suas respectivas peças ópticas fundamentais e propriedades ópticas observáveis. (Fonte: Nardy & Machado, 2010).

Dois tipos básicos de microscopia óptica são empregados em geologia:

Luz Transmitida: utilizada para a análise de minerais transparentes, onde a luz atravessa o objeto a ser estudado e atinge a objetiva;

Luz Refletida: utilizada para análise de minerais opacos, sendo que, a luz incide no mineral em sua superfície e é refletida em direção a objetiva.

A análise de minerais transparentes através de microscopia óptica de transmissão, é feita através de dois tipos de preparados principais: lâminas de pó ou de material granulado, que são obtidas através da moagem ou concentração de espécimes minerais a serem estudados e lâminas delgadas, que são obtidas através de uma seção extremamente fina (da ordem de 0,03 mm) de uma rocha, solo ou mineral. Sua vantagem principal é que todos os cristais e/ou minerais presentes na seção tem uma mesma espessura, conhecida, o que permite determinar uma série de propriedades ópticas.

As descrições petrográficas e fotomicrografias foram realizadas junto ao Departamento de Mineralogia e Petrologia (DEMIPE) do Instituto de Geociências (IGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). As lâminas delgadas foram descritas com o auxílio de um microscópio petrográfico binocular de luz transmitida da marca Meiji Techno, modelo ML9720, e com seis possibilidades de lentes de aumento: 1,25x 2,5x, 4x, 10x, 20x e 40x. As fotomicrografias foram adquiridas por uma câmera acoplada a um microscópio petrográfico de luz transmitida da marca Leica e à um computador. Ao total, foram descritas 22 lâminas delgadas.

Para as descrições de lâminas, foram utilizadas as técnicas de luz natural e luz polarizada, sendo empregados os critérios petrográficos baseados principalmente em Kerr (1977), Sial (1984), Mackenzie *et al.* (1991) e McPhie *et al.* (1993).

O principal objetivo das descrições petrográficas foi a caracterização dos litotipos vulcânicos de acordo com as unidades individualizadas, segundo suas principais características minerais, estruturais e texturais, além de comparação com as características das rochas da região descritas na literatura.

3.4.2 Química Mineral

A seguir são listados os materiais, equipamentos e técnicas utilizadas para a realização dos trabalhos de química mineral nas lâminas petrográficas selecionadas.

3.4.2.1 Preparação De Amostras

Foram preparadas 02 lâminas petrográficas para serem utilizadas na microsonda. A preparação foi feita a partir do polimento das lâminas petrográficas, no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências/UFRGS, utilizando a politriz e uma pasta a base de alumina 0,3 μm e água. O polimento foi realizado até se obter uma textura mais homogênea e lisa da lâmina quando observada na luz refletida.

Após o polimento, as lâminas foram levadas ao Laboratório de Microsonda Eletrônica, onde teve início o processo de limpeza. A limpeza das lâminas começou com a remoção de marcações em caneta. Em seguida, as lâminas foram colocadas em um Becker com uma mistura de água e sabão, em uma proporção de 20% de sabão e permaneceram no ultrassom por 5 minutos. Após, foram enxaguadas em água corrente e colocadas no Becker com uma mistura de água e álcool, em uma proporção de 20% de álcool e permaneceram por mais 5 minutos no ultrassom. Depois, as lâminas foram enxaguadas com álcool e ficaram secando na estufa, a uma temperatura máxima de 50 °C (normalmente o nível 8), utilizando apenas o papel para uso em microscopia para apoiar as amostras. Posteriormente, as lâminas passaram pelo processo de metalização, onde foram revestidas com uma camada de carbono que tem a função de tornar o material condutor.

A qualidade das análises executadas depende da qualidade da preparação da amostra, da natureza da amostra, e da disponibilidade de padrões adequados à calibração para os elementos desejados.

3.4.2.2 Microsonda Eletrônica

A microsonda eletrônica é um instrumento de pesquisa capaz de identificar e quantificar de forma rápida os elementos químicos presentes em um mineral. Saber se um mineral de rocha tem cálcio, ferro ou algum tipo de terra-rara é importante tanto para conhecer melhor a natureza geológica de determinado lugar como para saber a existência de material de valor para a mineração ou outros fins industriais.

A microsonda é capaz de analisar uma grande quantidade de elementos, a maioria da Tabela Periódica, desde o boro até o urânio, em concentrações desde 0.01 a 100 por cento da massa da amostra. Esta larga escala de concentrações é conseguida com recurso ao algoritmo de correção ZAF, atenção à composição química da matriz e cuidadoso apuro da técnica analítica. A sensibilidade depende do elemento considerado e da matriz de elementos presentes.

A análise por microsonda tem a vantagem de ser geralmente não destrutiva, embora seja necessário algum material para montar uma superfície polida a quantidade requerida é muito pequena. É a técnica ideal para resolver a composição de agregados microcristalinos e a variação composicional de cristais zonados.

A microsonda eletrônica combina as facilidades de um microscópio eletrônico de varredura com as do espectrômetro de fluorescência de raios-x. O feixe de elétrons de alta energia, necessário para a produção das imagens eletrônicas, excita os elementos presentes na amostra. As radiações emitidas são analisadas por um espectrômetro. Esse tipo de espectrômetro faz a análise dos elementos químicos presentes no mineral por meio da leitura do comprimento de onda gerado pelo canhão de feixes de elétrons no momento em que ele atinge a amostra. O resultado é uma radiação em raios-x, com o comprimento de onda específico irradiado pela matéria analisada que é captada por um cristal dentro da microsonda. Ele faz o reconhecimento do comprimento de onda do elemento químico e sua intensidade de um ponto específico do material. A área "iluminada" pelo feixe eletrônico é variável, desde algumas dezenas até algumas centenas de micra. Assim, o instrumento permite uma análise química dos elementos maiores, e até de alguns elementos-traço, num ponto pequeno da amostra. Dessa maneira, é possível estudar a zonação de minerais ou os fenômenos de exsolução.

A principal vantagem do método é que a análise é quantitativa. E tem como desvantagem a impossibilidade de realizar a análise química dos elementos menores.

Foi realizada uma sessão para análises de piroxênios, feldspatos e minerais opacos, no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), utilizando equipamento da marca CAMECA modelo SXFive. As condições analíticas utilizadas foram as seguintes: - Tensão = 15 kV; - Corrente = 10 nA; - Diâmetro do feixe = 10 μm

O procedimento adotado foi a seleção de pontos no centro dos cristais e em alguns cristais foram realizados três pontos de análise, sendo eles borda, intermediária (ponto entre o centro e a borda) e centro. Essas análises foram executadas nas lâminas PAS-011A (que representa a UNIDADE II) e PAS-015B (que representa a UNIDADE I), com o objetivo de quantificar estes minerais.

3.4.2.3 Tratamento de Dados no Minpet

Para o tratamento dos dados e elaboração dos diagramas de classificação dos minerais, foram utilizados os softwares Microsoft Excel 2013 e MINPET, L. R. Richard (1988 - 1995).

3.4.3 Litoquímica

A seguir são listados os materiais, equipamentos e técnicas utilizadas para a realização dos trabalhos de litoquímica nas amostras de rocha selecionadas.

3.4.3.1 Preparação de Amostras

A primeira etapa da preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências, para posterior envio ao *Acme Analytical Laboratories Ltda.*, localizado em Vancouver, no Canadá.

As amostras foram quebradas em tamanhos de (10 x 10 x 10 cm) aproximadamente. Então, foi utilizada uma prensa hidráulica para fragmentar as amostras em pedaços menores. Após isso, estes fragmentos foram reduzidos mais uma vez com o auxílio do almofariz (gral) de ágata com pistilo. Posteriormente, a amostra foi quarteada e encaminhada para a pulverização em um pulverizador (moinho) de bolas de ágata, permitindo assim, a obtenção de frações inferiores à 200 mesh, estando apta a análises químicas nos equipamentos adequados, descritos a seguir.

Nesta etapa, tomou-se cuidado na limpeza dos equipamentos após a preparação de cada amostra, devido ao alto risco de contaminação.

3.4.3.2 Análise por ICP-AES

A técnica de Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Indutivamente Acoplado (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) mede a intensidade da luz emitida por átomos ou íons excitados, quando ocorre uma transição de seu elétron de valência para um estado de energia mais baixa, dita fundamental. Esta transição é acompanhada da emissão de fótons característicos na faixa da luz visível ou ultravioleta. O número de átomos excitados e, portanto, o número de fótons emitidos é proporcional ao número total desse tipo de átomo presente na amostra e, deste modo, diretamente proporcional à concentração. O espectro de emissão atômico é único para cada elemento e a luz emitida é detectada por um espectrômetro óptico que, fornece análises quantitativas do teor do elemento na amostra.

A dificuldade de medir a emissão atômica em chamas comuns é que a temperatura é baixa demais para excitar uma fração grande da maioria dos elementos. Somente os metais alcalinos têm energias de excitação tão baixas que emitam luz em

níveis detectáveis em temperaturas de chama comuns. Para atingir esta alta temperatura necessária, foram desenvolvidas as tochas de plasma de altíssima temperatura (~8000 K) acoplada indutivamente. Plasmas são gases em muito alta temperatura que têm uma fração de seus constituintes dissociados em íons e elétrons. Seu plasma é formado por elétrons e íons de argônio e é sustentado pelo movimento circular de íons e elétrons no campo magnético oscilante (radiofrequência de 27 ou 40 MHz), de uma bobina de indução (2 - 3 kW). A temperatura (de íons) no plasma atinge até 10.000 K, suficiente para excitar todos os tipos de átomos da amostra. A tocha de plasma é alimentada por três fluxos distintos de argônio, em três cilindros concêntricos de quartzo. No mais interno é inserida a amostra através de um nebulizador (pneumático ou tangencial, com uma taxa controlada por uma pequena bomba peristáltica). No cilindro intermediário passa um segundo fluxo de argônio auxiliar, que é disseminado com elétrons livres, interagindo com o campo magnético e adquirindo energia suficiente para a ionização inicial do gás. Os íons de argônio percorrem trajetórias circulares (helicoidais) em torno das linhas de força axiais do campo magnético induzido, impactando nos átomos de argônio e produzindo constantemente novos íons para repor os que se recombinaram com elétrons. O cilindro externo tem como função canalizar argônio para refrigeração e estabelecer um fluxo tangencial dentro da tocha, evitando que o plasma entre em contato direto com os cilindros de quartzo. A amostra passa pelo meio do plasma e a região de emissão máxima da amostra fica acima da região mais quente. A luz emitida é focalizada para um espectrômetro, onde as linhas de emissão são dispersas para diferentes posições angulares com auxílio de uma grade de altíssima resolução espectral. A detecção destas linhas é comparada com as linhas de calibração e suas intensidades convertidas em concentrações (Hinrichs, 2009).

A técnica de análise por ICP-AES determina aproximadamente todos os elementos, com exceção de gases e alguns não metais (C, N, F, O, H). Esta técnica foi utilizada para a quantificação de elementos maiores (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P), com limite de detecção de 0,01% e alguns elementos traço (Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr), com limite de detecção variando de 1 até 5 ppm. A precisão é de 0,3 a 2%.

3.4.3.3 Análise por ICP-MS

A técnica de Espectrometria de Massa por Plasma Indutivamente Acoplado (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) converte íons em pulsos elétricos. A magnitude dos pulsos elétricos é proporcional ao número de íons na amostra. O detector separa e quantifica íons individuais pela massa.

A Espectrometria de massa funciona por meio da ionização das substâncias pelo plasma indutivamente acoplado. Estes íons gerados atravessam um campo magnético que curva suas trajetórias de modos diferentes, dependendo de suas massas. O campo separa os íons em um padrão chamado espectro de massa. A massa e a carga dos íons podem ser medidas por sua posição no espectro, possibilitando a identificação dos elementos e isótopos presentes na amostra.

De modo geral, o ICP-MS pode determinar concentrações da ordem de grandeza 1 a 2 vezes menor em comparação ao ICP-AES. A vantagem desta técnica é a medição da maioria dos elementos da tabela periódica com baixos limites de detecção e boa precisão, em um intervalo de tempo rápido (em torno de 2 minutos). As desvantagens consistem na destruição da amostra, no custo elevado, na dependência da calibração e no alto risco de contaminação. Esta técnica foi utilizada para a quantificação dos demais elementos traço e elementos terras raras (ETR), com limite de detecção de 0,005 a 2 ppm.

3.4.3.4 Tratamento de Dados no GCDkit

Os dados de elementos maiores, traços e ETR obtidos através das análises geoquímicas de rocha total foram organizados no banco de dados do projeto, no software Microsoft Excel Professional Plus 2013.

Para o tratamento dos dados e elaboração dos diagramas de classificação, foi utilizado o software *Geochemical Data Toolkit* (GCDKit), versão 2.3, elaborado por Janoušek *et al.* (2004) e Corel DRAW X7.

O software GCDKit é um programa para a manipulação e recálculo de dados geoquímicos de rochas ígneas e metamórficas.

A partir deste programa, foram confeccionados os diagramas de classificação litoquímica para rochas vulcânicas, como o diagrama TAS (Total Alcalis vs. Sílica) segundo Le Bas (1986), o diagrama R_1R_2 de De la Roche *et al.* (1980) e o diagrama A/NK vs A/CNK proposto por Shand (1943).

A geração destes diagramas permitiu classificar os litotipos de acordo com sua composição química e, de uma maneira geral, o magmatismo quanto a sua afinidade química.

3.4.4 Geoprocessamento

Geoprocessamento é um conjunto de tecnologias de coleta, tratamento, manipulação e apresentação de informações espaciais voltado para um objetivo específico, conforme Rodrigues (1993). Utiliza técnicas matemáticas e computacionais para o tratamento da informação geográfica e que vem influenciando de maneira crescente as áreas de Cartografia, Análise de Recursos Naturais, Transportes, Comunicações, Energia e Planejamento Urbano e Regional. As ferramentas computacionais para Geoprocessamento, chamadas de *Geographical Information System* (GIS), ou Sistemas de Informações Geográficas (SIG), permitem realizar análises complexas, ao integrar dados de diversas fontes e ao criar bancos de dados georreferenciados e tornam possível automatizar a produção de documentos cartográficos.

3.4.4.1 Sistema de Informações Geográficas

Um Sistema de Informações Geográficas (SIG) é um sistema dedicado ao tratamento de dados geográficos capaz de armazenar, manipular, visualizar e editar grandes quantidades de dados estruturados em um banco de dados. Imagens de satélite, como as geradas pelo LANDSAT- 5, são facilmente inseridas como um plano de informação em um sistema SIG e, junto com outros elementos, compõe a base de dados de uma região. Com os SIG é possível ver, compreender, inquirir, interpretar e

visualizar dados de muitas formas, mostrando relações, padrões e tendências espaciais, consubstanciadas em mapas, globos, relatórios ou gráficos. Um SIG difere dos demais sistemas, pela sua capacidade de estabelecer relações espaciais entre elementos gráficos (Fig. 20). É o sistema mais adequado para análise espacial de dados geográficos.

O projeto em um SIG, é usualmente composto por um conjunto de níveis, camadas ou planos de informação (PI's), que variam em número, tipos de formatos e de temas, conforme as necessidades de cada tarefa ou estudo. Os PI's de um projeto podem pertencer a diferentes classes de dados relacionadas com os formatos de representação de dados disponíveis no SIG utilizado. Esta organização da informação espacial é muito conveniente para permitir que diferentes variáveis sejam integradas ao banco de dados e que diferentes tipos de estudo possam ser realizados, combinando tão somente os fenômenos de interesse. A principal diferença de um SIG para um sistema de informação convencional é sua capacidade de armazenar tanto os atributos descritivos como as geometrias dos diferentes tipos de dados geográficos.

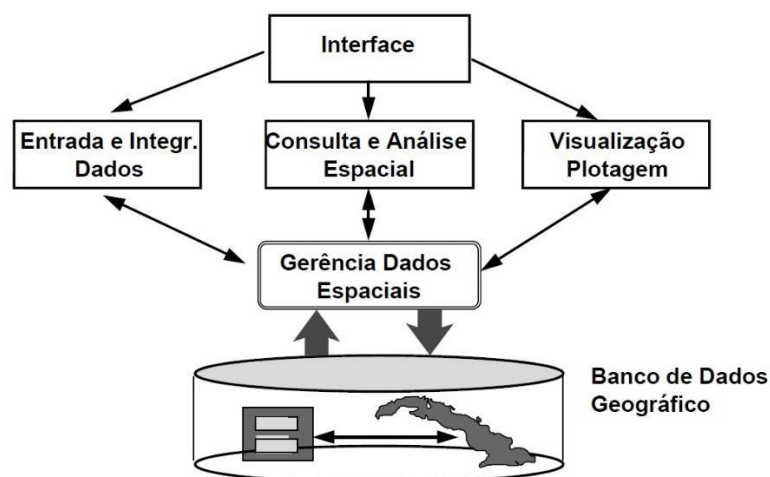


Figura 20 - Estrutura geral e relacionamento dos principais componentes ou subsistemas de um Sistema de Informação Geográfica (Fonte: INPE, 2001 (Davis & Câmara)).

Para o desenvolvimento deste projeto, foi escolhido o software ArcGis 10.3.1 para montar a plataforma do SIG, pois este sistema permite a produção de mapas com alta qualidade gráfica.

O ArcGis é uma coleção de softwares geográficos integrados desenvolvidos pela ESRI (www.esri.com), que dão forma a um SIG desenvolvido para a criação, gestão, integração e análise de dados geográficos, oferecendo uma grande flexibilidade.

Esses softwares manipulam dados geográficos armazenados tanto em arquivos quanto em SGBDs comerciais, com ou sem extensão espacial, e permitem trabalhar com formatos de dados do tipo *shapefiles* que possuem uma grande vantagem em relação aos *CADs*, porque possibilitam vínculo com banco de dados externos. As tabelas de atributos contêm todas as informações de cada feição que se quer representar em mapa.

3.5 ETAPA DE INTEGRAÇÃO

Nesta etapa, foi realizada a integração de todos os dados coletados, visando à caracterização das rochas associadas à Formação Serra Geral na Região dos Aparados da Serra. Envolveu aspectos geomorfológicos, estratigráficos, faciológicos e petrológicos. Esta integração final resultou na redação da monografia e na apresentação do trabalho.

4. RESULTADOS

Neste capítulo são descritos os resultados obtidos por meio de diversos métodos e técnicas.

4.1 SENSORIAMENTO REMOTO

4.1.1. Interpretação de Imagens do Google Earth

Com o auxílio do software Google Earth Pro, foi delimitada a área de estudos para observação das imagens em busca de feições geomorfológicas (Fig. 21) que pudessem estar vinculadas a estruturas vulcânicas, as quais estariam associadas ao magmatismo ácido da Formação Serra Geral na região de Aparados da Serra.

As feições identificadas foram divididas em dois grupos: feições lineares (Fig. 22) e feições circulares (Fig. 23). As feições lineares correspondem a lineamentos que podem ser associados a corpos alongados de relevo positivo ou depressões lineares. As feições circulares compreendem corpos arredondados subdivididas em quatro grupos, de acordo com as geometrias presentes: i) Feições circulares com relevo positivo da borda para o centro e topo abaulado; ii) Feições circulares com relevo positivo da borda para o centro e topo aplainado; iii) Feições circulares com relevo positivo a partir da borda e centro rebaixado; iv) Feições compostas, que contém um centro soerguido seguido por uma zona periférica rebaixada e soerguimento da borda.

Foram individualizadas 320 estruturas na região, sendo que a maioria (> 59%) corresponde a feições circulares (Fig. 24). A cidade de São José dos Ausentes destaca-se por abrigar mais da metade de todas as feições da região, com 57% das feições identificadas. Dentre as feições circulares encontradas na região, predominam as feições classificadas como feições circulares com relevo positivo da borda para o centro e topo abaulado, com mais do que 50% das feições circulares encontradas na região. As **Tabelas 4** e **5** apresentam exemplos das feições circulares e feições lineares, respectivamente, que foram identificadas a partir da interpretação das imagens do satélite Google Earth Pro.

Tabela 4 - Exemplos de Feições Circulares identificadas com auxílio do satélite Google Earth Pro.

Ponto	Cidade	UTM N	UTM E	Diâmetro (m)	Forma	Topo
FC-01	Cambará do Sul	6760504,8	572425,04	190	Feição Circular Dômica com Topo Aplainado	Aplainado
FC-07	São José Ausentes	6809826	592548	155	Feição Circular Dômica com Topo Abaulado	Abaulado
FC-09	São José Ausentes	6815537,56	583721,45	235	Feição Circular Composta	Abaulado
FC-11	Cambará do Sul	6810917,61	585663,47	65	Feição Circular Dômica com Topo Abaulado	Abaulado
FC-15	São José Ausentes	6814338,37	589252,13	230	Feição Circular Dômica com Topo Aplainado	Aplainado
FC-23	São José Ausentes	6815937	596480	190	Feição Circular Dômica com Topo Aplainado	Aplainado
FC-29	São José Ausentes	6815271,44	587975,74	107	Feição Circular Dômica com Topo Abaulado	Abaulado
FC-39	São José Ausentes	6818164	592761	180	Feição Circular Dômica com Topo Abaulado	Abaulado
FC-63	São José Ausentes	6822854	595648	102	Feição Circular Dômica com Topo Abaulado	Abaulado
FC-79	São José Ausentes	6826924	590437	536	Feição Circular Dômica com Topo Aplainado	Aplainado
FC-85	São José Ausentes	6829245	603177	268	Feição Circular Dômica com Topo Aplainado	Aplainado
FC-119	Bom Jesus	6822705	576893	292	Feição Circular Dômica com Topo Aplainado	Aplainado
FC-125	Bom Jesus	6826378,88	573886,76	151	Feição Circular Dômica com Topo Abaulado	Abaulado
FC-127	Bom Jesus	6833909	582367	307	Feição Circular Dômica com Topo Aplainado	Aplainado
FC-133	Bom Jesus	6842976	589736	177	Feição Circular Dômica com Topo Aplainado	Aplainado
FC-135	Bom Jesus	6845545	588023	584	Feição Circular Composta	Abaulado
FC-139	Bom Jesus	6840223	565714	142	Feição Circular Dômica com Topo Abaulado	Abaulado
FC-167	Cambará do Sul	6798964	597756	350	Feição Circular Dômica com Topo Aplainado	Aplainado
FC-175	São José Ausentes	6824966	598870	496	Feição Circular Dômica com Topo Aplainado	Aplainado
FC-179	São José Ausentes	6834263	604249	765	Feição Circular Dômica com Centro Rebaixado	Rebaixado
FC-187	Bom Jesus	570022	6825755	145	Feição Circular Dômica com Topo Aplainado	Aplainado

Tabela 5 - Exemplos de Feições Lineares identificadas com auxílio do Google Earth Pro.

Ponto	Cidade	UTM N	UTM E	Extensão (m)
FL-01	São José dos Ausentes	6815222	584994	392
FL-02	São José dos Ausentes	6814442	585433	1000
FL-06	Bom Jesus	6825434	585398	572
FL-08	Bom Jesus	6827522	585269	796
FL-09	São José dos Ausentes	6824052	603988	772
FL-10	São José dos Ausentes	6824925	601686	695
FL-13	São José dos Ausentes	6835406	597537	310
FL-14	Bom Jesus	6820137	566029	256
FL-16	Cambará do Sul	6773603	562807	574
FL-18	Bom Jesus	6841333	580373	1072
FL-20	Cambará do Sul	6772842	563952	2500
FL-21	Cambará do Sul	6773764	563504	654
FL-24	Cambará do Sul	6793398	575170	238
FL-28	Cambará do Sul	6793645	595320	356
FL-32	São José dos Ausentes	6810710	585412	364
FL-34	Bom Jesus	6833393	582887	526
FL-36	Cambará do Sul	6776063	567285	580
FL-37	Bom Jesus	6846955	586459	620
FL-38	Bom Jesus	6841055	584745	1300
FL-43	São José dos Ausentes	6832886	600020	700
FL-48	São José dos Ausentes	6832511	608362	500
FL-59	Cambará do Sul	6778400	563270	456
FL-60	Bom Jesus	6842939	587422	837
FL-62	Bom Jesus	6840547	555651	970
FL-63	São José dos Ausentes	6810043	591399	965
FL-64	São José dos Ausentes	6838970	596826	654
FL-66	São José dos Ausentes	6841495	597101	1200
FL-67	Bom Jesus	6827128	573398	70
FL-73	Bom Jesus	6824190	569235	500
FL-74	São José dos Ausentes	6839589	598225	1200
FL-75	São José dos Ausentes	6833521	609127	980
FL-110	Cambará do Sul	6773690	574274	450
FL-125	Bom Jesus	6815915	556442	500
FL-130	São José dos Ausentes	6835664	605168	2000

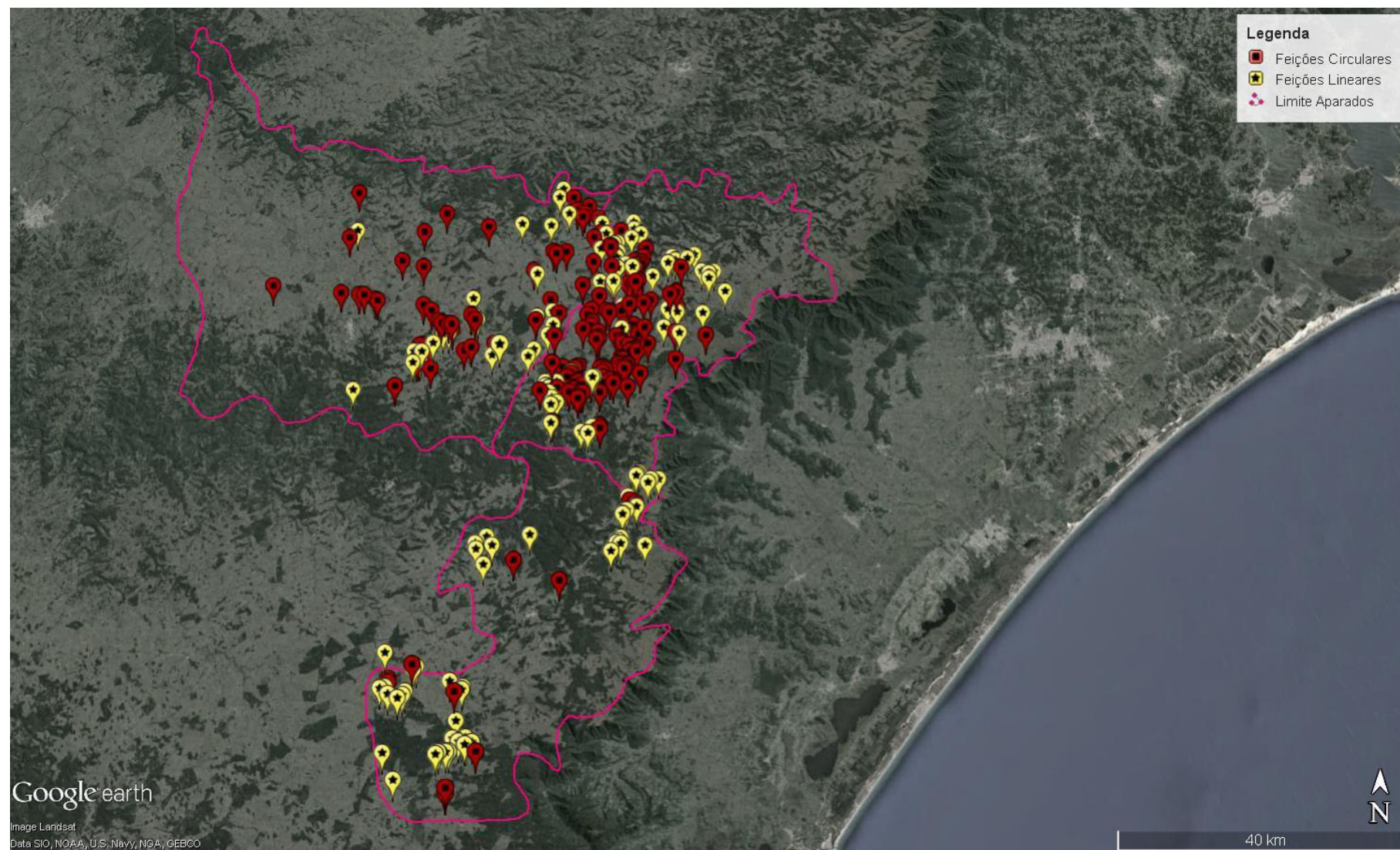


Figura 21 - Imagem do satélite Google Earth Pro com as feições geomorfológicas identificadas dentro da área de estudos (demarcada na cor rosa). Os símbolos na cor vermelha representam as feições circulares, enquanto os símbolos na cor amarela representam as feições lineares.



Figura 22 - Exemplo de feição linear individualizada durante análise de imagens do satélite Google Earth.

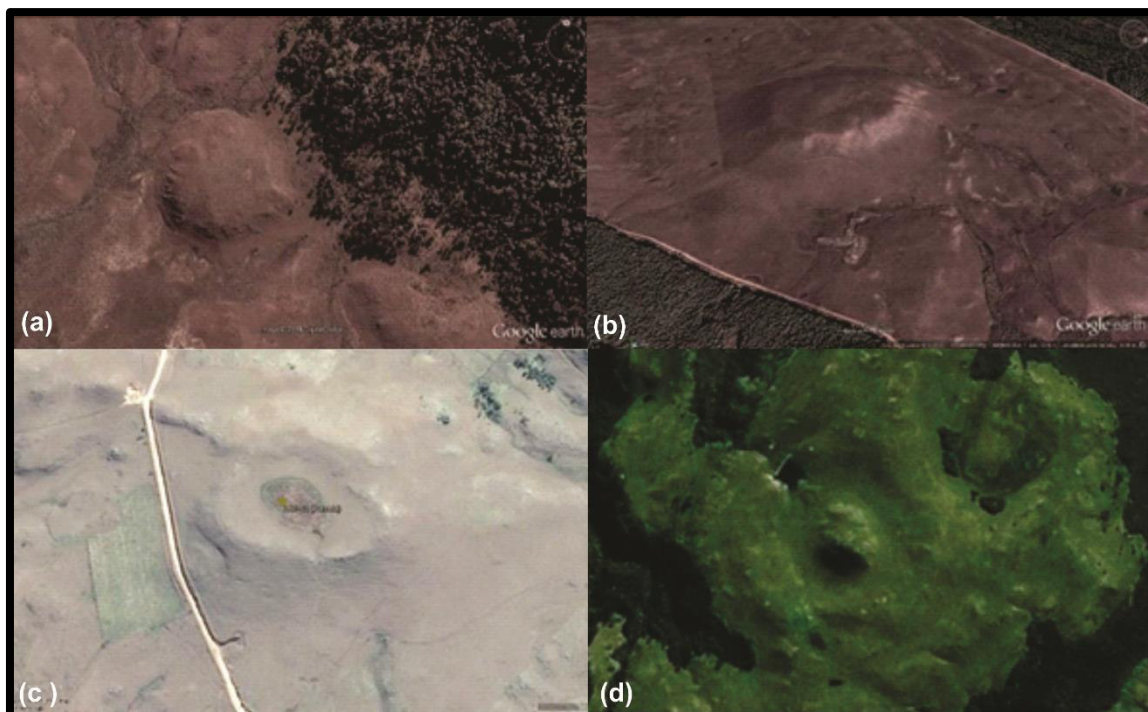


Figura 23 - Exemplos de feições circulares individualizadas durante a análise de imagens do satélite Google Earth. (a) Feição circular com relevo positivo da borda para o centro e topo abaulado; (b) Feição circular com relevo positivo da borda para o centro e topo aplainado; (c) Feição circular com relevo positivo da borda para o centro e rebaixamento do centro; (d) Feição circular composta, com um centro soerguido seguido por uma zona periférica rebaixada e um soerguimento da borda.

A **Tabela 6** contém um resumo dos dados obtidos na análise visual de imagens do satélite Google Earth.

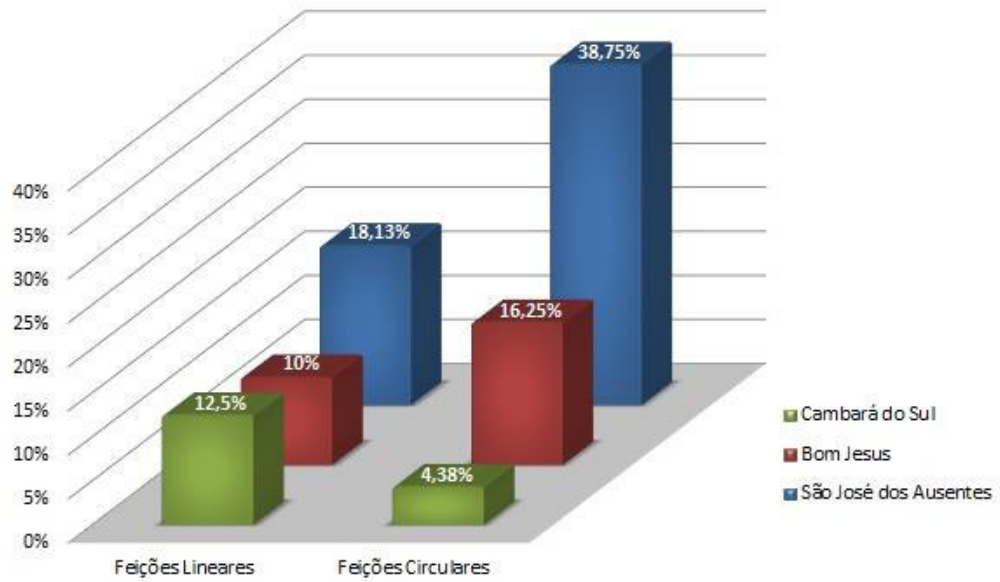


Figura 24 - Gráfico mostrando a relação entre os municípios e as feições geomorfológicas identificadas.

Tabela 6 - Resumo das feições identificadas por meio de análise de imagens do satélite Google Earth.

Localidades	Estruturas	Feições Lineares	Feições Circulares	Tipos de Feições Circulares			
				Topo Abaulado	Topo Aplainado	Centro Rebaixado	Composta
Aparados da Serra	320	130	190	98	88	1	3
São José dos Ausentes	182	58	124	68	54	1	1
Cambará do Sul	54	40	14	7	7	0	0
Bom Jesus	84	32	52	23	27	0	2

4.1.2. Processamento Digital de Imagens LANDSAT

A escolha das composições coloridas foi baseada em composições usadas tradicionalmente em geologia. Dessa forma, foram combinadas bandas, como os tripletes 345 e 457.

Também foram empregadas outras técnicas durante o processamento de imagens, com o intuito de se obter melhores imagens e na tentativa de discriminar possíveis mudanças litológicas na região.

Com a classificação não supervisionada (Figs. 25 e 26) composta por 15 classes é possível perceber uma diferença espectral maior, que pode ser indicativa de uma variação na litologia, representada por uma variação de cores, em uma região considerada monótona através de análise apenas de composições coloridas, como nas combinações RGB 543 e 541.

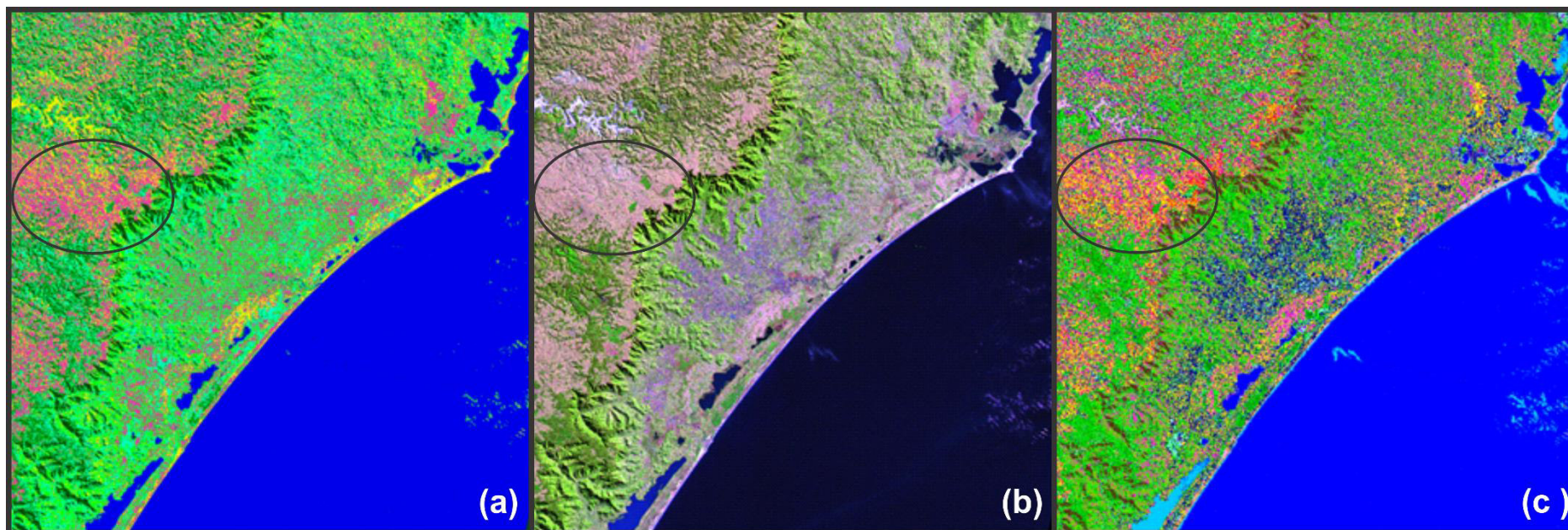


Figura 25 - Comparação entre imagens 220/080 do satélite LANDSAT-5 obtidas através de classificação não supervisionada. (a) Imagem obtida por classificação não supervisionada com 8 classes; (b) Imagem original com composição RGB – 543; (c) Imagem obtida por classificação não supervisionada com 15 classes.

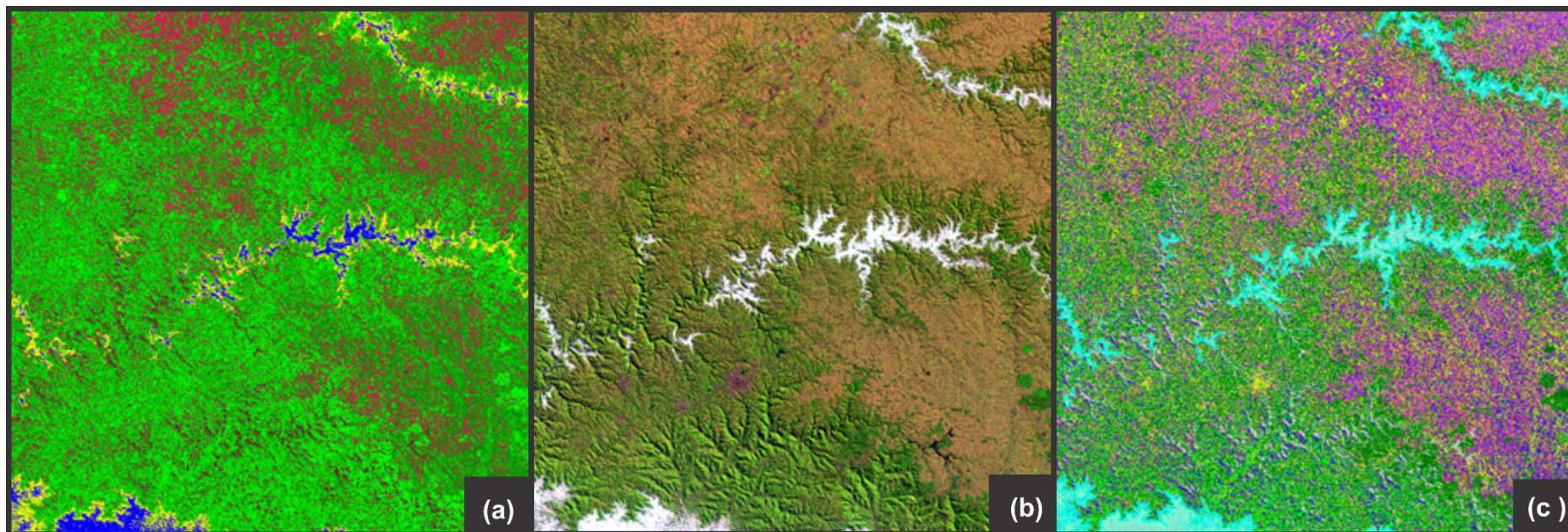


Figura 26 - Comparação entre imagens 221/080 do satélite LANDSAT-5 obtidas através de classificação não supervisionada. (a) Imagem obtida por classificação não supervisionada com 8 classes; (b) Imagem original com composição RGB – 543; (c) Imagem obtida por classificação não supervisionada com 15 classes.

A partir da técnica razão de bandas foram criadas as razões de bandas 3/1, 4/2 e 5/7, que têm como finalidade destacar a presença de óxidos, vegetação e argilominerais como caolinita e montmorillonita, respectivamente.

Para a cena 220/080 (Fig. 27), em comparação à composição RGB 543 (R5G4B3), foi realizada a combinação R5G4/2B3, em que a banda 5 (correspondente a solos e rochas) é associada ao canal de cor vermelha, a razão de bandas 4/2 (que tem como função realçar a vegetação e aumentar o contraste entre a vegetação e solos ou rochas) é associada ao canal verde e a banda 3 é vinculada ao canal azul.

O resultado obtido foi apenas um incremento na cor em comparação à composição RGB 543, com um conseqüente realce nas estruturas visualizadas.

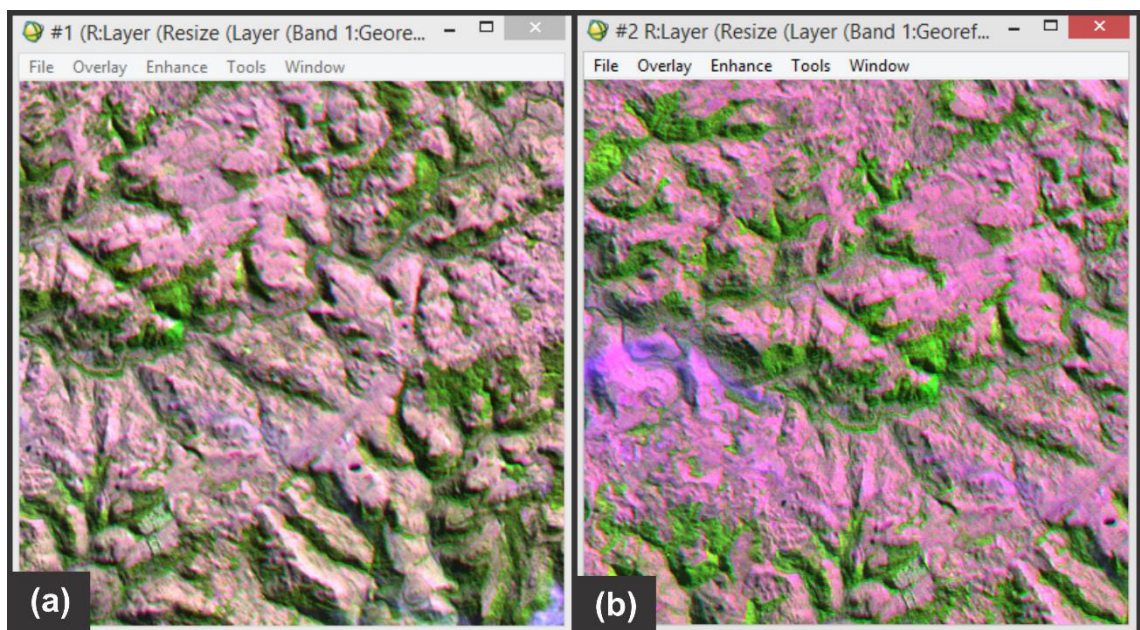


Figura 27 - Comparação entre composições coloridas utilizando razão entre bandas da imagem 220/080 do satélite LANDSAT-5. (a) Composição colorida R5G4B3. (b) Composição colorida R5G4/2B3.

Com relação à cena 221/080, a composição RGB 543 obteve melhor resultado visual. Utilizando-se as razões 3/1, 4/2 e 5/1 nos canais RGB, respectivamente, algumas estruturas são destacadas, como a presença de estradas, por exemplo (Fig. 28).

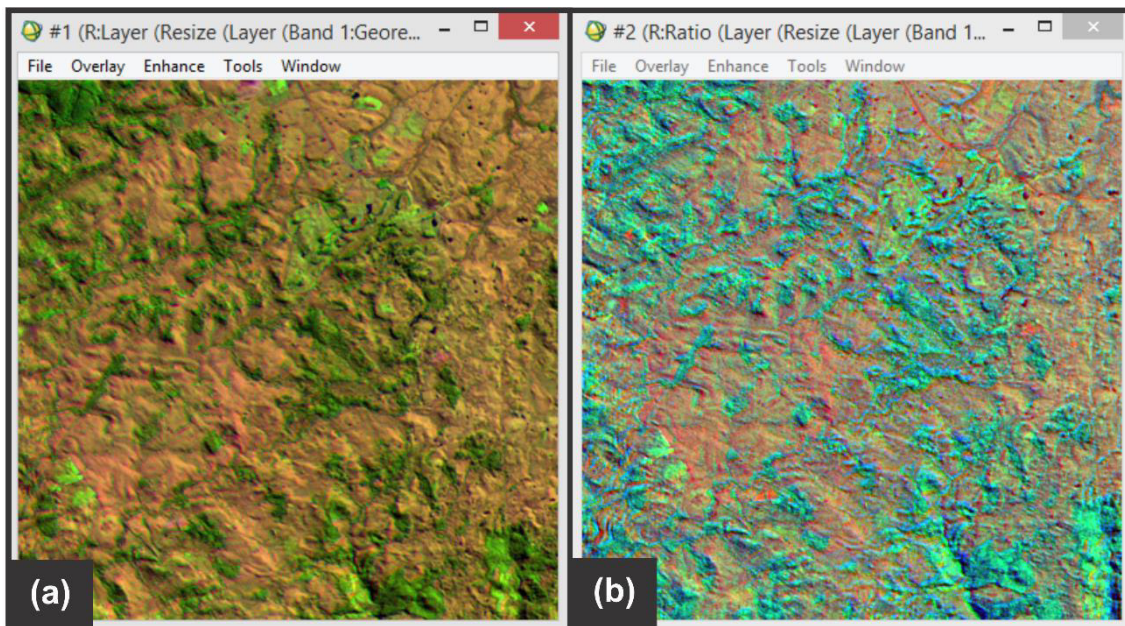


Figura 28 - Comparação entre composições coloridas utilizando razão entre bandas da imagem 221/080 do satélite LANDSAT-5. (a) Composição colorida R5G4B3. (b) Composição colorida R3/1G4/2B5/7.

A aplicação da técnica de Componentes Principais (PC's) possibilita a criação de novas bandas, como as PC's 1 e 2 (Fig. 29) que contém a feição espectral mais significativa do conjunto de bandas. A partir dessas imagens resultantes é possível criar novas composições coloridas (Figs. 30 e 31) que enfatizam estruturas.

A primeira componente principal contém a informação de brilho associada às sombras de topografia e às grandes variações da reflectância espectral geral das bandas. Esta componente principal possui a maior parte da variância total dos dados, concentrando a informação antes diluída, em várias dimensões.

A segunda e as subseqüentes componentes principais apresentam gradativamente menos contraste entre os alvos e são desprovidas de informação topográfica, devido à ausência de sombreamento.

A terceira e quarta componentes principais contêm tipicamente menos estrutura da imagem e mais ruído que as duas primeiras, indicando a compressão dos dados nos primeiros canais.

A última componente representa basicamente o ruído existente nos dados originais.

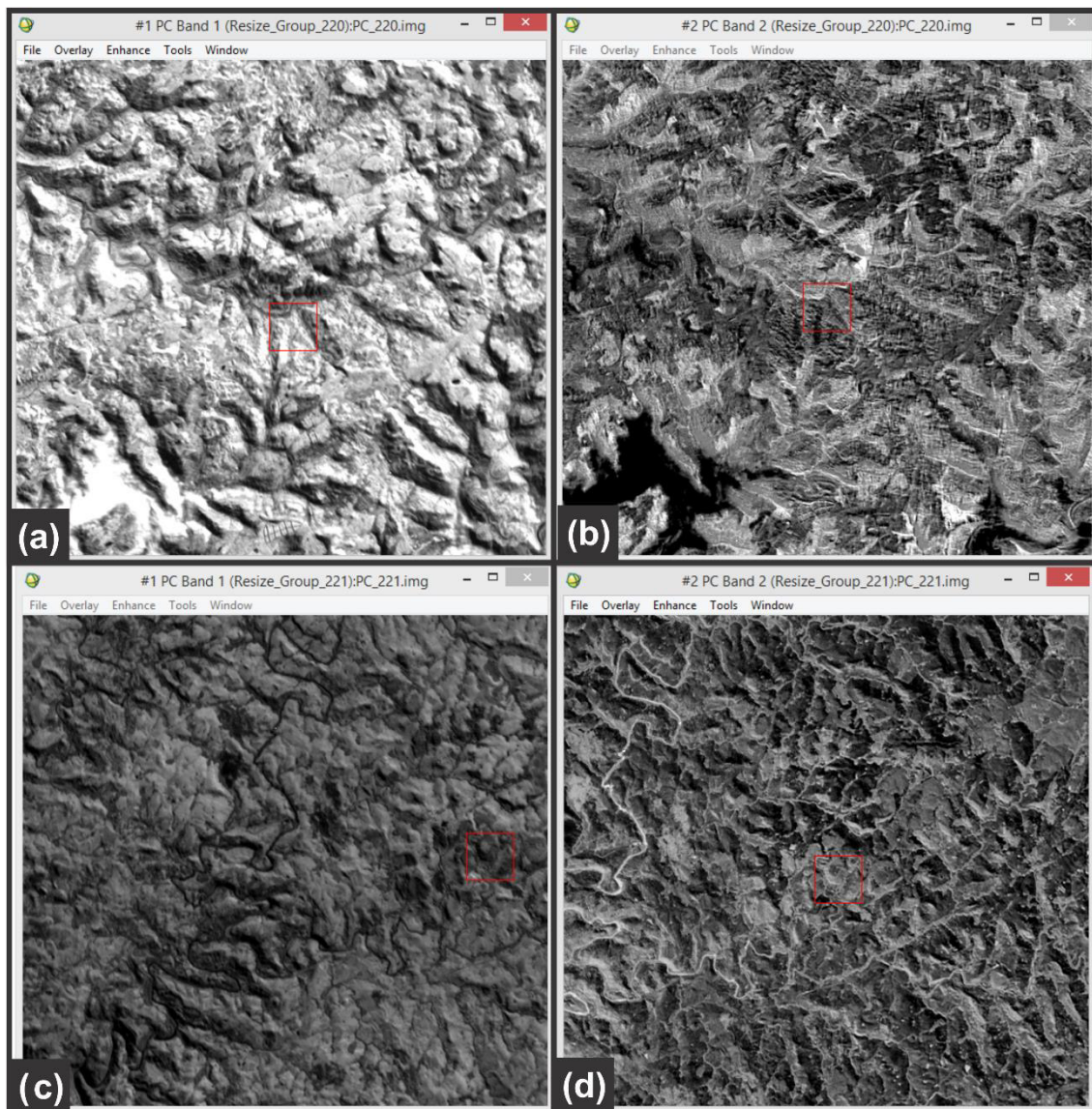


Figura 29 - Resultado da técnica de Componentes Principais. (a) Imagem 220/080 utilizando a PC1 em escala de cinza. (b) Imagem 220/080 utilizando a PC2 em escala de cinza. (c) Imagem 221/080 utilizando a PC1 em escala de cinza. (d) Imagem 221/080 utilizando a PC2 em escala de cinza.

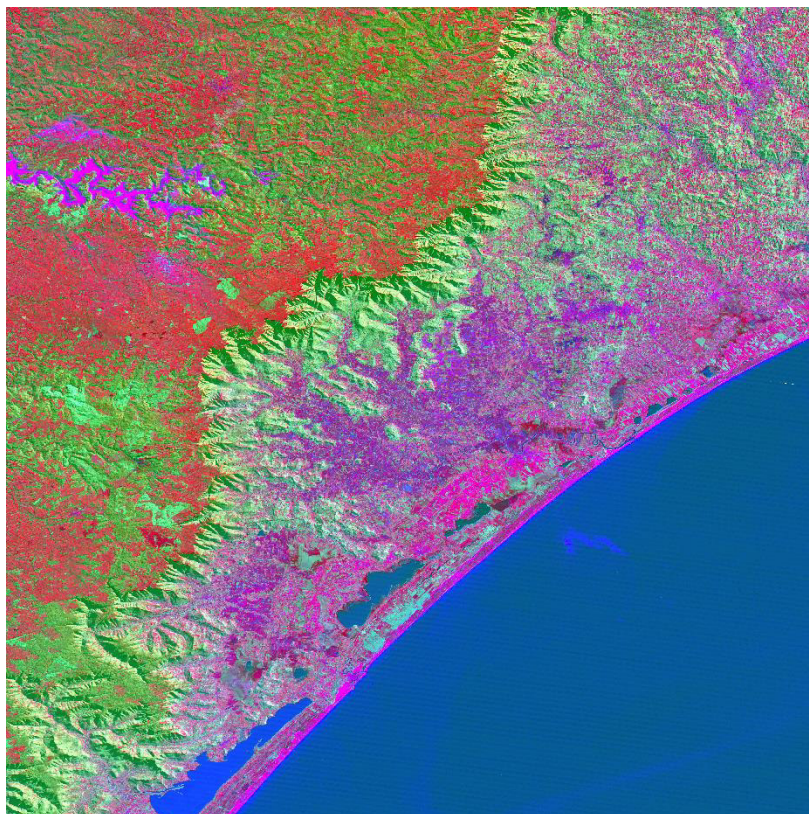


Figura 30 – Imagem 220/080 utilizando-se as PC's 1, 2 e 3 na composição RGB.

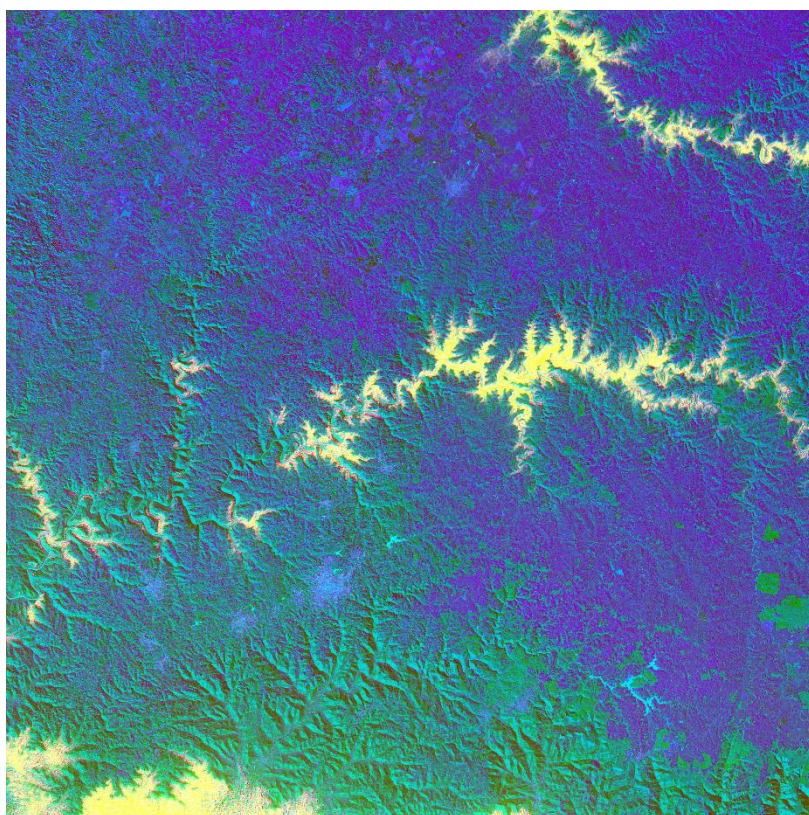


Figura 31 - Imagem 221/080 utilizando-se as PC's 1, 2 e 3 na composição RGB.

4.2 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DAS PRINCIPAIS FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS

A área de estudos abrange as cidades de Bom Jesus, São José dos Ausentes e Cambará do Sul, na região nordeste do Rio Grande do Sul e é formada essencialmente pelas rochas ácidas da Formação Serra Geral. De acordo com o mapa geológico da CPRM (2010), a região compreende os litotipos Caxias do Sul, Gramado, Paranapanema e Várzea do Cedro.

As feições geomorfológicas verificadas em campo correspondem basicamente ao subtipo Caxias do Sul (Fig. 32).

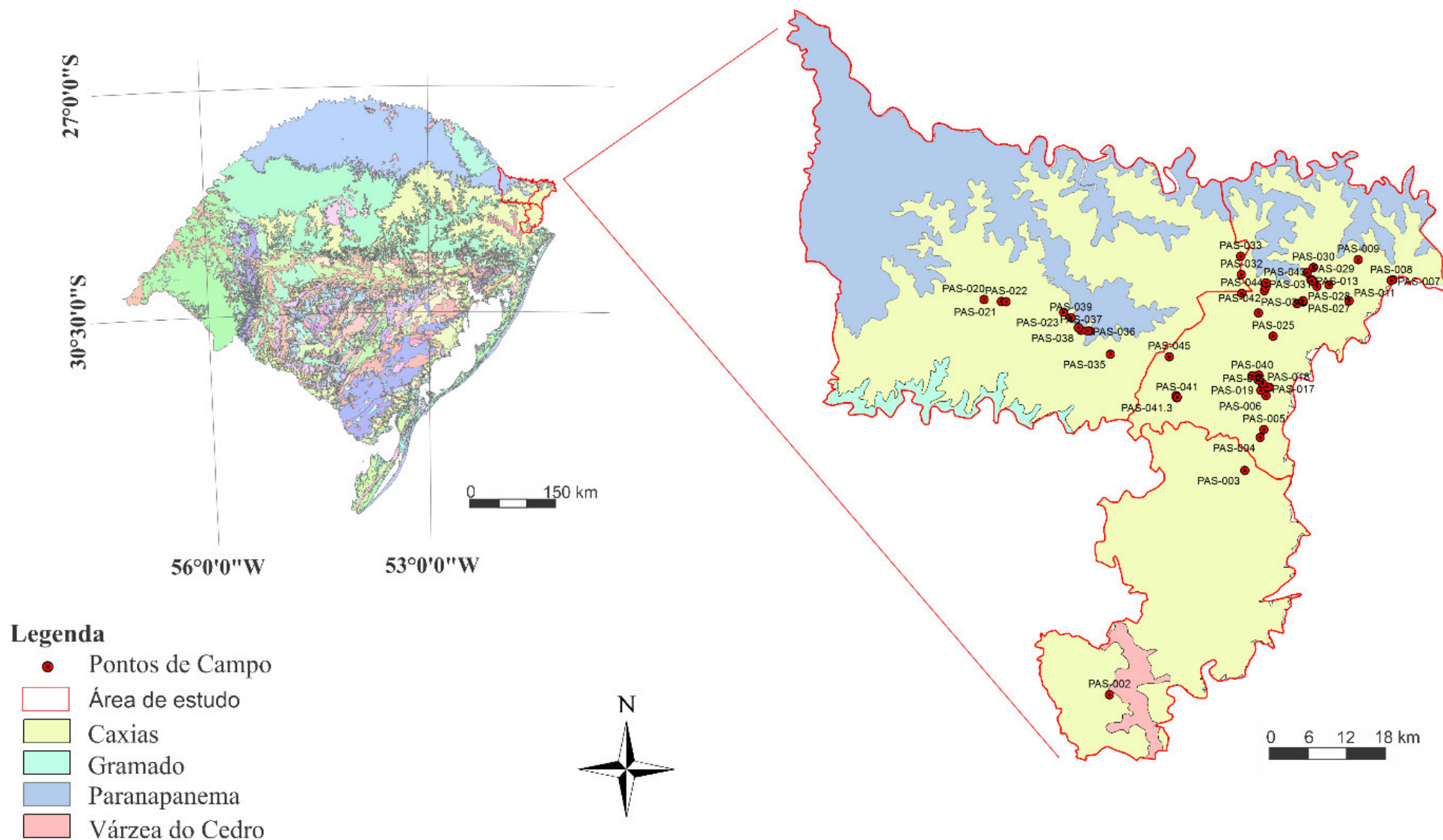


Figura 32 - Mapa geológico da área de estudo com os Pontos de Campo.

Entre as principais feições geomorfológicas individualizadas durante a análise de imagens do satélite Google Earth, foram selecionadas as mais representativas para serem verificadas na etapa de campo (Fig. 33).

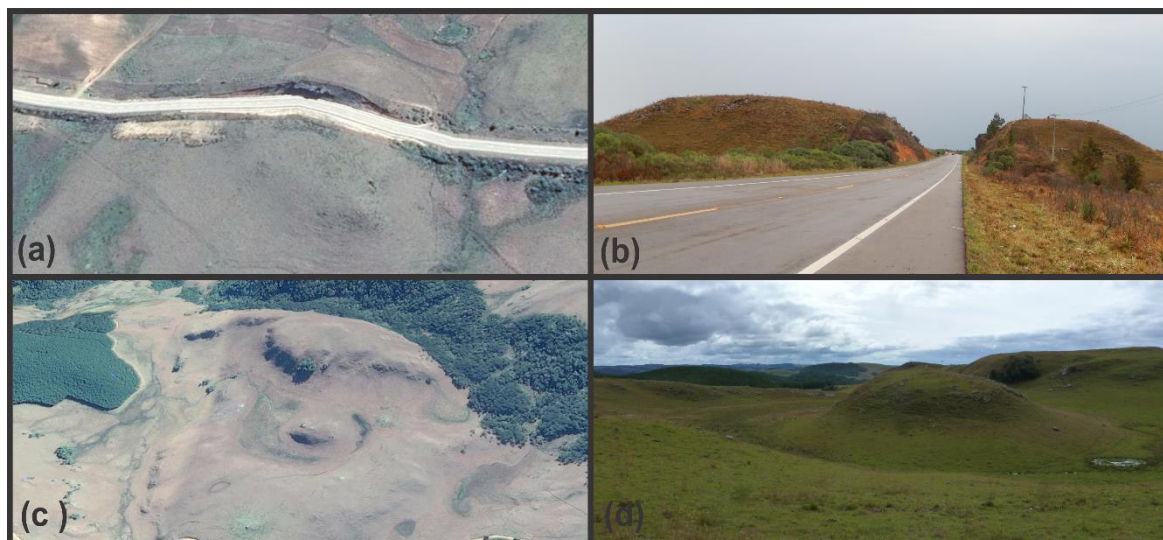


Figura 33 - Exemplo de feição observada em imagens do satélite Google Earth e depois verificadas em campo. (a) Feição circular com relevo positivo da borda para o centro identificada por meio de sensoriamento remoto e (b) a mesma feição sendo reconhecida na etapa de campo; (c) Feição circular composta identificada por sensoriamento remoto e (d) a mesma feição sendo verificada em campo.

As feições circulares com relevo positivo da borda para o centro e topo abaulado são predominantes. Em campo, são representadas por morrotes com topos convexos arredondados a “agudos”. As feições circulares com relevo positivo da borda para o centro e topo aplainado são frequentemente encontradas e, em campo, são representadas por morrotes de topos retos. As feições lineares geralmente são representadas por corpos alongados (Fig. 34).

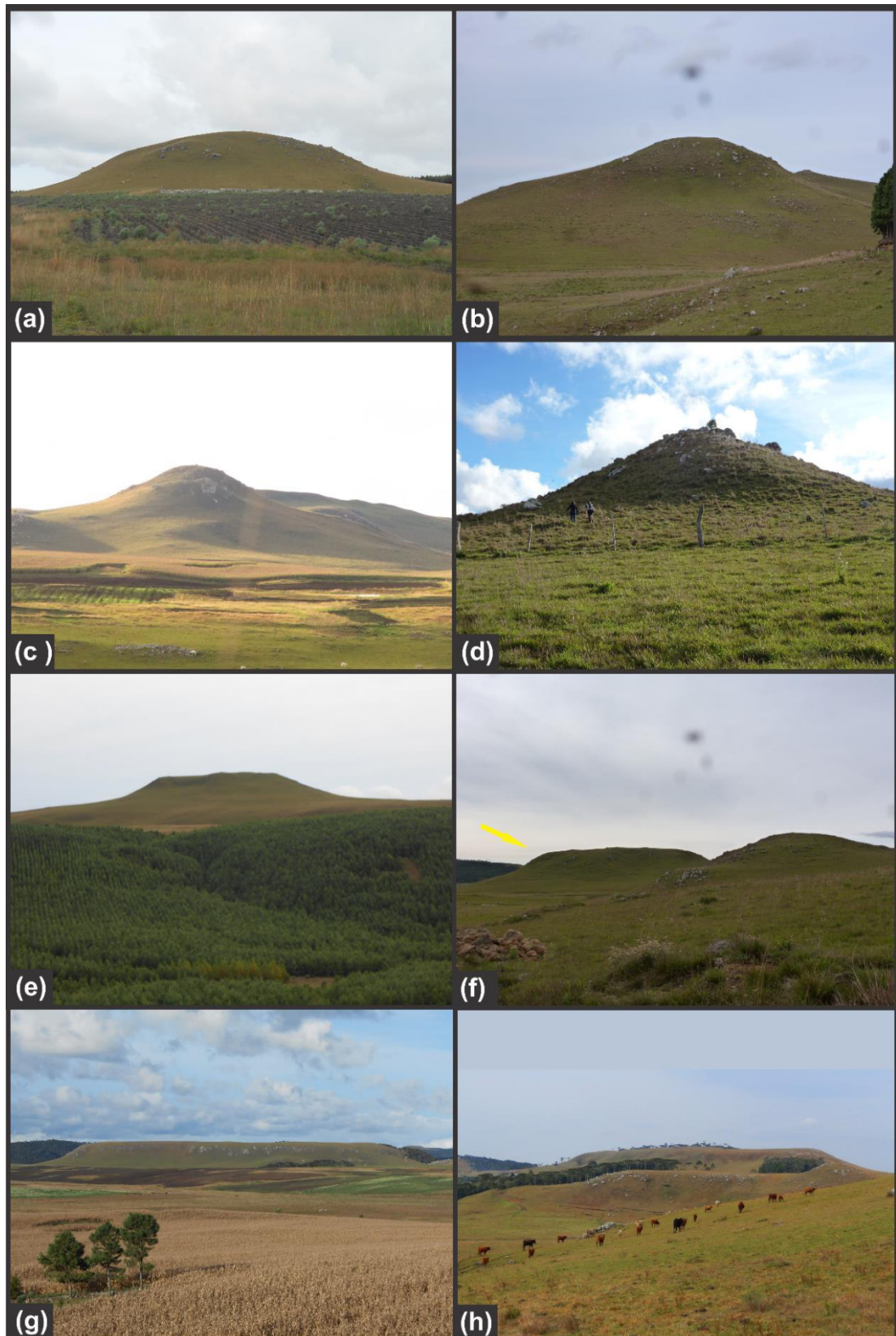


Figura 34 - Geomorfologias comuns em campo. As figuras (a), (b), (c) e (d) representam feições circulares positivas com topo abaulado, com um visível aumento da angularidade do topo. As figuras (e) e (f) com relação ao morro mais ao fundo na foto (indicado pela seta), representam feições circulares positivas com topo aplainado. As figuras (g) e (h) mostram feições lineares (corpos alongados) verificadas em campo.

Tanto as feições circulares quanto as feições lineares apresentam características semelhantes em afloramentos. Dessa forma, na etapa de campo foram individualizadas quatro unidades na região, de acordo com as estruturas presentes, independentemente das geomorfologias identificadas. São elas: derrames com foliação incipiente a maciços, derrames com estruturas subhorizontais, derrames com estruturas dômicas e derrames com estruturas de fluxo subverticais.

4.2.1 UNIDADE I: Derrames com Foliação Incipiente a Maciços

Essa unidade ocorre entre as altitudes 933 a 1.402 metros e é formada por obsidianas e rochas vitróficas de cor preta, e rochas riolíticas, com cores variando de cinza claro a cinza acastanhado, por vezes com porções mais rosadas/avermelhadas (Fig. 35). As rochas apresentam textura afanítica. As amígdalas podem ser bem arredondadas e com tamanho médio em 0,3 cm aproximadamente ou estiradas horizontalmente e preenchidas por calcita. Por vezes, estão alinhadas na direção do fluxo, com atitudes preferencialmente de direção NW (20/070). Também ocorrem pequenos geodos de até 0,5 mm. Comumente, os afloramentos estão extremamente fraturados vertical e horizontalmente, sendo finamente espaçadas as porções mais fraturadas. Podem conter microfraturas preenchidas por sílica.

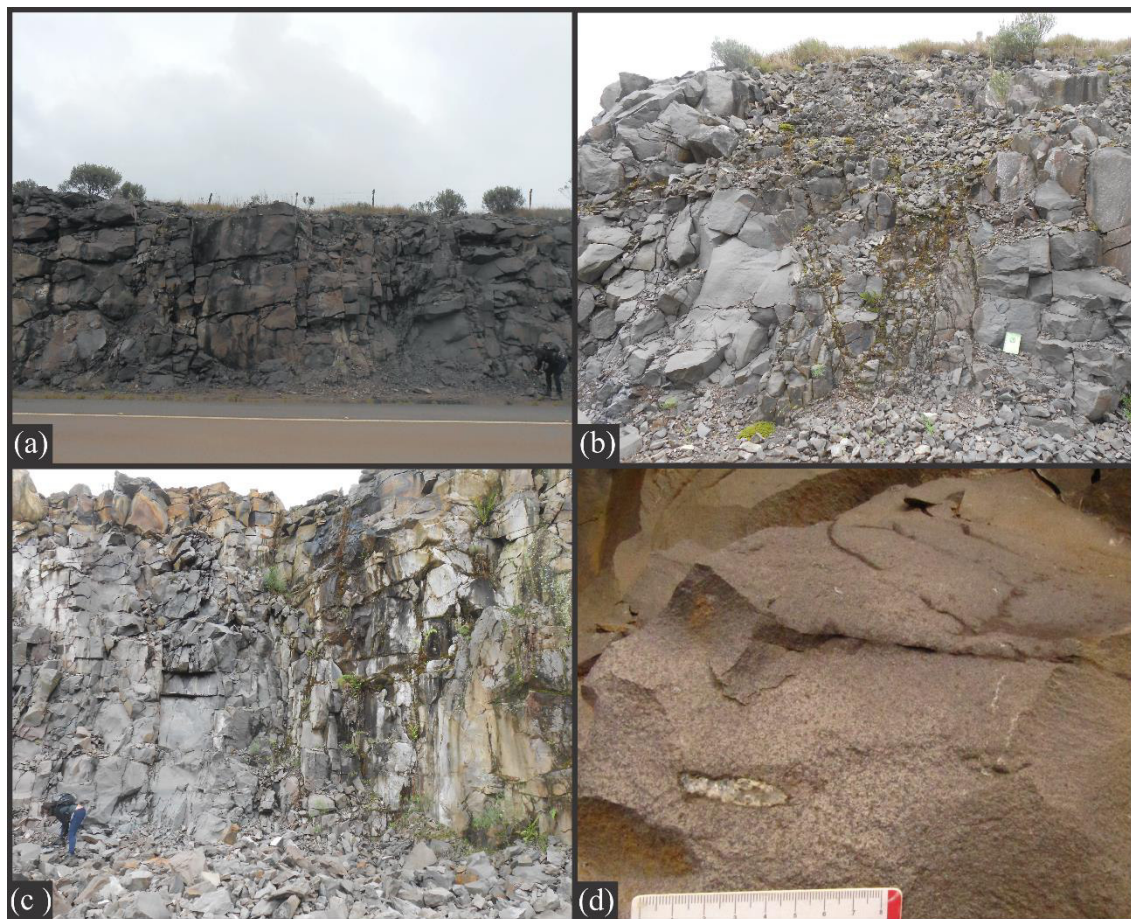


Figura 35 - Exemplo de afloramentos e rochas encontrados na Unidade I. (a), (b) e (c) Afloramentos compostos por rocha de estrutura maciça, bastante fraturado. (d) Rocha de cor cinza clara, maciça e presença de amígdalas alongadas.

4.2.2 UNIDADE II: Derrames com Estruturas Sub-horizontais

Compreende as rochas que apresentam estruturas tabulares ou foliação de fluxo horizontal a sub-horizontal (Fig. 36). As atitudes das camadas variam em todas as direções, porém existe o predomínio na direção SE (12/194). Essa unidade ocorre entre as altitudes 901 a 1.333 metros e é formada por obsidianas e rochas vitróficas de cor preta, e rochas riolíticas, com cores variando de cinza clara a cinza acastanhado/avermelhado, por vezes com cores amareladas, quando está bastante alterado. As rochas apresentam textura afanítica, ocorrendo, por vezes, textura granofírica, aglomerados de quartzo, amígdalas alongadas com até 4 mm no eixo maior, além de geodos de quartzo incolor. Também é encontrada esfoliação esferoidal e as fraturas podem ocorrer em 3

direções. Em sentido ao topo do derrame, aumenta o espaçamento entre as estruturas e diminui sua intensidade.

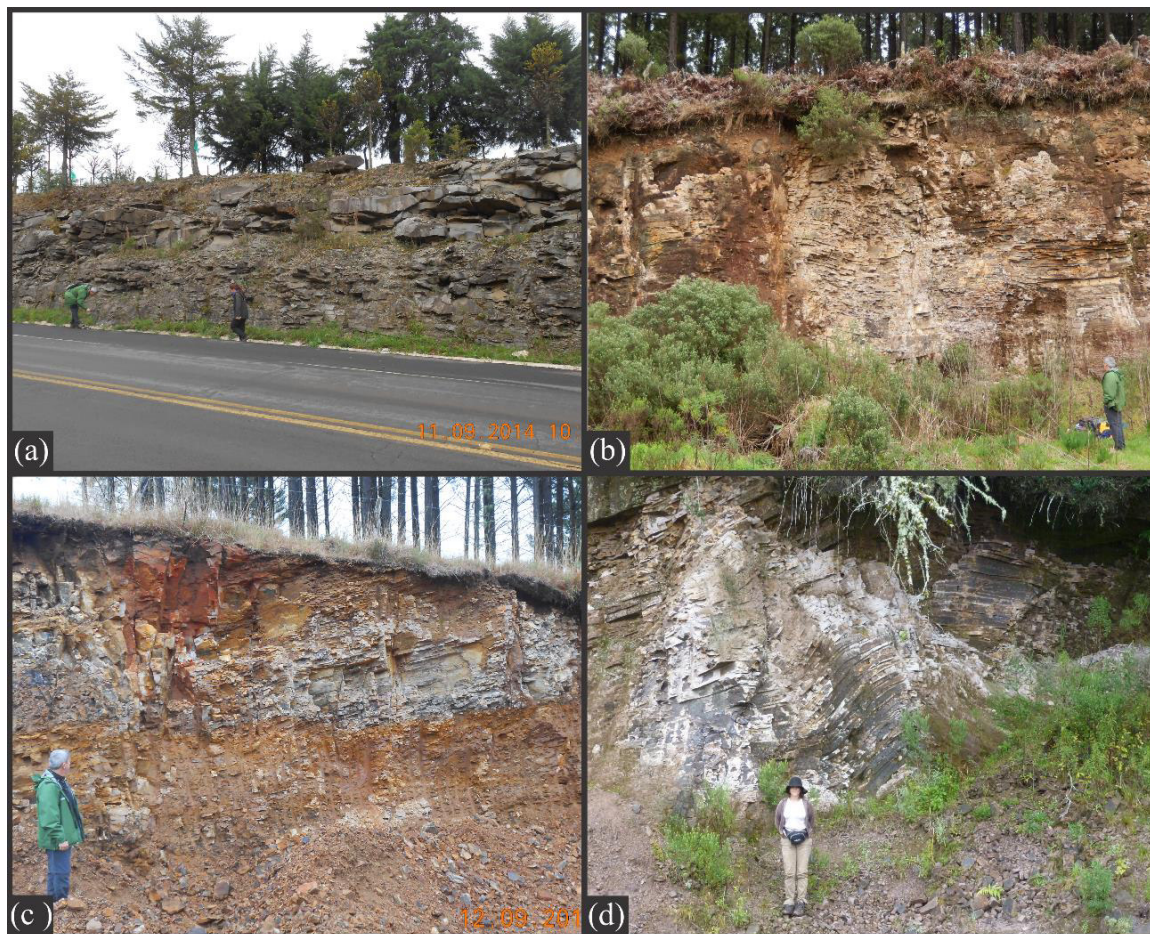


Figura 36 - Afloramentos representativos da Unidade II. (a) Afloramento mostrando foliação horizontal a sub-horizontal. (b) e (c) estruturas tabulares horizontais a sub-horizontais. (d) Estrutura tabular dobrada.

4.2.3 UNIDADE III: Derrames com Estruturas Dômicas

Essa unidade (Fig. 37) ocorre entre as altitudes 1.054 a 1.240 metros, compostos por obsidianas que podem conter geodos e rochas afaníticas de cor cinza, variando de claro a escuro. Por vezes, apresenta vesículas, além de amígdalas alongadas com até 4 mm no eixo maior e amígdalas bem arredondadas de até 7 mm de diâmetro.

Os afloramentos com rocha são apresentados com um núcleo maciço e borda foliada e os afloramentos alterados estão extremamente argilizados e

apresentam alteração na cor verde que é bastante característica. As bordas dos domos são altamente vesiculadas e possuem amígdalas e geodos de até 4 cm. Apresentam um núcleo maciço e mais bem preservado e bordas bastante alteradas e brechadas. Estrutura de fluxo E-W, com atitudes em torno de (09/175) e autobrechas da carapaça do domo são comuns. As brechas são encontradas nos afloramentos mais alterados, e são compostas por rochas vulcânicas e vítreas, todas alteradas para uma composição argilosa e formas angulosas a arredondadas, com cores variando de cinza esverdeado a amarelo avermelhado, com um tamanho médio de 8 cm, chegando a até 15 cm. São altamente vesiculadas, com vesículas alongadas que chegam a 4 mm.

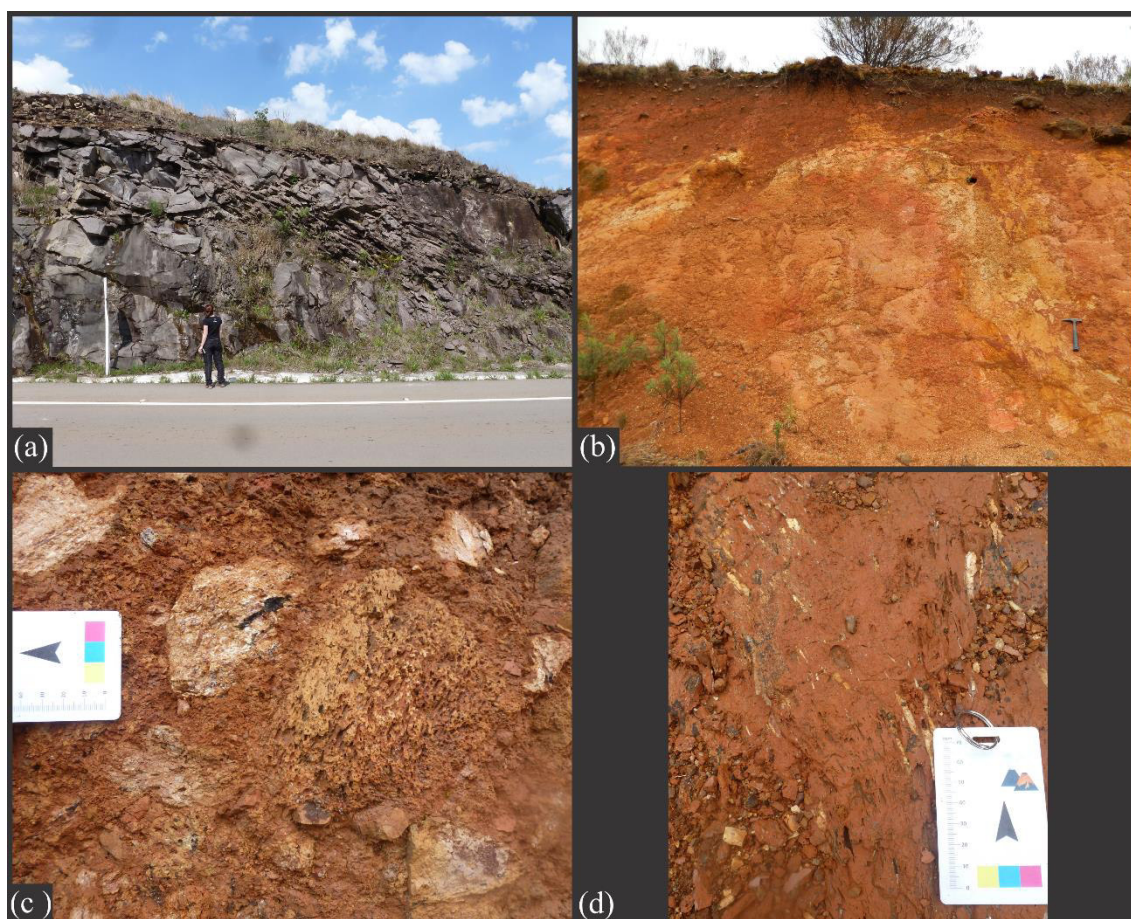


Figura 37 - Exemplos de afloramentos e estruturas que constituem a Unidade III. (a) Afloramento composto por núcleo maciço seguido de bordas altamente foliadas; (b) Afloramento bastante alterado, composto por núcleo maciço manteado por bordas indicativas de auto-brechas, que são angulosas e altamente vesiculadas. (c) Brechas angulosas muito vesiculadas; (d) Amígdalas estiradas na direção de fluxo.

4.2.4 UNIDADE IV: Derrames com Estruturas de Fluxo Subverticais

Essa unidade (Fig. 38) ocorre entre as altitudes 1.059 a 1.222 metros e é constituída por rochas ácidas de textura afanítica composta por dois segmentos composicionais distintos, um de cor cinza a cinza escuro e o outro de cor avermelhada. Possuem uma fina laminação marcada pela variação de cor. A porção cinza indica um magma com comportamento mais fluido tendendo a formar laminação, enquanto a porção vermelha tem comportamento mais rígido e tende a se autobrechar. Em alguns locais parece ocorrer a completa mistura de magmas que parecem homogeneizar, enquanto em outros locais, a porção vermelha aparece como brechas dentro da porção cinza. Apresenta estrutura de fluxo (foliação) subvertical, porém em alguns locais, essa foliação varia de sub-horizontal até subvertical. Ocorrem bolsões de brechas e a ocorrência de amígdalas e geodos é comum. Em afloramentos alterados, a rocha está argilizada e apresenta cor predominantemente amarelada com porções rosadas e esverdeadas. A porção brechada corta a porção com foliação subvertical marcada por vesículas. As brechas são compostas por material argiloso, com formas angulosas e tamanhos de 15 cm, aproximadamente, e elevada concentração de vesículas alongadas.

As atitudes apresentam 2 direções preferenciais. Foliações com mergulho subvertical tem direção preferencialmente NE (84/126), enquanto as foliações com mergulho sub-horizontal têm direção preferencialmente SE (40/222).

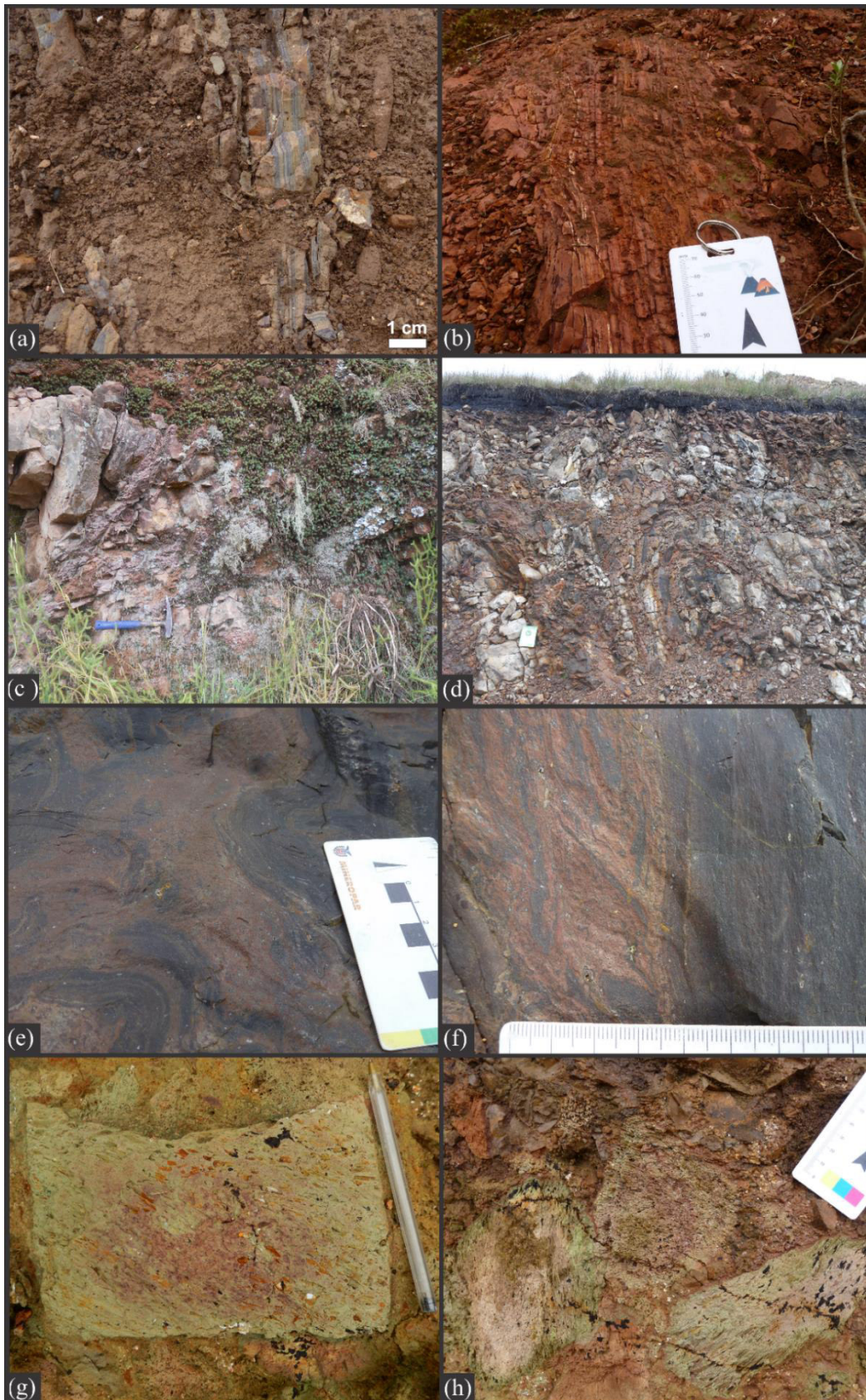


Figura 38 - Exemplos de afloramentos e estruturas característicos da Unidade IV. (a) e (b) Afloramentos vistos em planta com foliação vertical; (c) Afloramento com foliação variando de sub-horizontal a sub-vertical; (d) Foliação vertical e divergente; (e) e (f) Rochas com misturas entre componente de cor preta com outro de cor vermelha; (g) e (h) Breccias altamente vesiculadas.

4.3 PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

As descrições petrográficas foram feitas de acordo com as unidades agrupadas. A química mineral foi obtida a partir da análise de duas lâminas: PAS-011A, que representa a Unidade II e PAS-015B, que representa a Unidade I.

4.3.1 UNIDADE I: Derrames com Foliação Incipiente a Maciços

Esta Unidade é constituída por rochas hemicristalinas, de textura afanítica, caracterizada, de maneira geral, por microfenocristais de plagioclásio dispersos em matriz vítrea formada por resíduo de cristalização quartzo-feldspático, que ocorre como uma massa que envolve os cristais. É comum a presença de textura intersetal e intergranular com piroxênio intersticial, e por vezes, com grãos de piroxênios englobados parcialmente por plagioclásios. Presença de esferulitos, devido a desvitrificação e microfraturas, que estão dispersas em toda a lâmina, preenchidas por óxidos. Ocorrem vênulas e amígdalas com até 1,4 mm preenchidas por quartzo.

- Plagioclásio

O plagioclásio ocorre em proporções de cerca de 9% da rocha, sob a forma de micrólitos (tamanho inferior a 0,01 mm), microcristais subédricos a euédricos de até 0,3 mm e microfenocristais com até 0,5 mm, aproximadamente. Apresentam orientação caótica e as texturas do tipo terminação em rabo de andorinha e cristais ocos, indicativas de resfriamento rápido, são comuns.

- Piroxênio

O piroxênio (Fig. 39) perfaz cerca de 4% da rocha, sob a forma de microcristais anédricos a euédricos, com tamanhos variando entre 0,11 e 0,26 mm, em média. Apresentam extinção oblíqua, em torno de 45°, sendo classificado como clinopiroxênio, provavelmente Augita. As amostras ocupam o campo Quad no diagrama Q-J, e dessa maneira, são classificados no quadrilátero do diagrama Wo-En-Fs com os átomos Ca, Mg e Fe = Fe²⁺ + Fe³⁺ +

Mn normalizados. Os resultados permitiram classificar estes piroxênios como Augita.

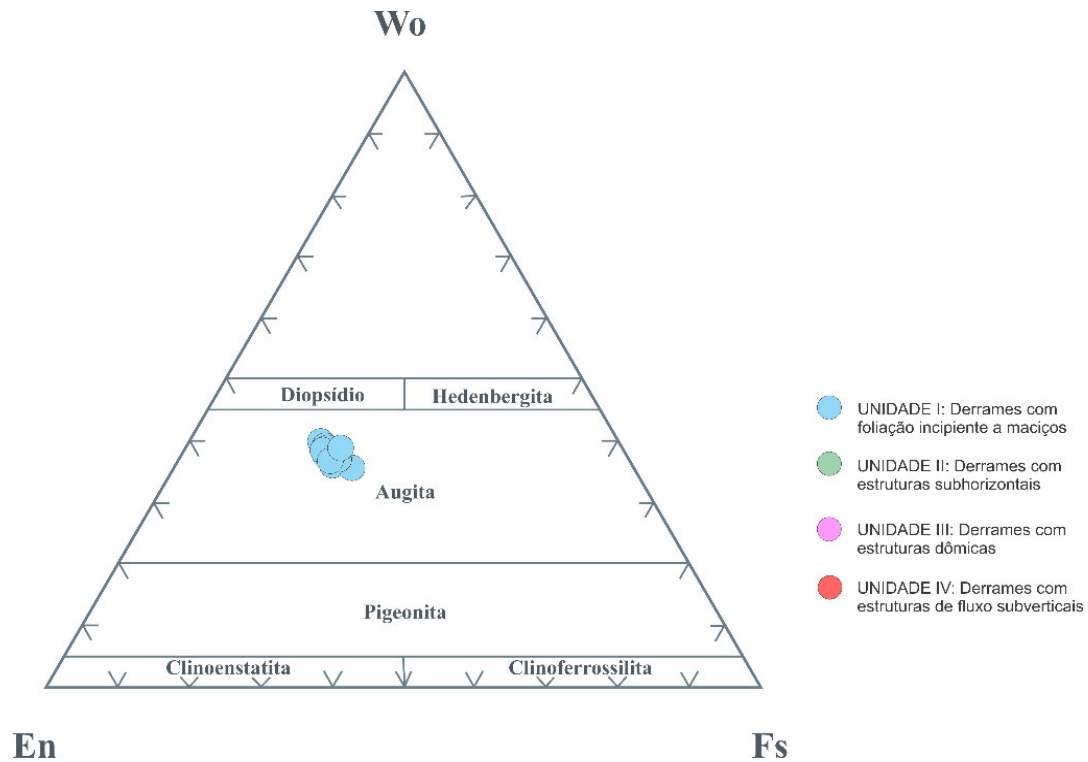


Figura 39 - Diagrama Wo-En-Fs para classificação de Piroxênios.

- Minerais Opacos

As rochas desta Unidade contêm cerca de 5% dos minerais constituídos por óxidos de ferro e titânio, com tamanho médio em torno de 0,25 mm, com alguns grãos chegando a 0,36 mm. Os cristais variam de subédricos a euédricos, no entanto, podem ocorrer também cristais aciculares, assim como “vermiformes”.

Ocorrem como inclusões em piroxênios e plagioclásios e dispersos na matriz, onde podem se concentrar em aglomerados. Os resultados de química mineral permitiram classificar estes minerais como hematitas e magnetitas.

As fotomicrografias são apresentadas na Figura 40.

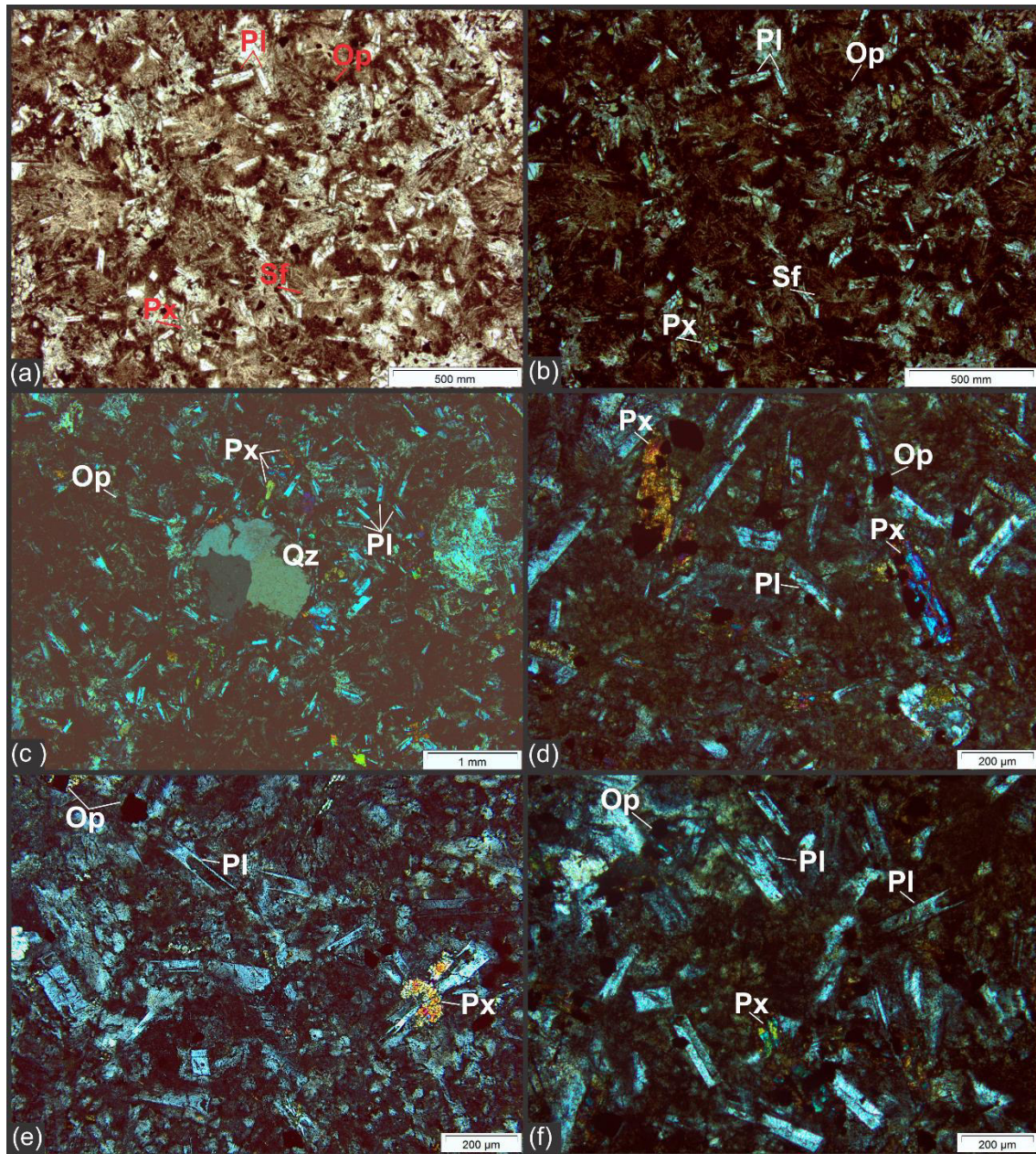


Figura 40 - Fotomicrografias das lâminas representativas da Unidade I. (a) Lâmina PAS-015B. Presença de esferulitos. LN - 2,5x; (b) Lâmina PAS-015B. Presença de esferulitos. LP - 2,5x; (c) Lâmina PAS-015B. Amígdala preenchida por quartzo e presença de plagioclásios e piroxênios sem ordenamento preferencial. LP - 2,5x; (d) Lâmina PAS-041-3A. Plagioclásios e piroxênios subédricos a euédricos em matriz de resíduo de cristalização quartzo-feldspático. LP - 10x; (e) Lâmina PAS-041-1A. Destaque para texturas do tipo terminação em rabo de andorinhas nos plagioclásios. LP, 10x; (f) Lâmina PAS-041-3A. Plagioclásios em matriz de resíduo de cristalização quartzo-feldspático. LP - 10x.

4.3.2 UNIDADE II: Derrames com Estruturas Sub-horizontais

É representada por rochas de textura afanítica, com microcristais e micrólitos de plagioclásio, que são visíveis em aumento de 10x, imersos em uma matriz vítrea, de resíduo de cristalização quartzo-feldspático. Textura intergranular com piroxênio intersticial, bem como grãos de piroxênios englobados parcialmente por plagioclásios. Ocorrem vênulas de quartzo e possíveis amígdalas estiradas, por vezes, orientadas.

- Plagioclásio

Ocorre numa proporção de 9% do volume da rocha, com tamanhos entre 0,08 mm e 0,15 mm. Alguns microfenocristais chegam a até 0,57 mm aproximadamente. Os microcristais podem ser euédricos a subédricos, bem como podem ocorrer na forma de grãos esqueletais, ocós ou com terminação em rabo de andorinha. Apresentam orientação aleatória, porém localmente parecem orientados. Por vezes, englobam piroxênios e óxidos. Os plagioclásios foram identificados como Labradorita (An_{50-70}), com alguma ocorrência de Andesinas (An_{30-50}) e Bitownitas (An_{70-90}), conforme dados obtidos em química mineral (Fig. 41).

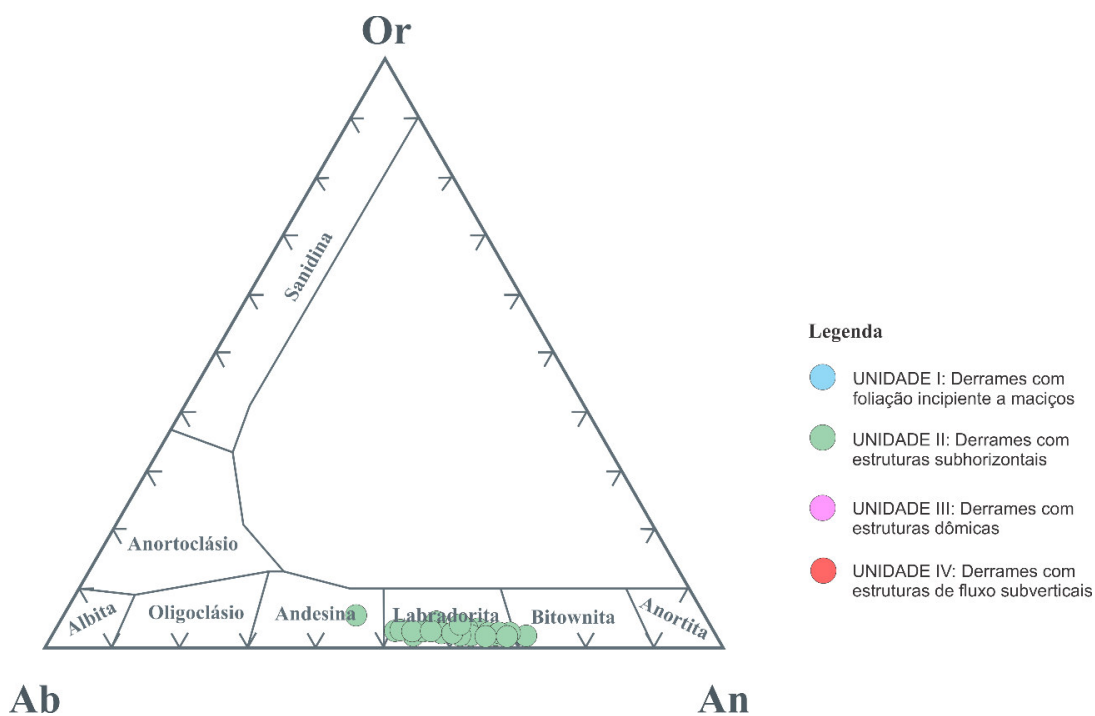


Figura 41 - Diagrama de classificação para o grupo dos feldspatos obtido a partir de análise por microsonda eletrônica na lâmina PAS-011 A

- Piroxênio

O piroxênio perfaz cerca de 7% do volume da rocha, com a moda granulométrica variando de 0,07 a 0,15 e microfenocristais com tamanhos de 0,3 a 0,57 mm. Os cristais são anédricos a subédricos. A partir dos resultados obtidos por meio de microsonda eletrônica, foi verificado que as amostras ocupam o campo Quad no diagrama Q-J, e dessa maneira, são classificadas no quadrilátero do diagrama Wo-En-Fs (Fig. 42) com os átomos Ca, Mg e $Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$ normalizados. Os piroxênios podem ser classificados como clinopiroxênios do tipo Augita com raras ocorrências de Pigeonita.

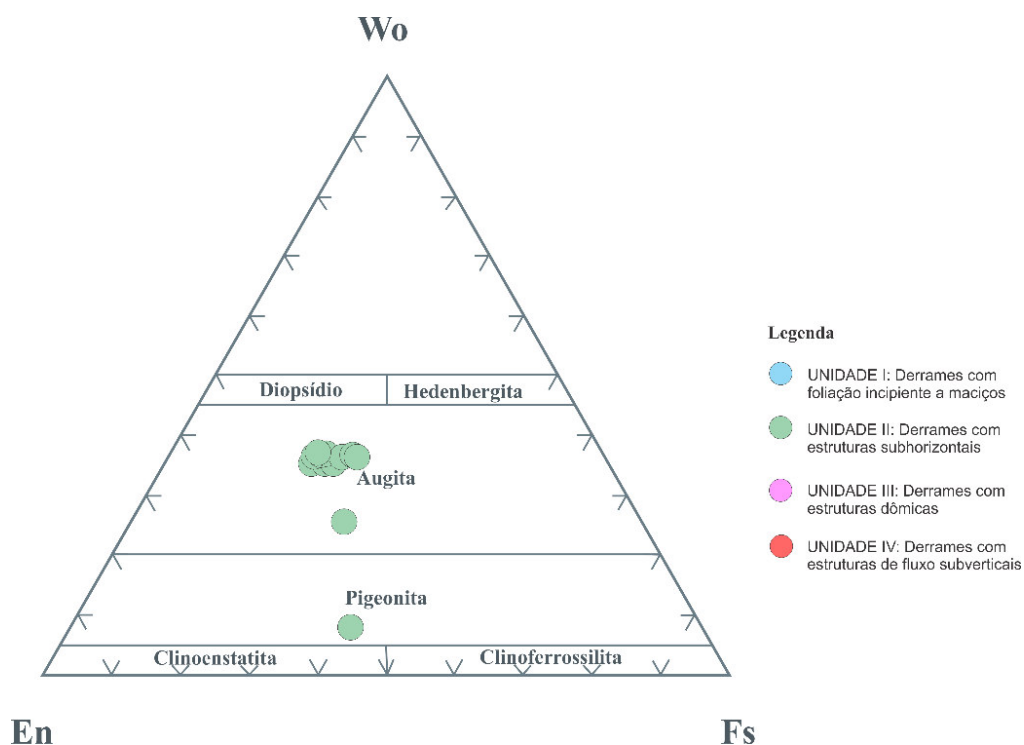


Figura 42 - Diagrama Wo-En-Fs para classificação de Piroxênios.

- Minerais Opacos

Ocorrem dispersos e perfazem cerca de 5% da amostra. A granulometria varia de 0,04 até 0,5 mm. Os grãos podem ser euédricos a anédricos e até mesmo aciculares. Por vezes, ocorre embaiamentos/cristais esqueletais. Estão distribuídos em toda a lâmina. Os resultados de química mineral permitiram classificar estes minerais como hematitas e magnetitas, com alguma ocorrência de Ti-magnetitas.

As fotomicrografias são mostradas na Figura 43.

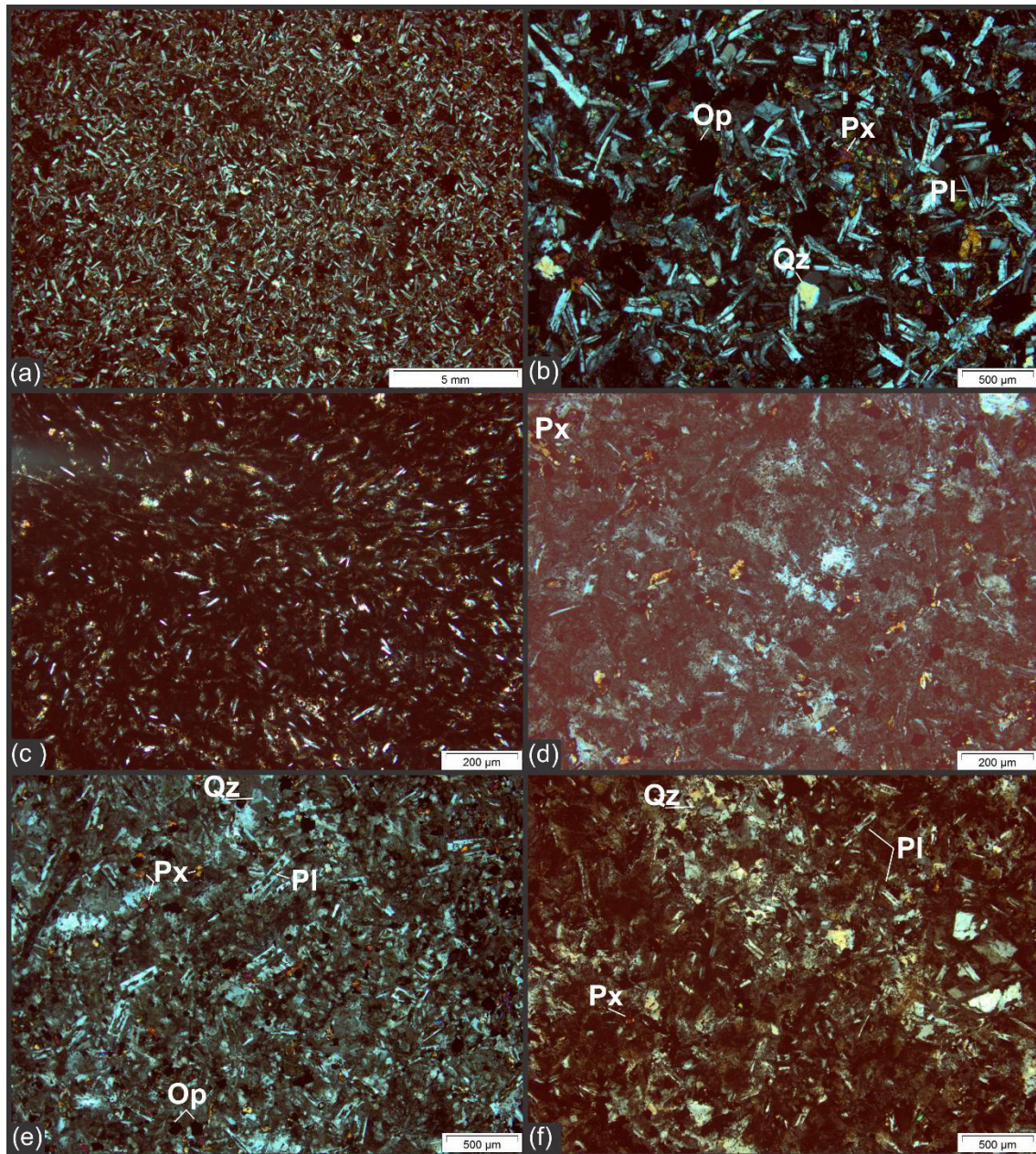


Figura 43 - Fotomicrografias da Unidade II. (a) PAS-023A. Textura muito fina sem orientação preferencial. LP – 1,25x; (b) PAS-023A. Presença de textura intergranular com piroxênio intersticial. LP-4x; (c) PAS-033B. Minerais alinhados na direção do fluxo. LP-10x; (d) PAS-023E. Matriz composta por resíduo de cristalização quartzo-feldspático. LP-10x; (e) PAS-026A. Presença de cristais de plagioclásio ocos. LP-4x; (f) PAS-011A. Presença de matriz composta por resíduo de cristalização quartzo-feldspática oxidada. LP-4x.

4.3.3 UNIDADE III: Derrames com Estruturas Dômicas

Esta Unidade é constituída por rochas hemicristalinas, de textura afanítica, caracterizada, de maneira geral, pela presença de matriz vítrea composta por resíduo de cristalização com “microfraturas” sem orientação e microfenocristais de plagioclásio e piroxênio. Veios de quartzo muito fino e amígdalas com quartzo.

- Plagioclásio

Perfaz cerca de 10% do volume da rocha, com cristais euédricos de tamanhos variando entre 0,15 e 0,3 mm e microfenocristais esqueléticos, finos, alongados que chegam a 0,5 mm.

Podem ocorrer textura do tipo terminação em rabo de andorinha e cristais ocos. A distribuição é caótica (sem ordenamento).

- Piroxênio

Ocorre numa proporção de cerca de 7% do volume da rocha. Os cristais são anédricos a subédricos, com a moda granulométrica variando de 0,08 a 0,3 mm, e por vezes alongados, com aproximadamente 1,3 mm de comprimento.

- Minerais Opacos

Ocorre em cerca de 4% do volume da rocha. Os cristais são euédricos a anédricos e tendem a se aglomerar. A granulometria varia de 0,02 a 0,08 mm.

As fotomicrografias são mostradas na Figura 44.

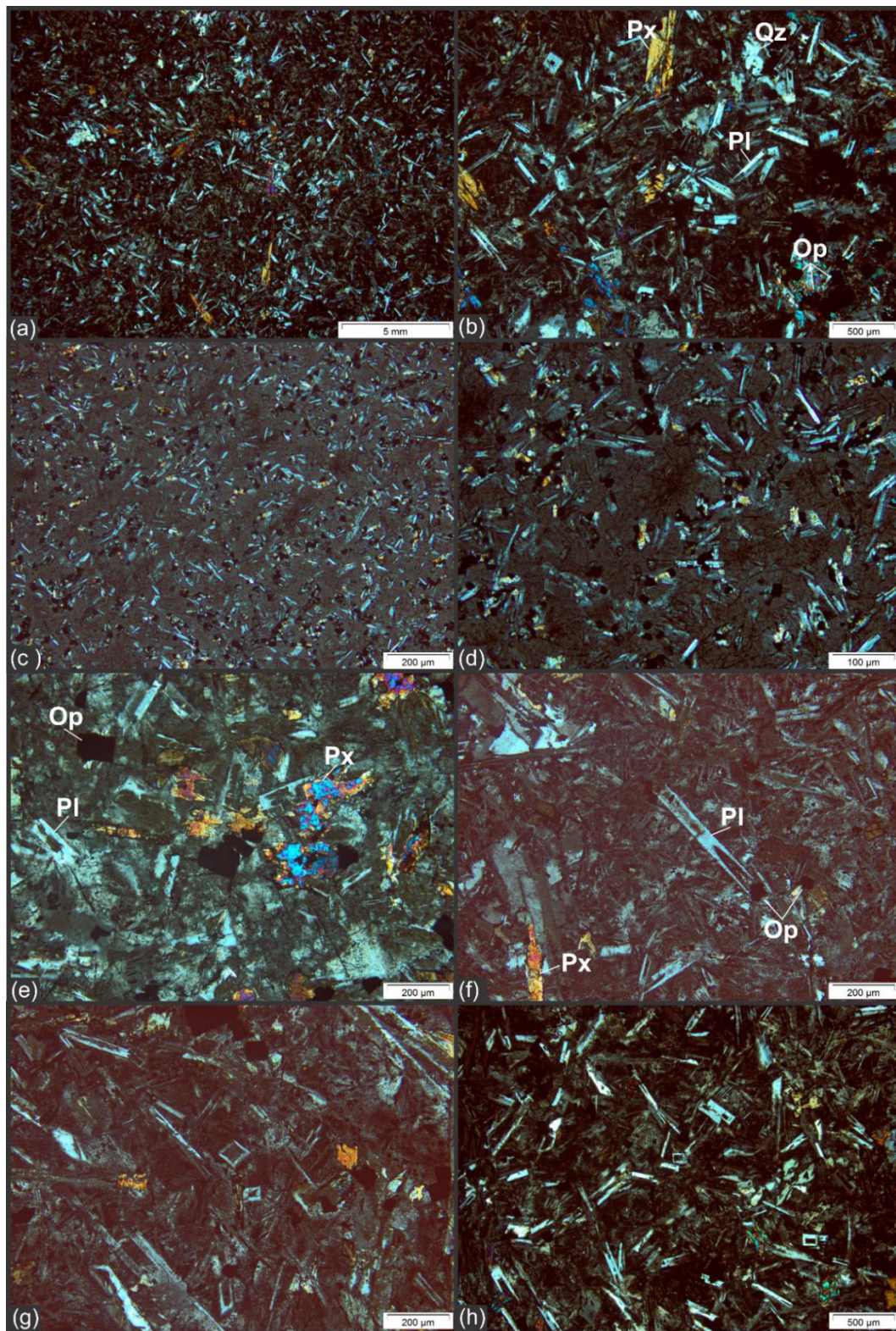


Figura 44 - Fotomicrografias da Unidade III. (a) PAS-038C. Aspecto geral. LP-1,25x; (b) PAS-038C. Plagioclásios com terminação em rabo de andorinha são frequentes. LP-4x; (c) PAS-034A. Destaque para matriz contendo microfraturas. LP-10x; (d) PAS-034A. Destaque para matriz contendo microfraturas. LP-20x; (e) PAS-038B. Cristais ociosos indicativos de resfriamento rápido. LP-10x; (f) PAS-022A. Terminação em rabo de andorinha em cristal de plagioclásio. LP-10x; (g) PAS-022A. Cristais ociosos em resíduo de cristalização quartzo-feldspático. LP-10x; (h) PAS-038C. Presença de cristais de plagioclásio ociosos e com terminação em rabo de andorinha. LP-4x.

4.3.4 UNIDADE IV: Derrames com Estruturas de Fluxo Subverticais

Esta unidade contém rochas hemicristalinas, com textura afanítica, caracterizadas por um fino bandamento com a intercalação das cores vermelho e cinza. As variações de cor são resultantes das diferenças no grau de cristalização sendo que nas bandas vermelhas ocorre uma intensa oxidação dos minerais ferromagnesianos, além de menor abundância de plagioclásios. As bandas de cor cinza, apresenta-se desvitrificadas, com resíduo de cristalização na matriz e maior proporção de plagioclásios. As bandas são paralelas à direção de fluxo subvertical e apresentam espessuras irregulares. Paralelas às bandas, ocorrem vênulas de quartzo, ao passo que as vênulas de óxidos ocorrem ortogonais às camadas. Podem estar presentes micrólitos e trilhas de oxidação. Possui amígdalas preenchidas por quartzo estiradas na direção de fluxo. Pode apresentar textura fluidal, caracterizada pelo alinhamento dos plagioclásios.

- Plagioclásio

Perfaz cerca de 10% do volume da rocha. A granulometria modal é em torno de 0,10 mm, com grãos euédricos, por vezes, finos e alongados, e apresentam terminação em rabo de andorinha. Cristais ocos/esqueletais também podem ocorrer, indicando o rápido resfriamento. Podem ocorrer alinhados na direção de fluxo, por vezes, com 2 direções preferenciais.

- Minerais Opacos

Perfaz cerca de 8% do volume de rocha, com cristais euédricos a subédricos. Aparente textura seriada, com grãos muito pequenos. Ocorre vênula de óxido, que corta as camadas e zonas de oxidação das bandas. Oxidação também está presente ao redor de fraturas e em torno da vênula de quartzo.

As fotomicrografias são mostradas na Figura 45.

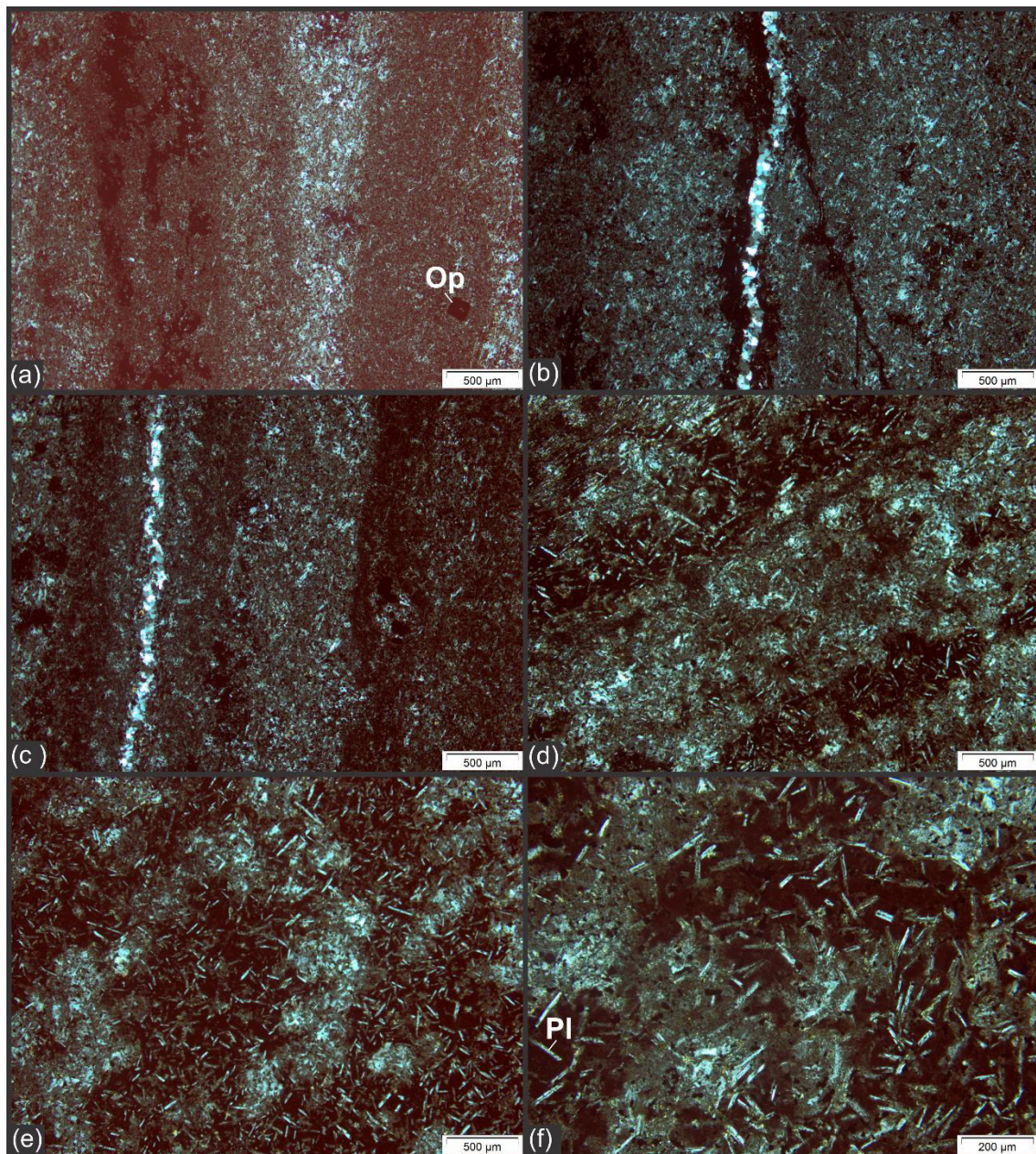


Figura 45 - Fotomicrografias da Unidade IV. (a) PAS-006E. Aspecto do bandamento. LP-4x; (b) PAS-006E. Presença de vênula de quartzo paralela ao bandamento e vênula de óxido. LP-4x; (c) PAS-006E. Vênula preenchida por quartzo paralela às bandas que possuem diferença no grau de oxidação. LP-4x; (d) PAS-017E. Na diagonal esquerda é possível ver o alinhamento de minerais na direção de fluxo. LP-4x; (e) PAS-017E. Plagioclásios com ordenamento caótico em porções oxidadas. LP-4x; (f) PAS-017E. Destaque para a diferença entre porções oxidadas e porções formadas por resíduo de cristalização quartzo-feldspática. LP-10x.

4.4 LITOQUÍMICA

Estudos geoquímicos foram realizados em 11 amostras, sendo 03 amostras representativas da UNIDADE I (02 amostras correspondentes a UNIDADE II, 01 amostra equivalente a UNIDADE III e 05 amostras representando a UNIDADE IV).

Foram utilizados os dados químicos de rocha total, envolvendo a análise de elementos maiores, traços e terras-raras, obtidos através da metodologia descrita no capítulo 3. Os resultados químicos das amostras da área de estudo são apresentados nas Tabelas 7, 8 e 9.

A caracterização geoquímica das rochas foi baseada na utilização de diversos diagramas, obtidos com auxílio do software GCDkit.

De uma forma geral, os dados apresentados indicam uma variação composicional muito pequena entre todas as unidades estudadas.

Em conformidade com as determinações da IUGS para classificação de rochas vulcânicas, as amostras quando plotadas no diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), que utiliza a razão álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. SiO_2 (Fig. 46), ocupam o campo dos dacitos, com uma concentração de sílica variando entre 65,6 e 68,1% e conteúdo de álcalis entre 6,54 e 7,2%. Todas as amostras situam-se abaixo da linha Irvine & Baragar (1971), evidenciando sua afinidade subalcalina.

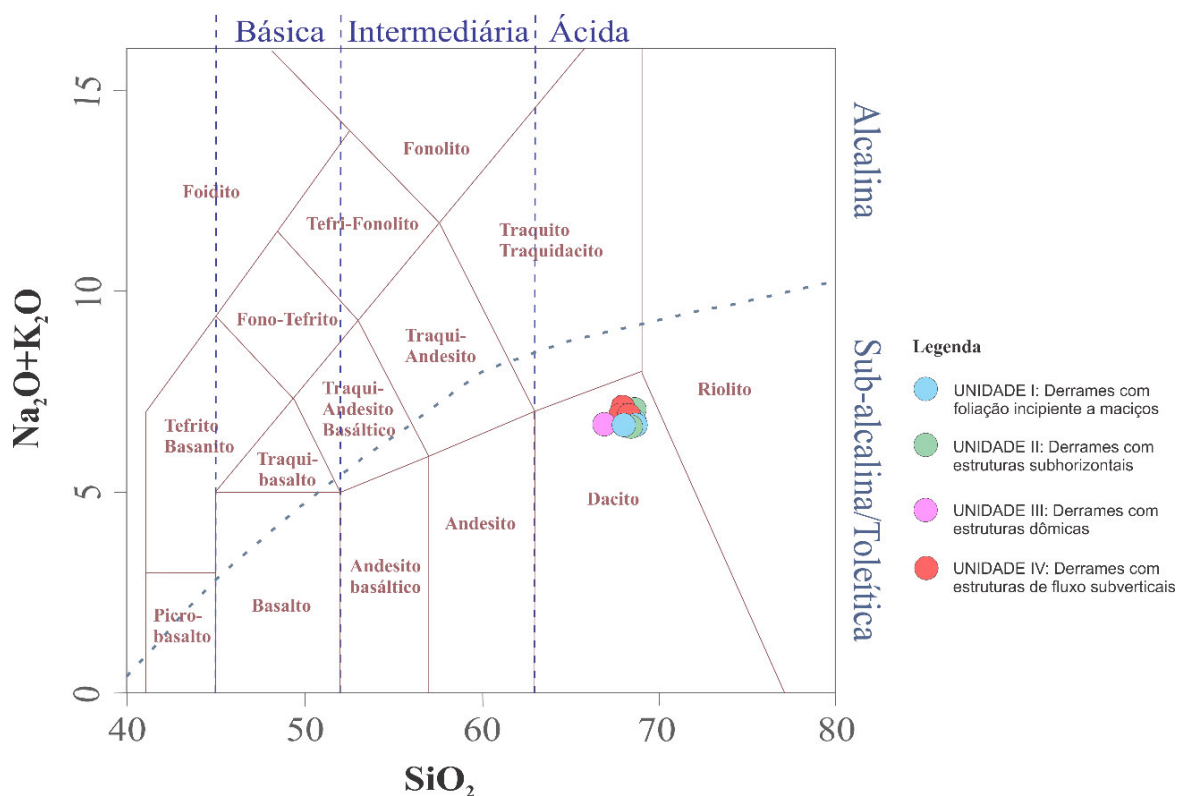


Figura 46 - Diagrama TAS de classificação de rochas vulcânicas segundo a razão álcalis vs. sílica, de acordo com Le Bas *et al.*, 1986.

Ao levar em consideração que poderia ocorrer uma perda de álcalis durante a cristalização ou em processos de alteração pós-magmáticos, foram adicionados outros diagramas à interpretação, como o diagrama de De La Roche *et al.* (1980) que utiliza a razão entre o somatório de diversos elementos maiores (Fig. 47) e os diagramas de Winchester & Floyd (1977) que utilizam a razão entre elementos traços e a razão destes com o conteúdo de SiO_2 , respectivamente (Fig. 48).

Pela classificação obtida a partir do diagrama R_1 - R_2 de De la Roche *et al.* (1980), a maioria das amostras corresponde a riodacitos, sendo que uma amostra (PAS-006D, que representa a Unidade IV: derrames com estruturas de fluxo subverticais) ocupa o campo dos riolitos.

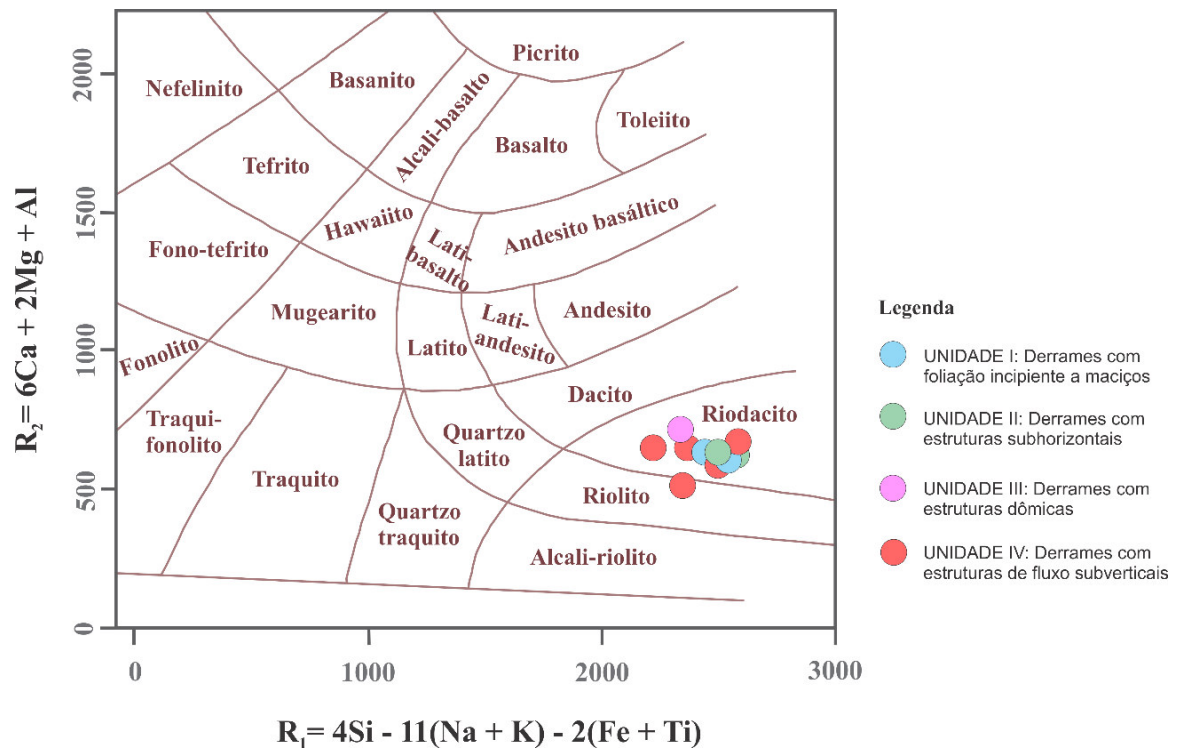


Figura 47 - Diagrama de De La Roche ($R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$).

As amostras podem ser classificadas como riodacitos/dacitos a partir dos diagramas de Winchester & Floyd (1977), que usam os valores em escala logarítmica e têm como base a razão entre Zr e TiO_2 vs. o conteúdo de Nb/Y e SiO_2 .

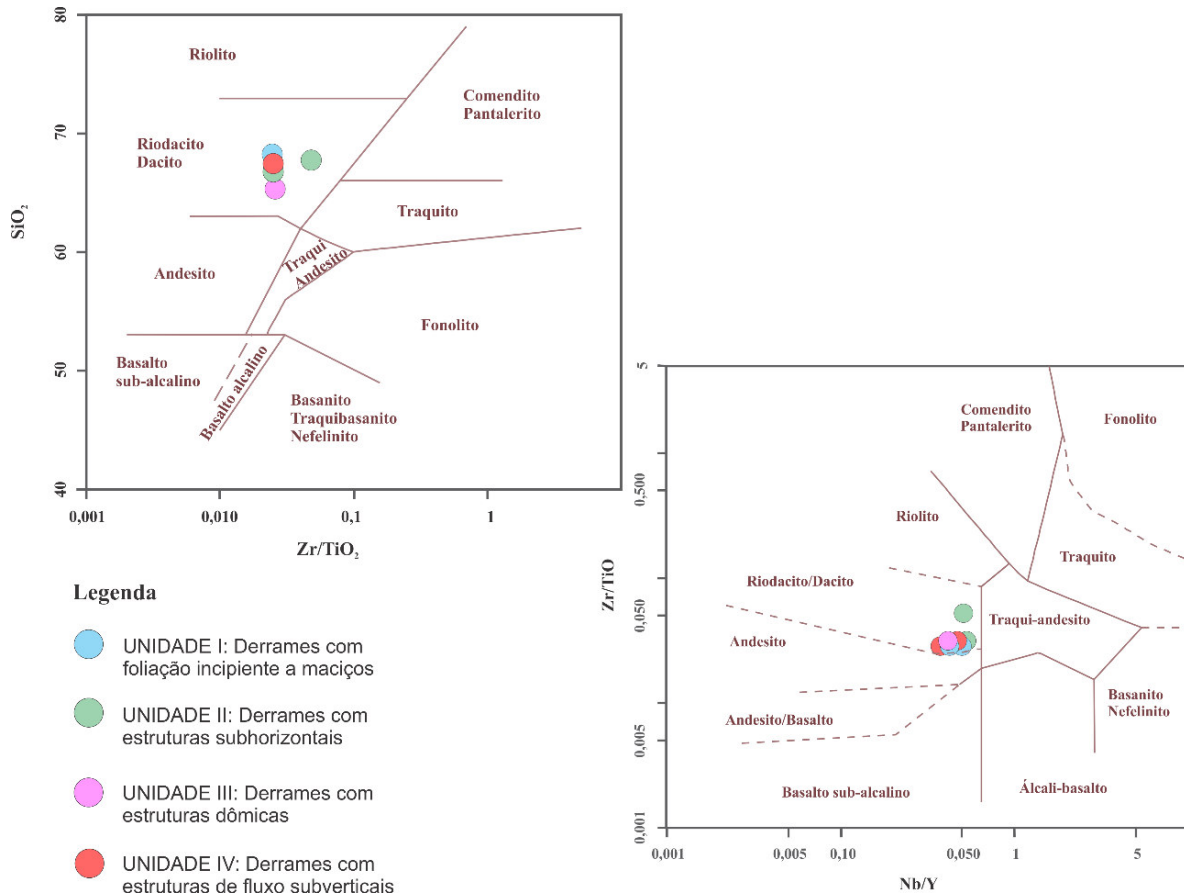


Figura 48 - Diagramas de classificação de Winchester & Floyd (1977) propostos para classificação de rochas vulcânicas a partir de razões entre elementos incompatíveis.

No diagrama AFM (Fig. 49a), proposto por Irvine e Baragar (1971), as rochas da UNIDADE IV (DERRAMES COM ESTRUTURAS DE FLUXO SUBVERTICAIS) apresentam uma afinidade toleítica, comprovada pela tendência de as amostras desta Unidade ocuparem o referido campo. Este comportamento é corroborado pelo diagrama $\text{FeO}_t/\text{MgO} \times \text{SiO}_2$ (Fig. 49b), de Miyashiro (1974), onde pode ser constatada a afinidade toleítica do magmatismo, evidenciando o *trend* de enriquecimento de FeO_t , típicos da série toleítica.

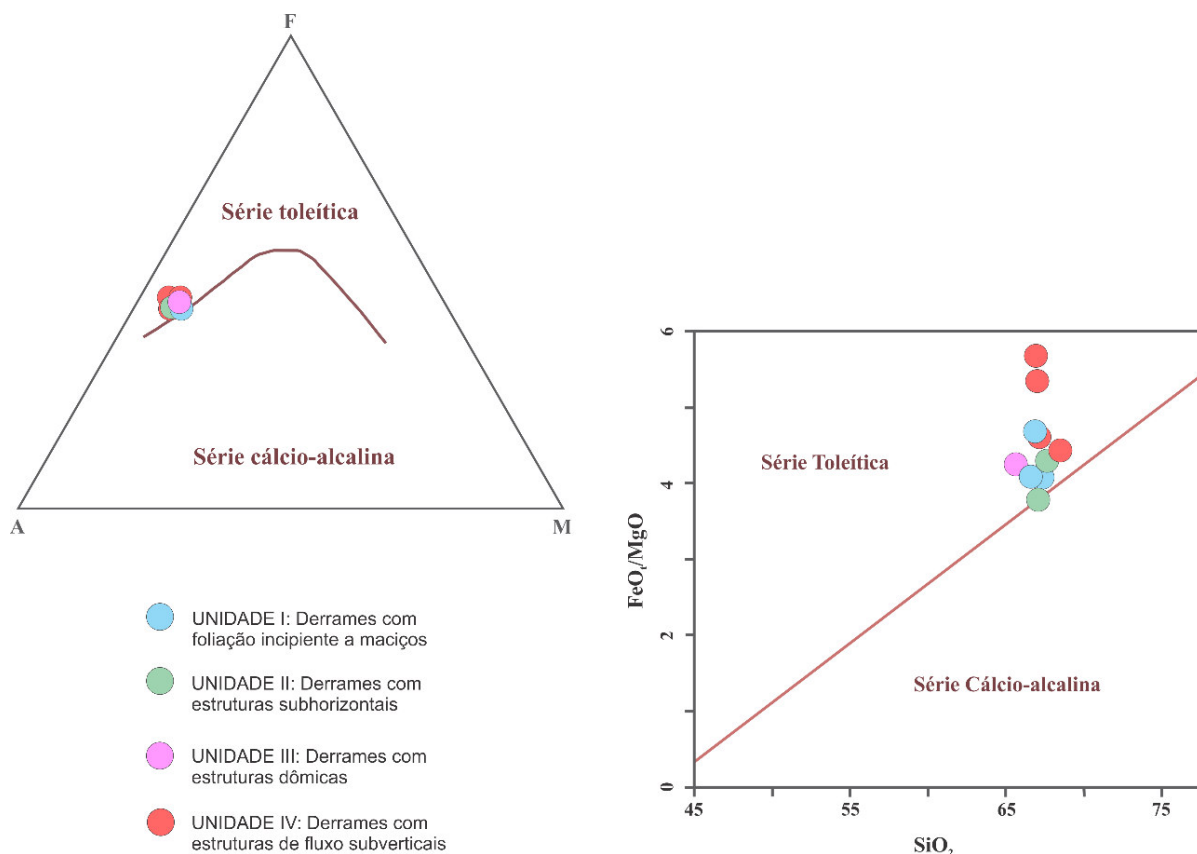


Figura 49 - Diagramas discriminantes de afinidades. (a) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971). Este diagrama é composto pelos vértices F ($\text{FeO}_{\text{total}}$), A ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) e M (MgO) em wt%. O principal fator discriminante entre estas séries é o F, que separa os campos toleíticos e cálcio-alkalinos de acordo com o trend de Ferner. (b) Diagrama de Miyashiro (1974) que correlaciona o teor de SiO_2 versus a razão entre FeO_t e MgO.

Quanto ao índice de saturação em alumina, o diagrama proposto por Shand (1943), que utiliza a relação entre A/NK vs A/CNK (Fig. 50), evidencia o caráter metaluminoso das rochas ($A/CNK < 1$).

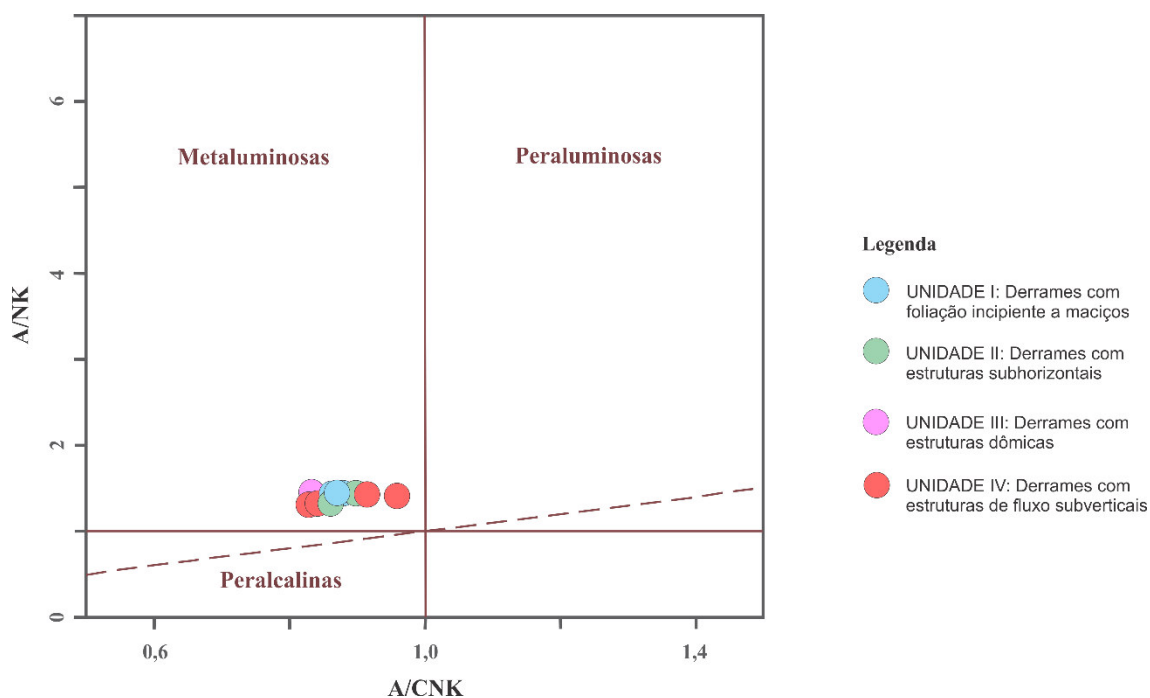


Figura 50 - Diagrama A/NK vs A/CNK de Shand (1943) para discriminação entre rochas metaluminosas, peraluminosas e peralcalinas.

O comportamento dos elementos maiores nos diagramas tipo Hacker (Fig. 51) utilizando-se a SiO_2 % em peso como índice de diferenciação, mostra uma tendência não muito definida entre as unidades, com uma correlação negativa para os elementos FeO_t , Na_2O e Al_2O_3 e uma correlação positiva para o K_2O .

Apresenta uma tendência a separar as amostras em dois grupos com teores menores e maiores de P_2O_5 e TiO_2 ; As unidades I e IV mostram uma correlação negativa para o TiO_2 .

A Unidade I tende a apresentar um comportamento constante com relação ao CaO e K_2O e uma dispersão nos teores dos demais elementos. Já a unidade IV tende a formar um *trend*, com uma correlação positiva para o MgO e CaO e apresenta uma correlação negativa no Al_2O_3 , TiO_2 e FeO_t , além de um padrão difuso, com dispersão dos elementos Na_2O , K_2O , P_2O_5 .

Já com relação aos elementos traços (Fig. 52), as amostras apresentam uma correlação positiva para os elementos Sr e Ni, uma correlação negativa para os elementos Pb e Nb. Os elementos Ba, Rb, La, Zr e Y não exibem nenhuma

tendência preferencial, apenas o comportamento difuso dos elementos dispersos sem orientação preferencial nos diagramas.

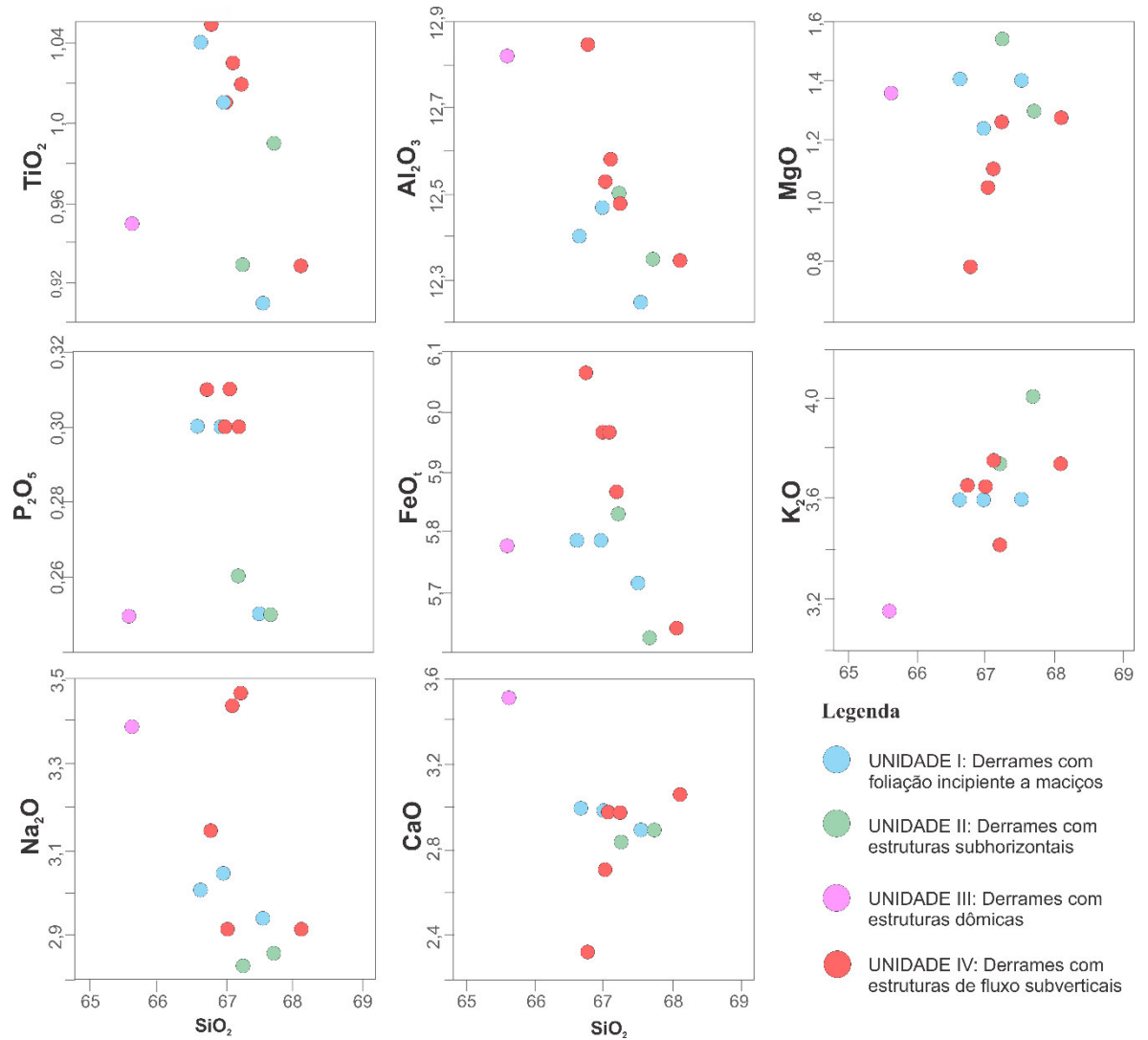


Figura 51 – Diagramas binários de Hackler de variação de elementos maiores (wt.%) em função da SiO_2 (wt.%).

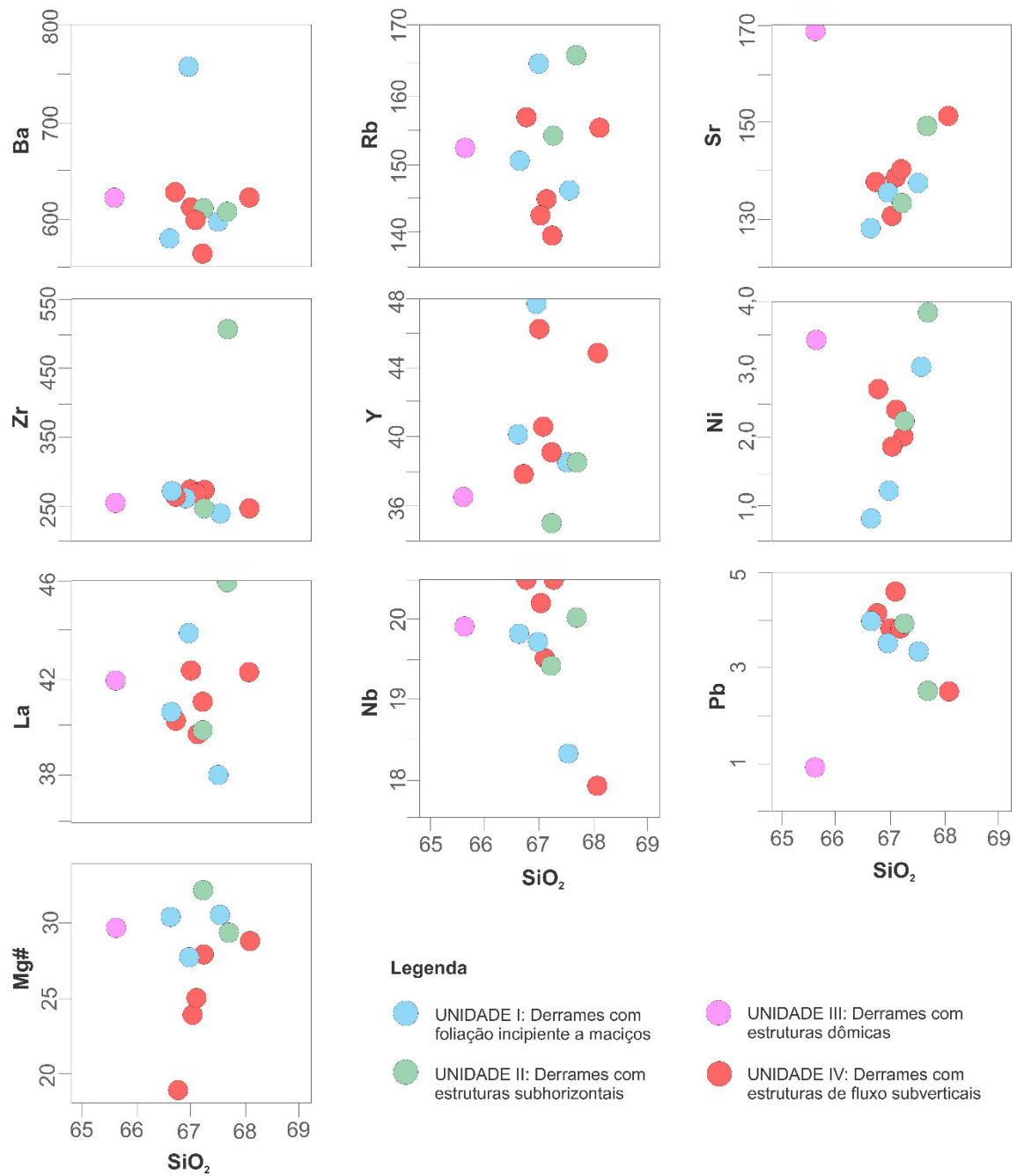


Figura 52 - Diagramas binários de Hacker mostrando a variação de elementos traço (ppm) em relação a SiO_2 (wt.%).

De acordo com os diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (Fig. 53), baseados em elementos traço, propostos por Pearce *et al.* (1984), as rochas ocupam predominantemente o campo dos granitoides intraplacas.

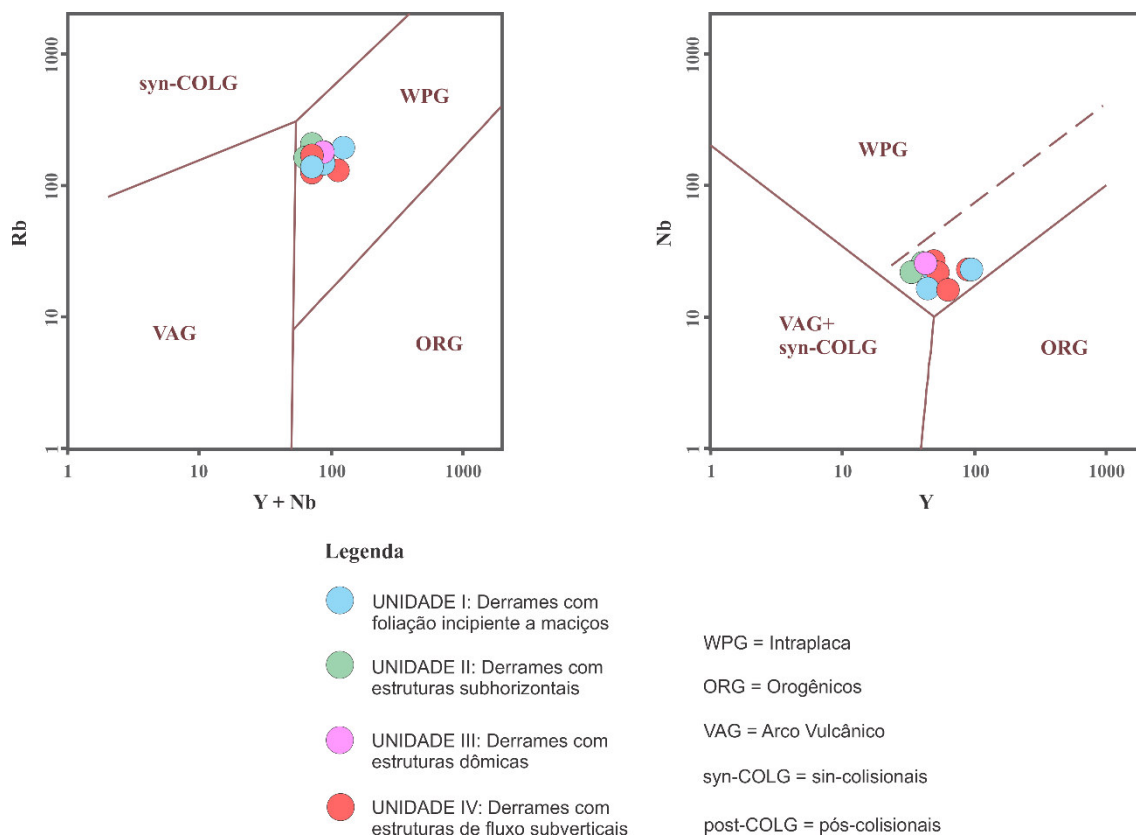


Figura 53 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos propostos por Pearce *et al* (1984).

Quando normalizadas pelo MORB (Fig. 54), as amostras apresentam enriquecimento dos elementos entre Sr e Sm, com teores de Y e Yb próximos da unidade. Além disso, anomalia negativa em Ba e o leve enriquecimento em Ce e Nb aliados ao enriquecimento de Rb e K_2O em relação ao Nb são comuns em associações derivadas de fonte mantélica com significativa participação crustal. Ocorre também uma anomalia negativa em Ti, decorrente dos magmas tipo serem de baixo titânio. A anomalia negativa em Ba ocorre porque este elemento pode substituir o K nos feldspatos. Teores moderados a baixos de elementos HFSE, com exceção do Th que possui uma anomalia positiva com teor elevado.

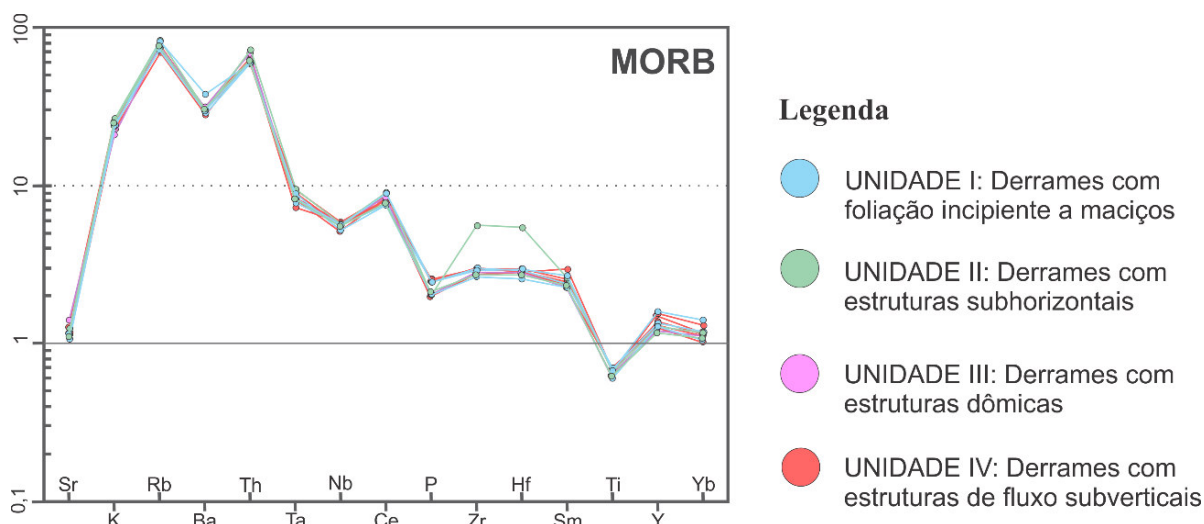


Figura 54 - Diagrama de elementos traço normalizados pelo MORB.

Os padrões de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito (Nakamura, 1974) podem ser visualizados na Figura 55. Em geral, as rochas estudadas possuem uma concentração moderada destes elementos ($\Sigma\text{ETR} = 194 - 229$ ppm). O fracionamento entre ETRL e ETRP é médio nas amostras representativas das Unidades, com uma razão LaN/YbN variando aproximadamente entre 6 e 7,75. De um modo geral o fracionamento dos ETRL é maior que o dos ETRP, com razões LaN/SmN mais altas (2,66 – 3,43) que as razões TbN/LuN (1,51 – 1,75). Ocorre em todas amostras uma forte anomalia negativa em Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,61 - 0,72$), que está provavelmente relacionada ao caráter bivalente deste elemento e o fracionamento de feldspatos.

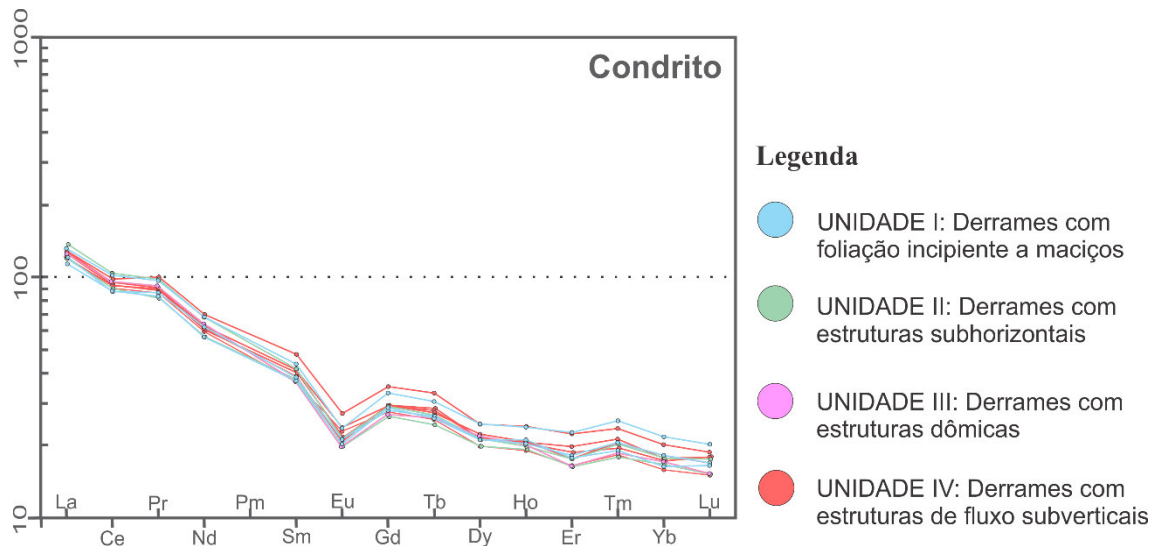


Figura 55 - Padrão de distribuição dos ETR das amostras normalizadas pelo condrito (Nakamura, 1974).

Para discriminar os subgrupos do tipo Palmas que compõem as unidades identificadas, foi utilizado o diagrama $TiO_2 \times P_2O_5$ (Fig. 56), baseado nos trabalhos de Nardy *et al.*, 2008 e Polo, 2014. Com base no referido diagrama, verifica-se que as rochas estudadas variam entre os tipos Caxias do Sul e Jacuí.

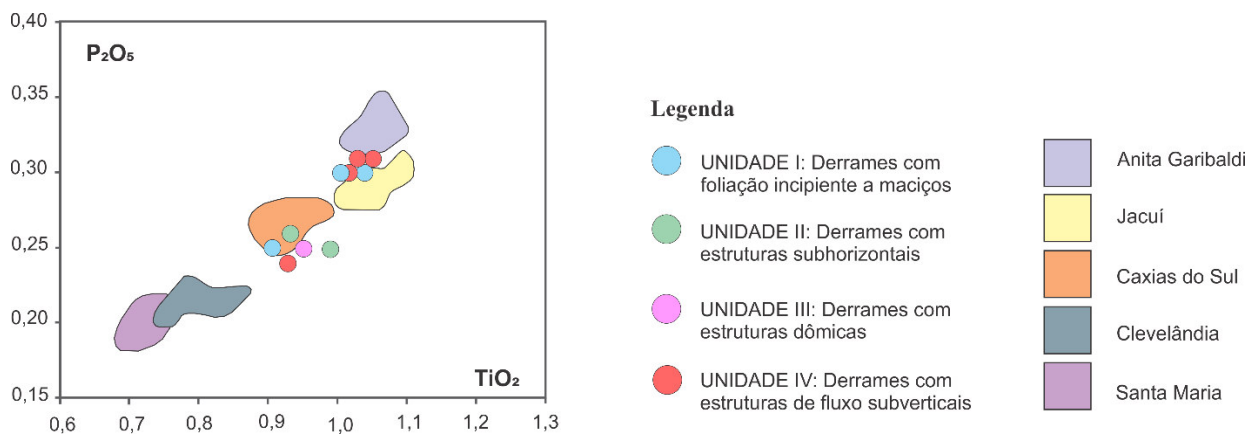


Figura 56 - Diagrama para classificação dos subtipos do Membro Palmas.

Tabela 7 - Resultados de litoquímica para elementos maiores.

	Elementos Maiores (%)										
	006D	006G	017A	017B	026B	032C	033A	034A	040A	041-1B	041-3C
SiO₂	66,77	67,03	67,23	67,10	67,25	68,1	67,71	65,62	66,65	66,98	67,55
TiO₂	1,05	1,01	1,02	1,03	0,93	0,93	0,99	0,95	1,04	1,01	0,91
Al₂O₃	12,85	12,53	12,48	12,58	12,50	12,35	12,35	12,82	12,40	12,47	12,25
Fe₂O₃	6,74	6,63	6,52	6,63	6,48	6,27	6,25	6,42	6,43	6,43	6,35
MnO	0,08	0,09	0,12	0,13	0,11	0,11	0,1	0,11	0,11	0,15	0,11
MgO	0,79	1,05	1,27	1,11	1,54	1,28	1,3	1,36	1,41	1,24	1,40
CaO	2,33	2,71	2,98	2,98	2,84	3,06	2,89	3,51	3,00	2,98	2,89
Na₂O	3,15	2,92	3,47	3,44	2,83	2,92	2,86	3,39	3,01	3,05	2,94
K₂O	3,66	3,65	3,42	3,76	3,74	3,74	4,01	3,15	3,60	3,60	3,60
P₂O₅	0,31	0,30	0,30	0,31	0,26	0,24	0,25	0,25	0,30	0,30	0,25
LOI	2,1	1,9	1,0	0,7	1,3	0,8	1	2,2	1,9	1,6	1,6
TOTAL	99,80	99,80	99,80	99,80	99,80	99,81	99,77	99,8	99,80	99,79	99,81

Tabela 8 - Resultados de litoquímica para elementos traços.

	Elementos Traços (ppm)										
	006D	006G	017A	017B	026B	032C	033A	034A	40A	41-1B	41-3C
Ba	626	611	562	598	609	621	605	620	577	756	596
Rb	156,9	142,7	139,6	144,7	154,0	155,4	165,7	152,3	150,3	164,7	146,1
Sr	137,2	130,1	140,1	138,4	132,8	150,9	148,9	168,7	127,5	135,2	137,4
Ga	17,4	16,7	16,1	16,2	16,5	14,5	16,2	17,3	16,3	15,8	16,0
Nb	20,5	20,2	20,5	19,5	19,4	17,9	20	19,9	19,8	19,7	18,3
Zr	263,7	267,6	267,7	266,3	243,6	246,4	503,3	253,4	271,0	259,5	236,8
Co	11,2	12,1	11,2	11,5	15,3	11,7	11,4	10,9	12,0	12,6	15,5
Cu	77,5	76,9	88,8	92,5	43,3	49,9	59,2	74,4	91,9	69,7	53,4
Mo	1,4	1,1	1,5	1,6	1,2	1,2	1,3	0,6	1,3	0,8	0,8
Ni	2,7	1,9	2,0	2,4	2,2	4,0	3,8	3,4	0,8	1,2	3,0
Pb	4,1	3,8	3,8	4,6	3,9	2,5	2,5	0,9	3,9	3,5	3,3
Sn	5	4	5	4	5	4	4	4	5	4	5
V	80	75	75	70	93	92	84	96	72	70	89
Zn	66	57	64	70	51	53	55	39	56	52	56
U	3,6	4,2	4,4	3,3	4,3	3,5	3,9	3,3	4,0	4,2	4,3
Th	11,9	12,4	12,7	12,4	12,5	12,4	14,6	13,7	12,0	12,0	12,1
Hf	7,0	6,8	6,9	7,1	6,5	6,7	13	6,7	7,0	7,1	6,2
Cs	7,2	3,6	5,5	5,8	6,8	6,2	6,4	7,9	8,9	8,8	5,3
Ta	1,7	1,3	1,5	1,6	1,5	1,5	1,7	1,5	1,4	1,5	1,6

Tabela 9 - Resultados de litoquímica para elementos terras raras.

Elementos Terras Raras (ppm)											
ETR	006D	006G	017A	017B	026B	032C	033A	034A	40A	41-1B	41-3C
La	40,2	42,3	41,0	39,8	39,8	42,2	45,9	41,8	40,5	43,8	37,9
Ce	78,1	84,8	79,6	80,4	78,0	82,5	90,9	83,4	76,2	88,7	75,7
Pr	9,64	11,30	9,83	10,07	9,26	10,17	11,1	10,32	9,73	10,94	9,32
Nd	37,5	44,0	37,7	39,6	36,0	38,8	43,2	40,6	39,6	43,4	35,7
Sm	7,48	9,78	8,10	8,36	7,71	7,83	8,55	7,49	7,81	8,88	7,52
Eu	1,76	2,10	1,66	1,82	1,54	1,59	1,65	1,52	1,64	1,81	1,56
Gd	7,56	9,73	8,05	8,03	7,33	8,07	8,11	7,41	7,75	9,17	7,89
Y	37,8	46,2	39,0	40,6	34,9	44,9	38,4	36,4	40,0	47,6	38,4
Tb	1,20	1,55	1,34	1,31	1,15	1,28	1,27	1,23	1,26	1,44	1,22
Dy	6,80	8,43	7,24	7,27	6,87	7,64	7,41	7,5	7,28	8,42	7,26
Ho	1,33	1,69	1,42	1,43	1,36	1,45	1,4	1,42	1,43	1,67	1,47
Er	3,70	5,02	4,18	4,41	3,70	3,94	3,98	3,71	4,10	5,07	4,00
Tm	0,55	0,71	0,58	0,63	0,54	0,61	0,61	0,56	0,62	0,76	0,57
Yb	3,47	4,45	3,79	3,86	3,69	3,98	3,95	3,77	4,01	4,78	3,57
Lu	0,51	0,64	0,61	0,60	0,52	0,57	0,6	0,52	0,58	0,69	0,56
Sc	17	16	16	16	17	17	17	17	16	16	17

4.5 GEOPROCESSAMENTO

Os resultados obtidos através de diversas técnicas foram inseridos como Planos de Informações (PI's) na construção do projeto em SIG. Com a união de diferentes PI's, foram criados mapas temáticos que auxiliam a interpretação dos dados.

As imagens do satélite LANDSAT-5 serviram de base para traçar os lineamentos que compõem um plano de informação dentro do SIG (Fig. 57). A partir da análise desses lineamentos, é possível verificar a predominância de estruturas de direção NE-SW. Estruturas de direção NW-SE são subordinadas. As medidas de foliação de fluxo (S_0) das Unidades descritas em campo foram adicionadas ao banco de dados SIG. Foram confeccionados diagramas de rosetas com as medidas realizadas em campo e as medidas extraídas da imagem de satélite para comparação. Os dados de campo indicam a ocorrência de estruturas com predomínio na direção NE-SW, seguida pelas direções SE-NW e E-W. Frequentemente, as foliações verificadas em campo são concordantes com os lineamentos identificados na análise de imagens. Alguns lineamentos podem representar o arcabouço estrutural da Bacia do Paraná, onde os elementos de direção NW-SE poderiam ser caracterizados por zonas retilíneas com concentração de diques e falhas, algumas destas últimas formando extensas zonas. Os elementos lineares com direção NE-SW, poderiam ser derivados a partir dos cinturões móveis que se estendem por baixo da bacia e, também, a partir da Zona de Falha Transbrasileira. As estruturas E-W estariam vinculadas à propagação dos esforços decorrentes da abertura do Oceano Atlântico. Os demais lineamentos podem estar associados a sistemas vulcânicos. Com relação à distribuição das Unidades identificadas, percebe-se uma tendência das Unidades III e IV ocorrerem associadas aos lineamentos de direção NE a NNE. Existe uma maior concentração de feições, tanto lineares, quanto circulares no município de São José dos Ausentes, onde ocorrem poucos lineamentos, que são mais espaçados, porém mais extensos. Estas feições geomorfológicas são menos frequentes em regiões onde ocorre uma grande densidade de lineamentos de pequena extensão e de direção NE, como nos municípios de Cambará do Sul e Bom Jesus.

O mapa de distribuição das Unidades (Fig. 58) mostra as unidades identificadas na área de estudo. De acordo com o mapa geológico da CPRM (2010), a maior parte da área de estudos é composta pelas rochas vulcânicas ácidas do tipo Palmas, subgrupo Caxias do Sul. Com base na individualização feita em campo, é possível verificar que, em Bom Jesus, predomina a UNIDADE III, enquanto São José dos Ausentes apresenta uma predominância de feições correspondentes às UNIDADES I, II e IV.

Com o mapa temático (Fig. 59) é possível verificar os padrões de comportamento das estruturas.

As feições circulares de topo abaulado menores, cujos tamanhos chegam a até 95 metros, apresentam um alinhamento preferencial na direção NNE na cidade de São José dos Ausentes, enquanto as feições de tamanhos maiores apresentam uma distribuição aleatória em toda a região. Essas feições podem estar relacionadas a grandes lineamentos de direção praticamente N-S.

As feições circulares de topo aplainado não mostram uma distribuição preferencial, apresentando apenas uma leve tendência a formar aglomerados de feições menores, enquanto as estruturas maiores ocorrem bastante espaçadas.

As feições lineares menores, que apresentam tamanhos de até 530 metros, frequentemente ocorrem em agrupamentos alinhados com a direção variando de NE-NNE-NS-NNW. Esse padrão de comportamento obedece a direção predominante dos lineamentos nos locais. Já as feições maiores não são orientadas.

Com base na análise das imagens de satélite foram identificadas estruturas semelhantes a fluxos de lavas fluidas, além de estruturas semelhantes a lavas com foliações verticais. Algumas dessas estruturas foram abordadas no mapa da Figura 58. As estruturas semelhantes a foliações verticais comumente ocorrem associadas a lineamentos de grande extensão. A presença de feições geomorfológicas, lineares e circulares, nessas áreas é frequente e pode ser indicativa da ocorrência de sistemas vulcânicos na região.

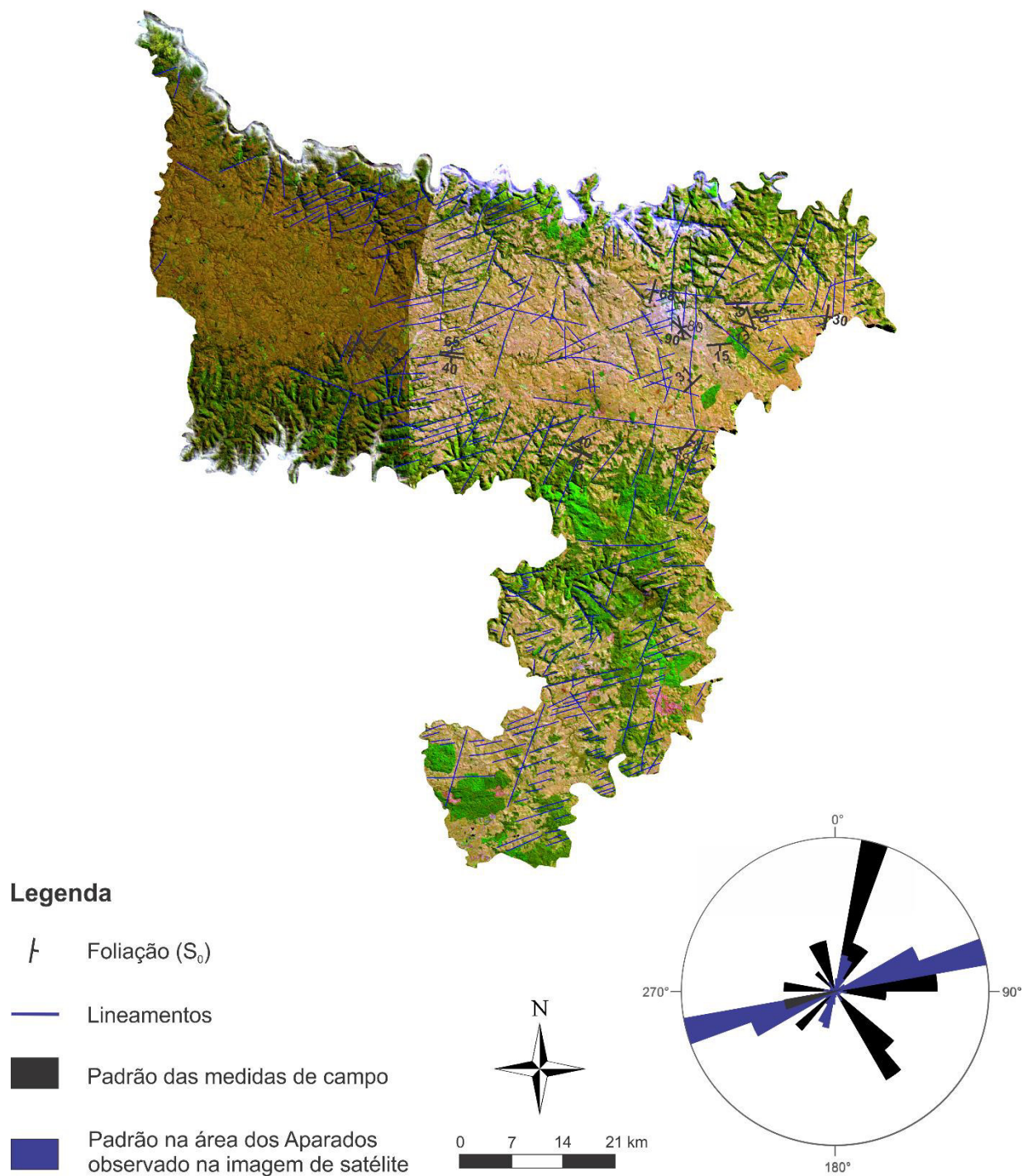


Figura 57 - Mapa contendo os lineamentos traçados a partir da imagem de satélite LANDSAT-5 e as medidas de foliação de fluxo (S_0) realizadas em campo.

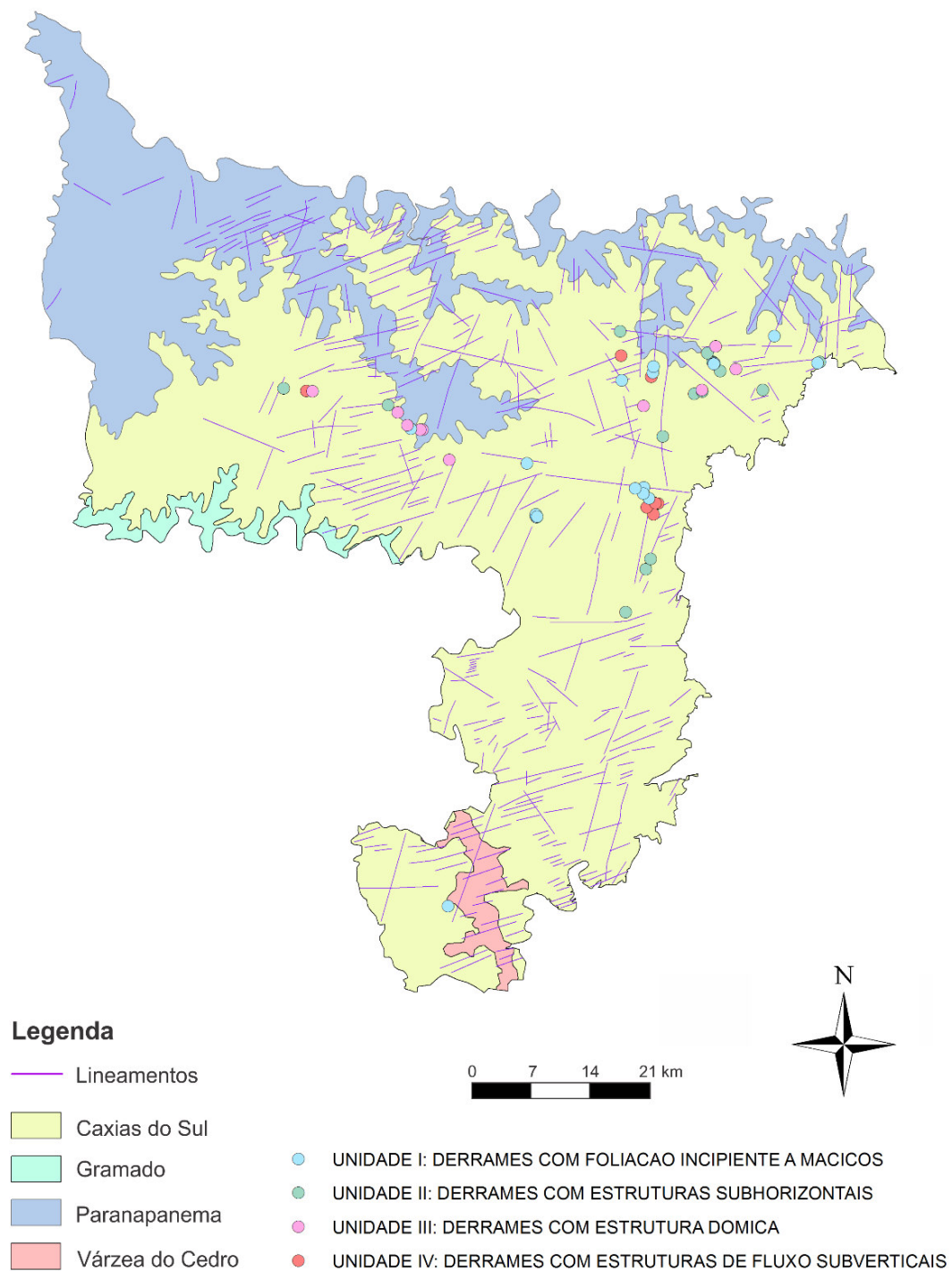


Figura 58 - Mapa contendo os lineamentos traçados a partir da análise da imagem de satélite e os pontos conforme as unidades descritas em campo.

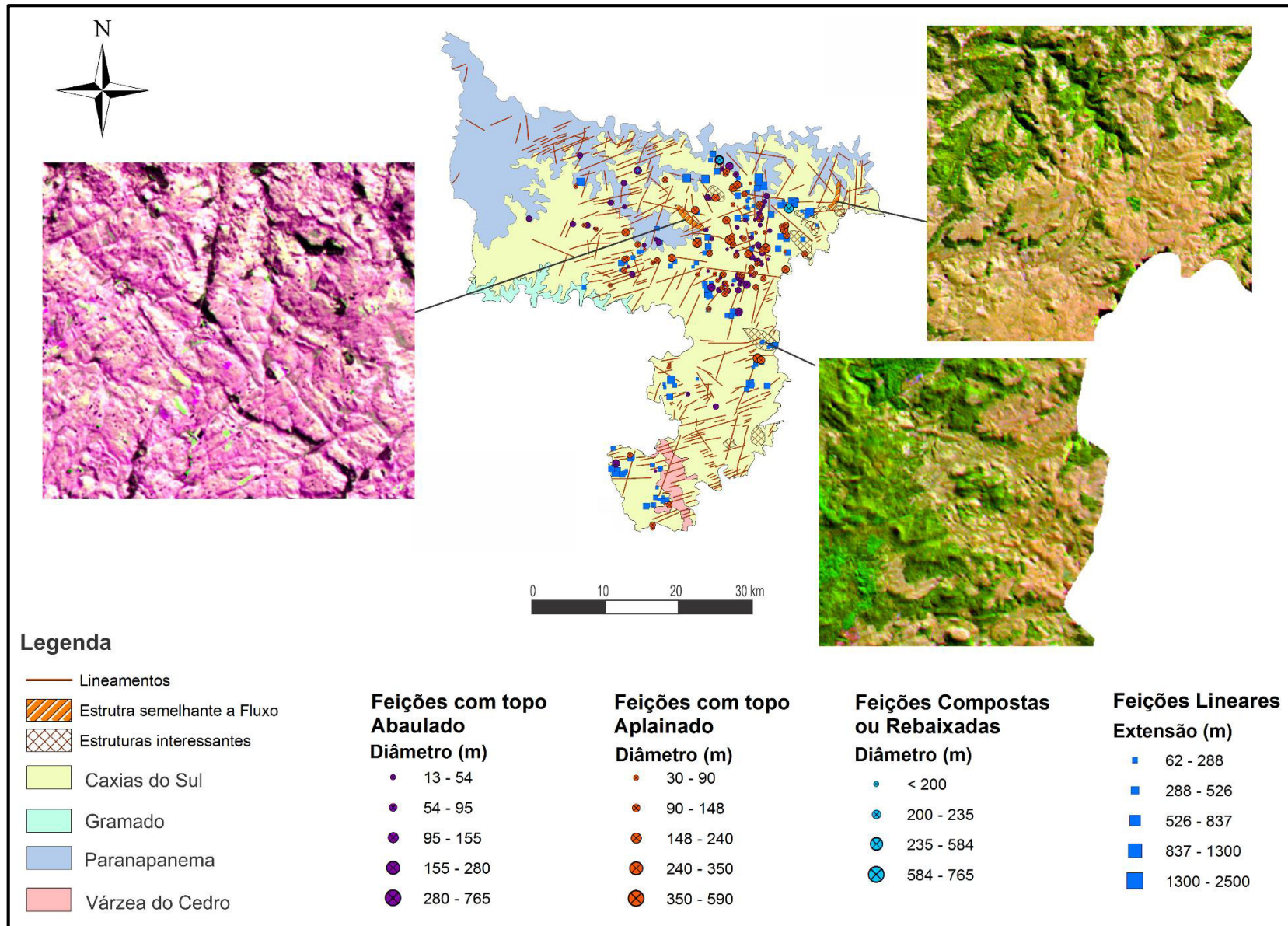


Figura 59 - Mapa temático, contendo informações sobre os tipos de feições e destaque para estruturas identificadas nas imagens de satélite.

5. DISCUSSÃO

A região conhecida como “Aparados da Serra” situa-se na fronteira entre o Rio Grande do Sul e Santa Catarina e é constituída pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. A Formação Serra Geral é composta essencialmente por três litotipos (Bellieni *et al.*, 1986b; Piccirillo *et al.*, 1988; Nardy, 1995 e Nardy *et al.*, 2002) facilmente reconhecíveis: I) Basaltos e andesi-basaltos de afinidade toleítica (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1988); II) Rochas ácidas do tipo Chapecó, representadas por dacitos, riodacitos, quartzo latitos e riolitos, hipohialinas, porfíricas a fortemente porfíricas; e III) Rochas ácidas do tipo Palmas, representadas por riolitos e riodacitos, tipicamente afíricas, hipohialinas a hemihialinas.

Os depósitos ácidos são relacionados principalmente a depósitos tabulares de grande extensão. A origem desses depósitos na PMPE ainda é tema de discussão, permanecendo a polêmica que envolve sua gênese por fluxos de lava (Comin-Chiaramonti 1988; Bellieni *et al.*, 1988; Henry & Wolff, 1992; Umann *et al.*, 2001; Lima *et al.*, 2011) e fluxos piroclásticos (Petrini *et al.*, 1989; Whittingham 1989; Roisenberg 1989; Milner *et al.*, 1992; Milner *et al.*, 1995). Normalmente são estudados os aspectos litoquímicos e isotópicos, em geral, organizando os dados em nível regional, onde os aspectos referentes a estruturas e tipos de derrame têm caráter subordinado (Waichel, 2006). A natureza monótona e homogênea, por muito atribuída à PMPE tem sido um dos principais fatores para que as caracterizações geoquímicas fossem o foco central da definição para as unidades (Ewart *et al.*, 2004; Peate *et al.*, 1992; Piccirillo *et al.*, 1990; Turner *et al.*, 1999). As abordagens estratigráficas litofaciológicas têm sido tema de pesquisas recentes, concentradas principalmente nas unidades básicas relacionadas a este magmatismo (Barreto *et al.*, 2014; Lima *et al.*, 2012; Rossetti *et al.*, 2014; Waichel *et al.*, 2012).

Algumas características são diagnósticas de fluxos de lavas (Henry & Wolff, 1992; Umann *et al.*, 2001):

- ausência de estruturas e texturas piroclásticas preservadas na base das sucessões aliada a presença de autobrechas típicas de derrames;

- ausência de litoclastos, cristaloclastos, *shards* e púmices;
- ciclicidade e homogeneidade da estratigrafia das unidades;
- espessas camadas tabulares com variações não muito acentuadas nas espessuras;
- ausência de modificações texturais, tanto verticalmente como lateralmente (típicas de fluxos piroclásticos mesmo de alta temperatura);
- margens de lavas espessas (são mais espessas do que as dos fluxos piroclásticos);
- fissuras como fonte de alimentação (reoinimbritos são gerados por caldeiras).

Na Formação Serra Geral, a presença de constituintes diagnósticos de uma origem piroclástica é raramente apresentada. No entanto, diversos autores puderam comprovar a origem das rochas ácidas por fluxos de lavas (Lima *et al.*, 2012; Polo, 2014; Rizzon, 2010; Umann *et al.*, 2001) no Rio Grande do Sul.

Para Umann *et al.* (2001), os vulcanitos ácidos da região de Cambará do Sul podem ser entendidos como sucessivos derrames ácidos de alta temperatura. Os autores não identificaram em nenhuma das unidades estudadas, fragmentos diagnósticos de atividade vulcânica explosiva, tais como piroclastos e fragmentos acidentais. Observaram localmente brechas basais, similares às referidas por Roisenberg (1989) na região de Nova Prata (RS) e por Milner *et al.* (1992) no Grupo Etendeka (NW da Namíbia). Porém, estes níveis brechados caracterizam-se por uma distribuição aleatória de clastos angulosos riolíticos, em geral bandados, de dimensões decimétricas, envolvidos por uma matriz quartzo-feldspática, típicos de uma auto brecha gerada pelo atrito da base do derrame com o substrato. Comumente observaram foliações de fluxo, por vezes com dobras assimétricas contínuas, que são feições frequentes em lavas intermediárias a ácidas, embora possam ocorrer também em fluxos piroclásticos de alta temperatura (McPhie *et al.*, 1993; Henry *et al.*, 1988; Henry & Wolff, 1992). Não observaram púmices, fiamme, cristaloclastos e litoclastos e um vitrófiro sob microscopia eletrônica de varredura indicou uma condição

holohialina compacta, com cristálitos e micrólitos de feldspatos aleatoriamente distribuídos, típicos de derrames ácidos.

Para Rizzon (2010), a ausência de piroclastos, de fragmentos acidentais e de cristaloclastos nos vulcanitos ácidos de São Marcos, mesmo nas porções basais, pode ser também utilizada como uma evidência para uma origem a partir de fluxos de lavas.

Segundo Umann *et al.* (2001), estudos realizados na região de São Francisco de Paula apontam para extensos derrames de lavas ácidas vinculadas a erupções fissurais efusivas.

Lima *et al.* (2012), descreveram sistemas alimentadores para as lavas ácidas nas regiões de São Marcos e Antônio Prado. Segundo estes autores, a presença da raiz de um conduto alimentador sugere que, em determinadas porções, as estruturas assumam formas de domos em resposta à resistência do fluxo ao escoamento.

Polo (2014), conclui que as sequencias vulcânicas ácidas da região de Soledade são amplamente dominadas por depósitos efusivos e que a extrusão se deu através de fissuras. As erupções vulcânicas do tipo Palmas iniciaram com a efusão de fluxos de lava e domos de lava de composições dacíticas, identificados como subtipo Caxias do Sul.

Dentre as 320 estruturas individualizadas na região dos Aparados da Serra, é evidente o predomínio de feições circulares com relevo positivo da borda para o centro e topo abaulado. Em campo, estas feições são representadas por morrotes com topos convexos arredondados a agudos. Já as feições circulares com relevo positivo da borda para o centro e topo aplainado, que são frequentemente encontradas, são representadas em campo, por morrotes de topos retos. As feições lineares geralmente são representadas por corpos alongados.

Feições circulares e lineares apresentam características semelhantes em afloramentos. Dessa forma, as unidades foram individualizadas de acordo com as estruturas presentes, independentemente das geomorfologias identificadas, em quatro grupos: derrames com foliação incipiente a maciços (unidade I),

derrames com estruturas sub-horizontais (unidade II), derrames com estruturas dômicas (unidade III) e derrames com estruturas de fluxo subverticais (unidade IV).

As unidades I, II e III são compostas por obsidianas e vitrófiros de cor preta e rochas afaníticas, com cores variando de cinza claro a cinza acastanhado, por vezes com porções mais rosadas/avermelhadas ou amareladas, quando alteradas. Já a unidade IV é composta por dois segmentos composicionais de textura afanítica distintos, um de cor cinza a cinza escuro e o outro de cor avermelhada, mostrando uma fina laminação marcada pela variação de cor.

As unidades individualizadas são formadas por dacitos, riódacitos e riolitos de afinidades toleíticas e caráter metaluminoso. Essas unidades são quimicamente homogêneas, sendo a distinção baseada principalmente em aspectos estruturais de campo. As amostras analisadas apresentam concentração de sílica variando entre 65,6 e 68,1% e conteúdo de álcalis entre 6,54 e 7,2% e são atribuídas ao Membro Palmas. Segundo Nardy *et al.* (2008), as rochas do tipo Palmas são classificadas pelo intervalo de SiO₂ que situa-se entre 63 e 72,07% e álcalis entre 5,98 e 8,64%, o que as enquadram no campo dos riolitos e riódacitos e, quando plotadas no diagrama de Le Bas *et al.* (1986), de maneira geral, apresentam composições riolíticas e dacíticas, enquanto nas rochas do tipo Chapecó predominam composições traquíticas.

Os teores de TiO₂, encontrados nas amostras analisadas, variam entre 0,91 e 1,05%, colocando estas rochas no grupo alto Ti, conforme Nardy *et al.* (2008). Segundo estes autores, as rochas do tipo Palmas são heterogêneas geoquimicamente, sendo reconhecidos dois grandes grupos: baixo Ti (TiO₂ ≤ 0,87%) e alto Ti (TiO₂ ≥ 0,90%). O subtipo alto em Ti é representado por três subgrupos denominados Caxias do Sul (0,91% < TiO₂ < 1,03% e 0,25 < P₂O₅ < 0,28%), Anita Garibaldi (1,06 < TiO₂ < 1,25% e 0,32 < P₂O₅ < 0,36%) e Jacuí (1,05 < TiO₂ < 1,16% e 0,28 < P₂O₅ < 0,31%). Com base no diagrama TiO₂ x P₂O₅ (Nardy *et al.*, 2008; Polo, 2014), as rochas analisadas neste trabalho variam entre os subtipos Caxias do Sul e Jacuí.

Apresentam enriquecimento dos elementos entre Sr e Sm, com anomalia negativa em Ba e o leve enriquecimento em Ce e Nb aliados ao enriquecimento de Rb e K₂O em relação ao Nb, que são comuns em associações derivadas de fonte mantélica com significativa participação crustal. Ocorre anomalia negativa em Ti, em Ba (porque este elemento pode substituir o K nos feldspatos) e forte anomalia negativa em Eu ($Eu/Eu^* = 0,61 - 0,72$), que deve-se ao fracionamento do plagioclásio. Teores moderados a baixos de elementos HFSE, com exceção do Th que possui uma anomalia positiva com teor elevado. Possuem teor de ETR moderado, variando de 194 a 229 ppm.

As Unidades I e II, caracterizadas pelas estruturas maciça e foliação sub-horizontal, respectivamente apresentam características de derrames de lavas, tendo sua geomorfologia associada a processos erosivos e intempéricos. A esfoliação esferoidal presente na unidade II confirma a ocorrência de erosão diferencial.

Com relação a diferença estrutural apresentada nas unidades I e II (derrames maciços x derrames tabulares), esta pode ser explicada pela zona preservada após erosão. A zona principal, mais central possui estrutura maciça, enquanto as zonas periféricas, tanto na porção superior, quanto na porção inferior, apresentam acamamento horizontal, conforme o modelo sugerido por Nardy *et al.* (2008).

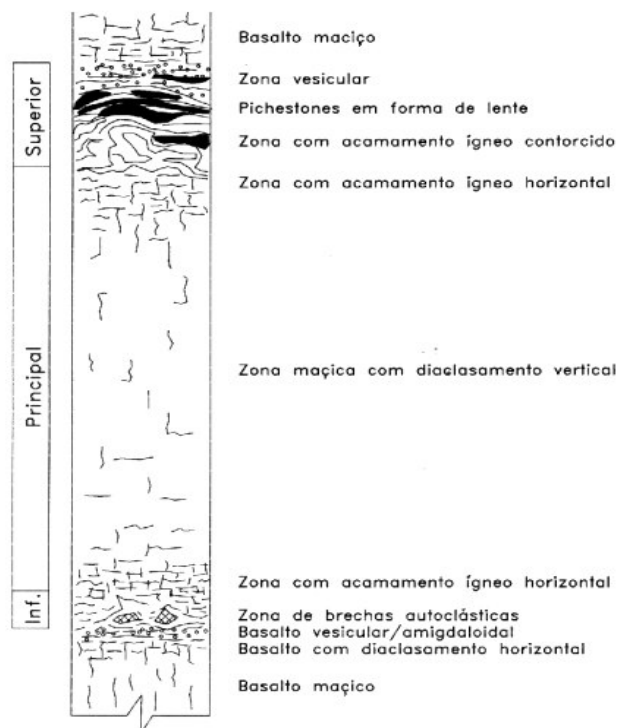


Figura 60 - Modelo proposto por Nardy *et al.* (2008), usado neste trabalho, para explicar a diferença encontrada entre as unidades I e II.

A unidade III, é interpretada como domo de lava, devido à presença de foliações de fluxo, autobrechas e variações texturais características, segundo o modelo proposto por McPhie *et al.* (1993). O Autobrechamento pode ser explicado pela fragmentação não explosiva de um fluxo de lava, visto que a porção superior e inferior de um derrame perde calor para o meio mais rapidamente quando comparado ao seu interior, respondendo ao *stress* de uma maneira frágil e produzindo fragmentação da carapaça externa (McPhie *et al.*, 1993). De acordo com o modelo de domo endógeno (Willian, 1932 *apud* Newhall & Melson, 1983), quando a superfície do domo se expande para acomodar a efusão de lava no seu interior através do conduto, as porções externas já resfriadas (base, topo e front), quebram-se devido à enorme pressão de expansão exercida sobre elas e desenvolvem autobrechas (a carapaça já resfriada, constituída por obsidiana máçica, bandada ou intensamente vesiculada (púmice), se fragmenta gerando clastos angulosos que são envoltos por uma lava ainda em estado plástico). São característicos de lavas de alta viscosidade ($> 10^7$ P). A borda foliada em torno do núcleo máçico é originada pelo cisalhamento do fluido.

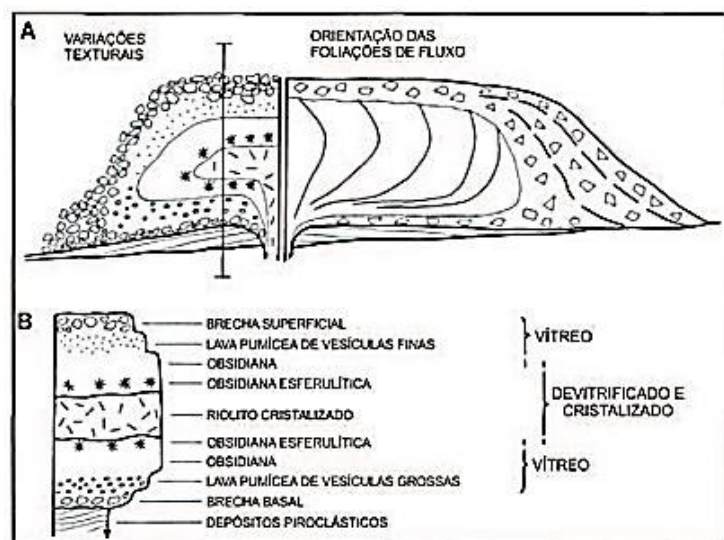


Figura 61 - Modelo sugerido por McPhie *et al.* (1993). Foi utilizado neste trabalho para explicar a ocorrência da unidade III.

A unidade IV é interpretada como um sistema de condutos alimentadores. Esta unidade apresenta o padrão de bandamento (com bandas de diferentes tonalidades, uma de cor cinza a cinza escuro e outra de cor avermelhada) e de atitudes da foliação semelhantes aos resultados obtidos por Simões *et al.* (2015), que investigaram a ocorrência de condutos vulcânicos na região nordeste do Rio Grande do Sul. As foliações medidas nos afloramentos da unidade IV apresentam 2 direções preferenciais. Foliações com mergulho subvertical tem direção preferencialmente NE-SW, enquanto as foliações com mergulho sub-horizontal têm direção preferencialmente SE-NW. A análise das estruturas que caracterizam os condutos vulcânicos na área investigada por Simões *et al.* (2015), abrangendo os municípios de Mato Perso, São Marcos e Cambará do Sul, indica um bandamento disposto com direções predominantemente NE-SW sobre NW-SE, com subordinadas direções E-W e N-S e mergulhos variando de 1 a 89°, sendo predominantes os mergulhos subverticais (de 68 a 89°). Na região de Jaquirana, as medidas de bandamento sub-verticais têm predomínio na direção NE-SW.

6. CONCLUSÃO

As feições circulares agrupadas nas Unidades I e II correspondem a derrames de lavas ácidas, tendo a sua morfologia explicada por processos intempéricos, que causam uma erosão diferencial, resultando em formas dômicas. A diferença estrutural entre estes derrames é resultado da exposição de diferentes porções dos derrames, devido a processos erosivos. Assim, a unidade I (maciça) representa a zona principal, mais central do derrame, enquanto a unidade II (sub-horizontal) representa as zonas periféricas, tanto na porção superior, quanto na porção inferior.

As feições circulares agrupadas nas Unidades III correspondem a domos vulcânicos, devido à presença de autobrechas (clastos da carapaça do domo, formados durante o fluxo ou expansão do domo), bordas foliadas contornando núcleos maciços e características texturais como presença de brechas altamente vesiculadas nas bordas.

A Unidade IV corresponde a sistemas de condutos alimentadores, com um bandamento centimétrico e uma foliação de fluxo sub-vertical a vertical muitas vezes associada aos grandes lineamentos.

A utilização de imagens de satélite permite individualizar feições geomorfológicas e estruturais.

Alguns lineamentos podem representar o arcabouço estrutural da Bacia do Paraná, onde os elementos de direção NW-SE poderiam ser caracterizados por zonas retilíneas com concentração de diques e falhas, algumas destas últimas formando extensas zonas. Os elementos lineares com direção NE-SW, poderiam ser derivados a partir dos cinturões móveis que se estendem por baixo da bacia e, também, a partir da Zona de Falha Transbrasileira. As estruturas E-W estariam vinculadas à propagação dos esforços decorrentes da abertura do Oceano Atlântico. Os demais lineamentos podem estar associados a sistemas vulcânicos. Frequentemente, as foliações verificadas em campo são concordantes com os lineamentos identificados na análise de imagens.

Com relação à distribuição das Unidades identificadas, percebe-se uma tendência das Unidades III e IV ocorrerem associadas aos lineamentos de

direção NE a NNE. Existe uma maior concentração de feições, tanto lineares, quanto circulares no município de São José dos Ausentes, onde ocorrem poucos lineamentos, que são mais espaçados, porém mais extensos. Estas feições geomorfológicas são menos frequentes em regiões onde ocorre uma grande densidade de lineamentos de pequena extensão e de direção NE, como nos municípios de Cambará do Sul e Bom Jesus.

Com base na análise das imagens de satélite foram identificadas estruturas semelhantes a fluxos de lavas fluidas, além de estruturas semelhantes a lavas com foliações verticais. As estruturas semelhantes a foliações verticais comumente ocorrem associadas a lineamentos de grande extensão. A presença de feições geomorfológicas, lineares e circulares, nessas áreas é frequente e pode ser indicativa da ocorrência de sistemas vulcânicos na região.

Foi possível comprovar a ocorrência de sistemas vulcânicos do tipo domos e condutos. As unidades individualizadas são formadas por dacitos, riocacitos e riolitos de afinidades toleíticas e caráter metaluminoso, sendo atribuídas ao Membro Palmas de alto Ti, variando entre os subtipos Caxias do Sul e Jacuí.

As características de elementos traços apresentados pelas amostras estudadas são comuns em associações derivadas de fonte mantélica com significativa participação crustal.

As unidades identificadas apresentam características de fluxos de lava, como a presença de autobrechas típicas de derrames aliada a ausência de estruturas e texturas piroclásticas, litoclastos, cristaloclastos, shards e púmices. As unidades I e II correspondem a derrames de lavas ácidas vinculadas a erupções fissurais efusivas. As rochas da unidade III correspondem a domos vulcânicos, enquanto as rochas da unidade IV correspondem, provavelmente a condutos vulcânicos fissurais, sendo associados a extrusão de depósitos efusivos.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Andrade, R., Sanches, D. A. I., Victoria, D. C. & Furtado, A. L. 2010. Análise de metodologias para correção atmosférica e estimativa do albedo da superfície usando imagens Landsat 5, TM. *In: SIMPÓSIO DE GEOTECNOLOGIAS NO PANTANAL*, Cáceres. Anais. Campinas: Embrapa Informática Agropecuária; São José dos Campos: Inpe, 2010. p. 133-141.
- Ardnt, N. & Christensen, N. 1992. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints. *Journal of Geophysical Research*, 97: 10967-10981.
- Barreto, C. J. S., Lima, E. F., Scherer, C. M. & Rossetti, L. M. M., 2014. Lithofacies analysis of basic lava flows of the Paraná igneous province in the south hinge of Torres Syncline, Southern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 285 (0): 81-99.
- Belliemi, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. S., Melfi, A. J. & Stolf, A. D. 1984. Low-pressure evolution of basalt sills from bore-holes in the Paraná Basin, Brazil. *TMPM*, 33: 25-47.
- Belliemi, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. S., Melfi, A. J., Nardy, A. J. R., Papatrechas, C., Piccirillo, E. M. & Roisenberg, A. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, 27: 915-944.
- Belliemi, G., Piccirillo, E. M., Comin-Chiaramonti, P., Melfi, A. J. & Roit, P. 1988. Mineral chemistry of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brasil). *In: Piccirillo, E. M. & Melfi, A. J. (eds). The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 600p.*
- Blake, T. S., Buick, R., Brown, S. J. A., Barley, M. E. 2004. Geochronology of a Late Archaean flood basalt province in the Pilbara Craton, Australia: constraints on basin evolution, volcanic and sedimentary accumulation, and continental drift rates. *Precambrian Research*, 133: 143–173.
- Bryan, S. E., Riley, T. R., Jerram, D. A., Stephens, C. J. & Leat, P. T. 2002. Silicic volcanism: an undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. *Special Papers-Gological Society of America*, 97-118.
- Bryan, S. E. & Ernst, R. E. 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth Sciences Review*, 86: 175-202.
- Bueno, G. V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 12(2): 203-229.
- Burke, K. & Dewey, J. F. 1973. Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *Geol.*, 81: 406-433.
- Campbell, I. H. & Griffiths, R. W. 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 99: 79– 93.
- Chavez, P. S. 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data, *Remote Sensing of Environment*, 24: 459–479.

- Chenet, A. L., Courtillot, V., Fluteau, F., Gérard, M., Quidelleur, X., Khadri, S. F. R., Subbarao, K.V. & Thordarson, T. 2009. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous–Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: 2 Constraints from analysis of eight new sections and synthesis for a 3500-m-thick composite section. *Journal of Geophysical Research*, 114, issue B6. DOI: 10.1029/2008JB005644.
- Coffin, M. F. & Eldholm, O. 1992. Volcanism and continental break-up: A global compilation of large igneous provinces. In: *Geological Society of London Special Publication*, 68: 17-30.
- Coffin, M.F. & Eldholm, O. 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions and external consequences. *Rev. Geophys.*, 32(1): 1-36.
- Coltice, N., Phillips, B. R., Bertrand, H., Ricard, Y. & Rey, P. 2007. Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents. *Geology*, 35: 391– 394.
- Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., Piccirillo, E. M. & Melfi, A. J. 1988. Classification and petrography of continental stratoid volcanic and related intrusive from the Paraná Basin (Brasil). In: *PICCIRILLO*.
- Cordani, U. G., Civetta, L., Mantovani, M. S. M., Petrini, R., Kawashita, K., Hawkesworth C. J., Taaylor, R., Longinelli, A., Cavazzini, G. & Piccirillo, E. M. 1988. Isotope geochemistry of flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil). In: Piccirillo & Melfi (ed.) *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. IAG-USP Press, p. 157-178.
- Courtillot, V. 1999. *Evolutionary Catastrophes: The Science of Mass Extinction*. Cambridge University Press, Cambridge, p.173.
- Courtillot, V. E. & Renne, P. R. 2003. On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience*, 335: 113-140.
- CPRM. Serviço Geológico do Brasil. 2010. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:750.000. Superintendência Regional de Porto Alegre, CPRM.
- Crósta, A. P. 1992. *Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto*. São Paulo, 173p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Campinas.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁R₂-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Deuss, A., Redfern S. A. T., Chambers, K., Woodhouse, J. H. 2006. The nature of the 660 km discontinuity in earth's mantle from global seismic observations of PP precursors. *Science*, 311: 198-201.
- ERDAS. 1999. *ERDAS field guide*. ERDAS Inc. Atlanta, Georgia, USA.
- Ernesto, M., Raposo, M. I. B., Marques, L. S., Renne, P. R., Diogo, L. A. & De Mim, A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implication. *Journal of Geodynamics*, Netherlands, 28: 321-340.
- Ernesto M., Marques, L. S., Piccirillo, E. M., Molina, E. C., Usami, N. & Bellieni, G. 2002. Paraná Magmatic Province – Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1): 15-36.

- Ewart, A., Milner, S. C., Armstrong, R. A. & Duncan, A. R. 1998a. Etendeka volcanism of the Goboboset Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: Geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná-Etendeka CFB. *Journal of Petrology*, 39: 191-225.
- Ewart, A., Milner, S. C., Armstrong, R. A. & Duncan, A. R. 1998b. Etendeka volcanism of the Goboboset Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part II: voluminous quartz latite volcanism of the Awahab magma system. *Journal of Petrology*, 39: 227- 253
- Ewart, A., Marsh, J. S., Milner, S. C., Duncan, A. R., Kamber, B. S. & Armstrong, R. A., 2004a. Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia, part 1: introduction, mafic lavas and reevaluation of mantle source components. *Journal of Petrology*, 45: 59–105.
- Ewart, A., Marsh, J. S., Milner, S. C., Duncan, A. R., Kamber, B. S. & Armstrong, R. A., 2004b. Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia; part 2, characteristics and petrogenesis of the high-Ti latite and high-Ti and low-Ti voluminous quartz latite eruptives. *Journal of Petrology*, 45: 107–138.
- Farley, K. A. & Neroda, E. 1998. Noble gases in the Earth's mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26: 189-218.
- Foulger, G. R., Natland, J. H., Presnall, D. C., Anderson, D. L. (Eds.), 2005. Plates, Plumes, and Paradigms. *Geological Society of America Special Paper*, v.388, p.881.
- Frank, H. T. 2009. Gênese e padrões de distribuição de minerais secundários na Formação Serra Geral (Bacia do Paraná). Porto Alegre, 322p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Fumagalli, V. Z. 2014. Caracterização e processos de formação de brechas relacionadas a fluxos de lavas ácidas do grupo Serra Geral, Sul do Brasil. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio do Sinos.
- Garland, F., Hawkesworth, C. J., Mantovani, M. S. M. 1995. Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites [sic], Southern Brazil. *Journal of Petrology*, 36(5): 1193-1227.
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Dickin, A. P. & Leonardos, O. H. 1995. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth Planetary Science Letters*, 136: 149-165.
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Leonardos, O. H., Dickin, A. P. & Mitchell, J. G. 1999. The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 137: 147-169.
- Gibson, S. A., Thompson, R. N. & Day J. A. 2006. Timescales and mechanisms of plume–lithosphere interactions: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná–Etendeka large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters*, 251: 1-17.
- Gradstein, F. M., Agterberg, F. F., Ogg, J. G. 1995. A Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale. In: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P., Hardenbol, J. (Eds.) *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM Special Publication No. 54: 95-126. Tulsa, OK: *Society for Sedimentary Geology*.

- Griffiths, R. W. & Campbell, I. H. 1991. Interaction of mantle plume heads with the Earth's surface and onset of small scale convection. *Journal of Geophysical Research*, 96 (B11): 18295-18310.
- Hawkesworth, C. J. & Gallagher, K. 1993. Mantle hotspots, plumes and regional tectonics as causes of intraplate magmatism. *Terra Nova*, 5 (1993): 552-559.
- Henry, C. D., Price, J. G., Rubin, J. N., Parker, D. F., Wolff, J. A., Self, S., Franklin, R. & Barker, D. S. 1988. Widespread, lava-like volcanic rocks of Trans-Pecos Texas. *Geol.*, 16:509- 512.
- Henry, C. D. & Wolff, J. A. 1992. Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bulletin of Volcanology*, 54: 171-186.
- Hofmann, A. W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219–229.
- Hofmann, C., Feraud, G. & Courtillot, V. 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of mineral separates and whole rocks from the Western Ghats lava pile: further constraints on duration and age of the Deccan traps. *Earth and Planetary Science Letters*, 180: 13–27.
- Hooper, P. R. 1990. The timing of crustal extension and the eruption of continental flood basalts. *Nature*, 345: 246- 249.
- INPE. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 2006. *Tutorial sobre Bancos de Dados Geográficos GeoBrasil*. Organizadores: Gilberto Ribeiro Queiroz & Karine Reis Ferreira. Ministério da Ciência e Tecnologia. INPE, 104p.
- Jackson, M. P. A., Cramez, C., Fonck, J. M. 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margin: implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 477-498.
- Janousek, V., Braithwaite, C. J. R., Bowes, D.R. & Gerdes, A. 2004. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the S \check{z} lava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos*, 78: 67-99.
- Janasi, V. A., Montanheiro, T. J., Freitas, V. A., Reis, P. M., Negri, A. P. & Das, A. F. 2007a. Geology, petrography and geochemistry of the silicic volcanism of the Paraná Magmatic Province in the Ourinhos-Piraju-region, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4): 745-759.
- Janasi, V. A., Negri, A. P., Montanheiro, T. J., Freitas, V. A., Rock, B. C. & Reis, A. M. 2007b. Geochemistry of the eocretacic basalt magmatism in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil, and implications to the stratigraphy of the Serra Geral Formation. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1): 148-162.
- Janasi, V. A., 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): 147-153.
- Kelley, S. 2007. The geochronology of large igneous provinces, terrestrial impact craters, and their relationship to mass extinctions on Earth. *J. Geol. Soc. London*, 164: 923-936.
- Kerr, P. F., 1977. Optical mineralogy. 4. ed. New York: Mcgraw-Hill, 492p.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zannetin, B. A. 1986. Chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.

- Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Saldanha, D. L., Azevedo, J. M. M., Sommer, C. A., Waichel, B. L., Chemale, F., Almeida, D. D. Montecinos, P., & Machado, A. 2011. Geochemical evidence concerning sources and petrologic evolution of Faial Island, Central Azores. *International Geology Review*, 53: 1684-1708.
- Lima, E. F., Philipp, R. P., Rizzon, G. C., Waichel, B. L., Rossetti, L. M. M. 2012a. Sucessões Vulcânicas e Modelo de Alimentação e Geração de Domos de Lava Ácidos da Formação Serra Geral na Região de São Marcos-Antonio Prado (RS). *Geol. USP. Série Científica*, 12: 49-64.
- Lima, E. F., Waichel, B. L., Rossetti, L. M. M., Viana, A. R., Scherer, C. M. Bueno, G. V. & Dutra, G. 2012b. Morphology and petrographic patterns of the pahoehoe and 'a'a flows of the Serra Geral Formation in the Torres Syncline (Rio Grande do Sul state, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 42: 744-753.
- Luchetti, A. C. F., Machado, F. B., Nardy, A. J. R., Squizato, E. & Oliveira, M. A. F. 2005. Litoestratigrafia e litogeoquímica das rochas vulcânicas ácidas associadas ao vulcanismo Serra Geral. In: III SIMPÓSIO DE VULCANISMO E ASSOCIADOS, 2005, Cabo Frio, R.J. Anais, v.1, p. 277-282.
- McKenzie, D. & Bickle, M. J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere, *J. Petrol.* 29: 625-679.
- Mantovani, M. S. M., Marques, L. S., Souza, M. A., Atalla, L., Civeta, L. & Inonocenti, F. 1985. Trace Element and Strontium Isotope Constrains of the Origin and Evolution of Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, 26: 187-209.
- Marques, L. S., Dupré, B. & Piccirillo, E. M. 1999. Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *Journal of Geology*, 28: 439-458.
- Marques, L. S. & Ernesto, M. 2004. O Magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. (Eds), *Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Editora Beca.
- Marques, L. S. 2008. Tectônica de placas, plumas, heterogeneidades do manto e a origem da Província Magmática do Paraná. In: IV SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2008, Foz do Iguaçu. v. CD-ROM.
- McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R. 1993. Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. *Tasmania*, 191p.
- Melfi, A. J. (eds). The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo, *Instituto Astronômico e Geofísico*, 600p.
- Meneses, P. R. 2012. Sensores Imageadores Multiespectrais na Faixa Óptica. In: Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto. 266p. Brasília. CNPq. UNB.
- Milani, E. J., França, A. B. & Schneider, R. L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 8 (1): 69-82.

- Milani, E. J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. & Neves, B. (Eds.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca. p. 265-279.
- Milani, E. J., Fernandes, L. A., França, A. B., Melo, J. H. G. & Souza, P. A. 2007. Bacia do Paraná. In: Milani, E. J. (ed.). *Boletim de geociências da Petrobrás, Cartas estratigráficas*. Petrobrás, 15 (2): 265-287.
- Milner, S. C., Duncan, A. R. & Ewart, A. 1992. Quartz latite rheognimbrites flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. *Bulletin of Volcanology*, 54: 200-219.
- Milner, S. C., Duncan, A. R., Whittingham, A. M. & Ewart, A. 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69: 137-157.
- Milner, S. C. & Le Roex, A. P. 1996. Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex, northwestern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EM 1 mantle component. *Earth Planetary Science Letters*, 141: 277-291.
- Mincato, R. L., Enzweiler, J. & Schrank, A. 2003. Novas Idades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ e implicações na metalogênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EPG na Província Ígnea Continental do Paraná. In: Resumo expandido do CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 9: 67-92.
- Montelli, R., Nolet G., Dahlen, F., Masters, G. 2006. A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite frequency tomography. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 7.
- Morgan, W. J. 1971. Convective plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42-43.
- Nardy, A. J. R. 1995. *Geologia e petrologia do vulcanismo mesozoico da região central da Bacia do Paraná*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, São Paulo.
- Nardy, A. J. R., Oliveira, M. A. F., Betancourt, R. H. S., Verdugo, D. R. H. & Machado, F. B. 2002. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. *Revista Geociências*, 21 (2): 15-32.
- Nardy, A. J. R., Machado, F. B., Oliveira, M. A. F. 2008. As rochas vulcânicas mesozoicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1): 178-195.
- O' Connor, J. M. & Duncan, R. A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise Hot Spot System: implications for African and South American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B11): 17475-17502.
- Oliveira, E. F. 2008. Por trás das imagens: de onde vêm as imagens do Google Earth, Nasa World Wind e Virtual Earth 3D, *Revista Infogeo-online*, n°42.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J. & Mantovani, M. S. M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South América): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, Berlin, 55 (1): 119-139.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J. (1996). Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from Southern Paraná, Brazil. *Chemical Geology*, 127, 1-24

- Peate D. W. 1997. The Paraná–Etendeka province. *In*: Mahoney J. J., Coffin M. F. *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism* (217-245). Washington, DC: American Geophysical Union.
- Petrini, R., Civetta, L., Iacumin, P., Longinelli, A., Belliene, G., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, N., Marques, L. S., Melfi, A., Pacca, I. & Piccirillo, E. M. 1989. High temperature flood silicic lavas (?) from the Paraná Basin (Brasil). *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin*, 131: 213.
- Piccirillo, E. M. & Melfi A. J. 1988. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin - petrogenetic and geophysical aspects. USP. São Paulo.
- Piccirillo, E. M., Bellieni, G., Cavazzini, G., Comin-Chiaramonti, P., Petrini, R., Melfi, A. J., Pinese, J. P. R., Zantadeschi, R. & 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: 19-48.
- Pinto, V. M., Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J. & Wildner, W. 2011. Zircon U-Pb geochronology from the Paraná bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~ 135 Ma. *Chemical Geology*, 281(1-2): 93-102.
- Polo, L. A. 2014. Estilo eruptivo do vulcanismo ácido na Província Magmática Paraná-Etendeka: estudo estrutural, textural e químico de corpos de dacitos e obsidianas na região a sul de Soledade, RS. Tese de doutorado em andamento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Queiroz, J. E. R. & Gomes, H. M. 2001. Introdução ao Processamento Digital de Imagens. *Revista RITA*. VIII (1): 1-31.
- Rampino, M. R. & Stothers, R. B. 1988. Flood basalt volcanism during the past 250 million years: *Sci.*, 241: 663-668.
- Renne, P. R., Ernesto, M., Pacca, I. G., Coe, R. S., Glen, J. M., Prévot, M. & Perrin, M. 1992. The age of Paraná Flood Volcanism, rifting of Gondwana land, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258: 975-979.
- Renne, P. R., Deckart K., Ernesto, M., Férraud, G., Piccirillo, E. M. (1996a). Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil) and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 144, 199-212.
- 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, 659-662.
- Riccomini, C., Brentan, S., Tomba, C. L. B., Ferrari, A. L., Taioli, F., Silva, T. B. & Manoel, D. F. C. 2006. Regime tectônico de colocação os enxames de diques eocretáceos do sudeste do Brasil. *In*: 43° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2006, Aracaju, Resumos, pág. 110.
- Richards, M. A., Duncan, A. R. & Courtillot, V. E. 1989. Flood basalts and hot-spot tracks plume heads and tails, *Science*, 246: 103-107.
- Ritsema, J. & Allen, R. M. 2003. The elusive mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 207: 1-12.
- Rizzon, G. C. 2010. Caracterização petrográfica e tecnológica dos riodacitos da raiz de um domo na região de Frei Caneca, São Marcos, RS. Porto Alegre, 98 p. *Monografia de Conclusão de Curso*, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Roisenberg, A. 1989. Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido mesozóico da Província Meridional da Bacia do Paraná. Porto Alegre, 285p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Rosa, M. L. C. C. 2012. Geomorfologia, estratigrafia de sequências e potencial de preservação dos sistemas laguna-barreira do Quaternário costeiro do Rio Grande do Sul. 246p. Porto Alegre. *Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Rossetti, L. M., Lima, E. F., Waichel, B. L., Scherer, C. M. & Barreto, C. J. 2014. Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Parana-Etendeka Volcanic Province. *Journal of South American Earth Sciences*, 56(0): 409 - 421.
- Sanches, I. D. A., Andrade, R. G., Quartaroli, C. F., Rodrigues, C. A. G. 2011. Análise comparativa de três métodos de correção atmosférica de imagens Landsat5-TM para obtenção de reflectância de superfície e NDVI *In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, 15. (SBSR), 2011, Curitiba. Anais... São José dos Campos: INPE, 2011. p. 7564-7571. ISBN 978-85-17-00056-0.
- Shand, S. J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley & Sons.
- Scherer, C. M. S. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, 49: 97-116.
- Self, S., Keszthelyi, L. & Thordarson, T. The importance of pahoehoe. 1998. *Annual Reviews Earth Planetary Science*, 26: 81-110.
- Sheth, H. C. 1999. Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fiction and fallacy. *Tectonophysics*, 311: 1-29.
- Sial, A. N. & McReath, I. 1984. Petrologia Ígnea. Sociedade Brasileira de Geologia. v.1, 179p.
- Simões, M. S., Lima, E. F., Sommer, C. A. & Rossetti, L. M. M. 2015. Reconhecimento de condutos vulcânicos das rochas ácidas da PBC Paraná-Etendeka na porção NE do Rio Grande do Sul. *In: VI SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS*, São Paulo, SP.
- Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C., Kirstein, L & Mantovani, M. 1996. 3-D ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth Planet Science Letters*, 143: 95-109.
- Stüwe, K. 2007. Geodynamics of the Lithosphere, 2nd ed. *Spreinger-Verlag*, Berlin. 493p.
- Thiede, D. S. & Vasconcelos, P. M. 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology*, 38 (8): 747- 750.
- Thorne, A. M. & Trendall, A. F. 2001. Geology of the Fortescue Group, Pilbara Craton, Western Australia. *Geological Survey of Western Australia Bulletin*, 144: 249p.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M. M. S. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth Planetary Science Letters*, 121.
- Turner, S. P., Peate, D. W., Hawkesworth, C. J. & Mantovani, M. S. M. 1999. Chemical stratigraphy of the Paraná basalt succession in western Uruguay: further evidence for the diachronous nature of the Paraná magma types. *Journal of Geodynamics*, 28(4-5): 459-469.

- Twist, D. & French, B. M. 1983. Voluminous acid volcanism in the Bushveld Complex: a review of the Rooiberg Felsite. *Bulletin of Volcanology*, 46: 225–242.
- Umann, L. V., Lima, E. F., Sommer, C. A. & Liz, J. D. 2001. Vulcanismo ácido da região de Cambará do Sul; RS: litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3): 357-364.
- Van Decar, J. C., James, D. E., & Assumpção, M. 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South American and implications for plate driving forces, *Nature*, 378: 25-31.
- Vervoort, J. D., Wirth, K., Kennedy, B., Sandland, T. & Harpp, K.S., 2007. The magmatic evolution of the Midcontinent rift: new geochronologic and geochemical evidence from felsic magmatism. *Precambrian Research*, 157 (1– 4): 235– 268 (1 August).
- Waichel, B. L. 2006. Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná. Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 123p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Waichel, B. L., Scherer, C. M. S., Frank, H. T. 2008. Basaltic lavas covering active Aeolian dunes in the Paraná Basin in Southern Brazil: features and emplacement aspects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 169: 59–72.
- Waichel, B. L., Lima, E. F., Viana, A., Scherer, C. M. S., Bueno, G. & Dutra, G. 2012. Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 215: 74-82.
- White, R. S., McKenzie, D. 1995. Mantle plume and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 100 (b9): 17.543-17.585.
- White, R. & McKenzie, D. 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Research*, 94: 7685-7729.
- Whittingham, A. M. 1989. Geological features and geochemistry of the acid units of the Serra Geral Formation, south Brazil. IAVCEI abstracts: Santa Fé, New México, 293 p.
- Wildner, W., Brito, R. S. C., Licht, O. A. B., Arioli, E. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Paraná. CPRM/MINEROPAR. 95p.
- Wolf, P. R. & Dewitt, B. A. 200. Elements of Photogrametry: With Applications in GIS . 3rd ed. McGraw-Hill, 608p.
- Zalán, P. V., Wolff, S., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Conceição, J. C. J., Appi, V. T., Neto, E. V. S., Cerqueira, J. R., Marques, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. *In: Interior Cratonic Basins. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Memoir 51: 681-707.*