

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

RAFAEL DE ARAÚJO FRAGOSO

**GEOLOGIA DE LIHUEL CALEL,
PROVÍNCIA DE LA PAMPA,
ARGENTINA**

Prof. Renata da Silva Schmitt, D.Sc.
Orientador

Prof. Victor Alberto Ramos, D.Sc.
Co-orientador

Rio de Janeiro, Março de 2016

GEOLOGIA DE LIHUEL CALEL, PROVÍNCIA DE LA PAMPA, ARGENTINA

Rafael de Araújo Fragoso

Projeto Final de Curso submetido ao Departamento de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Apresentado por:

Rafael de Araújo Fragoso

Aprovado por:

Prof. Renata da Silva Schmitt, D.Sc.

Prof. Victor Alberto Ramos, D.Sc.

Prof. André Ribeiro banca 1, D.Sc.

Prof. Carlos Augusto Sommer banca 2, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

Março de 2016

Agradecimentos

Agradeço em primeiro lugar a meu pai por tudo que fez por mim, desde o início e que ainda o faz. Dedico esse trabalho a ti. Assim como agradeço por tudo a minhas falecidas mães, onde quer que estejam, seja pelos breves meses que passei com Cathya, seja pelos 19 anos que passei contigo, Marília. Agradeço a minha madrastra Vera por tudo que você fez desde que entrou em minha vida. Agradeço a minha irmã por todos esses anos de companheirismo. Agradeço a meus amigos da graduação (especialmente a galerinha do MUSA) por todos os grandes momentos que tivemos, seja em campo seja num rodízio na Parmê. Que venham muitos outros anos juntos! Assim como agradeço aos meus antigos amigos por terem me aturado ao falar de rocha cada vez mais. Agradeço a Miguel pelo auxílio e pelo bom momento em campo, em Lihuel Calel, assim como por sua hospitalidade em Buenos Aires. Agradeço ao Professor Carlos Sommer e sua família por toda a hospitalidade e simpatia ao me receberem em Porto Alegre. Ao Professor Victor Ramos agradeço a honra e a oportunidade que é trabalhar com o senhor. Muito obrigado a GondFamily por esses três anos de trabalho, amizade e bons momentos! Ao Projeto Gondwana agradeço por todo o amadurecimento profissional e pessoal que me deu desde que entrei. Por fim, agradeço a Renata por toda a confiança e as oportunidades que você me proporcionou, além de toda a orientação e por tudo que aprendi desde que comecei a ser orientado por ti. Foi uma honra ter sido orientado por ti nesses três últimos anos!

“Em 24 de agosto, no começo da tarde, minha mãe chamou sua atenção [seu tio, Caio Plínio] para uma nuvem de tamanho e aparência incomuns... Não se podia precisar, da distância em que nos encontrávamos, de que montanha essa nuvem se erguia (depois foi revelado que era o Monte Vesúvio); a forma da nuvem parecia um pinheiro manso, pois se elevava a grande altura sobre algo que parecia o tronco dessa árvore. Então ela se ramificava, talvez por ser arremessada para cima pela força da primeira explosão, após o que ficava sem apoio, quando a pressão diminuía, ou então era forçada para baixo pelo próprio peso, o que fazia com que ela se espalhasse, dispersando-se gradualmente. Às vezes, a nuvem parecia branca, às vezes manchada e suja, dependendo da quantidade de poeira e cinzas que carregava.”

- Relato de Plínio, o Jovem, sobre a erupção do Monte Vesúvio no ano de 79 onde a cidade de Pompeia foi destruída.

RESUMO

GEOLOGIA DE LIHUEL CALEL, PROVÍNCIA DE LA PAMPA, ARGENTINA

Rafael de Araújo Fragoso

Março/2016

Orientador: Renata da Silva Schmitt, D.Sc.

Ascendendo mais de 500 metros acima do nível do mar, Lihuel Calel consiste em um alto topográfico de um platô ignimbrítico no Maciço Chadileuvú (centro-sul da província de La Pampa, norte da Patagônia Argentina). Na região afloram ignimbritos com moderado a alto grau de soldagem e reoignimbritos riolíticos a dacíticos totalmente recristalizados, com ampla predominância das unidades riolíticas. Quimicamente um sistema de alta SiO₂ e K é o principal da sequência de rochas devido a grande quantidade de fenocristais de quartzo e sanidina nas unidades riolíticas, sendo notável o incremento de fenocristais com Ca, Fe e Mg na unidade dacítica com biotita, anfibólio e plagioclásio presentes. As rochas são dispostas sob a forma de uma feição dômica com mergulhos de baixo ângulo variando entre 20° e 30° com direção preferencial para noroeste. Intensa deformação rúptil afeta a área com geração de grandes lineamentos de orientação preferencial NW e WNW assim como populações de fraturas secundárias com a mesma orientação. Essas populações de estruturas são geradas à partir de um esforço com vetor σ_1 de orientação NE. Com idades entre 270 - 230 Ma, as rochas destas serras são consideradas representantes tardios do magmatismo da Província Ígnea do Choiyoi, o maior volume de magma silicático do Gondwana Ocidental.

ABSTRACT

GEOLOGIA DE LIHUEL CALEL, PROVÍNCIA DE LA PAMPA, ARGENTINA

Rafael de Araújo Fragoso

Março/2016

Advisor: Renata da Silva Schmitt, D.Sc.

Raising more than 500 meters above the sea level, Lihuel Calel is a topographic height of an ignimbritic plateau at the Chadileuvú Massif (south-central La Pampa province, northern Patagonia, Argentina). Outcrops at the area a sequence of ignimbrites with moderate to high level of welding and rhyolitic to dacitic fully recrystallized reoignimbrites, with a predominance of the rhyolitic units. Rhyolites are high SiO₂ e K system due to the high amount of quartz and sanidine phenocrysts and the dacitic unit presents an increase at the Ca, Fe and Mg levels due to phenocrysts of biotite, amphibole and plagioclase. The rocks are arranged in a dome-type geometry with bedding planes dipping between 20° - 30° with preferential dip direction to northwest. Intense brittle deformation affects the area with the generation of lineaments with NW and WNW strike as well as secondary fracture plans with the same orientation. These structures are generated by a NE main strain σ_1 vector. With ages ranging between 270 - 230 Ma, the rocks of Lihuel Calel are the late magmatism examples of the Choiyoi Igneous Province, the greatest occurrence of silicatic magmatism at southwestern Gondwana.

Lista de Figuras

Figura 1.1: A) Localização da Província de La Pampa na Argentina e B) Parque Nacional Lihuel Calel com sua principal via de acesso e cidades próximas	2
Figura 1.2: Imagem de satélite <i>Google Earth</i> com polígono amarelo delimitando a área de estudo	3
Figura 2.1: Relação do Maciço Chadileuvú com terrenos, crátons e o Sistema Ventania, adjacentes. O Maciço Chadileuvú é representado de maneira aproximada no polígono tracejado em vermelho (modificado de Von Gosen 2003 e Ramos <i>et al</i> 2010)	6
Figura 2.2: (a) Extensão da Província Choiyoi no território argentino com a separação entre o <i>front</i> orogênico e as porções intracratônicas, assim como a região de estudo grafada em vermelho e os principais áreas onde existem afloramentos do Choiyoi: C - Maciço Chadileuvú, LM - Maciço de Las Matras, SR - Maciço de San Rafael e Cordillera Frontal; e (b) Posição do Choiyoi no Gondwana Ocidental com as bacias sedimentares paleozóicas assinaladas: 1- Subandino (Bolívia); 2- Paraná (Brasil, Uruguai, Paraguai e Argentina); 3 - Chaco-Paraná (Argentina); 4 - Paganzo (Argentina); 5- Calingasta-Uspallata (Argentina); 6 - San Rafael (Argentina); 7 - Carapacha (Argentina); 8 - Sauce Grande (Argentina); 9 - Karoo (África do Sul); 10 - Botswana; 11 - Angola. (Modificado de Rocha-Campos <i>et al</i> 2011 e Sato <i>et al</i> 2015).	10

Figura 2.3: Comparação entre as colunas estratigráficas do Bloco de San Rafael e do Maciço de Chadileuvú (onde encontra-se a área de estudo) compreendendo o período de tempo entre o Carbonífero e o Triássico (modificado de Rocha-Campos <i>et al</i> 2001)	13
Figura 2.4: Mapa geológico simplificado do Maciço Chadileuvú (Sruoga & Llambías 1992	14
Figura 3.1: Vulcão Mauna Kea observado desde o observatório do vulcão Mauna Loa, Havaí, EUA. Exemplo de vulcão-escudo (Fonte: Google).	18
Figura 3.2: Monte Santa Helena, Washinton, EUA. Exemplo de um estrato-vulcão (Fonte: Google).	19
Figura 3.3: Caldeira do Lago Toba, Indonésia. O maior lago vulcânico do mundo (Fonte: Google).	19
Figura 3.4: Descrições e ilustrações dos tipos de erupções vulcânicas explosivas. 1.a) erupção stromboliana – Vulcão Stromboli, Itália; 1.b) vulcaniana – Vulcão Tavurvur na Caldeira de Rabaul – Papua, Nova Guiné; 1.c) pliniana – Monte Santa Helena, EUA; 2) freatomagmática – surgimento da Ilha de Surtsey – Islândia; 3) Monte Santa Helena, EUA (Sommer <i>et al</i> 2003).	21
Figura 3.5: Figuras esquemáticas ilustrando os estágios de uma erupção pliniana; a) representação do estágio de coluna flutuante, indicando os horizontes subterrâneos assim como a composição da mistura presente. A região atmosférica da erupção ilustra o formato em guarda-chuva da coluna eruptiva assim como os três níveis nas quais é dividida; b) ilustração do estágio de fonte piroclástica no qual parte da coluna eruptiva entra em colapso sobre si própria com a geração de correntes de densidade piroclástica. (Modificado a partir de Cioni <i>et al</i> , 2000 e de Gill, 2010 - as figuras não estão em escala).	23

Figura 3.6: Possível geometria que depósitos piroclásticos podem ter e suas associações com o paleorelevo (Modificado de Sommer <i>et al</i> 2003).	25
Figura 4.1: Feições gerais da região plana circundante às Serras de Lihuel Calel com sutis inclinações acima da pampa semiárida.	29
Figura 4.2: As Serras de Lihuel Calel vistas de sul em direção a norte.	30
Figura 4.3: Relevo condicionado pela geometria das camadas rochosas e as características gerais da vegetação presente nas porções planas da área.	30
Figura 4.4: Feições típicas do relevo de Lihuel Calel, com características onduladas formando feições dômicas e intenso faturamento observado em todas as Serras.	31
Figura 4.5: Relevo condicionado pela atitude das camadas.	31
Figura 4.6: Feições de esfoliação esferoidal (em branco) e disjunção colunar (em amarelo) observadas em afloramentos de Lihuel Calel.	32
Figura 4.7: Principais características macroscópicas do lápili-tufo com moderado grau de soldagem: a) fraturamento preenchido por Fe ₂ O ₃ ; b) aparência geral, com a matriz vítrea, fenocristais e litoclastos ilustrados; c) textura eutaxítica; e d) fenocristais, litoclastos e clastos de púmice.	33
Figura 4.8: Lápili-tufo soldado com textura eutaxítica em afloramento observado em campo com clastos de púmice (setas vermelhas) e com percolação de carbonatos (setas amarelas) observada.	34

- Figura 4.9: a) Litoclasto com cristais de quartzo imerso em matriz vítrea assim como fenocristais de quartzo; b) fenocristais de plagioclásio e quartzo subédricos visto sob luz polarizada; c) fenocristais de quartzo com reentrâncias e clasto de púmice com orientação do vidro diferente a matriz visto sob luz normal; d) fenocristais de plagioclásio subédricos e quartzo com reentrâncias junto a um clasto de púmice, apresentando textura laminar para o vidro, visto sob luz normal; e) litoclasto de composição dacítica; e f) fenocristal de plagioclásio e litoclasto com cristais de quartzo visto sob luz polarizada. 36
- Figura 4.10: Superfícies arqueadas primárias observadas nas camadas de lápilitufo riolítico com elevado grau de soldagem. Além das dobras é possível observar padrões de fraturamento mergulhando aproximadamente para leste. 37
- Figura 4.11: a) conteúdo de fenocristais imersos em matriz afanítica e clastos de material escuro; b) textura eutaxítica, vesículas e clastos de material escuro; e c) Tufo soldado riolítico vista em afloramento. . . 38
- Figura 4.12: a) fenocristais de quartzo com reentrâncias imersos em matriz com zonas recristalizadas, sob luz normal; b) fenocristais e de k-feldspato imersos em matriz de quartzo microcristalino sob luz polarizada ; c) fenocristais de quartzo e k-feldspato imersos em matriz parcialmente recristalizada sob luz normal; e d) cristal de k-feldspato geminação *carlsbad* sob luz polarizada. 40
- Figura 4.13: a) lápilitufo holocristalino riolítico com a grande quantidade de fenocristais visto em afloramento com isotropia evidenciada; e b) amostra de mão com fenocristais de quartzo e k-feldspato são observados assim como a grande quantidade de fenocristais em comparação com a unidade subjacente. 41

Figura 4.14: Feições típicas do lápili-tufo holocristalino riolítico observadas em Lihuel Calel	42
Figura 4.15: a) cristais de quartzo e de feldspato altamente alterado imersos em matriz de quartzo microcristalino; b) cristal de zircão incluso em cristal de quartzo; c) cristal de sanidina alterado com geminação carlsbad	44
Figura 4.16: Características principais da rocha como a coloração cinza e a isotropia. Cristais de quartzo, plagioclásio e biotita observados.	45
Figura 4.17: a) Fenocristal de plagioclásio (Pg) envolto em matriz de quartzo microcristalino; b) Fenocristais de feldspato (Fds) euédricos com contatos regulares, fenocristais euédricos de plagioclásio e fragmentos de cristais de quartzo (Qz); c) Fenocristais subédricos de anfibólio (Af) e cristal de zircão (Zr); d) Cristal de titanita (Ti) euédrica.	47
Figura 4.18: Brecha com matriz carbonática e clastos do lápili-tufo riolítico com elevado grau de soldagem	48
Figura 4.19: Estereograma acamamentos indicando uma feição dômica com tendência de mergulho para noroeste e histograma de ângulos de mergulho demonstrando uma tendência de baixo ângulo, entre 10° e 20°.	49
Figura 4.20: a) Superfície arqueada com eixo para norte; b) superfície arqueada com eixo para noroeste	50
Figura 4.21: a) Estereograma de polos indicando duas tendências de planos, uma orientada NW e outra NE nos domínios menos deformados; b) Padrão aleatório dos vetores de <i>eigen</i> para os pontos.	51
Figura 4.22: a) Estereograma de polos indicando uma tendência de planos com orientação NW-SE; b) Padrão dos vetores de <i>eigen</i> para os pontos.	52

Figura 4.23: Sutil componente dextral observado em fraturas NW e a indicação de esta população de fraturas ser mais recente que o NE.	54
Figura 5.1: A) Seção esquemática demonstrando como estariam dispostas as rochas de Lihuel Calel caso estivessem <i>in situ</i> . Foi inferida uma sequência ignimbrítica não soldada mais antiga na porção externa devido a maior facilidade de perda de calor para o meio (figura não está em escala); B) Hipótese da intrusão subvulcânica paralela a atitude das camadas, no qual o calor emanado dela permite a recristalização do vidro presente na encaixante.	56
Figura 5.2: I) Primeiro instante onde o magma riolítico, menos denso, é extrudido. O magma dacítico, mais denso, se mantém nas porções inferiores da câmara; II) Segundo instante onde o magma riolítico é todo extrudido e o líquido dacítico passa a ascender.	57
Figura 5.3: Tendência de mergulho para NW e histograma indicando uma predominância de ângulos entre 20° e 30° do S ₀ da unidade basal	58
Figura 5.4: Tendência de mergulho para NW do S ₀ e histograma indicando uma predominância de ângulos entre 20° e 30° da unidade riolítica rica em cristais	59
Figura 5.5: Estereograma de atitudes obtido após a eliminação de todos os planos de fraturamento considerados primários indicando um vetor sigma 1 de orientação NE	60
Figura 5.6: Mapa simplificado das principais unidades tectônicas entre Somún Cura e o Bloco San Rafael com os principais vetores de <i>stress</i> assinalados (Von Gosen 2003)	62
Figura 5.7: Mapa regional exibindo as unidades morfoestruturais, assim como os terrenos Cuyania e Chilenia e a área de Potrerillos-Uspallata grafada em preto (Giambiagi & Martinez 2008).	63

Sumário

Agradecimentos	i
Resumo	ii
Abstract	iii
Lista de Figuras	iv
1 Introdução	1
1.1 Objetivo	2
1.2 Localização e informações da área de estudo	2
1.3 Metodologia	4
2 Contexto Geológico Regional	5
2.1 Contexto Geotectônico do Gondwana Ocidental entre o Permiano inferior - Triássico superior (299 - 247,5 Ma)	5
2.2 Província Ígnea do Choiyoi	9
2.2.1 Grupo Choiyoi no <i>front</i> orogênico - Cordillera Frontal Argentina e Bloco San Rafael	11
2.2.2 Grupo Choiyoi na Província de La Pampa	12

2.2.3	Trabalhos Anteriores na Área de Estudo	15
3	Tipos, Mecanismos e Produtos de erupções vulcânicas	17
3.1	Vulcões e Tipos de Erupções	17
3.2	Ignimbritos	24
3.2.1	Características Gerais	24
3.2.2	Ignimbritos Soldados	26
4	Geologia da Serra de Lihuel Calel	28
4.1	Caracterização Geral da Área de Estudo	28
4.2	Descrição petrográfica das unidades aflorantes	32
4.2.1	Lápili-tufo com moderado grau de soldagem	33
4.2.2	Lápili-tufo riolítico com elevado grau de soldagem	37
4.2.3	Lápili-tufo riolítico rico em cristais	40
4.2.4	Lápili-Tufo dacítico rico em cristais	44
4.2.5	Brechas	47
4.3	Geologia Estrutural	48
5	Discussão	55
5.1	Origem das rochas e evento vulcânico	55
5.2	Atitude e geometria das camadas	57
5.3	Esforços tectônicos aplicados a Lihuel Calel	60
6	Conclusões e Recomendações	65
6.1	Conclusões	65

6.2	Recomendações	66
	Referências	68
A	Apêndice I	69
B	Apêndice II	70

Capítulo 1

Introdução

Situada em meio ao pampas argentinos, as serras de Lihuel Calel compreendem uma das raras ocorrências de afloramentos rochosos em meio a cobertura quaternária deste bioma argentino.

A área estudada faz parte do Maciço Chadileuvú e nela afloram rochas piroclásticas de idade paleozoica superior a mesozoica inferior representantes dos estágios tardios do magmatismo Choiyoi.

A Argentina é subdividida em uma série de terrenos acrescidos ao longo do Paleozóico ao que era a margem SW do Gondwana. O Maciço Chadileuvú faz parte do terreno Pampia, acrescido ao Cráton Rio de La Plata à leste durante a Orogenia Pampeana no Paleozóico Inferior. Lihuel Calel está próximo à três zonas de sutura de Pampia com outros terrenos: a sutura com o cráton Rio de La Plata a leste, com o terreno alóctone Cuyania a oeste e por fim, próximo a sutura com o terreno Patagônia, a sul.

Este trabalho visa adicionar novos dados sobre a origem e evolução tectônica destas rochas procurando fornecer mais informações petrográficas assim como um modelo estrutural mais bem detalhado da região

1.1 Objetivo

Este trabalho tem como objetivo o estudo da origem das rochas vulcano-sedimentares da Serra de Lihuel Calel, a fim de corroborar com a caracterização do contexto geotectônico do Permo-Triássico no SW do Gondwana.

O objetivo será alcançado através do tratamento e interpretação dos dados obtidos em campo assim como a descrição petrográfica em lâmina delgada.

1.2 Localização e informações da área de estudo

O Parque Nacional Lihuel Calel situa-se na porção centro-sul da província de La Pampa (Figura 1.1), a 123 km a sudoeste da cidade de General Acha e a 220 km da capital da província, a cidade de Santa Rosa, tendo como principal via de acesso a *Ruta Nacional* 152. O povoado mais próximo é Puelches, a 39 km do Parque.

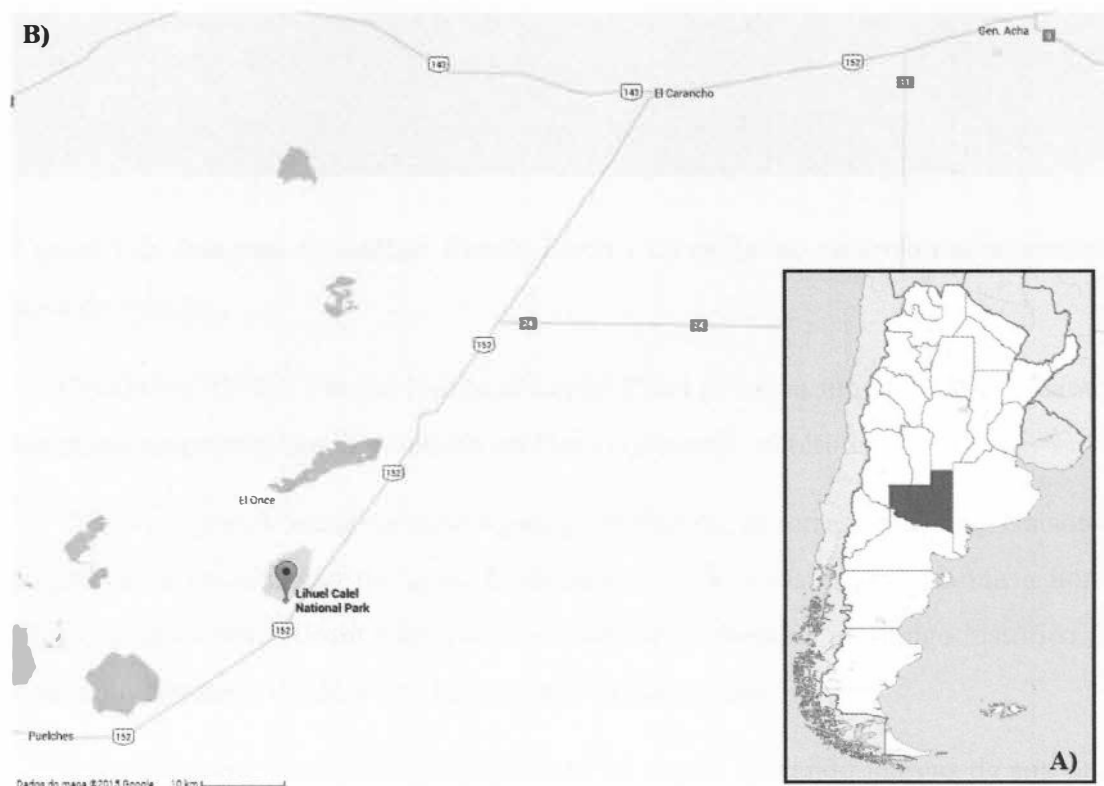


Figura 1.1: A) Localização da Província de La Pampa na Argentina e B) Parque Nacional Lihuel Calel com sua principal via de acesso e cidades próximas

A área é delimitada pelo polígono observado na Figura 1.2. Abrange as seguintes feições geomorfológicas: *Cerro Fortaleza*, *Cerro de La Soc. Científica Argentina*, *Cerro de la Gloria*, parte de *Sierras Malas*, ao *Cerro de La Cruz* e ao *Cerro de la Virgen*. O limite NE é compreendido pelo *Valle de los Angelitos*.

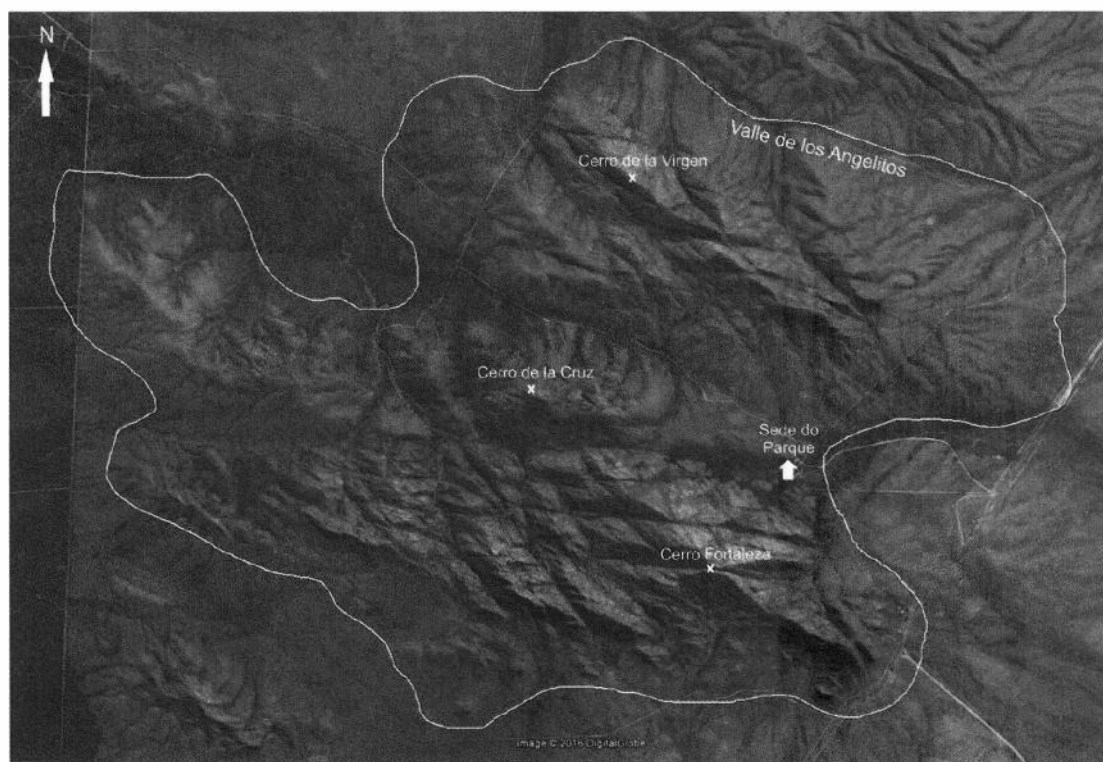


Figura 1.2: Imagem de satélite *Google Earth* com polígono amarelo delimitando a área de estudo

Criado em 1976 o Parque Nacional Lihuel Calel preserva um conjunto de características singulares desde o âmbito geológico quanto o âmbito ecológico.

Como um grande oásis em meio a pampa semiárida, as serras do Parque Nacional favorecem a acumulação de água, fundamental para o sustento da fauna e flora. Tais condições permitiram com que estes morros apresentem um longo histórico de ocupação humana, desde a pré-história até os dias atuais.

Seres-humanos pré-históricos habitaram tal região deixando marcas de sua presença sob a forma de pinturas rupestres, restos de ferramentas como pontas de flechas além de túmulos e outros indícios de povoamento humano. Povos ameríndios como os Araucanos que habitaram os pampas no século XIX também escolheram

Lihuel Calel como assentamento de suma importância para seus deslocamentos entre a Cordilheira Andina e a atual Província de Buenos Aires. No final do século XIX, quando a Campanha do Deserto estava em curso o líder ameríndio *Namuncurá* procurou reagrupar suas tropas nas serras para então partir para a guerra.

Em 1964 o governo provincial expropriou as terras, pertencentes desde 1943 a Luis Gallardo, um renomado naturalista, com finalidade de utilizar a área para fins turísticos e em 1976 as terras são cedidas ao Governo Nacional. No mesmo ano, através do decreto 609, criou-se o Parque Nacional com o objetivo de assegurar a biodiversidade regional.

1.3 Metodologia

A metodologia adotada consistem nas seguintes etapas:

- 1 - Levantamento bibliográfico da geologia local e regional e ainda sobre rochas piroclásticas. Esta etapa se estendeu por quase todo o projeto;
- 2 - Fotointerpretação de imagens de satélite a fim de identificar estruturas, tais como atitudes de camadas, lineamentos e mudanças litológicas;
- 3 - Mapeamento geológico de dez dias onde foram feitas descrições petrográficas em macroescala das rochas aflorantes assim como descrições estruturais e coleta de amostras para petrografia em microscópio, geocronologia U-Pb e geoquímica;
- 4 - Na etapa pós-campo foi confeccionado o mapa geológico na escala 1:25000 através do *software* ArcGIS 10.2, o tratamento dos dados estruturais em notação *dip/dip* e com o uso do *software* OpenStereo, além da confecção e a descrição de 7 lâminas delgadas nas quais foi adotado como classificação de granulação a escala de Mackenzie, Donaldson & Guilford (1982).
- 5 - Confecção desta monografia onde há a interpretação e discussão dos resultados.

Capítulo 2

Contexto Geológico Regional

2.1 Contexto Geotectônico do Gondwana Ocidental entre o Permiano inferior - Triássico superior (299 - 247,5 Ma)

O supercontinente Gondwana existiu como unidade independente desde o final do Neoproterozóico até o Carbonífero (320 Ma aproximadamente – Torsvik & Cocks 2013) e posteriormente como parte do supercontinente Pangeia, até sua fragmentação no Mesozóico. Neste trabalho não será feita distinção entre a massa continental independente e o setor gondwânico de Pangeia considerando-os como a mesma entidade.

Durante o Neoproterozóico – Ordoviciano sucessivos eventos tectônicos culminaram na amalgamação de Gondwana (Brito Neves & Cordani 1991, Almeida *et al* 2000, Cordani *et al* 2001, Schmitt *et al* 2004, Schmitt *et al* 2008, dentre outros autores), o chamado Ciclo Pan-Africano - Brasileiro, manifestado na Argentina sob o nome de Orogenia Pampeana (Kraemer *et al* 1995). Após sua consolidação, sucessivas acreções de terrenos ocorreram nas margens de sua porção ocidental. Esses eventos tectônicos estão registrados nas regiões de paleomargem e também nas porções internas (intracontinentais) (Milani & Ramos 1998; Milani *et al* 2007 - Figura 2.1).

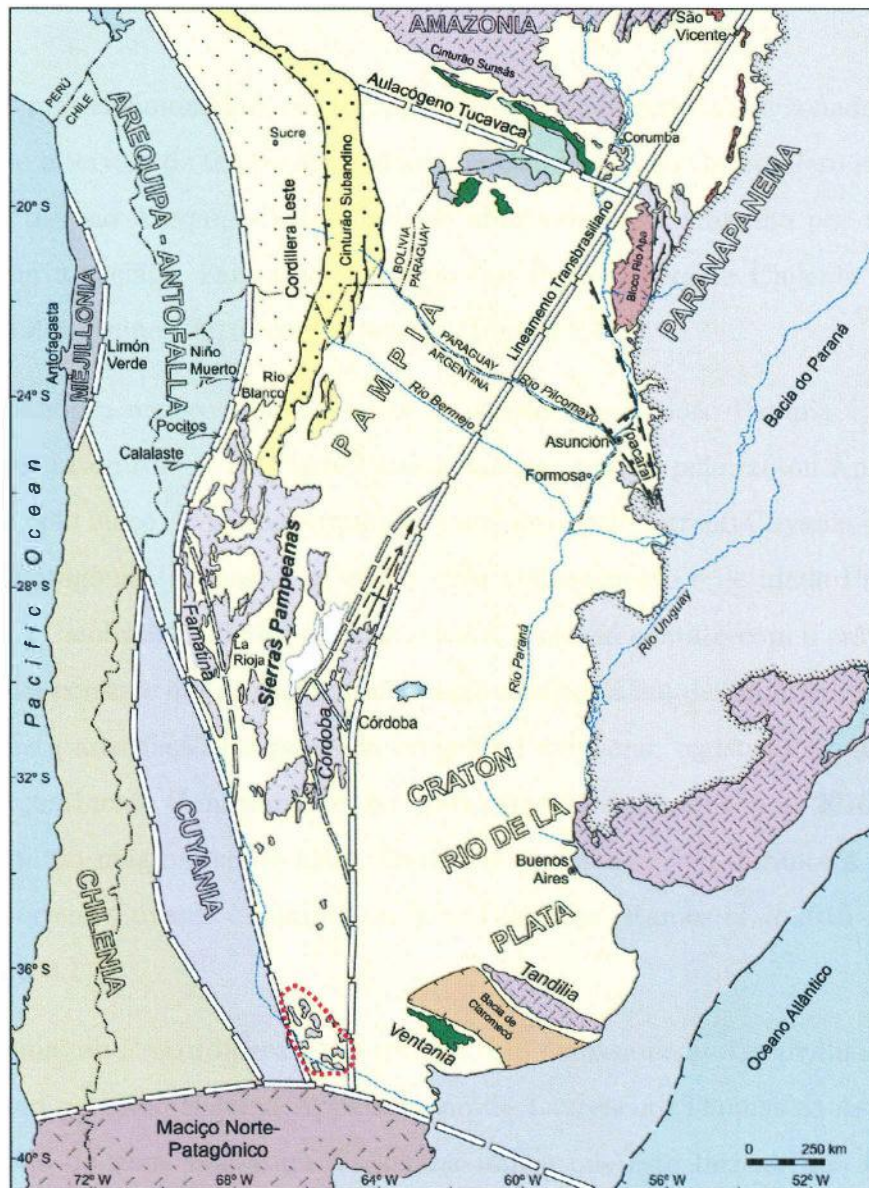


Figura 2.1: Relação do Maciço Chadileuvú com terrenos, crátons e o Sistema Ventania, adjacentes. O Maciço Chadileuvú é representado de maneira aproximada no polígono tracejado em vermelho (modificado de Von Gosen 2003 e Ramos *et al* 2010)

O núcleo cratônico mais austral da América do Sul é chamado de cráton Rí de la Plata e, devido a coberturas sedimentares mais recentes que cobrem grande parte de sua extensão, sua extensão é largamente inferida (Rapela *et al* 2011). É limitado a oeste pelas Sierras Pampeanas, de idade paleozóica-inferior (Rapela *et al* 2007). No Uruguai aflora o contato do cráton com os terrenos Nico Pérez e com a faixa Pan-Africana/Brasiliana Dom Feliciano (Bossi & Cingolani 2009, Oyhantçabal *et al*

2010a).

Até o presente momento, são reconhecidos quatro terrenos acrescidos à Gondwana durante o intervalo de tempo abrangendo do Cambriano ao Carbonífero inferior: No norte, o terreno Arequipa-Antofalla (não abordado neste trabalho por não ter relação com a região), Famatina, Cuyania (ou Precordillera) e Chilenia (Milani & Ramos 1998, Ramos 2010, dentre outros - Figura 2.1)

Ocupando a região central e norte da Argentina, o bloco Pampia é limitado a leste pelo craton Rio de La Plata/Paranapanema, a norte pelo cráton Amazônico, a noroeste pelo bloco Arequipa-Antofalla, a sudoeste pelo terreno Cuyania e a sul pelo terreno Patagônia (Ramos *et al* 2010). Seu embasamento é de idade Proterozóico superior - Cambriano inferior e aflora a leste, junto ao contato com o cráton Rio de La Plata e consiste em rochas ígneas e metamórficas além de ofiolitos (Ramos *et al* 2010). Esta associação faz parte da orogenia Pampeana, registro da amalgamação do supercontinente Gondwana em território argentino (Ramos *et al* 2010). A oeste há o cinturão magmático de idade Ordoviciano desenvolvido durante a subducção entre o terreno Cuyania e Pampia - o Arco Famatina (Ramos *et al* 2010 - Famatina na Figura 2.1).

Cuyania, ou Precordillera é um terreno com embasamento Grenvilliano considerado como parte do sistema Appalachiano de Laurentia (Thomas & Astini 1996). A ausência de uma assinatura Brasileira indica que este terreno não fazia parte da amalgamação neoproterozoica - ordoviciano de Gondwana (Ramos 2010) sendo acrescido durante o Ordoviciano, no evento tectônico denominado de Orogenia Oclóyica (Milani & Ramos 1998).

Chilenia consiste em um terreno alóctone com embasamento de idade mesoproterozóica localizado a oeste (considerando coordenadas atuais) de Cuyania. A presença de rochas sedimentares de idade paleozóica com material fonte proveniente de Cuyania indica uma docagem de Chilenia posterior a acresção da Precordillera (Ramos 2010). O evento tectônico que consiste na acresção de Chilenia é conhecido como Orogenia Chañica, ocorrendo no Paleozóico Médio (Mpodozis & Ramos 1990, Milani & Ramos 1998).

Com a progressiva migração do Gondwana para o norte, gradativamente saindo de uma posição austral na qual esteve durante o final do Devoniano e por parte do Carbonífero (Milani *et al* 2007), para latitudes menores, importantes eventos tectônicos e climáticos são observados mudando a configuração do continente e da sedimentação nas bacias.

Regionalmente o início do Permiano é marcado pelo desenvolvimento de um arco magmático em uma zona de subducção submetendo a região a esforços transpressivos de orientação NNE (Kleiman & Japas 2009), este evento orogênico é intitulado de fase orogênica San Rafael (Azcuay & Caminos 1987).

O arco magmático em questão é a Província Ígnea do Choiyoi, pico de atividade magmática do Ciclo eruptivo Gondwânico (Llambías & Sato 2011), que compreende o magmatismo iniciado no Carbonífero e com máxima geração ígnea no intervalo Permiano-Triássico, posterior a Orogênia Sanrafaélica com um enorme volume de material silicático sendo gerado (Milani & Ramos 1998, López-Gamundí 2006, Llambías *et al* 2003, Sato *et al* 2015, dentre outros). É no Permiano também que se dá a consolidação do supercontinente Pangeia.

O início do Choiyoi impacta as bacias sedimentares tanto próximas como aquelas distantes, já de caráter intracratônico, através da deposição de níveis de cinzas como os observados nas bacias do Paraná (Milani & Ramos 1998, Coutinho & Hachiro 2005, López-Gamundí 2006, Rocha-Campos *et al* 2011) e Karoo (López-Gamundí 2006). A feição tectônica gerada devido as orogenias Chañica e San Rafaelica pode ter sido o definitivo obstáculo as incursões marinhas do Oceano Panthalassa ao Gondwana Meridional (Milani & Ramos 1998), que já vinham diminuindo ao decorrer do Permiano, culminando com a completa continentalização desta porção do paleocontinente no Triássico iniciando a grande aridização que o paleocontinente observou no decorrer do Mesozóico (Milani *et al* 2007).

A deformação ocorrida na margem proto-andina não é o único importante evento tectônico ocorrido nesta região no início do Permiano. Uma série de localidades registram deformação desta idade com uma compressão NE-SW associada (Tickyj *et al* 1997, Von Gosen 2003, Ramos 2008, dentre outros autores). O motivo desta

deformação é atribuído a acreção do terreno alóctone Patagônia ao núcleo cratônico Gondwânico (Von Gosen 2003, Ramos 2008, dentre outros).

2.2 Província Ígnea do Choiyoi

Localizado no leste do Chile e nas porções oeste e centro-oeste da Argentina a província ígnea do Choiyoi representa o maior evento gerador de magmatismo silicático do Gondwana Ocidental, com rochas extrusivas e intrusivas cobrindo uma ampla área entre as latitudes 23° e 42° S (Kleiman & Japas 2009) com uma espessura comumente de 2000m podendo chegar a 4000m (Kay *et al* 1989). A Figura 2.2a mostra a extensão da província Choiyoi no atual território Argentino e a Figura 2.2b indica a localização do magmatismo em relação ao Gondwana Ocidental assim como as principais bacias paleozóicas nas quais é possível observar sequências de cinzas vulcânicas provenientes do vulcanismo do Choiyoi. Com caráter intermediário a ácido é possível dividir a história do Choiyoi em três etapas de magmatismo: (1) magmatismo orogênico pré-Choiyoi, (2) magmatismo Choiyoi (286-247 Ma) e (3) magmatismo extensional pós-Choiyoi (Sato *et al* 2015).

É possível segmentar, essa província magmática em dois grupos de acordo com sua posição relativa ao *front* orogênico (Llambías *et al* 2003; Sato *et al* 2015): (1) O Grupo Choiyoi que aflora na Cordillera Frontal e no bloco San Rafael que se sobrepõe a rochas sedimentares de idade Carbonífero Superior-Permiano Inferior intensamente deformadas pela fase orogênica San Rafael; e (2) pelas manifestações do magmatismo Choiyoi na Província Argentina de La Pampa, que sobrepõe-se a Formação Carapacha, de idade Permiana e a qual apresenta leve deformação causada pela orogênese Sanrafaélica (Llambías *et al* 2003), indicando uma região intracratônica (Figura 2.2a).

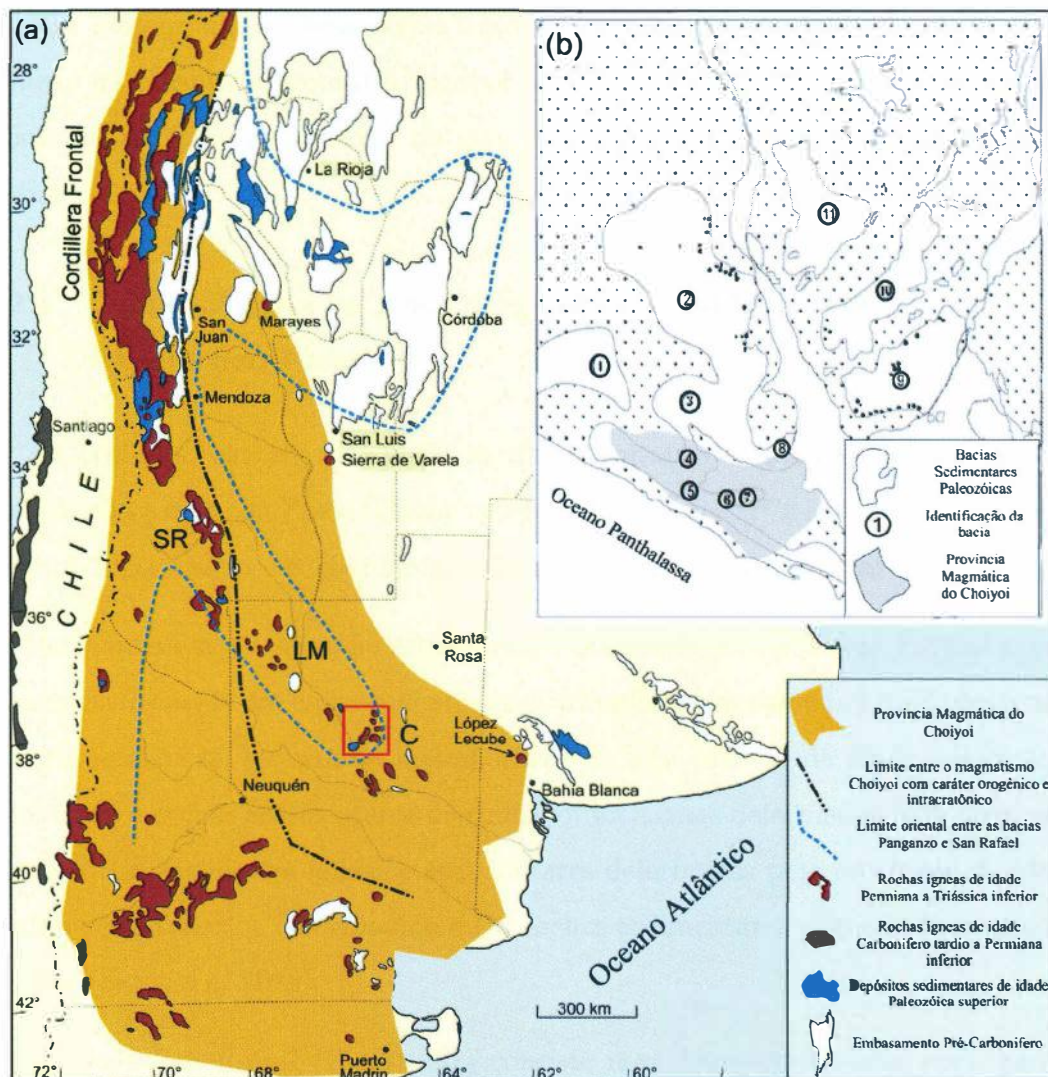


Figura 2.2: (a) Extensão da Província Choiyoi no território argentino com a separação entre o *front* orogênico e as porções intracratônicas, assim como a região de estudo grafada em vermelho e os principais áreas onde existem afloramentos do Choiyoi: C - Maciço Chadileuvú, LM - Maciço de Las Matras, SR - Maciço de San Rafael e Cordillera Frontal; e (b) Posição do Choiyoi no Gondwana Ocidental com as bacias sedimentares paleozóicas assinaladas: 1- Subandino (Bolívia); 2- Paraná (Brasil, Uruguai, Paraguai e Argentina); 3 - Chaco-Paraná (Argentina); 4 - Paganzo (Argentina); 5- Calingasta-Uspallata (Argentina); 6 - San Rafael (Argentina); 7 - Carapacha (Argentina); 8 - Sauce Grande (Argentina); 9 - Karoo (África do Sul); 10 - Botswana; 11 - Angola. (Modificado de Rocha-Campos *et al* 2011 e Sato *et al* 2015).

Nos dois próximos itens serão tratados de maneira resumida o magmatismo Choiyoi na Cordillera Frontal Argentina e no Bloco San Rafael assim como na Província de La Pampa, contexto no qual se enquadram as rochas estudadas neste trabalho.

2.2.1 Grupo Choiyoi no *front* orogênico - Cordillera Frontal Argentina e Bloco San Rafael

A Cordillera Frontal é uma feição morfoestrutural envolvida na orogênese Andina e localizada a oeste da Precodillera e estendendo-se entre 27° e 34°45'S na Argentina (Figura 2.2a) e além das coordenadas 27°S e 31°S no Chile (Sato *et al* 2015).

Resumidamente a sucessão estratigráfica observada na Cordillera Frontal argentina consiste em (1) um embasamento pre-Carbonífero composto por unidades ígneas mesoproterozóicas, sequências metamórficas de alta pressão de idade ediacarana-cambriana e rochas sedimentares marinhas ordovicianas deformados pela orogênese Chañica, (2) sequências ígneas e sedimentares deformadas pela orogênese de idade Carbonífera-Triássica Gondwanide e (3) rochas sedimentares e ígneas da orogênese Andina (Sato *et al* 2015).

O Bloco San Rafael (Figura 2.2) consiste num bloco continental com, provavelmente, o melhor registro da Província Choiyoi e localiza-se na porção SW da Argentina.

De maneira simplificada, o contexto geológico do Bloco San Rafael se assemelha ao da Cordillera Frontal: (1) É observado um embasamento mesoproterozóico ígneo-metamórfico sobreposto por sequências marinhas carbonáticas-silicáticas ordovicianas e um sistema plataformal-deltáico Siluro-Devoniano intensamente deformados pela orogenia Devoniana Chañica; (2) sequências sedimentares continentais em um contexto de bacia de retroarco intrudidas por magmatismo tonalítico são observadas durante a fase pós devoniana assim como os processos magmáticos do Choiyoi durante o Permiano - Triássico (Llambías *et al* 2003).

2.2.2 Grupo Choiyoi na Província de La Pampa

De acordo com Llambías *et al* (2003), o Grupo Choiyoi em La Pampa apresenta características similares ao Grupo em outras localidades, como a abundância de ignimbritos mesosilicáticos a silicáticos, domos subvulcânicos e plutons graníticos intrudidos em níveis crustais rasos. Ainda de acordo com esses autores, nota-se duas suítes distintas quanto a suas características químicas: uma shoshonítica e outra traquidacítica a riolítica, sendo a primeira sobreposta pela segunda.

O embasamento do Grupo Choiyoi no oeste da Província de La Pampa consiste em rochas de idade mesoproterozóica a paleozóica inferior que constituem parte do terreno exótico Cuyania (Figura 2.1). Na porção central de La Pampa, o embasamento é composto por rochas ígneas e metamórficas de idade paleozóica inferior afetadas pela orogenia Famatiniana, também de idade paleozóica inferior (Llambías *et al* 2003).

A principal diferença entre o grupo Choiyoi em La Pampa e as manifestações da Cordillera Frontal e do bloco San Rafael é que a orogênese Sanrafaélica (Permiano inferior) não é óbvia em La Pampa (Llambías *et al* 2003). A bacia sedimentar de Carapacha, sucessão sedimentar de idade carbonífero superior – permiano inferior (Sruoga & Llambías 1992) que encontra-se abaixo das rochas ígneas do Choiyoi no Maciço de Chadileuvú (Figura 2.3), apresenta um preenchimento composto por material de granulação fina e possui fraca deformação (Llambías *et al* 2003).

Derrames vulcânicos e vulcano-clásticos do Choiyoi sobrepõem às unidades mesoproterozóicas e as paleozóicas inferiores, sugerindo que ambas encontravam-se em um mesmo nível crustal e demonstrando a existência de um relevo arrasado (Llambías *et al* 2003). Além disso, a composição química das rochas ígneas de La Pampa apresentam elevado conteúdo de álcalis em relação à sílica, baixo enriquecimento em TiO_2 e depleção em CaO (Llambías *et al* 2003).

As características mencionadas nos dois últimos parágrafos auxiliaram Llambías *et al* (2003) a atribuírem um caráter intra-cratônico ao magmatismo do Choiyoi em La Pampa. Porém, não puderam atribuir o caráter pós-orogênico a tais manifesta-

ções como sugerido anteriormente por Sruoga & Llambías (1992).

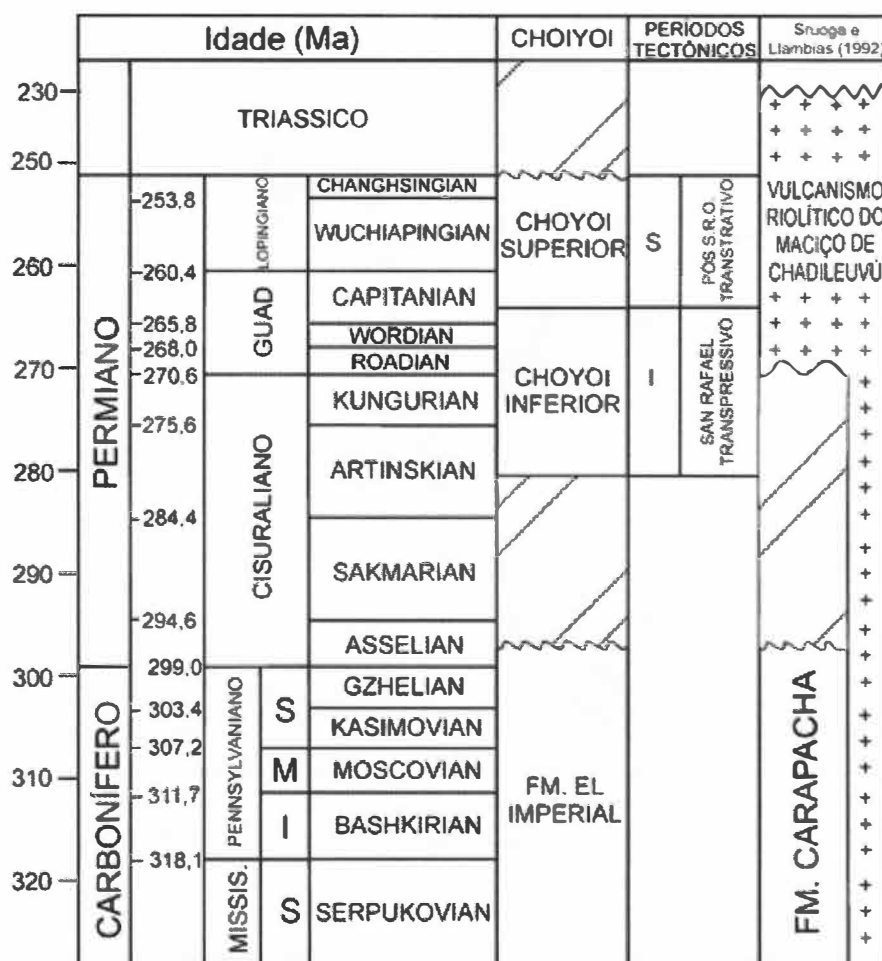


Figura 2.3: Comparação entre as colunas estratigráficas do Bloco de San Rafael e do Maciço de Chadileuvú (onde encontra-se a área de estudo) compreendendo o período de tempo entre o Carbonífero e o Triássico (modificado de Rocha-Campos *et al* 2001)

- *Maciço Chadileuvú* A Serra de Lihuel Calel é um alto topográfico no Maciço Chadileuvú, um dos dois blocos de rochas neoproterozóicas a paleozóicas inferiores, aflorantes na Província de La Pampa (Sruoga & Llambías 1992; Llambías *et al* 2003 - Figura 2.4).

A sucessão estratigráfica do Maciço Chadileuvú é descrita de maneira resumida por Sruoga & Llambías (1992) e consiste em rochas metamórficas e ígneas neoproterozóicas e paleozóicas inferiores, sobrepostas por corpos carbonáticos ordovicianos.

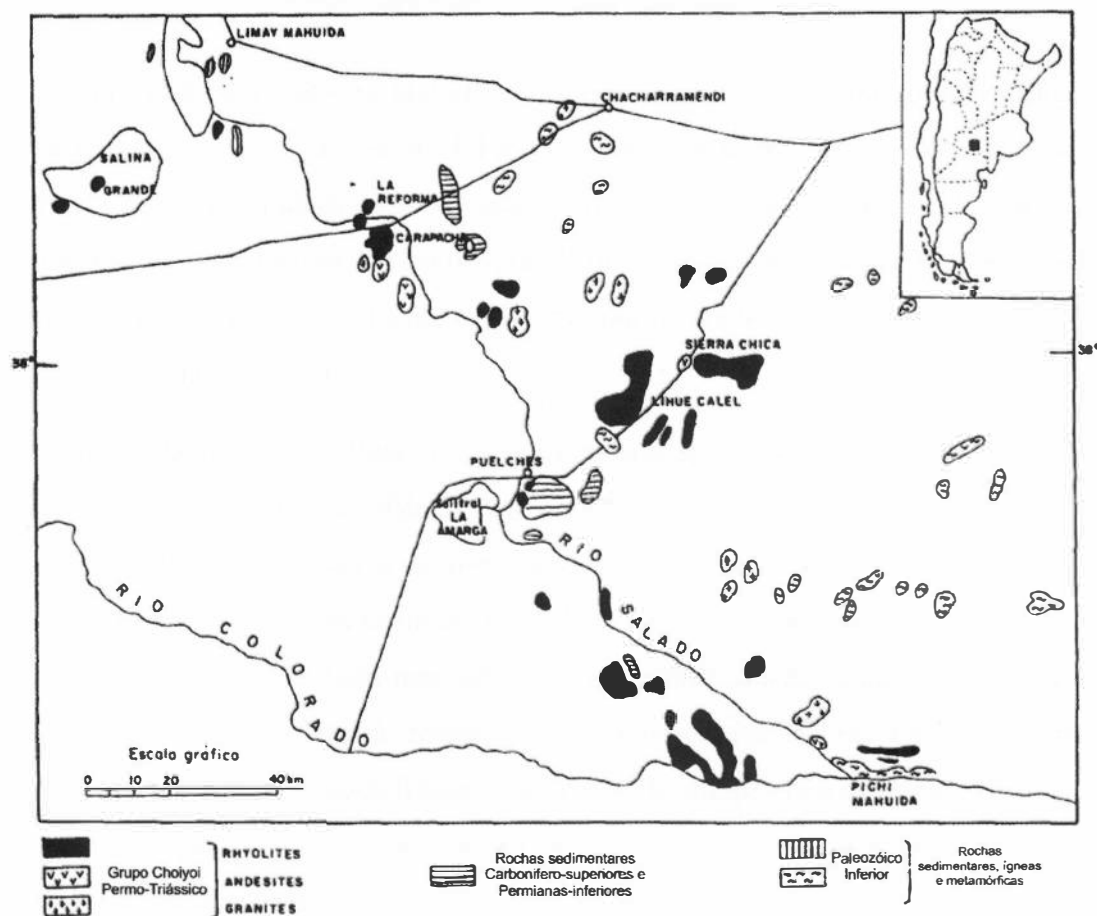


Figura 2.4: Mapa geológico simplificado do Maciço Chadileuvú (Sruoga & Llambías 1992)

Com idade permiana inferior (Llambías *et al* 2003), a Formação Carapacha contém arenitos, wackes, siltitots e conglomerados intercalados, deposita-se sobre as unidades ordovicianas e é posteriormente, soterrada pelas rochas do Choiyoi.

2.2.3 Trabalhos Anteriores na Área de Estudo

Lihuel Calel já foi alvo de trabalhos anteriores, sendo o mais antigo a ser utilizado aquele realizado por Linares *et al* 1980 no qual os autores descrevem as rochas de Lihuel Calel como uma espessa sucessão riolítica estratificada com ignimbritos vítros em sua base, seguidas por 1840m de ignimbritos cristalinos considerados uma mesma unidade de resfriamento. Também determinam a idade de 236 ± 5 M.a. para as rochas aflorantes nas serras.

Sruoga & Llambías (1992) realizaram o principal trabalho na área onde descrevem uma sequência de 950 metros de ignimbritos riolíticos a dacíticos. Nele eles descrevem dez unidades de resfriamento, que consistem em tufo soldado na base, com brechas vulcânicas intercaladas e seguidas por um ignimbrito vítreo com textura eutaxítica bem marcada. Nos aproximadamente trinta metros seguintes afloram três unidades de resfriamentos similares que exibem textura eutaxítica bem desenvolvida e escassos fragmentos líticos de composição riolítica. A principal sequência é composta por uma unidade de resfriamento com mais de 350 metros de espessura de um ignimbrito riolítico com 45-47% de fenocristais. No topo aflora, ainda uma espessa sequência riolítica completamente recristalizada que é separada da unidade inferior por uma camada fina de um ignimbrito dacítico.

As análises químicas feitas indicaram baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7053) para um ambiente continental, ainda que não implique em participação matélica. Relativo enriquecimento em incompatíveis (Rb, U, Th, Nb, REE) e anomalias negativas de Ba, Sr, Eu fruto de cristalização fracionada de feldspatos. E permitiram os autores a considerarem o nível dacítico como uma extrusão de magma menos diferenciado com composição química similar ao magma parental.

Por fim, os referidos autores classificam Lihuel Calel como representantes de erupções relacionadas a regime tectônico extensional subsequente a um período de espessamento crustal e soergimento causado por subducção.

Em 1996 Rapela *et al* publicaram novas idades Rb-Sr com o valor de 240 ± 2 Ma.

O trabalho mais recente a ser realizado na área foi feito por Aguilera *et al* 2014 no qual consideram os ignimbritos de Lihuel Calel como camadas com mergulho homoclinal para WNW dispostos sobre um embasamento proterozóico-tardio a paleozóico-inferior. Eles dividem a sequência estratigráfica em duas principais unidades de resfriamento, a inferior com o ignimbrito vítreo na base, o ignimbrito riolítico altamente soldado na seção intermediária e com a unidade riolítica totalmente recristalizada aflorando no topo da unidade de resfriamento inferior. As unidades são separadas por um nível traquidacítico. Acima dele aflora um ignimbrito riolítico maciço totalmente recristalizado.

Os autores descrevem as feições geomorfológicas de Lihuel Calel e classificam as serras como um grande *inselberg*.

Os lineamentos observados na área são descritos como apresentando uma direção preferencial NW e ENE sendo, estas estruturas herdadas do embasamento e reflexo da tectônica regional.

Capítulo 3

Tipos, Mecanismos e Produtos de erupções vulcânicas

3.1 Vulcões e Tipos de Erupções

Magma é o termo mais geral para descrever uma mistura de material rochoso fundido e qualquer cristal em suspensão, apresentando uma ampla variedade composicional que é influenciada não só pelo ambiente geotectônico no qual é gerado, mas também pela pressão e temperatura presentes no ambiente no momento da fusão, pelas rochas que lhes servem como encaixantes, pelo teor de voláteis encontrados na mistura (sendo a água o principal volátil), pela influência mantélica em sua geração dentre outros diversos fatores (Cioni *et al* 2000, Gill 2010).

Assim como em grandes profundidades, cada tipo de magma apresenta propriedades mecânicas diferentes em superfície ou subsuperfície. Em níveis crustais rasos tais diferenças são manifestadas não só pelos produtos rochosos formados, mas assim como o tipo de edifício vulcânico do qual extrudem as lavas e os tipos de erupção pelas quais passam.

Durante uma erupção vulcânica, o estilo e os tipos de produtos podem mudar em questões de minutos, horas, dias ou mesmo meses. Tais mudanças são influenciadas pela composição e cristalinidade do magma, pela quantidade e natureza de voláteis

exsolvidos, geometria do conduto vulcânico e acesso de água externa ao reservatório e aos condutos magmáticos. Em cada período durante o qual um estilo eruptivo homogêneo é sustentado, podendo apresentar variações em sua intensidade, é possível o considerar como uma fase da erupção.

Edifícios vulcânicos apresentam formas variadas, diretamente associadas aos estilos de erupção os quais sustentam. De maneira geral, três tipos de relevo vulcanogênico podem ser observados:

- a) **Vulcões-escudo** - Característico de erupções com magmas mais fluidos sendo formado pela acumulação de milhares de derrames delgados. Apresenta encostas de baixa declividade (Figura 3.1). Típico de derrames de magmas com composição básica.

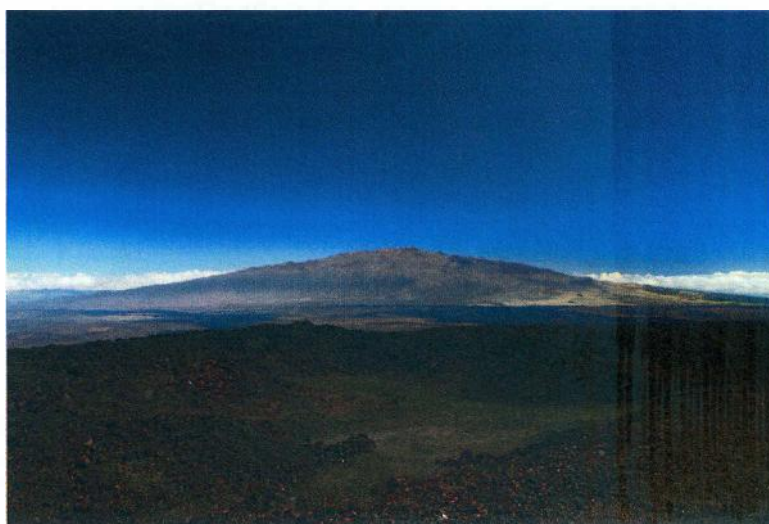


Figura 3.1: Vulcão Mauna Kea observado desde o observatório do vulcão Mauna Loa, Havaí, EUA. Exemplo de vulcão-escudo (Fonte: Google).

- b) **Estratovulcões** - São edifícios vulcânicos íngremes (Figura 3.2) compostos por rochas piroclásticas e derrames partindo do conduto central. É mais característico de magmas intermediários a ácidos com viscosidade mais elevada que as dos magmas básicos e com maior concentração de voláteis.



Figura 3.2: Monte Santa Helena, Washinton, EUA. Exemplo de um estratovulcão (Fonte: Google).

c) **Caldeira** - Violentas erupções podem causar o esvaziamento de uma câmara magmática fazendo com que a mesma não sustente mais o peso das rochas sobrejacentes. Dessa forma o edifício vulcânico entra em colapso deixando uma grande depressão que leva o nome de caldeira (Figura 3.3).



Figura 3.3: Caldeira do Lago Toba, Indonésia. O maior lago vulcânico do mundo (Fonte: Google).

Apesar de poderem apresentar variações no estilo de erupção durante o tempo total de sua atividade, é possível observar uma tendência, um padrão nas características de cada tipo e dessa forma determinar em qual tipo o evento eruptivo se encaixa. A Figura 3.4 mostra, de maneira resumida, as características de cada tipo de erupção explosiva. As erupções do tipo pliniano serão tratadas com mais profundidade por serem os mecanismos nos quais os tipos de rocha estudados neste trabalho se formaram.

- *Erupções plinianas* A primeira descrição de uma erupção do tipo pliniana foi feita no ano 79 por Plínio, o Jovem (daí o nome pliniana, escolhido em sua homenagem) na cidade Misenum, Baía de Nápoles, ao observar a erupção do Monte Vesúvio que destruiu as cidades de Pompéia e Herculano.

Erupções plinianas são caracterizadas pelo intenso caráter explosivo e pela ejeção de uma enorme quantidade de material piroclasto criando uma coluna de material eruptivo que se estende por elevadas altitudes – comumente 15-40 km – assumindo, no topo, um formato similar a um guarda-chuva (Gill 2010).

Este tipo de manifestação explosiva comumente se inicia pelo faturamento das rochas encaixantes ao reservatório magmático. Com a abertura de espaço para a percolação magmática o material fundido, saturado em voláteis que, até então se encontram dissolvidos no líquido, ascende. A despressurização subsequente induz a supersaturação da mistura, separando os componentes gasosos ora dissolvidos no fluido. À medida que se diminui a pressão, mais bolhas de gás surgem causando o incremento da velocidade de ascensão do magma. Considerando o neck vulcânico como um cilindro, é fácil compreender a relação proporcional do incremento da velocidade com o aumento da quantidade de bolhas de gás.

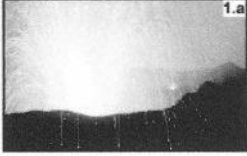



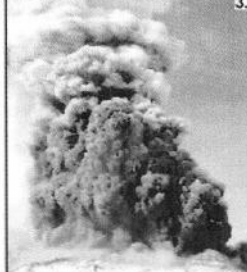
Estilo de erupção	Descrição e constituintes principais	Ilustração
1. Magmática	o comportamento e as características destas erupções são controlados pela composição do magma, conteúdo de voláteis (supersaturação), viscosidade, temperatura, densidade e geometria do conduto. Este estilo envolve a exsolução e a expansão de voláteis magmáticos, com pouca participação de fluidos externos, gerando grande quantidade de púmices ou escórias e fragmentos de vidro;	
1.a Stromboliana e Hawaiana	restringe-se a magmas de baixa viscosidade com pequeno conteúdo de voláteis. Strombolianas: as explosões concentram-se na parte superior de condutos vulcânicos abertos, onde ocorrem elevada concentração de bolhas. A sucessão de novas concentrações de bolhas determinam o caráter intermitente destas erupções. Hawaianas: são muito semelhantes as anteriores, porém as erupções têm uma natureza mais constante, gerando em alguns casos verdadeiras fontes de lavas;	
1.b Vulcaniana	caracteriza-se por discretas explosões, em geral cíclicas, associadas a magmas andesíticos. A supersaturação em voláteis do sistema deve-se a magma em ascensão e a participação de voláteis vinculados a águas superficiais. Os piroclastos são liberados na forma de colunas de erupção de 5-10km e plumas de convecção de cinzas. Mecanismos de suspensão são mais comuns, gerando depósitos de queda e, em alguns casos, depósitos de fluxo de cinzas e escória.	
1.c Pliniana	comum em sistemas silicosos, com alta viscosidade e vesicularidade, sob condições de pressões internas elevadas. A liberação violenta de gases e piroclastos pode gerar colunas de erupção com alturas de até 30 km. São comuns depósitos de queda, fluxos piroclásticos e surge. Os produtos piroclásticos são principalmente lapilis e cinzas de púmices.	
2. Freato-magmática	este estilo é comum em condutos onde há a possibilidade de acesso da água, tais como caldeiras preenchidas por lagos ou inundadas pela água do mar. O vapor associado às erupções deste tipo é produzido diretamente pela interação do magma e/ou lava com águas superficiais. O gatilho destas explosões envolve o superaquecimento da água provocando a geração instantânea de gases, cuja rápida expansão provoca fragmentação simultânea do magma. As colunas e plumas de erupção são ricas em vapores e contêm uma alta proporção de cinzas. Os piroclastos, em geral, possuem significativas variações no grau de vesicularidade, sendo comum a presença abundante de litoclastos.	
3. Freática	este estilo é comum em sistemas geotermiais e no entorno de condutos ativos. Os gases responsáveis pela explosão são gerados pela ação do calor do magma, sem a incorporação deste em nenhuma etapa do processo eruptivo. Este superaquecimento da água em subsuperfície determina a liberação repentina de vapores, determinando uma rápida redução na pressão confinante. Este estilo caracteriza-se, portanto, por uma grande quantidade de vapor aliada a uma pequena proporção de sólidos não juvenis ejetados. Estes são depositados próximos ao centro eruptivo, principalmente por mecanismos de suspensão.	

Figura 3.4: Descrições e ilustrações dos tipos de erupções vulcânicas explosivas. 1.a) erupção stromboliana – Vulcão Stromboli, Itália; 1.b) vulcaniana – Vulcão Tavurvur na Caldeira de Rabaul – Papua, Nova Guiné; 1.c) pliniana – Monte Santa Helena, EUA; 2) freatomagmática – surgimento da Ilha de Surtsey – Islândia; 3) Monte Santa Helena, EUA (Sommer *et al* 2003).

Com a explosão é formada uma coluna de material piroclástico incandescente composto por uma mistura de gás e partículas que ergue-se por 15-40 km assumindo um formato de guarda-chuva no final. Considerando a fase subaérea da erupção, é

possível dividi-la em duas fases a) Estágio de coluna flutuante e b) Estágio de fonte piroclástica (Figura 3.4).

a) Estágio de coluna flutuante

Essa etapa consiste na ascensão da coluna eruptiva. Pode-se segmentar a coluna em três níveis: (1) uma região turbulenta basal na qual a mistura gás-partícula rapidamente perde seu momentum inicial devido a entrada de ar atmosférico pelas regiões marginais; (2) uma região convectiva na qual o ar preso no seu interior é aquecido e sua baixa densidade em relação a atmosfera ao seu redor faz com que ascenda e, por fim (3) a região do guarda-chuva na qual a coluna atinge altitude máxima e passa a expandir-se lateralmente de acordo com o regime de ventos na região.

b) Estágio de fonte piroclástica

Mantendo-se em erupção, cada vez mais material é ejetado do vulcão até que a coluna eruptiva apresenta massa tão elevada que não se sustenta mais por completo e colapsa parte do material por si própria gerando grandes correntes de densidade piroclástica (CDP) que descem pelo edifício vulcânico engolindo tudo que se encontra no caminho do fluxo.

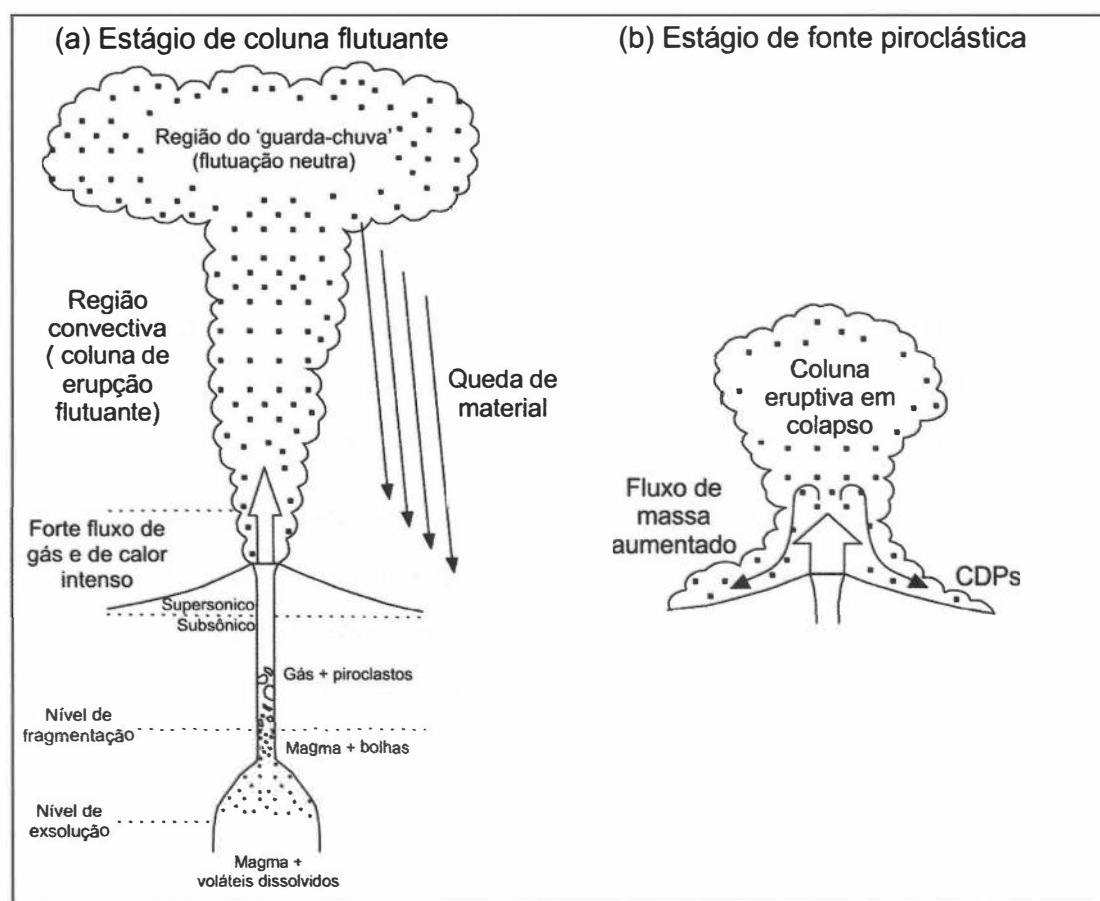


Figura 3.5: Figuras esquemáticas ilustrando os estágios de uma erupção pliniana; a) representação do estágio de coluna flutuante, indicando os horizontes subterrâneos assim como a composição da mistura presente. A região atmosférica da erupção ilustra o formato em guarda-chuva da coluna erupção assim como os três níveis nas quais é dividida; b) ilustração do estágio de fonte piroclástica no qual parte da coluna erupção entra em colapso sobre si própria com a geração de correntes de densidade piroclástica. (Modificado a partir de Cioni *et al*, 2000 e de Gill, 2010 - as figuras não estão em escala).

3.2 Ignimbritos

Ignimbritos são depósitos formados por fluxos piroclásticos possuindo ocorrência nos mais diversos ambientes geotectônicos, sendo mais comuns em erupções explosivas envolvendo magmas intermediários a ácidos.

Os depósitos de fluxos piroclásticos possuem grandes variações em seu volume, apresentando menos de $0,1 \text{ km}^3$ até registros que superam os 1000 km^3 além de poderem se estender por mais de 100km desde o conduto central do edifício vulcânico.

Para que tais depósitos sejam classificados, é necessário que se leve em consideração fatores como o tipo de depósito, a forma e a composição dos constituintes, as feições texturais da rocha, assim como caracterização de litofácies (geometria, estruturas e etc). Evidências texturais de deposição em alta temperatura, como soldagem, disjunção colunar, estruturas de escape de gases e cristalização da fase vapor também auxiliam na classificação dos depósitos.

A principal diferença entre os depósitos piroclásticos primários e os sistemas sedimentares é a participação de gases quentes na dispersão das partículas (Sommer *et al* 2003).

3.2.1 Características Gerais

Tais rochas são geradas diretamente da atividade vulcânica explosiva, a partir da fragmentação de rochas e/ou magma, onde as partículas são dispersas em um meio fluido representado por gases quentes e vapores.

A distribuição espacial dos depósitos é controlada, de maneira geral, pela gravidade e topografia da região existente, seguindo preferencialmente depressões como bacias e drenagens. Dessa forma tendem a possuir maior espessura em vales e menor em porções mais elevadas do paleo-relevo, com variações de 1,5m até mais de 100m de espessura (Figura 3.6). Em regiões de relevo mais arrasado tendem a se espalhar por quilômetros desde o conduto central podendo alcançar desde poucas centenas de metros até mais de 100 km cobrindo áreas de poucos quilômetros quadrados até

amplios platôs de 45000 km^2), como no Maciço Chadileuvú.

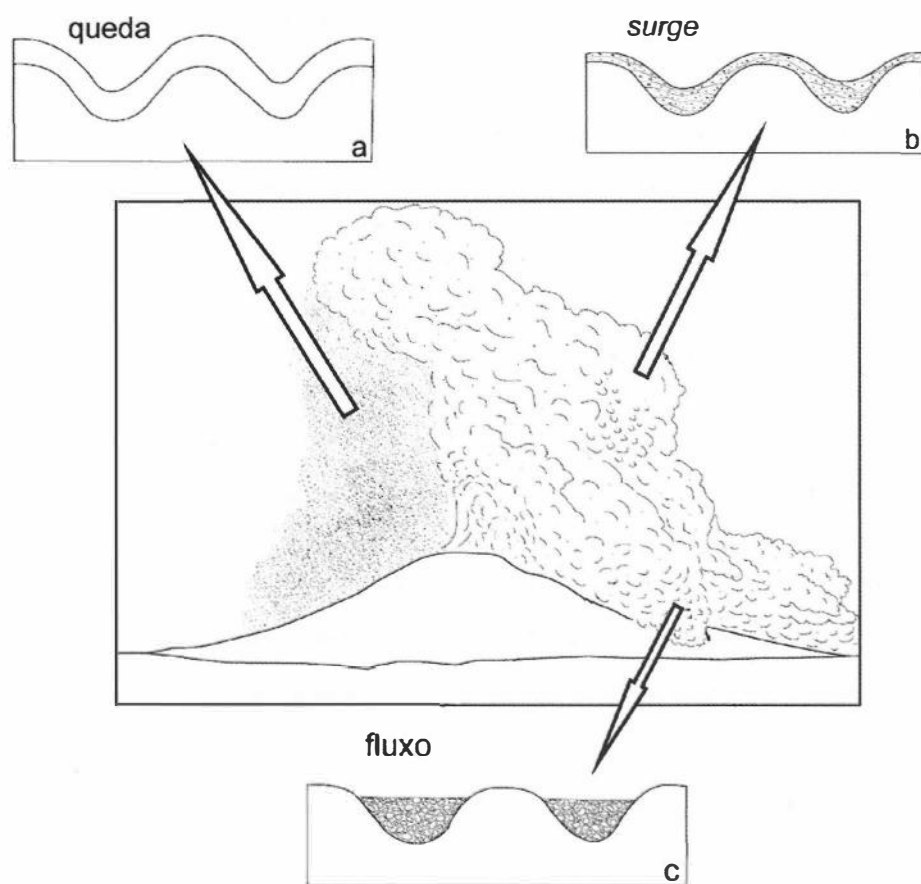


Figura 3.6: Possível geometria que depósitos piroclásticos podem ter e suas associações com o paleorelevo (Modificado de Sommer *et al* 2003).

Ignimbritos são compostos por clastos de material magmático envolvido na erupção, representados por púmice e escória na fração bloco-lápili e por *shards* de vidro e cristais na fração cinza; além da presença de litoclastos derivados das paredes do conduto vulcânico e do substrato da superfície por onde o fluxo percorreu. Muitos ignimbritos são zonados verticalmente ou apresentam composição química mista, provendo uma noção das estruturas internas à câmara magmática.

A distribuição granulométrica de rochas ignimbriticas geralmente é polimodal e não possuem uma norma de distribuição. Tal caráter envolvendo uma ausência de padrão de distribuição é explicada pelas seguintes causas: (1) fragmentação mecânica no conduto, produzindo tamanhos variados para cada componente (e.g., púmice, litoclastos das paredes do edifício e cristais), (2) segregação de certos com-

ponentes e frações de tamanho durante o transporte e deposição, e (3) adição de material de tamanhos variados da superfície de transporte tanto por fragmentação quanto por abrasão. De uma forma geral, a média de granulometria tende a diminuir com o incremento da distância para a origem, com um incremento cada vez maior da fração cinza e da seleção em ignimbritos não soldados.

3.2.2 Ignimbritos Soldados

Ignimbritos apresentam texturas e estruturas desenvolvidas em resposta à elevada temperatura e retenção de voláteis, assim como por sobrecarga (Freundt *et al* 2000).

Um dos termos utilizados para caracterizar a existência de tais feições é soldagem, o que indica a litificação e deformação plástica de púmices, *shards*, litoclastos e cristaloclastos. Ocorrendo tipicamente com uma temperatura mínima entre 500°C e 650°C em material de composição cálcio-alcálica (Freundt *et al* 2000), este processo é responsável pela diminuição da porosidade, atribuindo uma maior densidade ao depósito. Quanto maior a temperatura da deposição e quanto menor a viscosidade de clastos, mais intensa será a compactação. Em casos extremos, texturas vitroclásticas podem ser eliminadas em um material intensamente soldado (Freundt *et al* 2000).

A presença de textura eutaxítica, marcada pelo achatamento dos púmices paralelos ao acamamento, é indicativa da soldagem dos depósitos. Com o incremento do grau de soldagem a textura eutaxítica pode evoluir para a chamada textura paratáxítica, onde os púmices encontram-se tão achatados que formam uma espécie de fita.

A soldagem tende a ser mais eficaz em erupções onde a perda de calor é menor, como em regimes com baixas colunas de erupção ou em colapso de domos, porém não é necessariamente homogênea podendo-se observar zonas moderadamente soldadas a não soldadas. Em casos excepcionais, fluxos piroclásticos constituídos por partículas com viscosidade baixa, podem ser soldados ainda durante a deposição, não dependendo, portanto de carga litostática.

Ignimbritos depositados sob temperaturas suficientes para que ocorra a soldagem comumente diminuem a temperatura devagar o suficiente para que vidro juvenil comece a devitrificar. Há um vasto espectro de feições microscópicas desde a total preservação da textura piroclástica original, até a total sobreposição por uma grossa textura granofírica ou poiquilítica. Ignimbritos espessos e quentes podem recristalizar-se ao ponto de se tornar similar a uma rocha intrusiva.

É comum a organização de zonas de soldagem, devitrificação e alteração na fase vapor. Ignimbritos depositados rapidamente sob temperatura constante apresentam variações verticais na densidade (intensidade da soldagem), com uma maior densidade na porção inferior e uma menor intensidade na porção superior.

Capítulo 4

Geologia da Serra de Lihuel Calel

4.1 Caracterização Geral da Área de Estudo

A região estudada está representada no mapa geológico em escala 1:25000 (**Anexo I**) compreendendo uma área total de aproximadamente 22 km²) sendo parte do Parque Nacional Lihuel Calel, no departamento homônimo no centro-sul da Província de La Pampa. Basicamente são observadas cinco unidades litológicas contabilizadas por sua disposição estratigráfica, da mais inferior para a superior: lápili-tufó com moderado grau de soldagem, lápili-tufó riolítico com alto grau de soldagem, lápili-tufó riolítico rico em cristais, lápili-tufó dacítico rico em cristais e por fim, brechas. Com espessuras maiores que 400 m, a unidade riolítica rica em cristais é a mais abundante nas serras do Parque Nacional.

Lihuel Calel eleva-se por centenas de metros acima da pampa relativamente plana apresentando sutis elevações a medida que se aproxima das Serras (Figura 4.1). Nas porções planas é notória a presença de drenagens efêmeras e extensa vegetação arbustiva sobre cobertura regolítica.



Figura 4.1: Feições gerais da região plana circundante às Serras de Lihuel Calel com sutis inclinações acima da pampa semiárida.

Nas Serras é notória a presença de um relevo ondulado condicionado pela atitude das camadas, apresentando altos e baixos relativos à geometria dos corpos (Figuras 4.2 a 4.5)

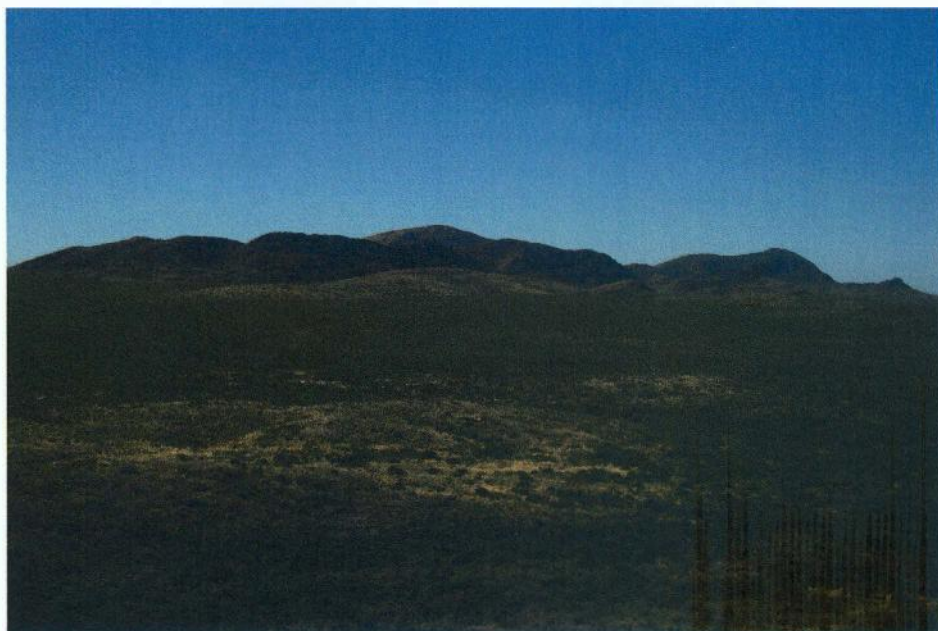


Figura 4.2: As Serras de Lihuel Calel vistas de sul em direção a norte.

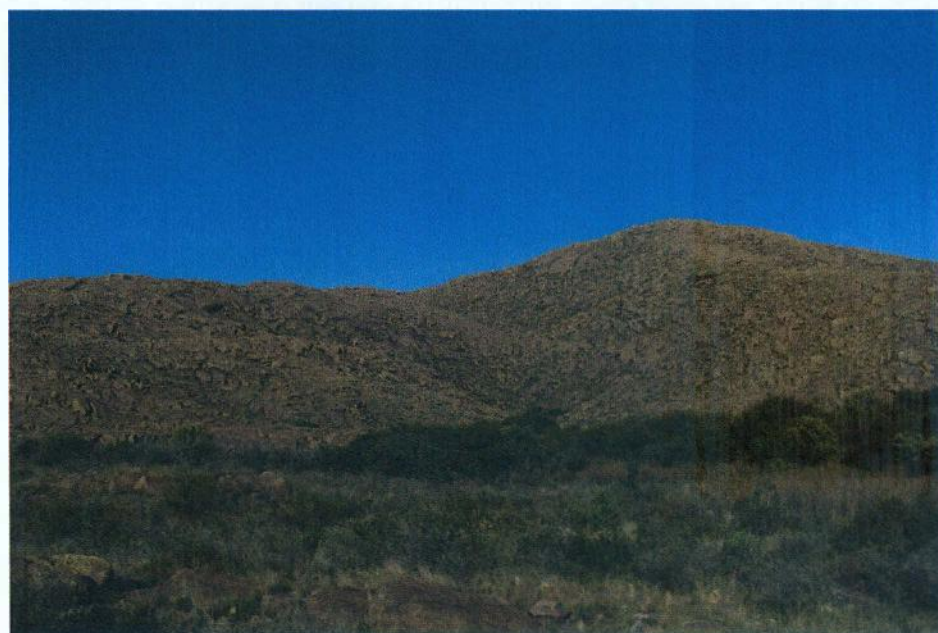


Figura 4.3: Relevo condicionado pela geometria das camadas rochosas e as características gerais da vegetação presente nas porções planas da área.



Figura 4.4: Feições típicas do relevo de Lihuel Calel, com características onduladas formando feições dômicas e intenso faturamento observado em todas as Serras.

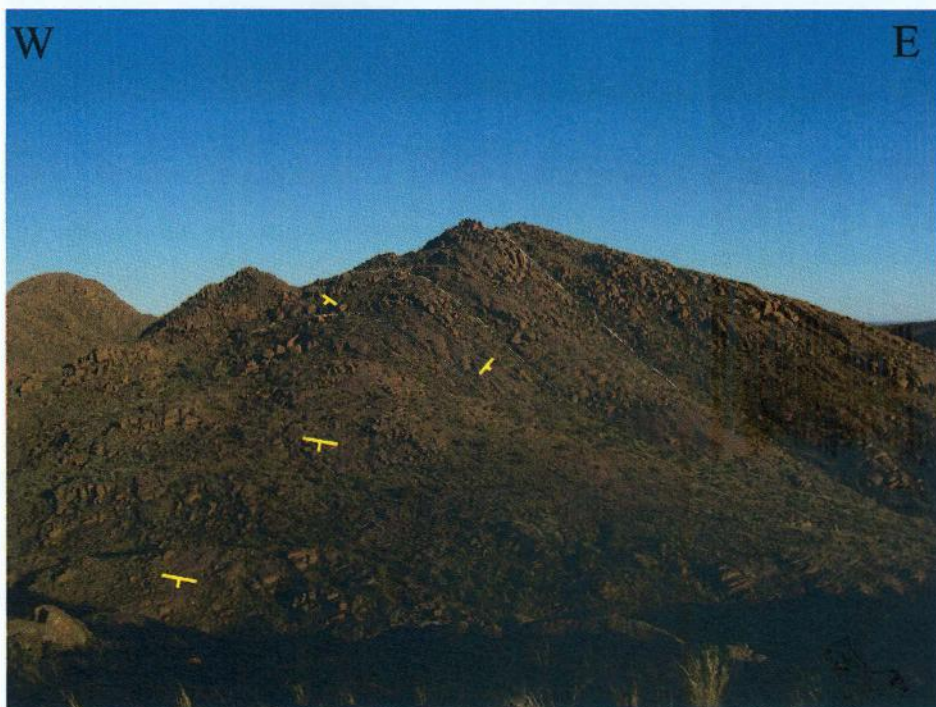


Figura 4.5: Relevo condicionado pela atitude das camadas.

O intenso fraturamento dos corpos rochosos é uma das principais características dos afloramentos que, possuem fraturas com orientações predominantes NW e

WNW. No capítulo de geologia estrutural o fraturamento e seus condicionantes serão tratados em detalhe.

Esfoliação esferoidal e disjunção colunar são observadas em abundância na área de estudo (Figura 4.6).

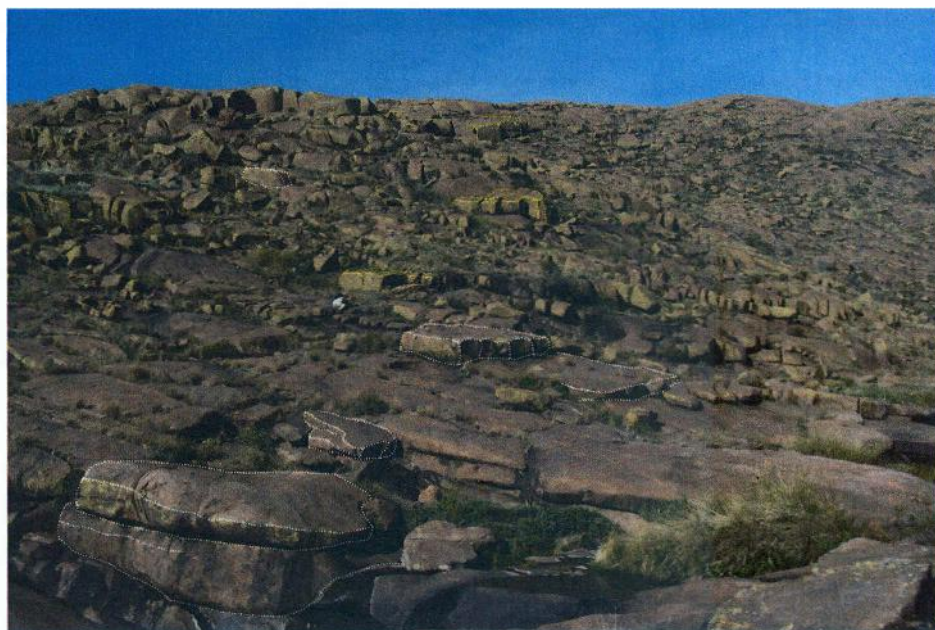


Figura 4.6: Feições de esfoliação esferoidal (em branco) e disjunção colunar (em amarelo) observadas em afloramentos de Lihuel Calel.

4.2 Descrição petrográfica das unidades aflorantes

Afloram em Lihuel Calel cinco unidades litológicas (Anexo I): lápili-tufo com moderado grau de soldagem, lápili-tufo riolítico com alto grau de soldagem, lápili-tufo riolítico rico em cristais, lápili-tufo dacítico rico em cristais e finalmente, brechas.

4.2.1 Lápili-tufo com moderado grau de soldagem

Aflorante no sopé da Serra de Lihuel Calel, esta unidade apresenta aproximadamente 10 metros de espessura e consiste numa rocha piroclástica mal selecionada, composta majoritariamente por material vítreo sob a forma de *shards* e com a fração fanerítica composta por fenocristais anédricos a subédricos de tamanho fino a médio. Apresenta litoclastos dacíticos de até 5,0 cm com fenocristais de quartzo e plagioclásio além de material máfico pseudomorfizado. As Figuras 4.7 e 4.8 indicam as principais feições macroscópicas observadas nesta sequência.

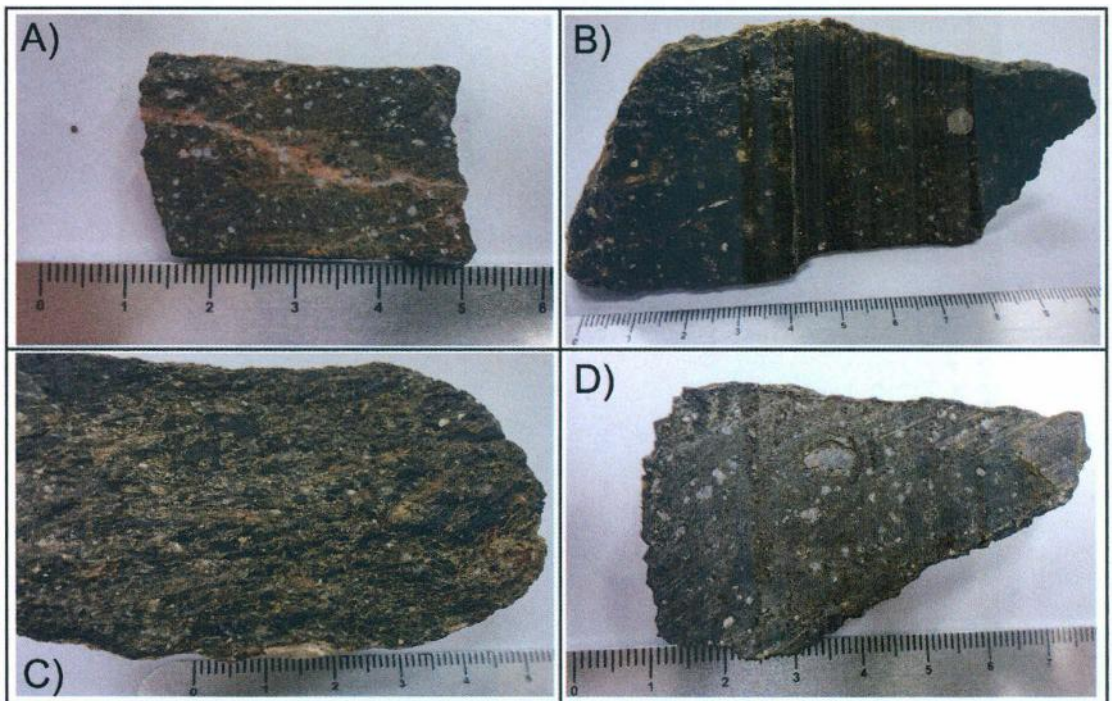


Figura 4.7: Principais características macroscópicas do lápili-tufo com moderado grau de soldagem: a) fraturamento preenchido por Fe_2O_3 ; b) aparência geral, com a matriz vítrea, fenocristais e litoclastos ilustrados; c) textura eutaxítica; e d) fenocristais, litoclastos e clastos de púmice.

Microscopicamente os fenocristais da rocha apresentam granulação variando desde 0,01mm até aproximadamente 1,83mm, sendo finos a médios.

A matriz contém fragmentos de púmice já parcialmente unidos devido ao moderado grau de soldagem, como indicado pelas Figuras 4.9c e 4.9d., assim como



Figura 4.8: Lápili-tufo soldado com textura eutaxítica em afloramento observado em campo com clastos de púmice (setas vermelhas) e com percolação de carbonatos (setas amarelas) observada.

cristais de zircão de hábito granular, subédrico a euédrico, com aproximadamente 0,1mm. Litoclastos e vitroclastos, além de fenocristais de quartzo, plagioclásio e biotita encontram-se imersos na matriz.

Os litoclastos observados são de composição dacítica, com fenocristais de quartzo, plagioclásio pouco a intensamente caolinitizado, biotita, muscovita, fenocristais pseudomorfizados de material máfico, além de cristais opacos. Sua matriz é composta por quartzo microcristalino (Figura 4.9e). Os fenocristais de quartzo são anédricos a euédricos comumente fraturados e com preenchimento de argilominerais nas mesmas fraturas. Plagioclásio é subédrico, pouco a intensamente alterado. Biotita e muscovita podem ocorrer sob a forma de fenocristais euédricos muito finos sem orientação aparente. Zircão euédrico também ocorre nos litoclastos.

Clastos de púmice de tamanhos variados, de médio a grosso são evidenciados pela mudança no hábito dos shards de vidro ora sendo laminares ora maciços. O alongamento dos púmices se dá devido a soldagem a qual foram submetidos (Figuras 4.9c e 4.9d).

Os fenocristais observados na rocha são:

Quartzo: cristais anédricos, arredondados ou com reentrâncias, tendo raramente facetas cristalinas. Raramente apresentam extinção ondulante e pouca ou nenhuma inclusão foi observada. Ocorrem disseminados pela matriz vítrea da rocha, sem uma relação de crescimento com outros minerais.

Seu tamanho varia de 0,45 – 1,83 mm sendo classificados como finos a médios.

Plagioclásio: cristais com ampla variedade de formas, podendo se manifestar desde cristais amorfos, a cristais euédricos de hábito tabular com facetas cristalinas bem determinadas. Normalmente são cristais subédricos a euédricos ora um pouco arredondados, ora com facetas cristalinas. Geminação polissintética característica é observada na maioria dos cristais. Caolinitização é sutil a ausente e muitas vezes ocorre associadas a fraturas. Comumente apresentam tamanho fino a médio.

Biotita: ocorre como cristais euédricos, alongados e com *bird's eye* típica ao observar os cristais com luz polarizada (Figura 4.9a).

Possui tamanho variando de 0,1 a 1,0 mm sendo considerados finos.

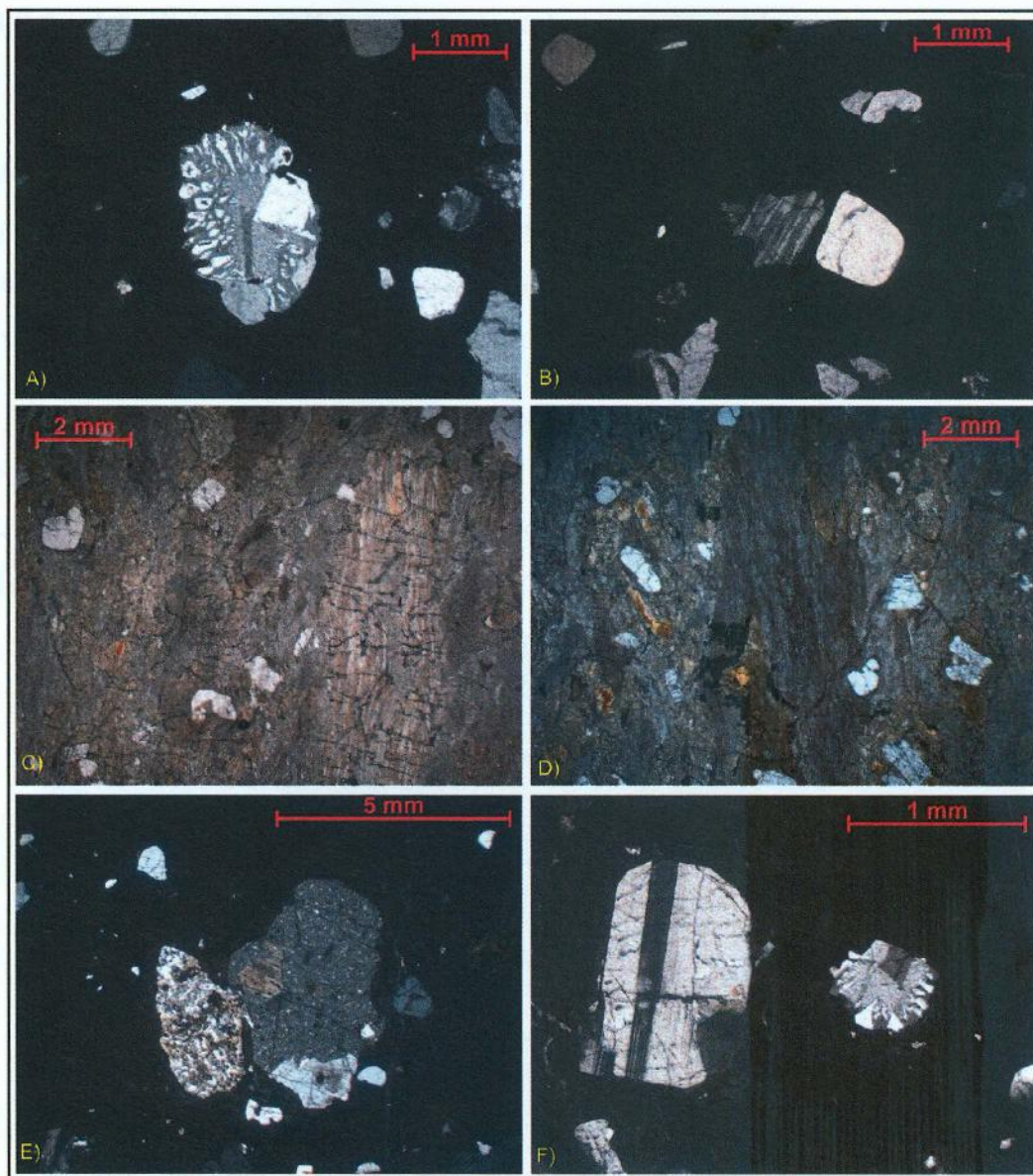


Figura 4.9: a) Litoclasto com cristais de quartzo imerso em matriz vítrea assim como fenocristais de quartzo; b) fenocristais de plagioclásio e quartzo subédricos visto sob luz polarizada; c) fenocristais de quartzo com reentrâncias e clasto de púmice com orientação do vidro diferente a matriz visto sob luz normal; d) fenocristais de plagioclásio subédricos e quartzo com reentrâncias junto a um clasto de púmice, apresentando textura laminar para o vidro, visto sob luz normal; e) litoclasto de composição dacítica; e f) fenocristal de plagioclásio e litoclasto com cristais de quartzo visto sob luz polarizada.

4.2.2 Lápili-tufo riolítico com elevado grau de soldagem

Aflorante imediatamente acima da unidade basal, tais rochas apresentam capacidade de sustentar relevo superior as que estão abaixo na estratigrafia, além da quantidade de material aflorante aumentar. A partir desta unidade é possível observar uma série de estruturas arqueadas de origem primária (Figura 4.10) que serão tratadas em mais detalhe na Seção de Geologia Estrutural.

Rocha piroclástica mal selecionada com fenocristais de quartzo, plagioclásio e k-feldspato compondo aproximadamente 30% do volume da rocha. Além dos fenocristais, a rocha possui material lítico e axiolitos, indicando um progressivo aumento da soldagem, achatando ainda mais os púmices.

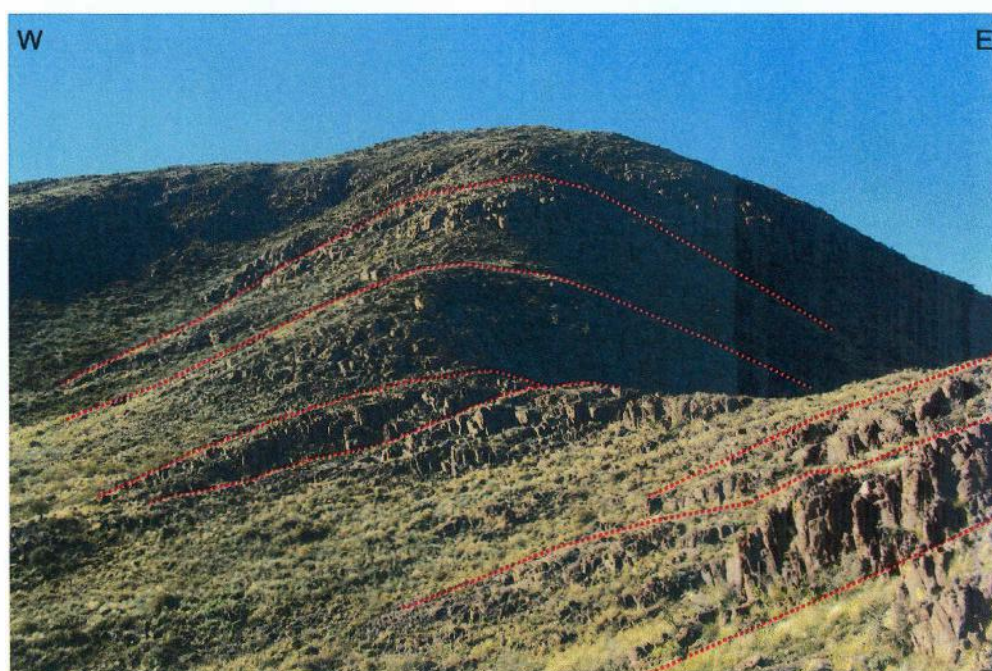


Figura 4.10: Superfícies arqueadas primárias observadas nas camadas de lápili-tufo riolítico com elevado grau de soldagem. Além das dobras é possível observar padrões de fraturamento mergulhando aproximadamente para leste.

A textura eutaxítica que era notável na unidade estratigraficamente abaixo também se faz presente neste nível, porém, o elevado grau de soldagem ao qual estas rochas foram submetidas deforma ainda mais alguns púmices achatando-os ao ponto de formarem uma espécie de fita (Figura 4.12a). Este tipo de feição é chamada de

textura parataxítica.

Macroscopicamente apresenta fenocristais de até 0,3 cm de quartzo anédrico com reentrâncias e k-feldspato subédrico a euédrico. Inclusões de material não diferenciado e de coloração mais escura são observados (Figura 4.11).

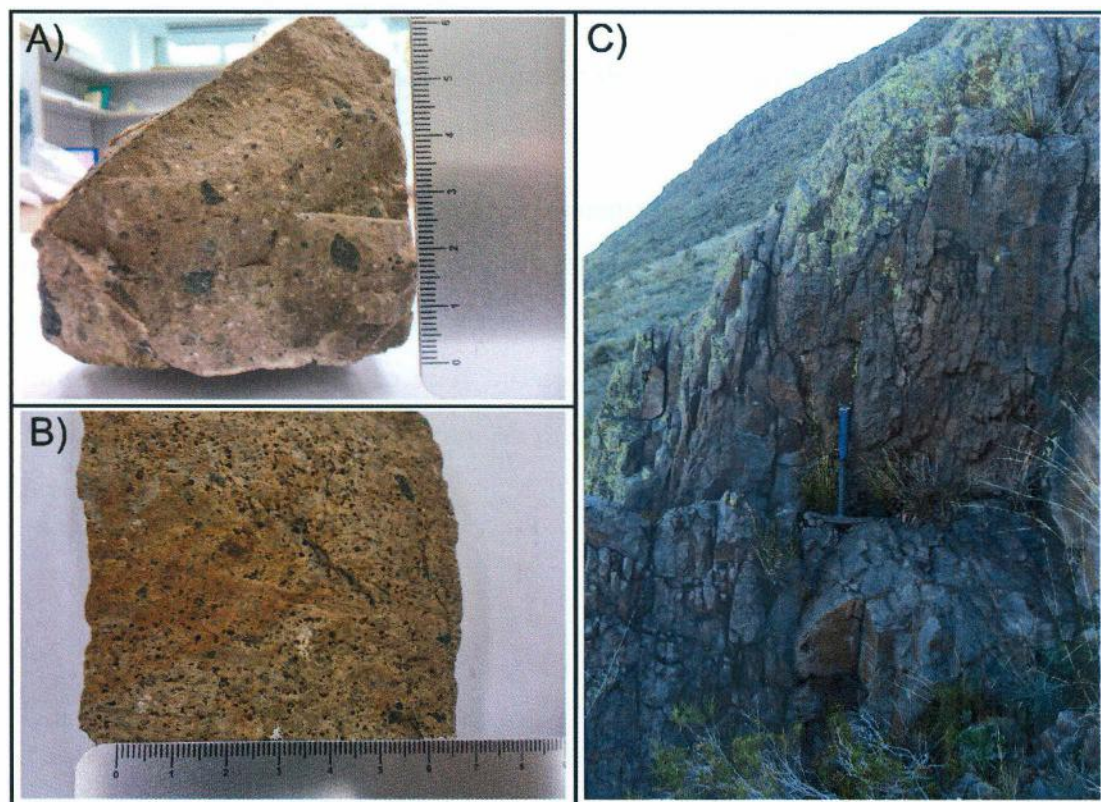


Figura 4.11: a) conteúdo de fenocristais imersos em matriz afanítica e clastos de material escuro; b) textura eutaxítica, vesículas e clastos de material escuro; e c) Tufo soldado riolítico vista em afloramento.

Microscopicamente apresenta uma matriz muito fina composta por quartzo microcristalino e cristais opacos amplamente distribuídos. O material que compõe a matriz apresenta mudança de hábito em diversos pontos formando aglomerados com textura diferente (Figura 4.12a a 4.12c) indicando recristalização do vidro que outrora compunha a matriz. Em áreas com recristalização é possível notar esferulitos assim como axiolitos, caracterizando uma textura parataxítica.

Fenocristais observados são:

Quartzo - cristais anédricos a subédricos são as variações predominantes porém,

cristais com facetas cristalinas também são observados. Embaiamento e arredondamento dos cristais são feições comuns de serem observadas e comumente se observa uma deflexão da matriz ao redor dos cristais. Fraturamento é pouco ou ausente e possuem tamanho de até 1,0 mm, sendo classificados como finos. As Figuras 4.12a a 4.12d ilustram as principais feições do quartzo.

Estes fenocristais apresentam inclusões de zircão com hábito granular, euédrico e fino.

K-feldspato - cristais subédricos a euédricos, comumente de tamanho menor que o quartzo, ocorrem na rocha. Exibem geminação *tartã* característica além de poderem apresentar geminação *carlsbad*, alteração sutil a moderada para argilo-minerais e um fraturamento mais intenso se comparado ao observado no quartzo. As Figuras 4.12b e 4.12d ilustram as principais feições dos cristais de k-feldspato presentes nestas rochas.

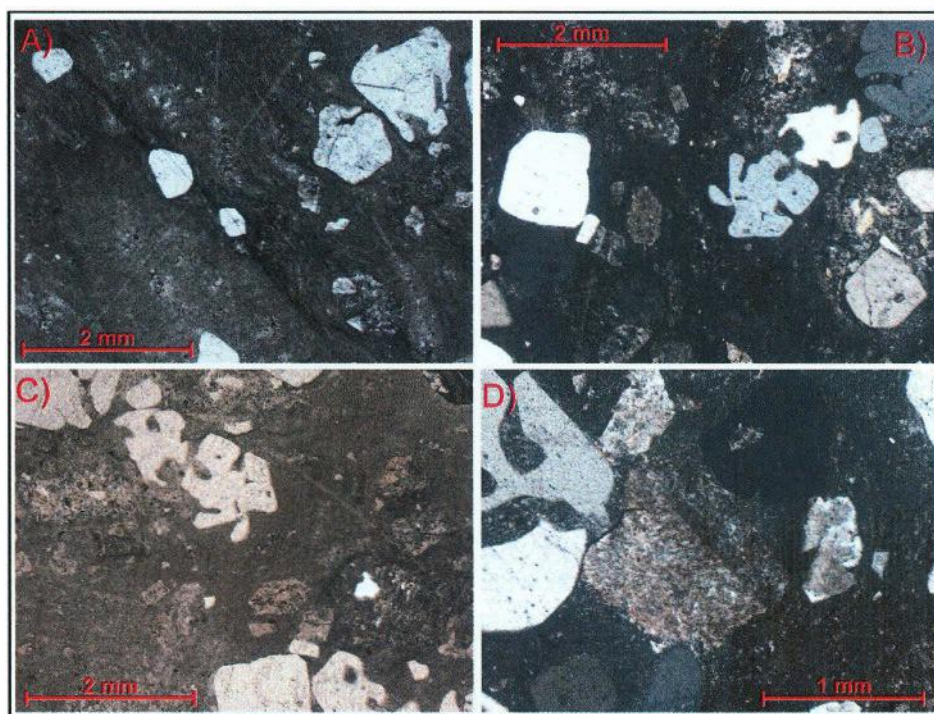


Figura 4.12: a) fenocristais de quartzo com reentrâncias imersos em matriz com zonas recristalizadas, sob luz normal; b) fenocristais e de k-feldspato imersos em matriz de quartzo microcristalino sob luz polarizada ; c) fenocristais de quartzo e k-feldspato imersos em matriz parcialmente recristalizada sob luz normal; e d) cristal de k-feldspato geminação *carlsbad* sob luz polarizada.

4.2.3 Lápili-tufo riolítico rico em cristais

Unidade de maior ocorrência na área de estudo, aflora acima do lápili-tufo riolítico com elevado grau de soldagem. O contato entre ambas as unidades é muito bem marcado pelo incremento do relevo, pelo grau de exposição sendo até mesmo visível por imagens de satélite. Consiste em rochas piroclásticas submetidas a intensos e avançados processos de devitrificação e recristalização obliterando qualquer estrutura primária que caracterizasse um púmice ou fluxo (Figura 4.13). Apresenta fenocristais de quartzo, plagioclásio, sanidina, zircão, além de carbonatos posteriores.

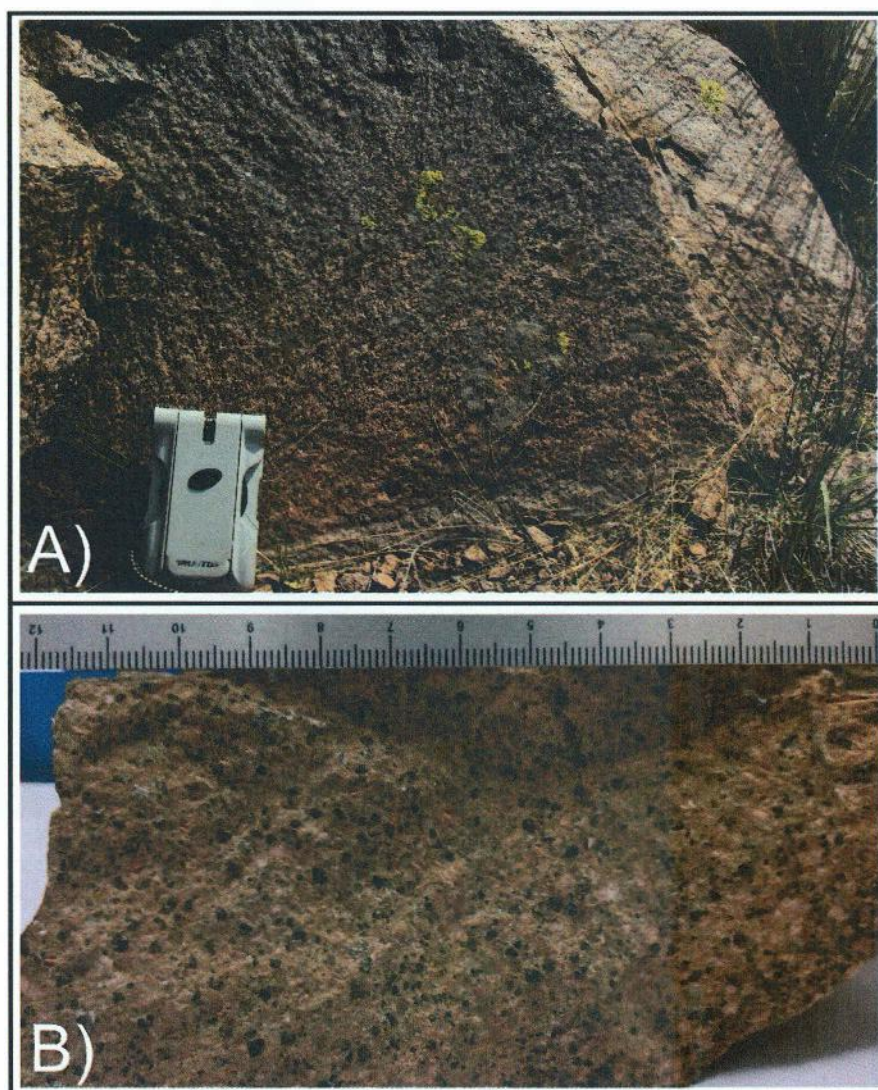


Figura 4.13: a) lápili-tufo holocristalino riolítico com a grande quantidade de fenocristais visto em afloramento com isotropia evidenciada; e b) amostra de mão com fenocristais de quartzo e k-feldspato são observados assim como a grande quantidade de fenocristais em comparação com a unidade subjacente.

Em nível de afloramento apresentam variações no grau de fraturamento de acordo com a proximidade de estruturas de grande porte, com um incremento no fraturamento  medida que se aproxima das mesmas. Ocorrem sob a forma de lajedos e blocos com disjunção colunar e esfoliação esfeirodal (Figura 4.14). Sua homogeneidade não permitiu a separação, em campo, de camadas. Assim como a unidade estratigraficamente abaixo, superfícies arqueadas primárias em toda sua extensão são muito bem marcadas formando, em muitos momentos, estruturas domnicas.

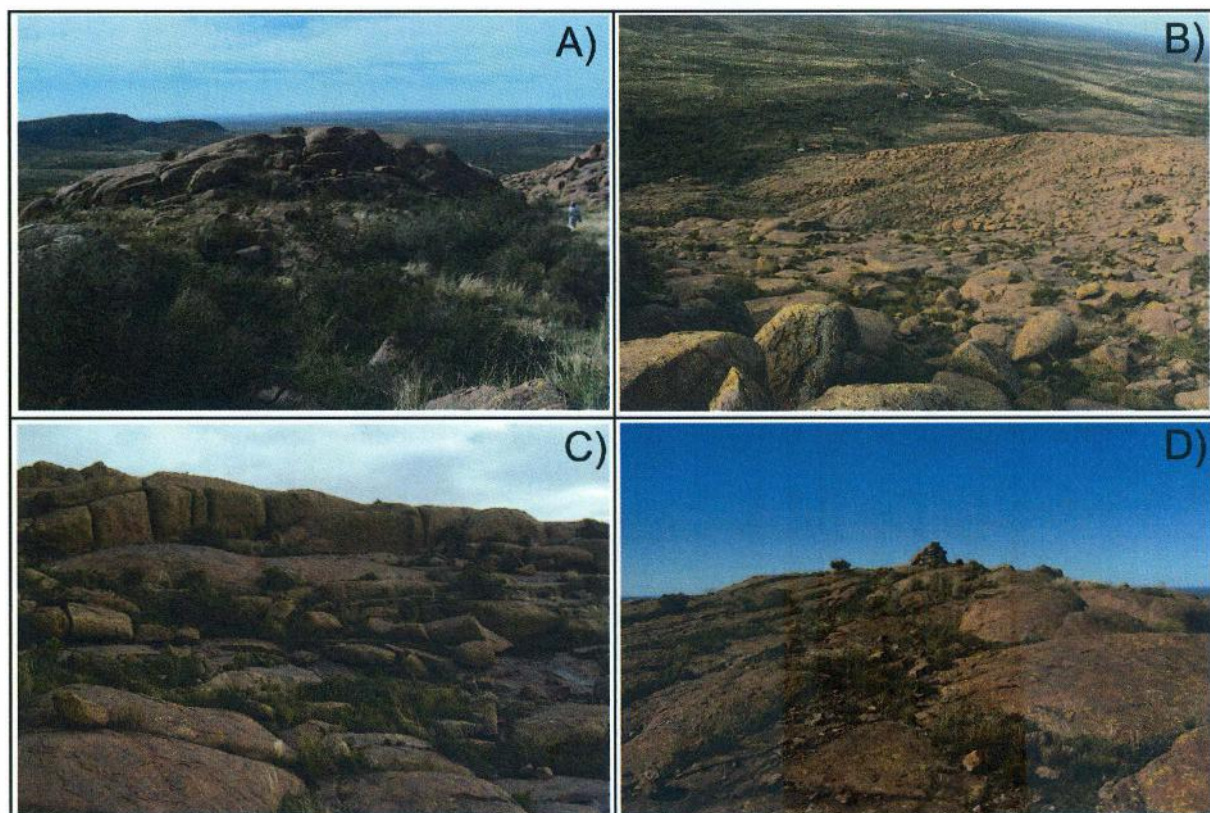


Figura 4.14: Feições típicas do lápili-tufo holocristalino riolítico observadas em Lihuel Calel

Macroscopicamente, a rocha é composta por fenocristais de quartzo anédricos a subédricos de até 0,3 cm, fenocristais de k-feldspato euédricos de até 0,5 cm e fenocristais de plagioclásio subédricos de até 0,6 cm. Os fenocristais de quartzo podem apresentar arredondamento mas não tem orientação, atribuindo dessa forma, uma característica isotrópica para a rocha (Figura 4.13). Minerais carbonáticos também são observados em certas porções desta unidade, porém estando associado a fraturas posteriores.

Microscopicamente, a rocha apresenta uma matriz composta por quartzo microcristalino de até 0,25mm de tamanho sendo classificada com fina, assim como cristais opacos subédricos a euédricos de até 0,5 mm ocorrendo de maneira disseminada. Nenhum vidro vulcânico é observado em amostras desta unidade, sutis feições lineares na matriz podem ser resquílios de axiolitos, porém não é possível determinar com exatidão o que são. Não é clara nenhuma feição de fluxo ou que indique a existencia

pretérita de púmices nas rochas.

Imersos na matriz, são observados os seguintes fenocristais:

Quartzo: encontrado sob a forma de fenocristais anédricos a subédricos comumente arredondados, porém podem apresentar algumas facetas cristalinas. Extinção ondulante não foi observada em nenhum dos cristais. Apresentam fraturamento pequeno ou ausente.

São cristais com tamanho variando de 0,925 – 1,975 mm, sendo classificados como finos a médios (Figura 4.15a a 4.15c).

Cristais euédricos de zircão estão inclusos em fenocristais de quartzo. Apresentam hábito granular e possuem 0,03 mm de comprimento.

Plagioclásio: consiste em cristais subédricos a euédricos, com elevado grau de alteração e apresentando geminação polissintética característica.

Apresenta tamanho variando de 0,37 – 1,5 mm, sendo classificados, dessa forma, como finos a médios.

Sanidina: cristais subédricos a euédricos comumente de hábito prismático, moderadamente a altamente alterados e apresentando geminação *carlsbad*. Aparentam possuir exsolução pertítica (Figura 4.15c).

Seu tamanho varia de aproximadamente 1,5 – 2,75 mm, sendo assim, classificados como cristais de granulação média.

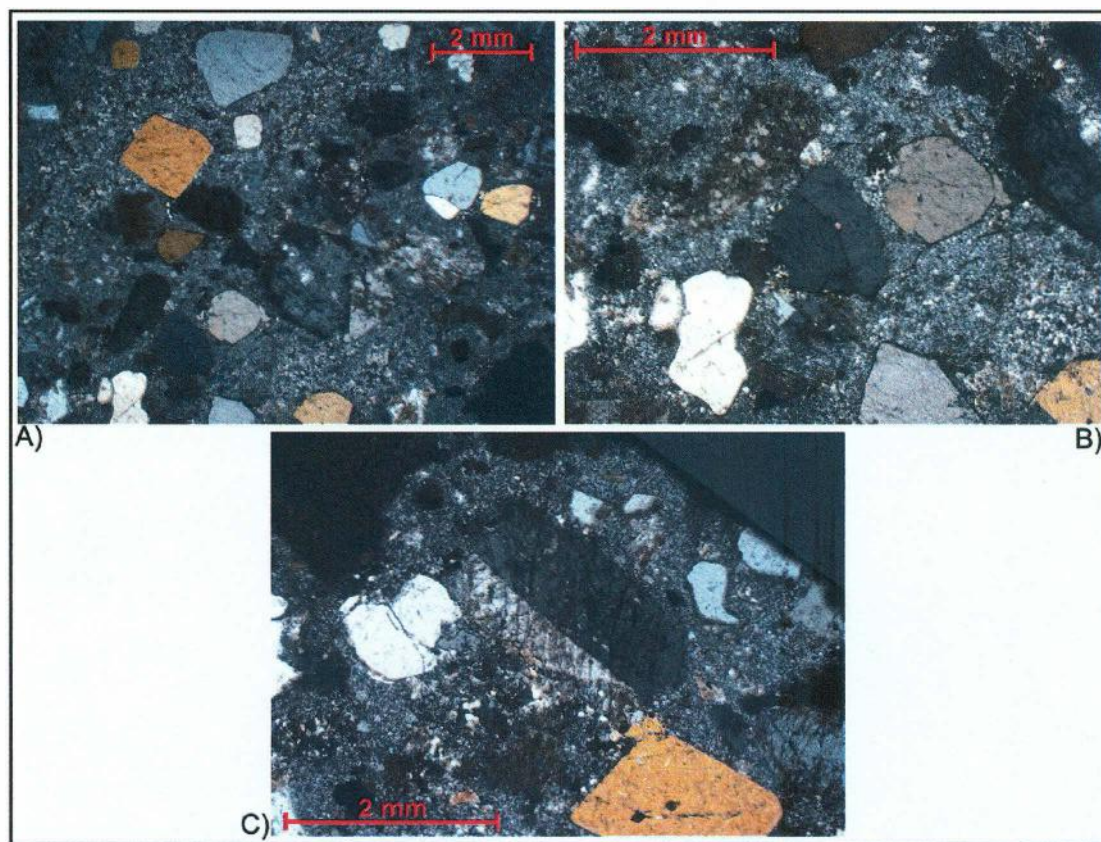


Figura 4.15: a) cristais de quartzo e de feldspato altamente alterado imersos em matriz de quartzo microcristalino; b) cristal de zircão incluído em cristal de quartzo; c) cristal de sanidina alterado com geminação carlsbad

4.2.4 Lápili-Tufo dacítico rico em cristais

As rochas aflorantes na porção superior da sequência estratigráfica de Lihuel Canel, assim como a unidade abaixo, são submetidas a avançados e intensos processos de recristalização e soldagem, também não preservando nenhuma estrutura de fluxo ou que possa ser relacionada a existência de púmices anteriores. Seu grau de exposição é inferior que o da unidade anterior, aflorando sob a forma de grandes lajedos ao redor de cobertura vegetal. Apresentam capacidade de sustentar relevo inferior a unidade subjacente.

As rochas, de composição dacítica, apresentam uma mudança química grande em relação as sequência ácidas abaixo. Ainda que apresente grande quantidade de quartzo, a concentração de feldspato aumenta em relação as unidades anteriores e a

quantidade e variedade de minerais máficos também cresce. Os minerais observados na rocha são plagioclásio, quartzo, biotita, anfibólio, titanita, zircão e opacos.

Macroscopicamente a rocha apresenta uma cor acinzentada com plagioclásio, quartzo e biotita como os minerais constituintes. Fenocristais variam de menos de 0,3 cm a aproximadamente 0,5 cm, sendo caracterizados como finos a médios. O mineral diagnóstico em campo, deste nível, é a biotita (Figura 4.16).

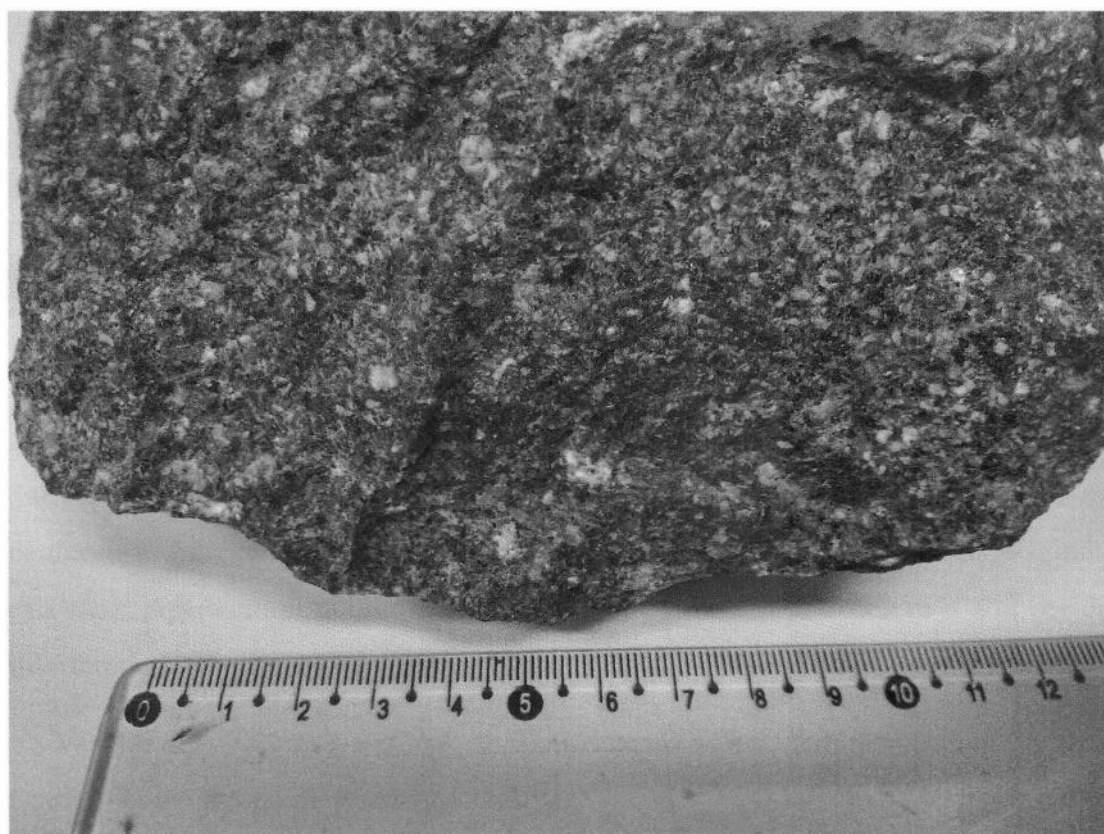


Figura 4.16: Características principais da rocha como a coloração cinza e a isotropia. Cristais de quartzo, plagioclásio e biotita observados.

Microscopicamente a rocha contém matriz composta de quartzo microcristalino e nenhuma textura clara que indique um púmice ou material vítreo pretérito. Há um incremento no grau de fraturamento dos fenocristais da rocha, em relação a unidade estratigraficamente abaixo. A matriz também contém cristais euédricos de titanita, com hábito prismático e de aproximadamente 0,25 mm de comprimento (Figura 4.17d), assim como cristais de zircão finos e euédricos.

Os fenocristais observados na rocha são:

Plagioclásio: se manifesta sob a forma de fenocristais euédricos de hábito prismático geralmente tendo contatos regulares com outros cristais de plagioclásio. Os fenocristais não apresentam orientação aparente e possuem caolinitização baixa a muito elevada (Figura 4.17a).

Os fenocristais variam de aproximadamente 1,375 mm a 4,5 mm, sendo classificados como médios.

Quartzo: ocorrem sob a forma de fenocristais anédricos a subédricos, alguns apresentando reentrâncias ou podendo ser arredondados. Ainda que muitos cristais não estejam fraturados, fragmentos de quartzo são observados em todas as amostras (Figuras 4.17a e 4.17b).

Seu tamanho varia de 0,5 mm- 3,93 mm sendo classificados como finos a médios.

Anfibólio: mineral que só é observado nesta unidade (ainda que os litoclastos dacíticos da unidade basal apresentem material pseudomorfizados com indícios de composição ferro-magnésiana, não é possível determinar com exatidão quais mineirais são). Apresentam hábito comumente prismático, com alto relevo e alta cor de interferência (Figura 4.17c).

Variam de 1,75 mm a 2,0 mm de comprimento aproximadamente, sendo classificados como cristais de granulação média.

Biotita: encontra-se sob a forma de cristais subédricos de aproximadamente 0,3 mm a 0,5 mm, sendo classificados como finos. Nenhuma biotita encontra-se orientada.

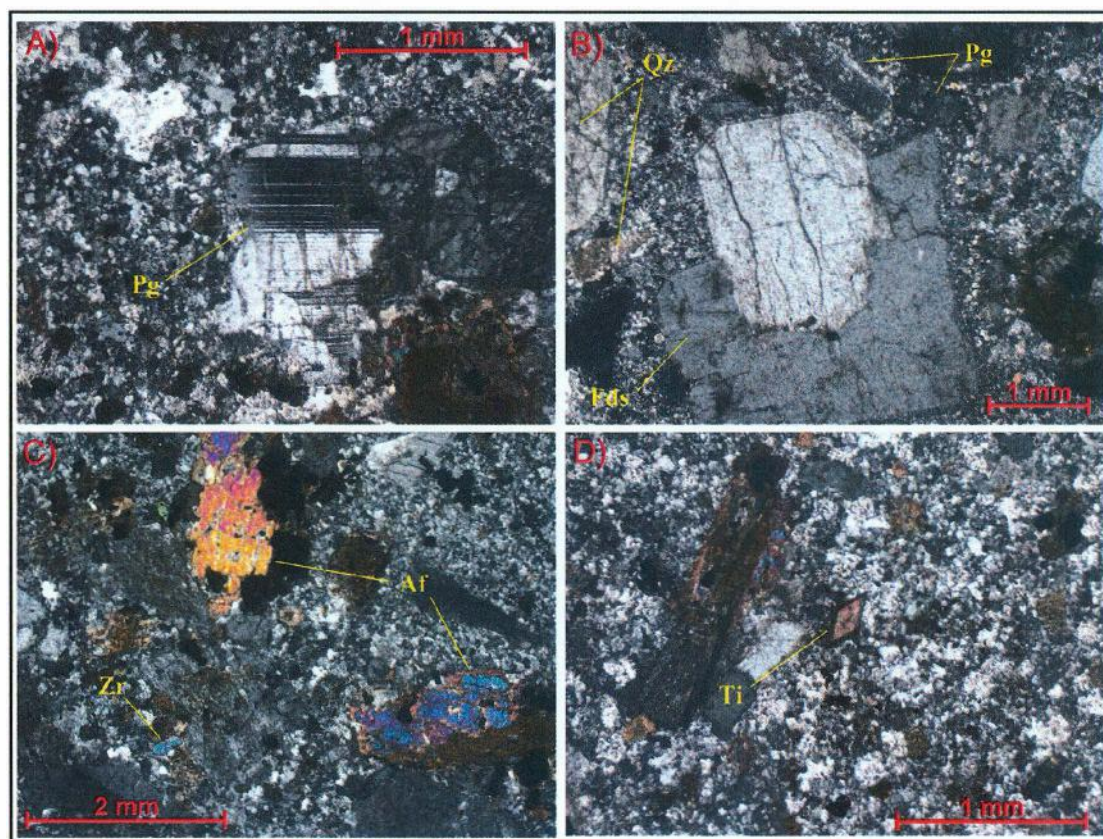


Figura 4.17: a) Fenocristal de plagioclásio (Pg) envolto em matriz de quartzo microcristalino; b) Fenocristais de feldspato (Fds) euédricos com contatos regulares, fenocristais euédricos de plagioclásio e fragmentos de cristais de quartzo (Qz); c) Fenocristais subédricos de anfíbólio (Af) e cristal de zircão (Zr); d) Cristal de titanita (Ti) euédrica.

4.2.5 Brechas

Ocorrências pontuais de brechas são observadas em campo, apresentando clastos das unidades aflorantes e matriz composta por material carbonático. Interpretam-se tais rochas como as mais recentes a aflorar na área, desconsiderando a cobertura sedimentar quaternária (Figura 4.18).

Afloram, geralmente, em meio as regiões mais planas e baixas com extensa cobertura vegetal ao redor.

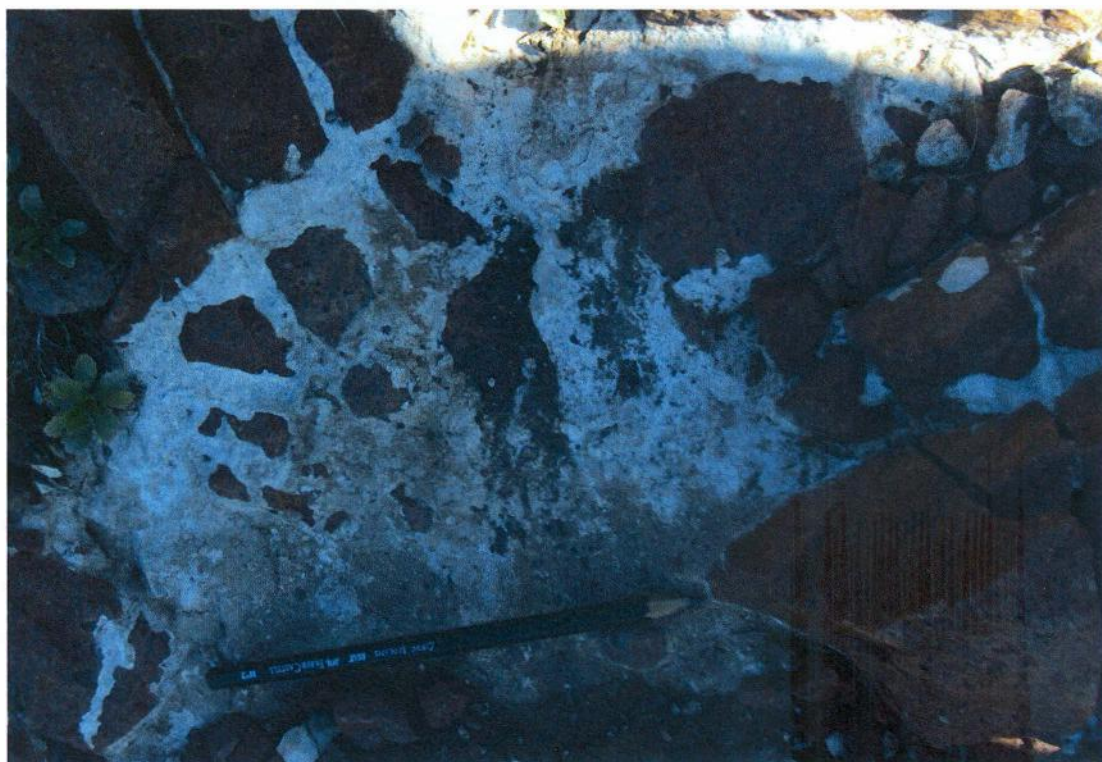


Figura 4.18: Brecha com matriz carbonática e clastos do lúpili-tufo riolítico com elevado grau de soldagem

4.3 Geologia Estrutural

As unidades estudadas em Lihuel Calel estão dispostas sob a forma de corpos tabulares que, juntos configuram uma feição dômica apresentando uma série de estruturas primárias associadas ao resfriamento como fraturas e disjunções colunares. Além destas estruturas esfoliações esferoidais e lineamentos secundários são marcantes em todas as unidades.

As camadas apresentam mergulhos de baixo ângulo, geralmente entre 20° e 30°, havendo, com uma tendência para noroeste em todas as unidades (Figura 4.19). As medidas foram obtidas através de superfícies aplainadas interpretadas como S_0 . Ainda que esta predominância para noroeste seja marcante, vale indicar outra grande quantidade de superfícies arqueadas com eixo orientado NE-SW ou NNE-SSW (Figura 4.20a e 4.20b).

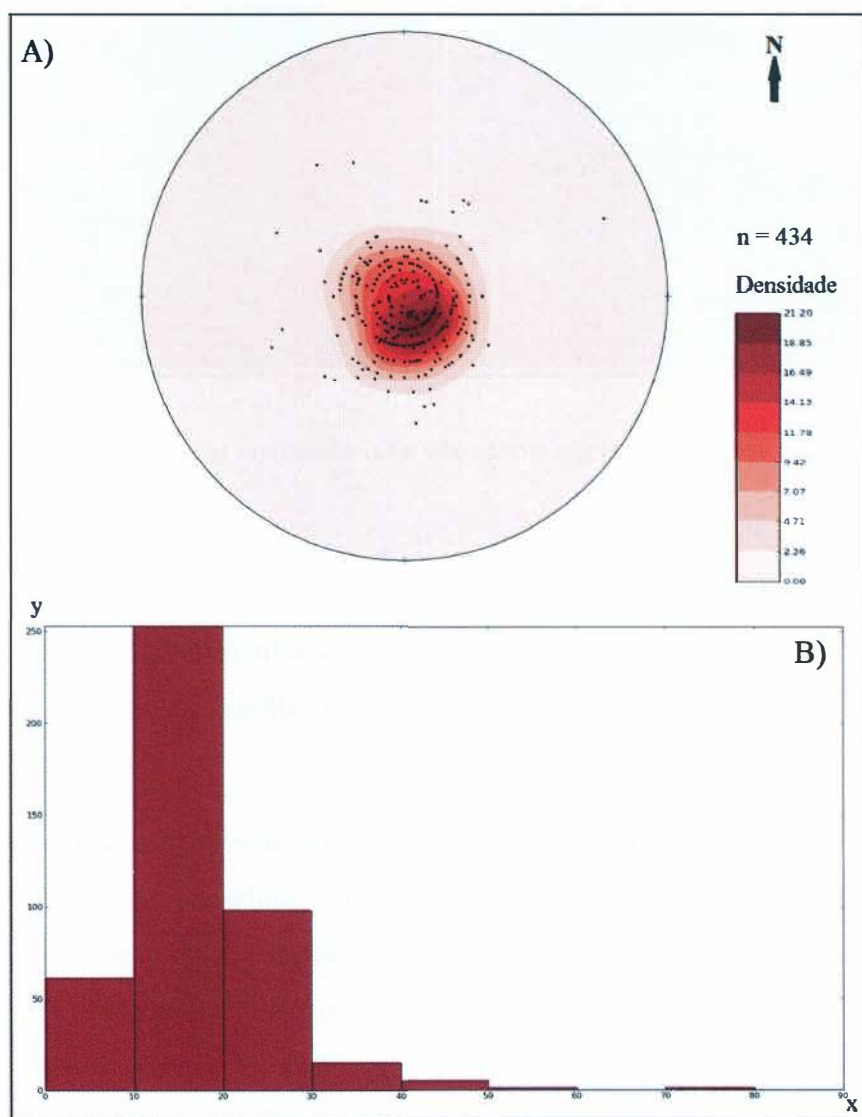


Figura 4.19: Estereograma acamamentos indicando uma feição dômica com tendência de mergulho para noroeste e histograma de ângulos de mergulho demonstrando uma tendência de baixo ângulo, entre 10° e 20°.

O intenso grau de soldagem e cristalização das rochas aflorantes em Lihuel Canel indica que elas foram mantidas por tempo suficiente sob condições acima da temperatura de transição do vidro, temperatura na qual o vidro passa a fluir espontaneamente, permitindo a produção de dobramentos e outras estruturas internas primárias. Ignimbritos formados sob tais condições são denominados reoignimbritos ou *lava-like* ignimbritos.

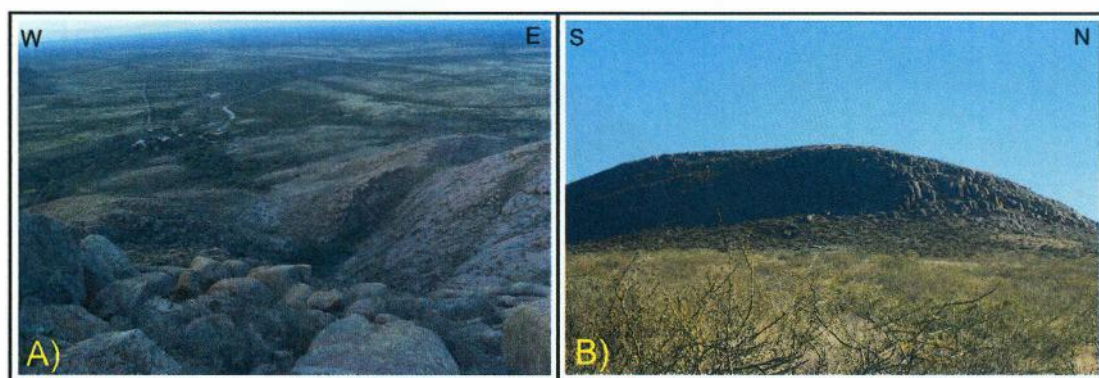


Figura 4.20: a) Superfície arqueada com eixo para norte; b) superfície arqueada com eixo para noroeste

Estruturas de deformação rúptil secundárias são observadas em Lihuel Calel e consistem em grandes estruturas lineares de orientação NW e WNW facilmente visíveis em imagens de satélite, além de um intenso fraturamento por toda a área de serra (Anexo II).

O intenso fraturamento ao redor das serras de Lihuel Calel e o incremento deste tipo de deformação à medida que há a aproximação com uma grande estrutura levaram a realização de um estudo do padrão de fraturamento segmentando a área em domínios estruturais visando a obtenção de possíveis padrões que indicassem quais populações seriam de origem primária e quais seriam de origem secundária. Os pontos onde foram obtidas medidas de fratura foram classificados, de maneira arbitrária, como "próximos" ou "distantes" a estruturas maiores. Os pontos com distância menor que quarenta metros para uma estrutura foram considerados como "próximos" e os pontos com distância superior a quarenta metros foram classificados como "distantes".

Pontos distantes de grandes estruturas apresentam dois padrões predominantes de fraturamento orientados para NW e NE (Figura 4.21a). Os vetores de *eigen* apresentam aleatoriedade indicando sistemas de fraturas gerados em momentos distintos (Figura 4.21b).

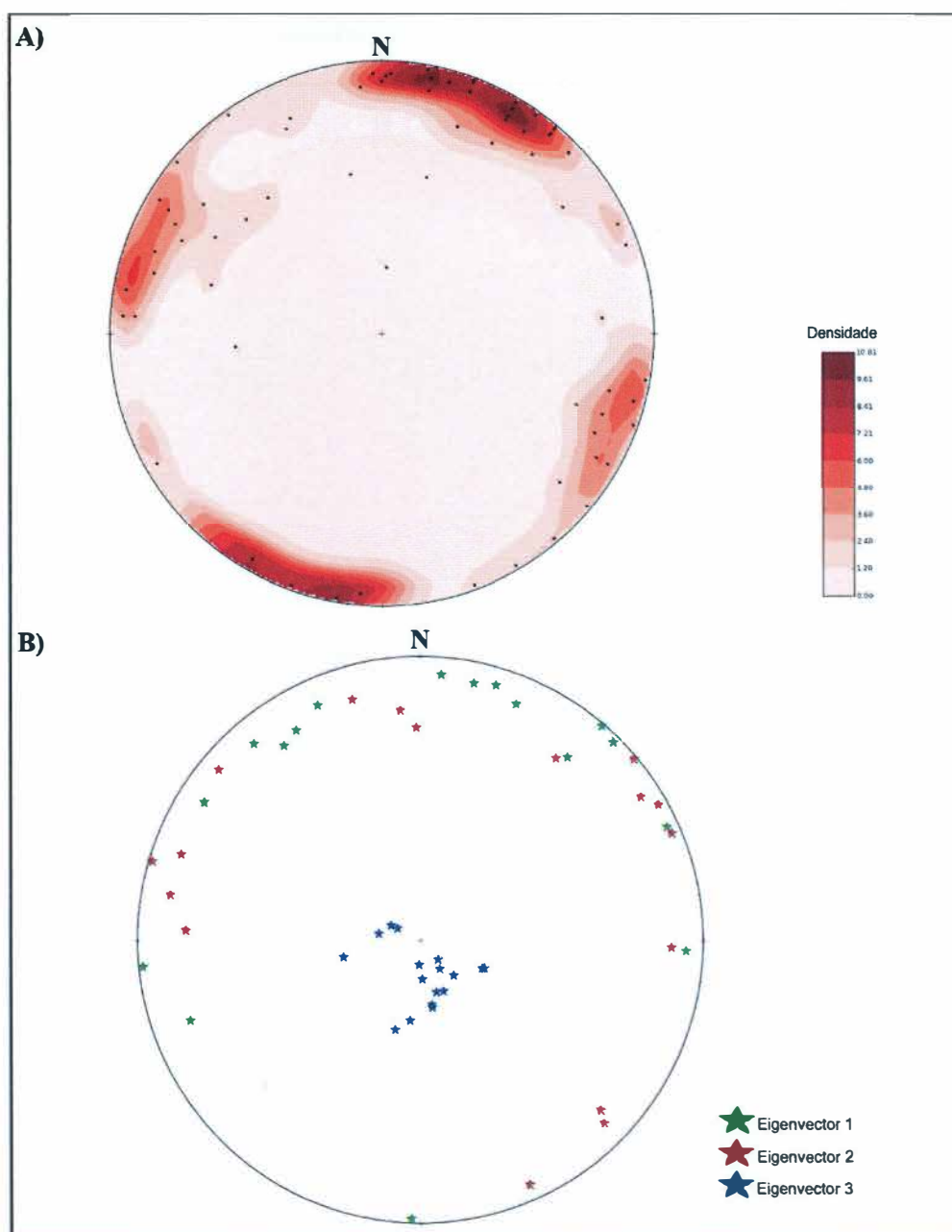


Figura 4.21: a) Estereograma de polos indicando duas tendências de planos, uma orientada NW e outra NE nos domínios menos deformados; b) Padrão aleatório dos vetores de *eigen* para os pontos.

Os domínios estruturais próximos aos lineamentos regionais indicam uma predominância de orientação das fraturas com *strike* NW-SE (Figura 4.22a), dado corroborado pelo padrão de vetores de *eigen* orientando sigma 1 entre NNW e NE (Figura 4.22b). Essa padronização observada nos vetores de *eigen* e no *strike* das fraturas

aparenta ligação com as estruturas regionais.

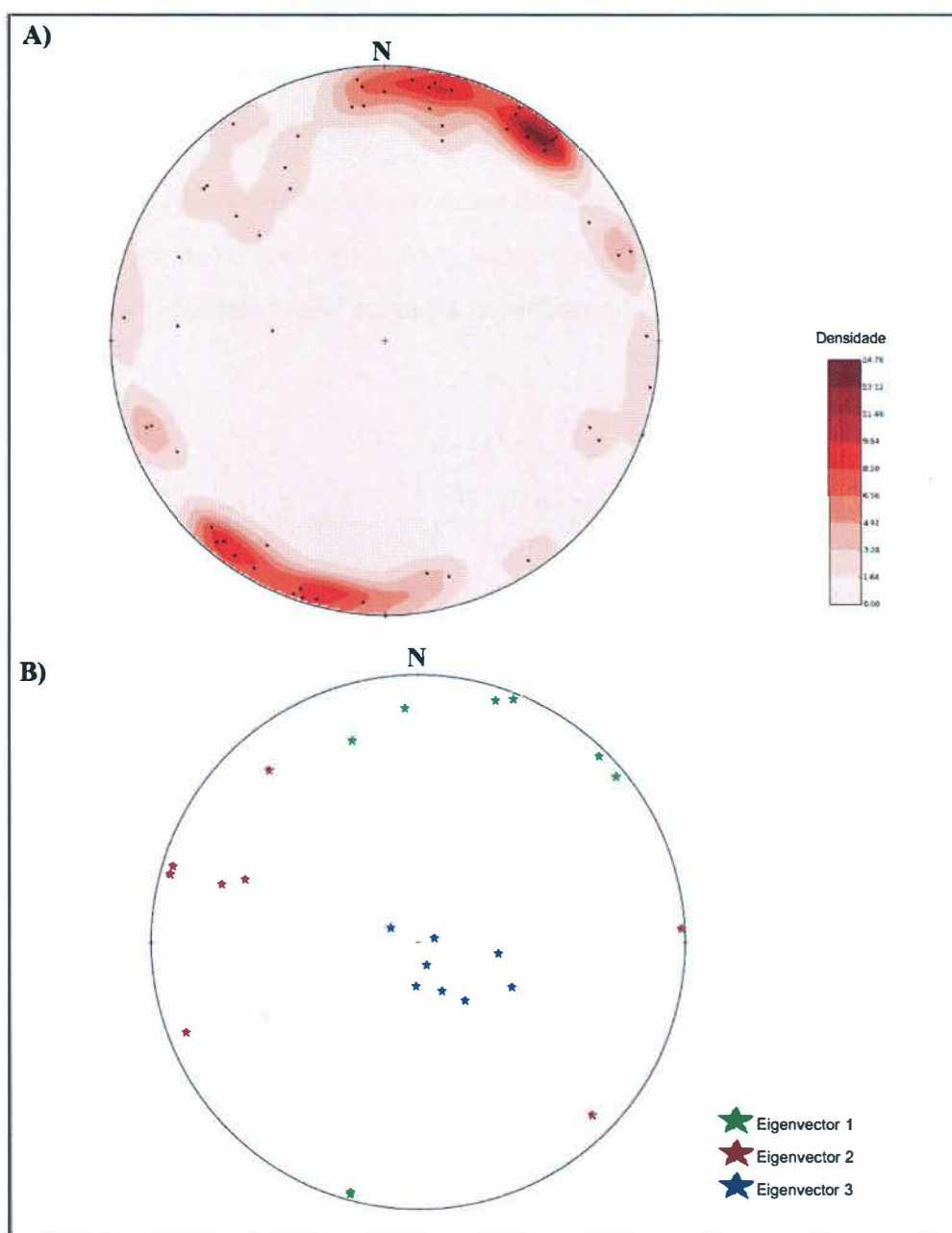


Figura 4.22: a) Estereograma de polos indicando uma tendência de planos com orientação NW-SE; b) Padrão dos vetores de *eigen* para os pontos.

Em nível de afloramento nenhum indicador cinemático foi observado dentro de uma grande estrutura, isso devido ao fato de as rochas encontrarem-se intensamente fraturadas e ao incremento da cobertura vegetal ao longo delas. Tampouco foi possível observar indicadores cinemáticos através de imagens de satélite *Google Earth*.

Nas fraturas NW é possível observar um componente de movimento dextral sutil (às vezes inexistente) e nota-se também, uma relação temporal entre as fraturas NE e NW, com as primeiras sendo cortadas pelas segundas (Figura 4.23).

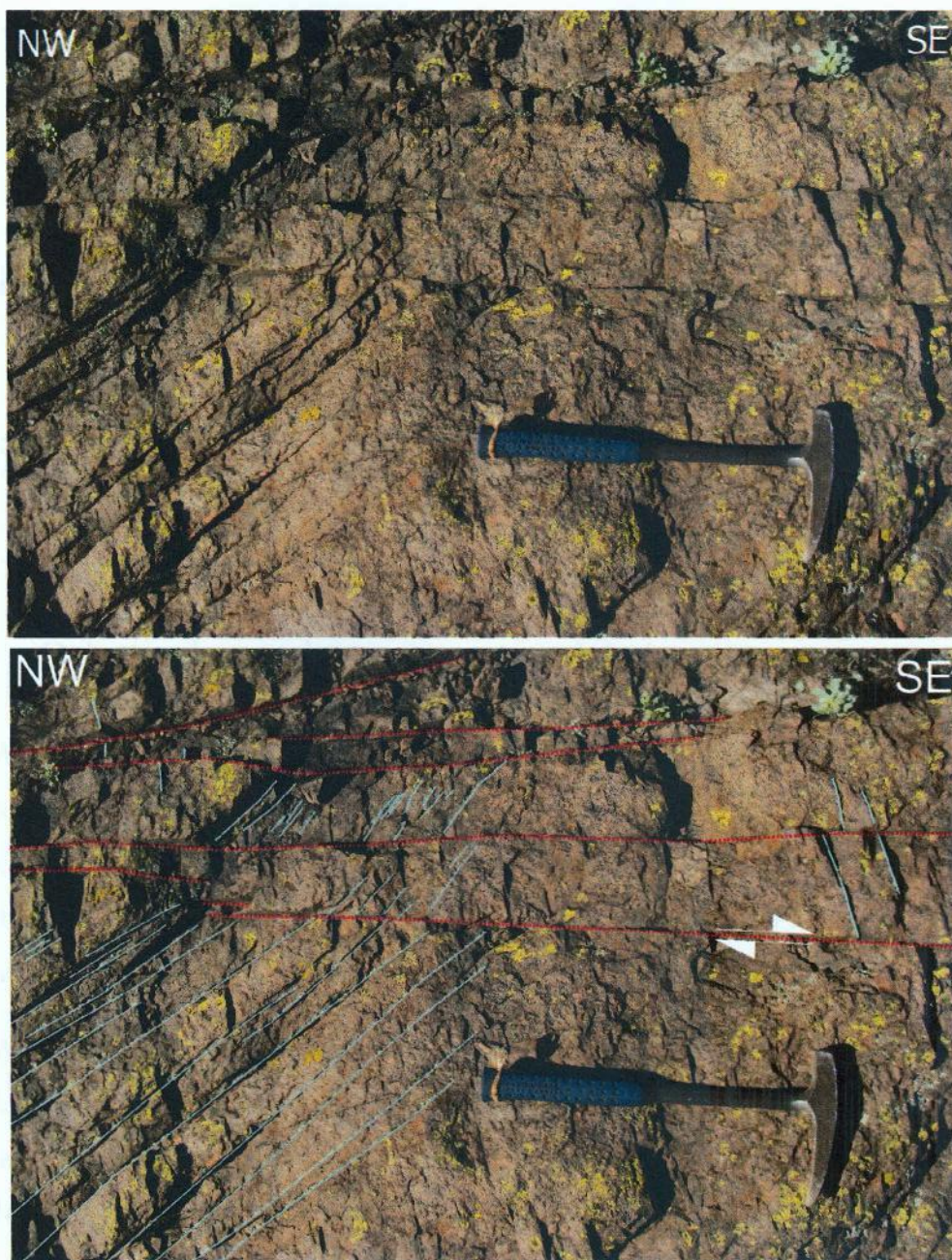


Figura 4.23: Sutil componente dextral observado em fraturas NW e a indicação de esta população de fraturas ser mais recente que o NE.

Dessa maneira foi estabelecido que o fraturamento de orientação NE teria origem primária, podendo ser relacionado ao resfriamento da rocha e, ainda que também possam haver fraturas de origem primária com orientação NW, há uma tendência de geração secundária as populações deste grupo junto a fraturas de orientação WNW-ESE.

Capítulo 5

Discussão

5.1 Origem das rochas e evento vulcânico

As serras do Parque Nacional Lihuel Calel apresentam, na base, uma sequência de rochas piroclásticas com características típicas de um reoignimbrito moderado a altamente soldado como os *flammes* de púmice alongados formando textura eutaxítica na unidade basal e o achatamento deste material vítreo formando textura parataxítica no Lápili-Tufo riolítico altamente soldado.

As unidades seguintes demonstraram um grande desafio quanto a sua interpretação e classificação. Diferente das unidades mais antigas, cuja gênese não resta dúvidas, no Lápili-tufo riolítico rico em cristais e no Lápili-tufo dacítico rico em cristais não foi possível observar nenhuma textura que pudesse associar, indubitavelmente, esta rocha a um evento piroclástico. Estudos feitos por Cas & Wright (1988) indicam que para que uma lava de composição ácida possa fluir, o teor de fenocristais deve ser inferior a 40%, valor abaixo aos mais de 50% de fenocristais encontrados em ambas as unidades superiores, desta forma, as rochas não deveriam ser oriundas de lavas. A principal hipótese considerada neste trabalho é que, sua gênese esteja relacionada a uma erupção pouco explosiva no qual o material extrudido estaria *in situ* e que mantivesse o calor das porções internas do corpo por um tempo longo (Figura 5.1a). Considerando tal suposição correta é de se esperar que as unidades moderadamente e altamente soldadas abaixo, aflorassem novamente a

noroeste, formando a porção mais superior (e menos quente, se comparada com a central) do depósito. Outra opção a ser considerada é possibilidade deste pacote espesso rico em cristais ser uma intrusão subvulcânica paralela a atitude das duas camadas inferiores (Figura 5.1b) e as texturas de recristalização do vidro observadas nas unidades abaixo poderiam estar relacionadas ao calor da intrusão.

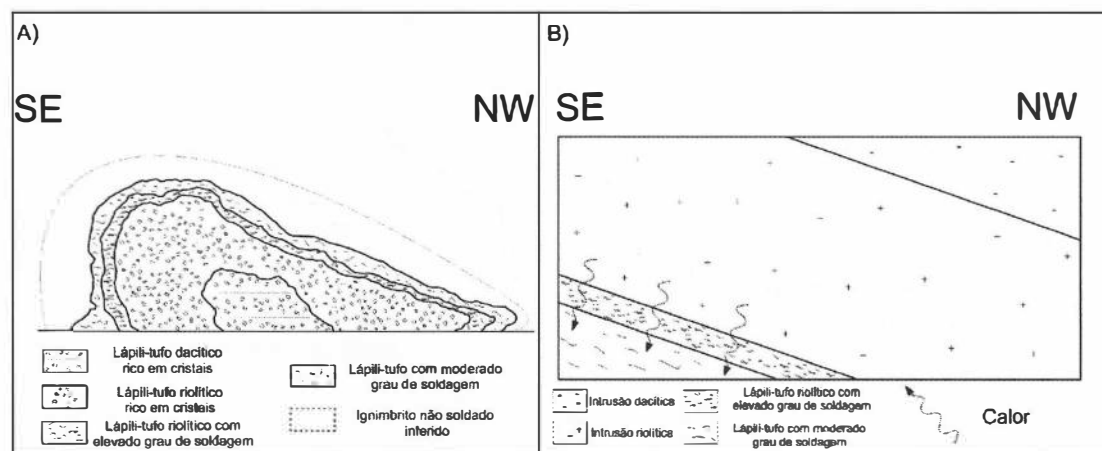


Figura 5.1: A) Seção esquemática demonstrando como estariam dispostas as rochas de Lihuel Calel caso estivessem *in situ*. Foi inferida uma sequência ignimbrítica não soldada mais antiga na porção externa devido a maior facilidade de perda de calor para o meio (figura não está em escala); B) Hipótese da intrusão subvulcânica paralela a atitude das camadas, no qual o calor emanado dela permite a recristalização do vidro presente na encaixante.

Com base no progressivo aumento do grau de soldagem e na fragmentação dos cristais nas unidades superiores, principalmente nas dacíticas, admite-se uma origem eruptiva para estas rochas, ainda que a possibilidade de uma intrusão subvulcânica não deva ser abandonada em completo.

Independentemente da gênese, é evidente que a maior parte das rochas de Lihuel Calel fazem parte de um sistema de alta-silica e alto-potássio, evidenciada pela elevada concentração de quartzo e sanidina nas rochas. Essa composição química sofre uma mudança importante no nível dacítico, onde a quantidade de minerais contendo elementos como Ca, Na, Fe e Mg cresce notavelmente. Tal variação química pode apresentar uma série de explicações, desde a mistura de um magma de composição intermediária ao material presente na câmara que alimentava o(s) vulcão(ões) de

Lihuel Calel até a possibilidade do material ácido ter composto a porção superior da câmara magmática e a sequência dacítica ter feito parte das porções mais inferiores (Figura 5.2). Independente do mecanismo que possa ter causado esta mudança é importante salientar que litoclastos dacíticos com minerais máficos pseudomorfizados nas unidades basais de Lihuel-Calel indicam uma variação química no magma que alimenta esta(s) câmara(s).

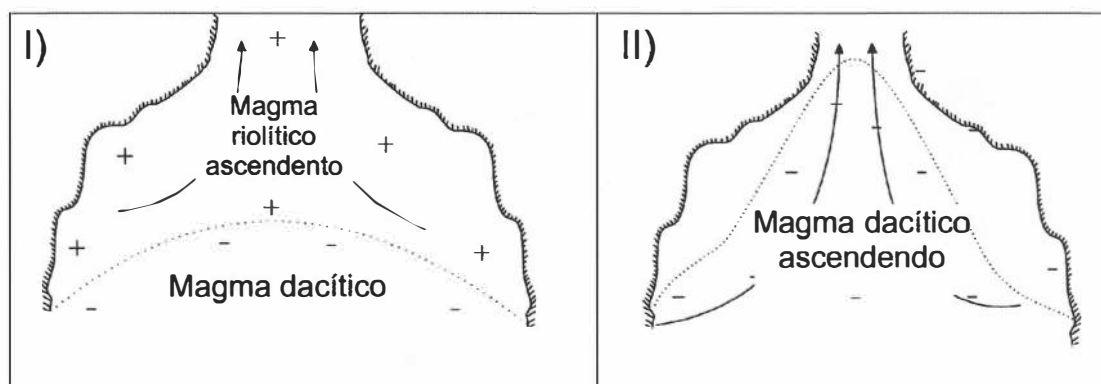


Figura 5.2: I) Primeiro instante onde o magma riolítico, menos denso, é extrudido. O magma dacítico, mais denso, se mantém nas porções inferiores da câmara; II) Segundo instante onde o magma riolítico é todo extrudido e o líquido dacítico passa a ascender.

5.2 Atitude e geometria das camadas

Quanto a geometria das camadas (S_0) Aguilera *et al* 2014 definem que os ignimbritos de Lihuel Calel apresentam mergulho homoclinal para WNW com ângulos de mergulho de aproximadamente 25° nas unidades basais e valores próximos a 15° nas unidades superiores. Os dados obtidos neste trabalho indicam direções de mergulho para todos os quadrantes, porém com uma tendência para NW como ilustrado na Figura 4.18. A unidade basal aflorante na área do Parque apresenta mergulhos predominantes para NW com ângulos entre 20° e 30° (Figura 5.3).

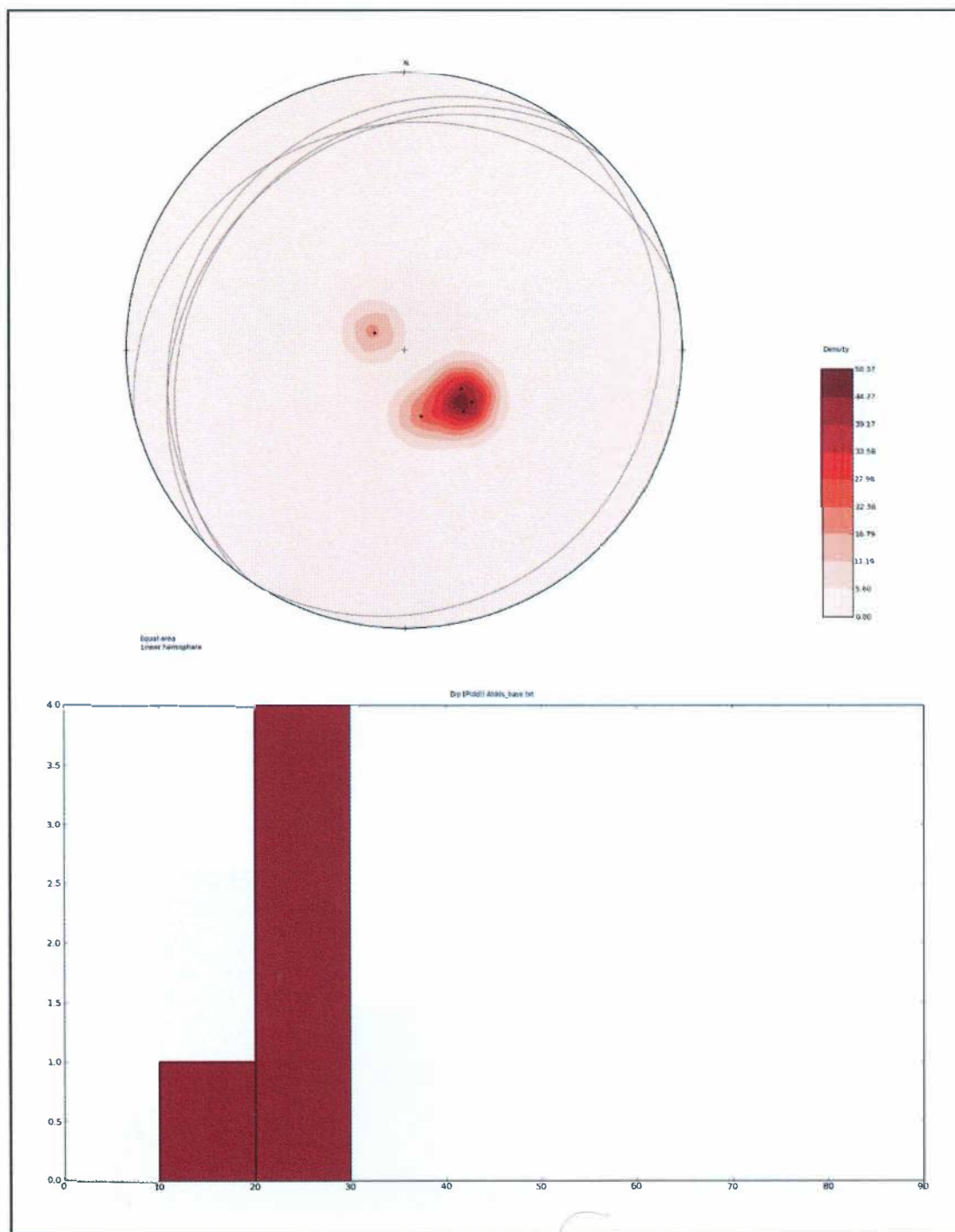


Figura 5.3: Tendência de mergulho para NW e histograma indicando uma predominância de ângulos entre 20° e 30° do S_0 da unidade basal

NW é mesma direção principal de mergulho observada na sequência riolítica rica em cristais (a direção WNW também deve ser considerada), todavia, a predominância de ângulos entre 20° e 30° continua neste nível (Figura 5.4).

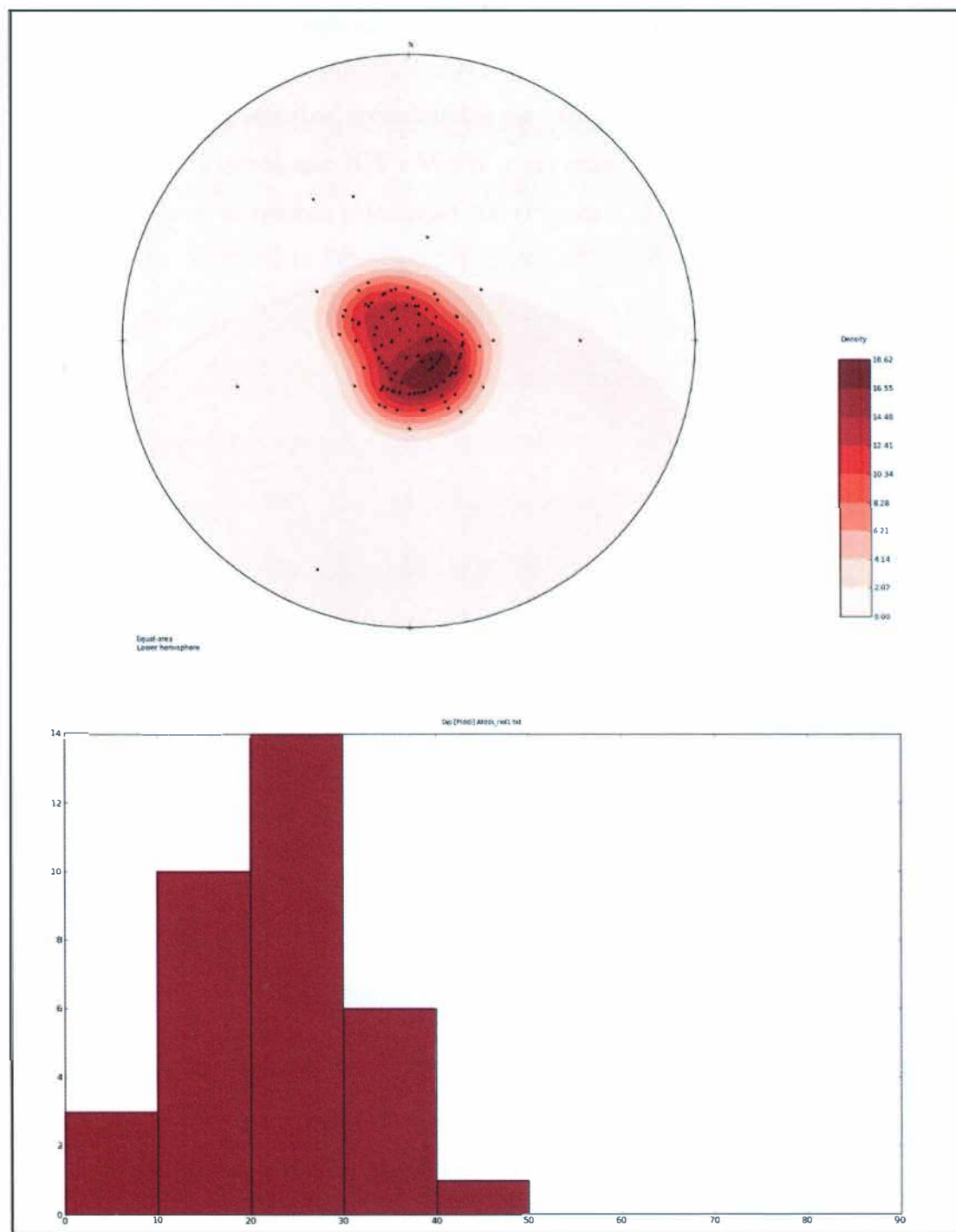


Figura 5.4: Tendência de mergulho para NW do S_0 e histograma indicando uma predominância de ângulos entre 20° e 30° da unidade riolítica rica em cristais

Portanto a orientação dessa feição (S_0) configura uma estrutura dômica com ângulos de mergulho predominantemente entre 20° e 30° para todas as direções, mas com tendência de mergulho para noroeste.

5.3 Esforços tectônicos aplicados a Lihuel Calel

Através dos argumentos apresentados no capítulo anterior associa-se a gênese das estruturas de orientação NW e WNW a um esforço secundário aplicado na área de estudo cujo σ_1 apresenta orientação NE (Figura 5.5).

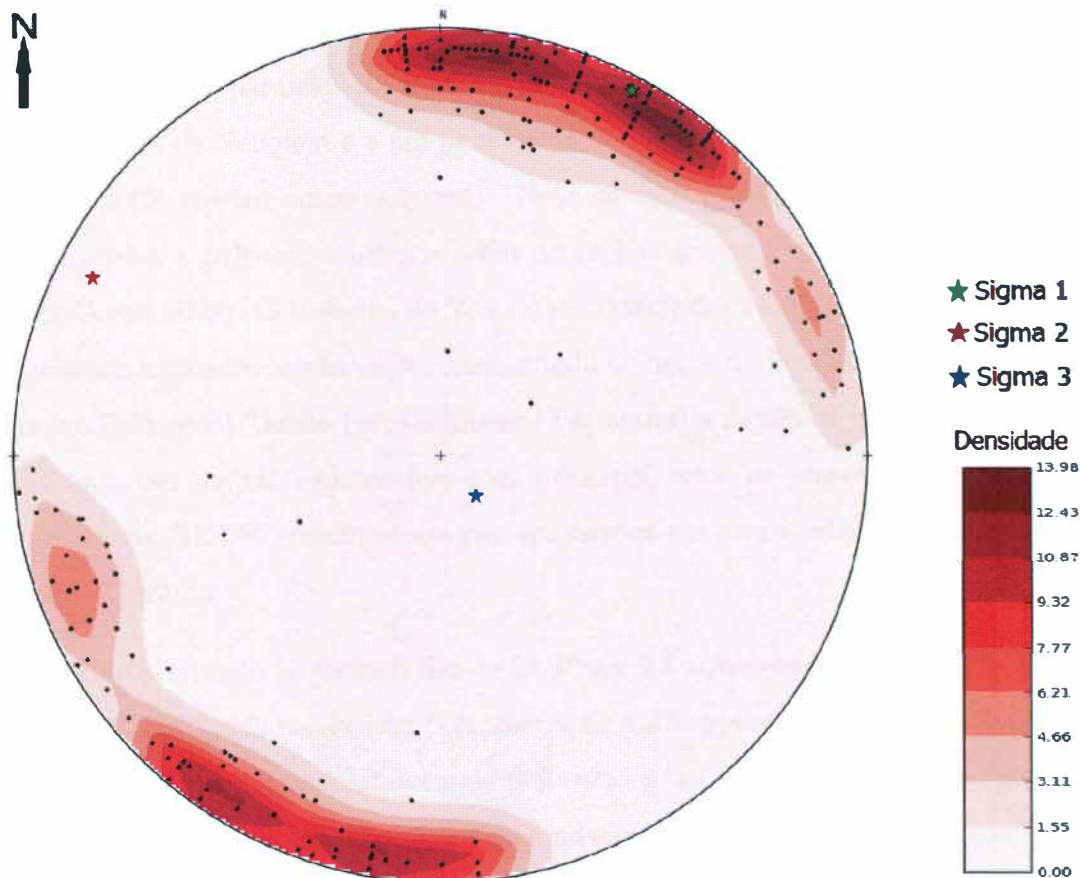


Figura 5.5: Estereograma de atitudes obtido após a eliminação de todos os planos de fraturamento considerados primários indicando um vetor sigma 1 de orientação NE

Na Figura 2.1 foi possível observar a relação espacial entre a área de estudo e os principais domínios tectônicos da Argentina. Vetores de esforço principal de orientação aproximada NE de idade permo-triássica são descritos ao longo da porção centro-sul da Argentina ao sul da Cordillera Frontal. Três áreas que exibem esforços compressivos de idade permiano inferior serão tratadas com um pouco mais de detalhe: O Maciço Norte-Patagônico a sul da área, o *fold-and-thrust belt* de Sierra de

la Ventana a leste e um grupo de rochas do embasamento do Maciço de Chadileuvú entitulado de Cerro de Los Viejos, a leste da área mapeada. Uma área, que exhibe esforços distensivos de idade permo-triássica na região de Potrerillos-Uspallata, a sul da Cordillera Frontal e a norte do Maciço de San Rafael (Figura 5.7) também será discutida.

O Maciço Norte-Patagônico ou Maciço de Somún Cura está localizado aproximadamente entre os paralelos 39° e 44°S sendo limitado a norte pela Bacia do Colorado e pela Bacia de Neuquén e a sul pela Bacia de Cañadon Asfalto (Von Gosen 2003, Ramos 2008, dentre outros autores). Nele afloram rochas metamórficas de idade proterozoica a paleozóica inferior além de rochas ígneas Paleozóicas a Mesozóicas (Von Gosen 2003). O trabalho de Von Gosen (2003) descreve diversos eventos de deformacionais aplicados a esta região remontando ao início do Fanerozoico. Ele descreve que no Paleozóico Tardio (provavelmente Permiano) a região de Somún Cura é submetida a um regime compressivo com principal vetor de *stress* tendo orientação aproximada NE-SW, manifestado por empurrões em níveis crustais profundos, gerando milonitos.

A norte, situado no Cráton Rio de La Plata, há o *fold-and-thrust belt* Paleozóico Ventania. Alongado na direção NW, Sierra de La Ventana consiste numa sequência de rochas sedimentares plataformais deformadas no Permiano com a acresção do Terreno Patagônia à margem SW de Gondwana (Ramos 2014, Alessandretti *et al* 2014). As estruturas formadas por tal evento tectônico indicam que um esforço compressivo de orientação NE-SW devido a colisão de Patagônia com Gondwana (Tickyj *et al* 1997, Von Gosen 2003 e outros autores).

Localizado no extremo sudeste da Província de La Pampa, aflora um corpo granítico com *strike* aproximado NW-SE intensamente deformado no Paleozóico Superior chamado de Cerro de Los Viejos (Tickyj *et al* 1997). Este afloramento consiste em gnaisses graníticos e gnaisses miloníticos com estruturas de deformação indicandouma compressão com orientação NE-SW com vergência de SW para NE (Tickyj *et al* 1997).

É notável a compressão generalizada a qual esta região do paleocontinente Gondwana

falhas de rejeito direcional com sutis componentes compressivos *dip-slip*.

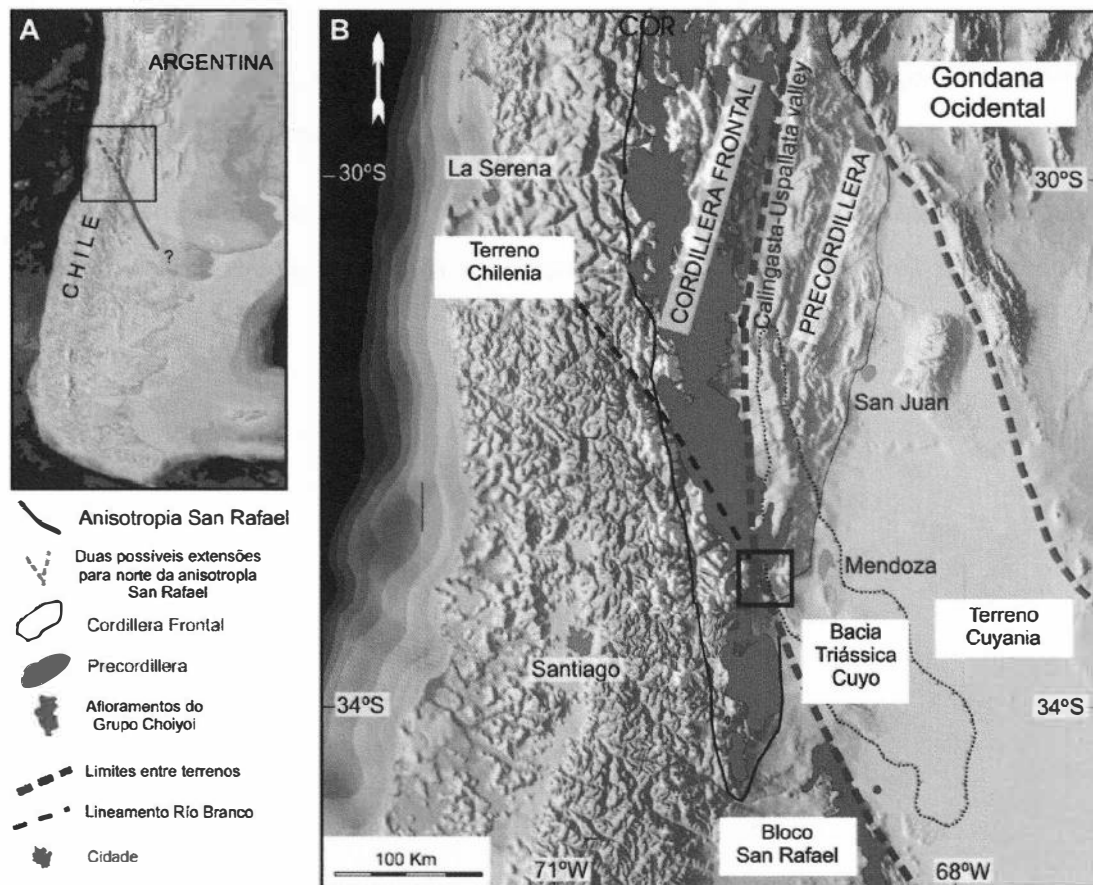


Figura 5.7: Mapa regional exibindo as unidades morfoestruturais, assim como os terrenos Cuyania e Chileno e a área de Potrcrillos-Uspallata grafada em preto (Giambiagi & Martinez 2008).

Nenhum claro indicador cinemático que pudesse caracterizar σ_1 como compressivo ou distensivo foi observado. As idades de 270 a 230 Ma (Sruoga & Llambías 1992, Rapela *et al* 1996) obtidas através dos métodos Rb/Sr e K/Ar fixam os ignimbritos de Lihuel Calel no intervalo de tempo do Guadalupiano ao Triássico-Superior, permitindo uma relação temporal entre as rochas da área e os esforços distensivos descritos por diversos autores (Kay *et al* 1989, Llambías *et al* 2007, Giambiagi & Martinez 2008, Llambías & Sato 2011, dentre outros) como presentes em toda a extensão do Choiyoi.

Considerando ambas as hipóteses levantadas neste trabalho quanto a gênese dos corpos, as datações por K/Ar realizadas préviamente poderiam refletir momentos

de resfriamento dos corpos rochosos e não sua idade de cristalização propriamente dita. Dessa forma, as rochas aflorantes em Lihuel Calel podem ser mais antigas do que se considera hoje, talvez adentrando ao período de tempo no qual há registros de deformação compressiva regional.

Neste trabalho não foram considerados os esforços deformacionais relacionados a tectônica cenozóica, referentes a Orogenia Andina e como a área de estudo foi afetada.

Capítulo 6

Conclusões e Recomendações

6.1 Conclusões

As Serras de Lihuel Calel apresentam ignimbritos moderadamente a extremamente soldados, de composição predominantemente riolítica e com uma unidade dacítica no topo da sequência aflorante. As rochas estão dispostas em uma feição dômica com mergulhos comumente entre 20° e 30° com direção preferencial para NW. São oriundas de uma erupção pouco explosiva, com o material extrudido provavelmente *in situ*.

As sequências ácidas apresentam alto teor de sílica e potássio, manifestada pela elevada concentração de quartzo e sanidina, respectivamente. Essa composição química sofre mudança na sequência dacítica, na qual há um incremento de Ca, Fe e Mg, observada através dos fenocristais de plagioclásio, biotita e anfibólio. Essa mudança pode ter se dado por mistura de magma na câmara ou por segregação gravitacional entre o líquido riolítico (menos denso) e o dacítico (mais denso) nas porções superiores e inferiores da câmara, respectivamente.

Esforços tectônicos, de orientação NE, posteriores a deposição das rochas se manifestam por grandes lineamentos e por populações de fraturas de orientação NW e WNW com componente de movimento dextral. Podendo ser associados aos esforços distensivos os quais são admitidos para rochas do Grupo Choiyoi em outras

localidades.

6.2 Recomendações

O modelo estrutural proposto por este trabalho carece de um volume de medidas de cinemática suficientes para caracterizar (estatisticamente) o caráter dos esforços NE, se são compressivos ou distensivos. É necessária a elaboração de uma nova etapa de campo para a coleta de mais medidas, como planos estriados e indicadores de movimento mais claros entre planos de fraturas. Não só novos dados estruturais precisam ser obtidos para uma melhor elaboração de um modelo estrutural, assim como um estudo mais aprofundado da tectônica cenozóica aplicada em La Pampa para que seja possível observar se há a existência ou não de feições regionais que possuam vetores σ_1 paralelos aos descritos neste trabalho.

Não existe na área nenhuma análise geocronológica U-Pb em zircão, considerada a mais precisa dentre as disponíveis com a tecnologia atual, então há a pretensão de datar rochas de cada nível estratigráfico descrito neste trabalho através deste método.

Junto as análises U-Pb serão feitas medições da razão Lu-Hf visando traçar um paralelo temporal da contribuição mantélica com a geração do magma que forma cada nível estratigráfico descrito e com os níveis não aflorantes mais antigos que se manifestam sob a forma de litoclastos nas unidades basais. Além de comparar com outras possíveis análises de Lu-Hf nas unidades tectônicas próximas, caso estejam disponíveis na literatura.

Ainda que existam análises geoquímicas feitas por Sruoga & Llambías (1992), serão feitas análises geoquímicas em rocha total próprias. Através destas análises, junto as de Lu-Hf, se tentará explicar o motivo para a variação química que é observada em Lihuel Calel, na base sob a forma dos litoclastos dacíticos e acima, estratigraficamente, sob a forma do nível dacítico.

As análises geoquímicas feitas por Sruoga & Llambías (1992) em Lihuel Calel e por Tickyj *et al* (1997) em Cerro de Los Viejos, além das idades obtidas tanto em

Lihuel Calel quanto em Co. de Los Viejos, 270-230 Ma e 260-265 \pm 13Ma respectivamente, demonstram que análises de geocronologia U-Pb e Lu-Hf nas rochas do embasamento poderiam contribuir para o entendimento da evolução das estudadas neste trabalho.

O papel que a Orogênese Andina exerce sobre a região da província de La Pampa não foi contemplado neste trabalho. Faz-se necessário o estudo da bibliografia disponível referente a estes esforços tectônicos cenozóicos e a influência sobre a área de estudo.

Referências

- Azcuy, C.L.; Caminos, R. 1987. Diastrofismo. In: El sistema Carbonífero en la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*. 239 – 251.
- Aguilera, E. Y.; Sato, A. M.; Llambías, E. J.; Tickyj, H. 2014. Erosion Surface and Granitic Morphology in the Sierra de Lihuel Calel, Province of La Pampa, Argentina. *Gondwana Landscapes in southern South America, Springer Earth System Sciences*, 393 – 422.
- Almeida, F.F.M; Brito Neves, B.B.; Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Plataform. *Earth-Science Reviews*, 50 (1-2): 77 – 111.
- Alessandretti, L.; Philipp, R.P.; Chemale Jr., F.; Brückmann, M.P.; Zvirtes, G.; Matté, V.; Ramos, V.A. 2010. Provenance, volcanic record, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and the Claromecó Foreland Basin: Implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 47: 12 -31.
- Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53 (1-2): 23 – 40.
- Bossi, J.; Cingolani, C. 2009. Extension and general evolution of the Río de la Plata Craton. In: Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology* (16), *Elsevier*.
- Cas, R.A.F.; Wright, J.V. 1988. Volcanic Successions Modern and Ancient. *Chapman & Hall*. Chapter XI: 333 - 348
- Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B.; D'Agrella-Filho, M.S. 2001. From Rodinia to Gondwana: A Review of the Available Evidence from South America. *Gondwana Research*, 4 (4): 600-602.
- Coutinho, J.M.V.; Hachiro, J. 2005. Distribution, Mineralogy, Petrography, Provenance and Significance of Permian Ash-Carrying Deposits in the Paraná Basin. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, 5 (1): 29 – 39.
- Cioni, R.; Marianelli, P.; Santacroce, R.; Sbrana, A. Plinian and Subplinian Eruptions, in: *Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press*. Part IV: 447 – 494.
- Freundt, A.; Wilson, C.J.N.; Carey, S.N. Ignimbrites and Block-and-Ash Flow Deposits, in: *Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press*. Part II: 590 – 592.
- Giambiagi, L.; Martinez, A.N. 2008. Permo-Triassic oblique extension in the Potrerillos – Uspallata área, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 252 – 260.

- Gill, Robin. 2010. Igneous rocks and processes: a practical guide. *Wiley-Blackwell*. Chapter 7: 209 – 240.
- Kay, S.M.; Ramos, V.A.; Mpodozis, C.; Sruoga, P. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17: 324 – 328.
- Kraemer, P.E.; Escayola, M.P.; Martino, R.D. 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' – 32° 40'). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 50: 47 – 59.
- Kleiman, L.E.; Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 473: 283 – 299.
- Linares, E.; Llambías, E.J.; Latorre, C.O. 1980. Geología de la Provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (1): 87 – 146.
- Llambías, E. J.; Quenardelle, S.; Montenegro, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 243 – 257.
- Llambías, E.J.; Leanza, H.A.; Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la cordillera del Viento (37° 05'S – 37° 15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (2): 217 – 235.
- Llambías, E.J.; Sato, A.M.; 2011. Ciclo Gondwánico: La Provincia Magmática Choiyoi en Neuquén. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén*. 53 -62.
- López-Gamundí, O. 2006. Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: Age constraints and common characteristics. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 227 – 238.
- Milani, E.J.; Ramos, V.A. 1998. Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 473 – 484.
- Milani, E.J.; Melo, J.H.G.; Souza, P.A.; Fernandes, L.A.; França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 265 – 287.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina, in: *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Sciences Series* 11: 59 – 90
- Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K.; Passchier, C.W. 2011. The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko Belts at 580 – 550 Ma. *International Journal of Earth Sciences*.

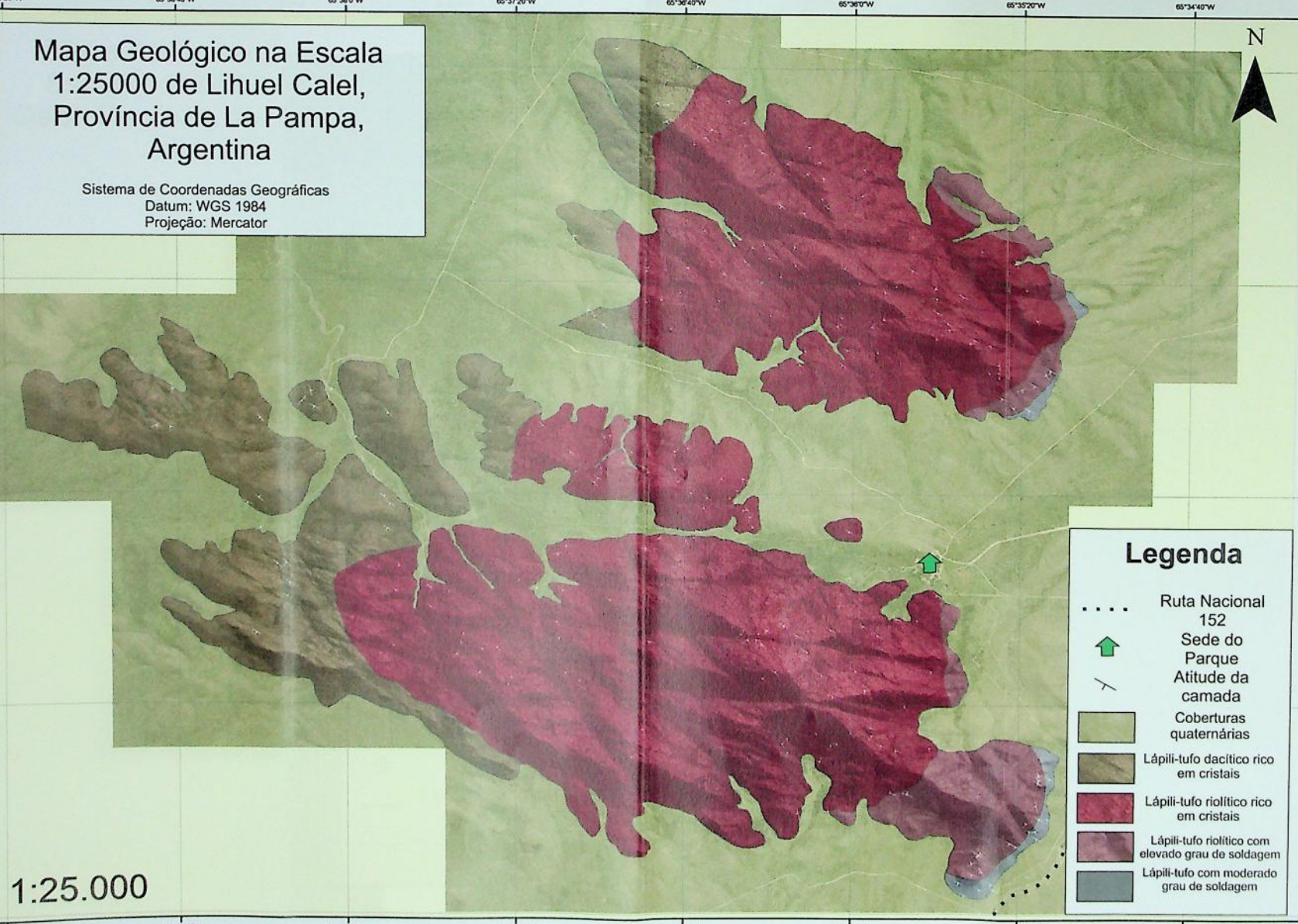
- Rapela, C. W.; Pankhurst, R. J.; Casquet, C.; Baldo, E.; Saavedra, J.; Galindo, C. 1998. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26 (8): 707 – 710.
- Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Casquet, C.; Fanning, C.M.; Baldo, E.G.; González-Casado, J.M.; Galindo, C.; Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews*, 83: 49 – 82.
- Rapela, C.W.; Fanning, C.M.; Casquet, C.; Pankhurst, R.J.; Spalletti, L.; Poiré, D.; Baldo, E.G. 2011. The Río de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research* 20: 673 – 690.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A paleozoic continente adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26 (3): 235 – 251.
- Ramos, V.A. 2010. The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 29 (1): 77 – 91.
- Ramos, V.A.; Vujovich, G.; Martino, R.; Otamendi, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, 50 (3 – 4): 243 – 255.
- Rocha-Campos, A.C.; Basei, M.A.; Nutman, A.P.; Kleiman, L.E.; Varela, R.; Llambías, E.; Canile, F.M.; da Rosa, O. de C.R. 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*, 19: 509 – 523.
- Sato, A. M.; Llambías, E. J.; Basei, M. A. S.; Castro, C. E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 63: 48 – 69.
- Schmitt, R.S.; Trouw, R.A.J.; Van Scmus, W.R.; Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133 (1 – 2): 29 - 61
- Schmitt, R.S.; Trouw, R.A.J.; Medeiros, S.R.; Dantas, E.L. 2008. Age and geotectonic setting of Late Neoproterozoic juvenile mafic gneisses and associated paragneisses from the Ribeira belt (SE Brazil) based on geochemistry and Sm-Nd data – Implications on Gondwana assembly. *Gondwana Research*, 13 (4): 502 – 515.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D.; Pierosan, R. 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: Caracterização e estudo de um caso de no vulcanismo ácido Neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas em Geociências – UFRGS*, 30 (1): 3 – 26.
- Sruoga, P.; Llambías, E. J. 1992. Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Lihue Calel, La Pampa Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 5 (2): 141 – 152.
- Thomas, W. A.; Astini, R. A. 1996; The Argentine Precordillera: A Traveler from the Ouachita Embayment of North American Laurentia. *Science*, 273 (5276): 752 – 757.
- Tickyj, H.; Dimieri, L. V.; Llambías, E. J. ; Sato, A. M. 1997. Cerro de Los Viejos (38° 28' S – 64° 26" O): cizallamiento dúctil en el sudeste de la Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 311 – 321.

Torsvik, T. H.; Cocks, L. R. M. 2013; Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*, 24 (3 – 4): 999 – 1030.



Von Gosen, W. 2003; Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): Implications for a Patagonia plate. *Tectonics*, 22 (1): 1 – 32.

Mapa Geológico na Escala
1:25000 de Lihuel Calel,
Província de La Pampa,
Argentina

Sistema de Coordenadas Geográficas
Datum: WGS 1984
Projeção: Mercator



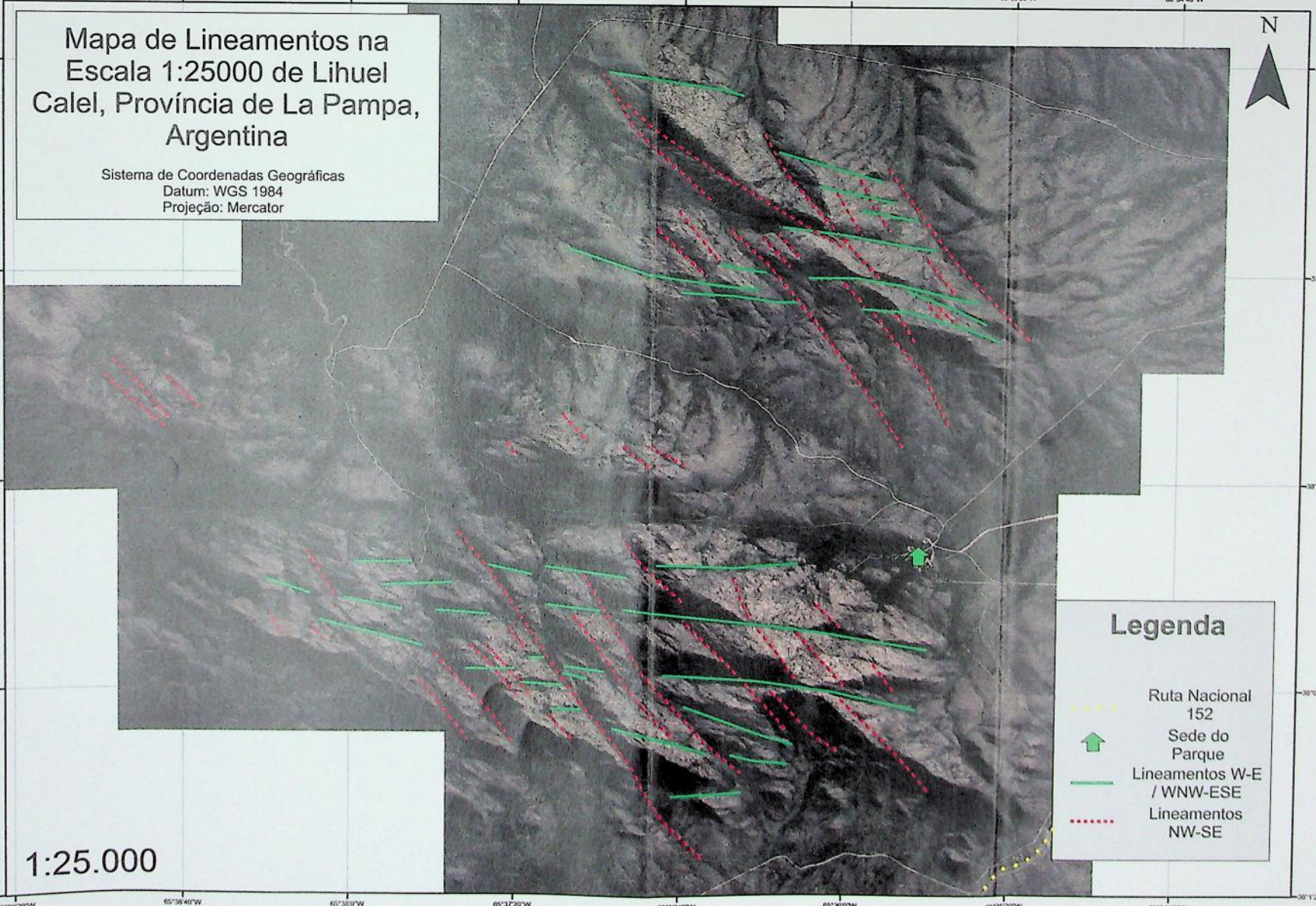
Legenda

- Ruta Nacional 152
-  Sede do Parque
-  Atitude da camada
-  Coberturas quaternárias
-  Lápill-tufo dacítico rico em cristais
-  Lápill-tufo riolítico rico em cristais
-  Lápill-tufo riolítico com elevado grau de soldagem
-  Lápill-tufo com moderado grau de soldagem





1:25.000

Mapa de Lineamentos na
Escala 1:25000 de Lihuel
Calel, Província de La Pampa,
Argentina

Sistema de Coordenadas Geográficas
Datum: WGS 1984
Projeção: Mercator



Legenda

-  Ruta Nacional 152
-  Sede do Parque
-  Lineamentos W-E / WNW-ESE
-  Lineamentos NW-SE

1:25.000