

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA  
CURSO DE GEOLOGIA**

**PEDRO EUGENIO DE LIMA**

**CONTEXTUALIZAÇÃO GEOTECTÔNICA DOS DEPÓSITOS DE LÍTIO EM  
SALARES NOS ANDES CENTRAIS: UM ESTUDO DE CASO SOBRE A  
IMPORTÂNCIA DE ESTRUTURAS TECTÔNICAS NO TRANSPORTE E NA  
ACUMULAÇÃO DE LÍTIO E SOBRE O SALAR DE LAGUNA VERDE**

**CURITIBA**

**2024**

**PEDRO EUGENIO DE LIMA**

**CONTEXTUALIZAÇÃO GEOTECTÔNICA DOS DEPÓSITOS DE LÍTIO EM SALARES  
NOS ANDES CENTRAIS: UM ESTUDO DE CASO SOBRE A IMPORTÂNCIA DE  
ESTRUTURAS TECTÔNICAS NO TRANSPORTE E NA ACUMULAÇÃO DE LÍTIO E  
SOBRE O SALAR DE LAGUNA VERDE**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao  
Curso de Geologia da Universidade Federal do  
Paraná como requisito parcial à obtenção do grau  
de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury

**CURITIBA**

2024

“ O escoteiro é alegre e sorri nas dificuldades”

8º artigo da Lei Escoteira

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço, em primeiro lugar, à Universidade Federal do Paraná (UFPR), pelo ensino público, gratuito e de qualidade. Também agradeço a todos os profissionais do Departamento de Geologia pela ajuda e pelos serviços prestados durante toda a minha graduação. Em especial agradeço a todos os professores que compartilharam parte de suas experiências e de seu conhecimento comigo e com meus colegas, sem as quais não teria me desenvolvido como me desenvolvi, sendo moldado como geólogo e como profissional.

Ao meu professor e orientador, Leonardo Fadel Cury, agradeço pela orientação ao longo do último ano. Nossas discussões sobre geologia e sobre ciência representaram momentos de grande leveza e motivação durante o desenvolvimento deste trabalho de graduação.

A todos os meus colegas de graduação, agradeço pelo momentos que compartilhamos juntos nos últimos anos, seja nas aulas de campo, no centro politécnico ou em ocasiões de maior descontração.

Agradeço também a todos os meus amigos escoteiros. O escotismo me tornou quem sou, sem ele e sem vocês, minha vida seria infinitamente mais triste e sem cor.

Por fim, agradeço aos meus pais por todo o apoio, carinho, encorajamento e amor ao longo de meus estudos, da minha jornada de graduação e de toda a minha vida. Pai, você é meu grande exemplo na geologia, sua integridade e dedicação como profissional são inspiradoras, e sua constante vontade de trabalhar exemplifica o que alguém que ama sua profissão deve aspirar a ser. Mãe, sua gentileza, carinho e apoio são qualidades que todos apreciam, invejam e gostariam de ter. Sem você me apoiando durante todos os meus altos e baixos do último ano, o desenvolvimento desse trabalho não teria sido possível.

## RESUMO

A transição energética para um sistema de energia limpa aumentou a demanda por minerais críticos no globo, entre os quais se encontra o lítio. Nesse trabalho é apresentada uma revisão sobre o contexto geológico e geotectônico do lítio na litosfera e em diferentes tipos de depósitos, os quais são posicionados em uma seção geológica esquemática que destaca as concentrações de lítio em diferentes materiais geológicos encontrados em diferentes ambientes tectônicos. Um estudo mais profundo sobre a evolução tectônica do Planalto Central Andino elucidou as relações entre processos tectônicos e os depósitos de lítio nos salares e lagoas salinas da região. Identificaram-se conexões importantes, como o papel do encurtamento crustal e de diferentes processos tectônicos – que levaram ao espessamento crustal e ao soerguimento do altiplano por isostasia – no balanço hídrico dos salares e na composição dos magmas que levam à formação de rochas-fonte de lítio. Também é destacada a importância de estruturas mais recentes na canalização de fluídos enriquecidos em Li, com a apresentação de um estudo de caso sobre o Salar de Laguna Verde – uma bacia tectônica endorreica com elevadas concentrações de lítio e manifestações de fontes termais em superfície – demonstrando sua relevância. O ponto central desse estudo de caso é a caracterização estrutural de uma falha normal na margem sul de Laguna Verde, estrutura ainda não caracterizada em detalhe na literatura. Essa falha conecta de forma definitiva as manifestações geotermiais da laguna com seu arcabouço tectônico-estrutural e representa uma informação importante para o avanço na compreensão da distribuição da deformação na região sul de Puna e no Planalto Central durante o Neógeno e o Quaternário.

**Palavras-chave:** Lítio, Andes, Tectônica, Laguna Verde, Geotectônica.

## ABSTRACT

The energy transition to a clean energy system has increased the global demand for critical minerals, among which lithium is included. This work presents a review of the geological and geotectonic context of lithium in the lithosphere and in different types of deposits, which are positioned in a schematic geological section highlighting lithium concentrations in various geological materials found in different tectonic settings. A deeper study of the tectonic evolution of the Central Andean Plateau elucidated the relationships between tectonic processes and lithium deposits in the region's salars and salt lagoons. Important connections were identified, such as the role of crustal shortening and various tectonic processes – which led to crustal thickening and the uplift of the Altiplano through isostasy – in the water balance of the salars and in the composition of the magmas that lead to the formation of lithium source rocks. The importance of more recent structures in channeling fluids enriched in Li is also highlighted, with the presentation of a case study on the Salar de Laguna Verde – an endorheic tectonic basin with high lithium concentrations and surface thermal spring manifestations – demonstrating its relevance. The central point of this case study is the structural characterization of a normal fault on the southern margin of Laguna Verde, a structure not yet characterized in detail in the literature. This fault definitively connects the geothermal manifestations of the lagoon to its tectonic-structural framework and represents an important piece of information for advancing the understanding of deformation distribution in the southern Puna region and in the Central Plateau during the Neogene and Quaternary.

*Keywords:* Lithium, Andes, Tectonics, Laguna Verde, Geotectonics.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: a) Coluna estratigráfica generalizada do nordeste do Golfo do México destacando a posição da Formação Smackover (carbonática azul) e de suas unidades adjacentes inferiores, Formações Norphlet e Louann Salt. Fonte: Mattson et al., 2020. b) Mapa de localização da Fm. Smackover, contendo sua área de superfície e poços perfurados que interceptaram a formação. Fonte: USGS, 2006. ....	15
Figura 2: Diagrama resumido das características geológicas, geoquímicas e hidrogeológicas de salmouras continentais de lítio, com ênfase nas fontes, transporte e destino do lítio adaptado de Bradley et al., 2013. Fonte: Munk et al., 2016.....	16
Figura 3: Modelo conceitual esquemático para a mineralização de lagoas salinas ricas em lítio na bacia intermontana das Montanhas Kunlun Ocidentais, no Planalto Tibetano. Fonte: Li et al., 2023 – fig.9. ....	20
Figura 4: Mapa simplificado mostrando a localização do planalto andino, salares e da Crescente e Triângulo de Lítio propostos pelos autores. O número 12 representa a Bacia do Salar do Atacama. Em destaque na porção inferior está a região que abrange o Salar de Maricunga e o Salar de Laguna Verde (MAR-SLV). Fonte: adaptado de Steinmetz & Salvi (2021). ....	21
Figura 5: Mapa geológico da Bacia do Salar de Atacama e da porção oriental da Cordilheira de Domeyko. Fonte: Martínez et al. (2020) – fig.4 .....	22
Figura 6: Modelo esquemático para a formação de depósitos de Li em argila hospedados em caldeiras. Fonte: Benson et al. (2017) – fig.5 .....	25
Figura 7: Evolução tectônica da América do Sul nos últimos 300 milhões de anos. Reproduzido com permissão do autor Thiago Milara Kersting, originalmente publicado no LinkedIn (13/11/2024). ....	29
Figura 8: Arcabouço tectônico da América do Sul ocidental com destaque para as provinciais morfoestruturais dos Andes do Norte (Laranja), Centrais (Verde) e do Sul (Azul). Velocidades de placa mostradas com relação à estável Placa Sul-Americana. Fonte: Modificado de Horton, 2018. ....	31
Figura 9: a) Mapa de relevo sombreado dos Andes Centrais e do Sul, mostrando características topográficas das placas de Nazca e Sul-americana. Os pontos pretos são vulcões ativos. LOFZ é a zona de falha Liquiñe-Ofqui. A caixa mostra a localização da figura b. b) Províncias fisiográficas dos Andes centrais (adaptado de Mpodozis et al., 2005, com permissão da Elsevier). A localização aproximada dos salares de Maricunga e Laguna Verde está destacada em vermelho na figura b. Fonte: Fonte: Kearey et al., 2009. Capítulo 10, figura 10.1. ....	34
Figura 10: Esboço geológico mostrando as principais unidades que compõem os Andes Centrais. WC: Cordilheira Ocidental; MA: arco magmático atual (área hachurada); EC: Cordilheira Oriental; SBS: Sistema de Santa Bárbara; SP: Sierras Pampeanas; SA: Faixas Subandinas. O detalhe inserido mostra a localização dos Andes Centrais na América do Sul. Fonte: Oncken et al., 2006 .....	35
Figura 11: Mapa topográfico da região do Planalto do Altiplano-Puna, destacando a área de estudo dos salares de Maricunga (MAR) e Laguna Verde (SLV). Dados de elevação utilizados: Geological Survey's Center for Earth Resources Observation and Science (EROS), 30 arc-second DEM of South America, 1993. Fonte: Autor.....	37
Figura 12: (Esq.) Seção em escala litosférica mostrando a sequência de eventos do Neógeno proposta por Kay & Moira (2009) que levaram às características magmáticas e de deformação observadas na regiões do sul de Puna.(Dir.) Síntese dos eventos propostos pelas autoras, elaborada pelo autor desse trabalho. Fonte: Kay & Moira (2009). ....	38
Figura 13: (A) Mapa de localização dos Andes Centrais, mostrando os principais elementos tectônicos de acordo com Stern et al. (2007). (B) Principais regiões tectonomórficas dos Andes Centrais. Os triângulos vermelhos em (A) e os triângulos cinzas em (B) correspondem aos vulcões do Neógeno-Quaternário, conforme Siebert et al. (2010). As porções listradas em preto em (B) mostram o Complexo Vulcânico Altiplano-Puna (APVC; de Silva, 1989) e as províncias de ignimbrito Cerro Galán (Kay et al., 2011). Fonte: Bertin et al. (2022). ....	40
Figura 14: Principais sistemas de falhas compressivas (linhas vermelhas) associados ao soerguimento andino que afetaram as cadeias Domeyko e Claudio Gay e que influenciaram os estágios iniciais do arco vulcânico. Algumas caldeiras (linhas pretas hachuradas) cortam e obliteram estruturas de falhas mais antigas, outras caldeiras estão alinhadas em ângulo conjugado em relação às orientações dos sistemas compressivos. O lineamento norte Imilac–Salina del Fraile e a falha transtensiva dextral NW-SE (lado	

superior direito) também são indicados. Um interferograma de intumescência (anéis concêntricos coloridos) da área de soerguimento Lazufre forma um lineamento espacial orientado para NW com a caldeira Los Colorados que, por sua vez, também está conjugada em ~30° com a falha de empurrão Pedernales-Arizaro do Mioceno Médio. As principais bacias de salar (áreas hachuradas em azul) estão indicadas como referência. Destacada em verde na porção inferior da figura está a área aproximada do mapa de lineamentos estruturais construídos para a região de Laguna Verde e Maricunga. Fonte: Naranjo et al., 2018. ....	42
Figura 15: (A) Mapa topográfico dos Andes Centrais. (B) Mapa de precipitação dos Andes Centrais. Massas de ar úmido vindas do nordeste são forçadas a subir ao encontrarem as encostas íngremes das faces orientais do Planalto Andino, resultando em precipitação localmente elevada que diminui rapidamente em direção ao oeste. Fonte: Schildgen & Hoke (2018). ....	47
Figura 16: Ilustração da geologia simplificada dos arredores de Laguna Verde, Chile. Unidades adaptadas da Carta Geológica De Chile, Série Geología Básica, No. 139-140, 2012, Escala 1:100.000. Clavero et al., 2012. Os códigos das unidades são descritos no texto. Fonte: Autor. ....	50
Figura 17: Modelo esquemático que representa as fontes, caminhos e destinos do lítio em Laguna Verde, com base nos modelos de enriquecimento de lítio em salmouras em salares continentais propostos por Bradley et al. (2013, 2017) e Munk et al. (2016). ....	53
Figura 18: Diferença de nível entre o terraço com sedimentação quaternária e as margens de Laguna Verde. Níveis base da laguna e do terraço destacados por traço pontilhado amarelo. Fonte: Interpretações do autor em foto cedida pelo projeto MASA. ....	55
Figura 19: Hemi-grabens observados ao longo da margem sul de Laguna Verde. A) Visão geral da margem, o quadrado amarelo destaca a porção da figura B. B) Interpretação estrutural da margem, planos de falha representados por linhas tracejadas amarelas. Fonte: Interpretações do autor em foto cedida pelo projeto MASA. ....	55
Figura 20: Grabens e hemi-grabens observados na margem sul de laguna verde. A) Visão geral do afloramento. B) Interpretação estrutural do afloramento, representando planos de falha (tracejado amarelo), fraturas (pontilhado azul) e níveis guias dobrados ao longo dos planos de falha (linhas vermelhas). Fonte: Interpretação do autor em fotos cedidas pelo projeto MASA. ....	57
Figura 21: Detalhe das fraturas observadas na margem sul de laguna verde. As fraturas estão destacadas pelas linhas tracejadas azuis (Fr1) e verdes (Fr2). Nota-se na porção inferior da imagem a relação entre os planos das duas famílias de fraturas, que formam um sistema de fraturas escalonadas. Fonte: Interpretação do autor em foto cedida pelo projeto MASA. ....	58
Figura 22: A) Fraturas Fr2 destacadas pelo tracejado verde, o quadrado rosa indica a posição da figura B. B) Planos limitando zona de brecha com farinha de rocha em tufo dacítico destacados por tracejado rosa. As dimensões da zona brechada são indicadas por flechas. Fonte: Interpretações do autor em fotos cedidas pelo projeto MASA. ....	59
Figura 23: Mosaico de diagramas estruturais de Laguna Verde. A) Estereograma com todas as medidas plotadas, separadas por cor. B) Diagrama de roseta* com lineamentos em escala 1:100.000 traçados para a região de Laguna Verde-Maricunga. C) Diagrama de roseta** plotado com sentido de mergulho dos planos de falha e de brechas medidos. D) Diagrama de roseta** plotado com direção dos planos de falha e de brechas medidos. E) Diagrama de roseta** plotado com direção das fraturas medidas. Diagramas de roseta plotados com intervalo de 10 <sup>0</sup> (*) e 5 <sup>0</sup> (**). Fonte: Diagramas construídos pelo autor a partir de medições cedida pelo projeto MASA (A, C, D, E) e de lineamentos traçados em imagens de relevo sombreado (B). ....	60
Figura 24: Imagem de satélite de Laguna Verde, destacando o trend geral da borda sul da laguna (linha amarela) e sua direção (círculo amarelo). Direção da borda da laguna medida com o software QGIS. ...	61
Figura 25: Comparação entre os planos principais das estruturas medidas em LV com o diagrama de tensões de Riedel (Allen & Allen, 1990). As medidas dos planos são: Falha (22/85), Brecha (333/85), Fr1 (202/85) e Fr2 (307/88). ....	62
Figura 26: Estereogramas de lineamentos estruturais. A) Lineamentos 1:100.000 da região de Laguna Verde - Maricunga. B) Conjunto de lineamentos 1:25.000 e 1:100.000 dos arredores imediatos de Laguna Verde. ....	63

Figura 27: Imagem de satélite destacando a direção de uma possível falha sinistral (linha vermelha) e um ponto de surgência de águas frias (círculo azul) relatado por Ayaz & Muñoz (2024), dentro do perímetro da possível zona de dano (círculo amarelo) dessa estrutura. .... 64

Figura 28: Bloco diagrama estrutural esquemático de Laguna Verde. Os códigos das legendas correspondem às legendas do mapa geológico. Fonte: Autor..... 65

Figura 29: Imagem de satélite indicando as orientações do Graben de Laguna Verde\* (linha verde) descrito por Mpodozis et al. (1997), Graben do Valle Ancho (linha vermelha) descrito por Mpodozis et al. (1997) e do Graben do Salar de Laguna Verde (linha azul clara) descrito neste trabalho. .... 66

Figura 30: (a) Compilação de falhas de extensão e transcorrentes identificadas no Planalto Puna-Altiplano. A região do planalto está acima da curva de nível suavizada de 3000 m, representada por uma linha preta espessa. Indica-se a área de vulcanismo intraplaca e cálcico-alcalino [Kay et al., 1999]. As falhas (em branco) foram compiladas a partir de diferentes fontes, que podem ser consultadas no trabalho original dos autores e das interpretações de Schoenbohm & Strecker (2009) utilizando dados de DEM SRTM (90 m) e imagens Landsat (30 m). (b) Compilação das direções de extensão (representadas por setas brancas). As direções de extensão e a orientação média do planalto para as 19 medições na porção norte e as 15 medições na porção sul são apresentadas em comparação com a orientação média do planalto nos diagramas de roseta inseridos. A orientação do planalto foi determinada conectando os pontos médios de linhas traçadas entre as curvas de nível de 3000 m em lados opostos do planalto. Fonte: Schoenbohm & Strecker (2009). .... 67

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Tabela de coordenadas dos vértices da área do Mapa de Lineamentos Estruturais da Região de Maricunga-Laguna Verde (Anexo II). Datum SIRGAS 1995, UTM 19S.....	5
Tabela 2: Tabela de coordenadas dos vértices da área do Mapa Geológico Simplificado da Região de Laguna Verde (Anexo III). Datum SIRGAS 1995, UTM 19S.....	6
Tabela 3: Distribuição de Li em diferentes tipos de rochas, minerais e materiais geológicos. Fonte: Modificado e ampliado de Balaram et al. (2024).....	7
Tabela 4: Principais minerais de lítio encontrados na natureza (modificado de Howell et al., 2020; Balaram et al., 2024; Braga & Sampaio, 2008; Gourcerol et al., 2019; Grew, 2020).....	8
Tabela 5: Características de salmouras de origem natural. Fonte: Panagopoulos, 2022 & Sun et al., 2021 apud Panagopoulos & Giannika, 2022.....	12
Tabela 6: Fatores controladores da geometria, acoplamento e contexto tectônico de zonas de subducção do tipo andino. Fonte: Informações obtidas, principalmente, do trabalho de Ramos (2010).....	30
Tabela 7: Características morfológicas e climáticas de Laguna Verde. Fonte: Risacher et al. (1999).....	49
Tabela 8: Medidas estruturais da margem sul de Laguna Verde, Chile. Fonte: Projeto MASA.....	54

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	1
1.1. CONTEXTUALIZAÇÃO.....	2
1.2. OBJETIVOS.....	3
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	4
3. LÍTIUM NO GLOBO .....	6
3.1 MINERAIS DE LÍTIUM .....	8
3.2 DEPÓSITOS DE LÍTIUM .....	9
3.2.1 PEGMATITOS .....	9
3.2.2 SALMOURAS .....	11
3.2.3 DEPÓSITOS DE LÍTIUM SEDIMENTARES.....	24
4. CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO .....	26
4.1 ARCABOUÇO TECTÔNICO ANDINO .....	26
4.2 ANDES CENTRAIS.....	33
4.4 PLANALTO DE ALTIPLANO-PUNA.....	35
4.3 CENTRAL-VOLCANIC-ZONE.....	39
5. RESULTADOS .....	43
5.1 LÍTIUM NA LITOSFERA .....	43
6. DISCUSSÃO .....	44
6.1 CONTROLES TECTÔNICOS NA DEPOSIÇÃO DE LÍTIUM .....	44
7. ESTUDO DE CASO – LAGUNA VERDE .....	49
7.1 CONTEXTO GEOLÓGICO .....	49
7.2 CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL .....	53
7.3 DISCUSSÃO .....	65
8. CONCLUSÕES .....	68
REFERÊNCIAS.....	70
ANEXO I: Seção Esquemática Li na Litosfera.....	84
ANEXO II: Mapa de Lineamentos Estruturais da Região de Maricunga-Laguna Verde, Chile.....	85
ANEXO III: Anexo III - Mapa Geológico Simplificado da Região de Laguna Verde, Chile .....	86

## 1. INTRODUÇÃO

Nos últimos 200 anos, a maneira como a humanidade obtém sua energia já sofreu drásticas mudanças. Hoje, a sociedade está no meio de mais uma transição energética, essa, porém, é diferente das demais. A atual transição energética, além de ser impulsionada pelos esperados avanços tecnológicos, como demonstrado pelo desenvolvimento de carros elétricos, em grande parte é direcionada por políticas públicas de escala global, a exemplo do Acordo de Paris, assinado por mais de 195 países e pela União Europeia em 2015.

Desde a assinatura desse acordo, a transição para um sistema energético dominado por energia limpa foi acelerada em todos os países do globo, o que introduziu uma série de desafios para a sociedade como um todo. Entre esses desafios está a produção e distribuição dos chamados minerais críticos (Gien, 2021), que podem ser definidos como “aqueles com significativa contribuição para suas cadeias produtivas” (Castro et al., 2022), sendo considerados especialmente relevantes aqueles minerais e materiais necessários para a transição para uma economia de energia limpa.

Em virtude de suas características como um metal de baixíssima densidade e alta reatividade, graças às quais tem importantes aplicações na manufatura de baterias de lítio iônico – essenciais para a transição energética em uma escala global –, hoje o lítio (Li) é considerado como um mineral crítico. Além de suas aplicações em baterias, o lítio também tem usos em diferentes áreas, como na fabricação de cerâmicas, vidros, lubrificantes, medicamentos e nas indústrias química e nuclear, reforçando sua importância global.

Entre os diversos materiais considerados críticos para essa transição, a posição do lítio é singular. Ao contrário de metais como tântalo e elementos de terras raras (ETRs), sua classificação como crítico não decorre da escassez de grandes depósitos, mas das dificuldades em se estabelecer uma cadeia produtiva global que seja estável, descentralizada e economicamente viável.

Em 2023, a produção mundial de lítio alcançou 190 mil toneladas (kt), mais que o dobro da produção de 2020, e estima-se que esse valor deve crescer para, pelo

menos, 450 kt até 2030 com base em novos projetos em desenvolvimento (IEA, 2024). Ao mesmo tempo, as reservas globais de lítio estão estimadas em 28 milhões de toneladas (Mt), enquanto os recursos medidos e indicados do metal somam impressionantes 104 Mt (USGS, 2024).

Segundo as estimativas da Agência Internacional de Energia (IEA), para que o cenário de emissões líquidas de carbono zero seja alcançado até 2050, a demanda global por lítio deverá atingir um pico de 1,6 Mt na metade do século XXI. Se projetarmos essa demanda para os níveis atuais, e partindo da suposição de que como sociedade fossemos capazes de produzir lítio suficiente para atendê-la, as reservas de lítio existentes hoje seriam suficientes para fornecer lítio pelos próximos 15 anos sem que nenhum recurso adicional seja convertido em reserva, o que é extremamente improvável.

Portanto, a importância de estudos sobre os contextos geológico e geotectônico do lítio, como o apresentado neste trabalho, está em facilitar a identificação de novos prospectos em localidades distintas e economicamente viáveis, além de promover a conversão eficiente de recursos em reservas. Esses esforços contribuem para a diversificação e para o fortalecimento da segurança da cadeia global de suprimento desse mineral estratégico.

## **1.1. CONTEXTUALIZAÇÃO**

No contexto dos estudos geológicos sobre lítio, especialmente aqueles voltados à descoberta e caracterização de novos depósitos, é essencial compreender não apenas as fontes desse recurso mineral, mas também os processos que levam ao seu acúmulo em ambientes naturais. Outro aspecto fundamental é a análise detalhada da distribuição desse elemento em diferentes ambientes geológicos.

Entender as concentrações de lítio nas diferentes porções da litosfera permite identificar anomalias químicas e áreas com potencial para mineralizações de interesse econômico, além de contribuir para o aprimoramento de modelos preditivos de depósitos. Seguindo essa linha de raciocínio, a avaliação espacial e tectônica do lítio revela-se de extrema importância para a definição de áreas-alvo e para a melhoria de estratégias exploratórias. Por fim, uma visão abrangente sobre os diferentes sistemas

geológicos associados à concentração desse metal possibilita identificar importantes depósitos futuros, cuja exploração pode beneficiar a sociedade.

Com relação à reserva média de recursos conhecidos nos diferentes tipos de depósitos de lítio, os depósitos de lítio em salmouras, com reservas médias de 1,54 Mt de Li por depósito, quando comparados com os demais, como por exemplo com as concentrações de lítio em pegmatitos com reservas médias de 0,11 Mt Li por depósito, são especialmente relevantes para a produção desse metal em larga escala e em longo prazo (Kesler et al., 2012).

A exploração do lítio em salmouras, porém, vem acompanhada de uma série de desafios, entre eles a transformação dos recursos em reservas (Kesler et al., 2012). Alguns fatores que são parte integral dessa transformação e podem ser citados são: a compartimentação hidrogeológica dos reservatórios de salmoura, a compreensão estrutural desses reservatórios, ligada intrinsecamente ao último ponto, a medição do nível de recarga desses aquíferos e o entendimento da composição e concentração dos elementos ali presentes, especialmente do lítio e do magnésio (Mg).

Nesse tema, a compreensão e caracterização geológica e geotectônica de depósitos de lítio em salmouras na região do Planalto de Altiplano-Puna chileno, local de relevante interesse mineral para a exploração e produção de lítio, cumpre um importante papel no estabelecimento de uma linha de produção contínua desse metal durante a transição energética.

## **1.2. OBJETIVOS**

**Geral:** Realizar um estudo dirigido sobre os principais tipos conhecidos de depósitos de lítio, conforme as informações da bibliografia disponível, buscando caracterizar e correlacionar esses depósitos com relação a seus processos formadores e ambientes geotectônicos de ocorrência, dando ênfase aos depósitos encontrados na região sul do Planalto Central Andino chileno.

**Específico:** Realizar a caracterização estrutural do Salar de Laguna Verde, um salar com lagoa hipersalina localizado no sul do Planalto Central Andino no Chile, buscando destacar a relação entre as estruturas encontradas nesse salar, a ocorrência de lítio ali presente e o contexto geotectônico regional através da construção de um desenho estrutural esquemático do local.

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

O levantamento bibliográfico a partir da leitura de livros, artigos, teses e dissertações sobre o tema de estudo foi a principal metodologia empregada no desenvolvimento desse trabalho. Este levantamento foi realizado de maneira contínua, com a consulta de trabalhos anteriores e de publicações relevantes sobre a geologia de depósitos de lítio, da área de estudo e de processos geológicos relacionados ocorrendo durante todo o desenvolvimento do trabalho. Como produto final da revisão sobre os diferentes tipos de depósitos de lítio, foi construída uma seção esquemática do lítio na litosfera (Anexo I).

A caracterização estrutural e a construção do desenho estrutural esquemático da região de Laguna Verde foram feitas a partir de dados de campo coletados durante o mês de novembro de 2023 no âmbito dos projetos MASA (Metais Alcalinos nos Salares Andinos) e GeoQI – parcerias entre a Universidade Federal do Paraná e a Universidade Del Desarrollo –, e que foram cedidos para publicação neste trabalho.

Visando a caracterização estrutural da área de interesse, o primeiro passo foi a organização dos dados. As fotos de campo foram salvas em pastas separadas e os dados estruturais disponibilizados foram organizados em planilhas do programa Microsoft Excel.

Para uma melhor compreensão da geologia do local, foram consultados os dados litológicos e estruturais disponíveis no Sistema de Informação Geográfica (SIG) do Servicio Nacional de Geología y Minería chileno. Para a região de Laguna Verde, estes são os dados da Carta Geológica De Chile, Serie Geología Básica, No. 139-140 em escala 1:100.000 de 2012. As camadas de litologias com origens e idades semelhantes foram agrupadas visando simplificar a análise e facilitar a interpretação dos padrões estruturais, visto que o foco dessa caracterização é a geologia estrutural e que os dados de campo são limitados, não permitindo uma compatibilização maior com as informações do SIG. Essa abordagem permitiu a elaboração de uma base mais homogênea e compatível com os objetivos do estudo.

Com o intuito de complementar os dados de campo, foi feito um mapeamento de lineamentos estruturais da região de Laguna Verde e Maricunga, onde foram traçadas feições lineares na escala 1:100.000 através da interpretação visual de

imagens de relevo sombreado, construídas a partir do MDE do Sensor ALOS PALSAR, com resolução espacial de 12,5 m, disponibilizado na base de dados do Alaska Satellite Facility (ASF). Também foram traçados lineamentos na escala 1:25.000 para a área do mapa geológico simplificado. As coordenadas dos vértices da área limite dessa análise, que totaliza 12.609,66 km<sup>2</sup> e teve como produto o “Mapa de Lineamentos Estruturais da Região de Maricunga-Laguna Verde, Chile” (Anexo II), estão listadas na Tabela 1, abaixo.

**Tabela 1:** Tabela de coordenadas dos vértices da área do Mapa de Lineamentos Estruturais da Região de Maricunga-Laguna Verde (anexo II). Datum SIRGAS 1995, UTM 19S.

Vértice	X	Y
V1	450.403	7.070.000
V2	450.273	6.980.000
V3	590.000	7.070.000
V4	590.000	6.980.000

No traçado dos lineamentos foram utilizadas imagens de relevo sombreado com 4 iluminações diferentes, com luz orientada aos azimutes 0°, 45°, 90° e 315°, zênite de 45° e sem nenhum exagero vertical. Foram traçadas apenas as estruturas observadas em pelo menos duas iluminações distintas.

Em seguida, os dados estruturais disponibilizados foram plotados em diagramas estereográficos de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, utilizando o programa Geotec Stereo V1.1, e foi feita a análise da distribuição espacial das estruturas, as quais foram separadas por cor no diagrama. Após a construção dos diagramas de Schmidt-Lambert, foram elaborados diagramas de roseta de direção e sentido de mergulho, com intervalos de 5° e 10°, para as diferentes famílias de estruturas identificadas e para os lineamentos de escala regional e de detalhe traçados para a área de Laguna Verde.

A partir desses dados, e da interpretação dos dados de campo disponibilizados, foi elaborado o “Mapa Geológico Simplificado da Região de Laguna Verde, Chile” (Anexo III). As coordenadas dos vértices da área limite desse mapa, que totaliza 795 km<sup>2</sup>, estão listadas na tabela 2, abaixo:

**Tabela 2:** Tabela de coordenadas dos vértices da área do Mapa Geológico Simplificado da Região de Laguna Verde (anexo 2). Datum SIRGAS 1995, UTM 19S.

Vértice	X	Y
V1	540.068	7.013.523
V2	570.068	7.013.523
V3	540.000	7.040.000
V4	570.000	7.040.000

A seção esquemática do lítio na litosfera e o desenho estrutural esquemático de Laguna Verde foram feitos à mão e posteriormente digitalizados. Esses desenhos, e as demais imagens utilizadas nesse trabalho, foram digitalizados e editados com a utilização do software CorelDRAW 2024 V25.2.1.313.

### 3. LÍTIO NO GLOBO

O chamado “petróleo branco” do século XXI não está distribuído de forma homogênea no planeta. Cerca de 70% dos depósitos de lítio globais estão localizados na Crescente de Lítio Sul Americana (CLSA) em salares no Chile, Argentina e na Bolívia. Outras concentrações notáveis de lítio são as dos desertos do Planalto Tibetano (PTB) e Sudoeste Norte-Americano (SWNA), na China e nos EUA, respectivamente, e as de pegmatitos litiníferos encontrados em países como Rússia, Austrália, Zimbabwe, Portugal, Canadá e Brasil (Balaram et al., 2024).

A relativa escassez na distribuição desse metal estratégico tem apresentado uma série de desafios e oportunidades aos países beneficiados com a presença desse bem mineral em seus territórios. Países como o Chile, através de sua recém anunciada (2023) estratégia nacional de lítio, tem investido em políticas nacionais de desenvolvimento através da exploração de novos depósitos, parcerias público-privadas e da criação de empresas estatais (Chile, 2023). Outra abordagem observada é a escolhida pela nação do Zimbabwe, que em dezembro de 2022 banuiu a exportação de lítio não processado de seu país, buscando movimentar e adicionar valor à economia local através da criação de postos de trabalho com a implementação de uma indústria de beneficiamento nacional.

A distribuição geográfica desigual do lítio, somada a preocupações ambientais, sanitárias e de direitos humanos relacionadas à sua extração e utilização, levou cientistas a procurarem alternativas a seu uso, mas ainda não há um substituto consolidado no mercado de baterias que apresente a mesma performance que as baterias de lítio iônico (Balaram et al., 2024).

Descoberto há mais de 200 anos, o lítio é o primeiro elemento do grupo dos metais alcalinos da tabela periódica, tem número atômico 3 e contém em sua estrutura 3 prótons e 3 elétrons. Geoquimicamente, por conta de seus baixos valores de densidade (0,53g/cm<sup>3</sup>), raio iônico (0,79) e carga iônica (1+) o lítio se encaixa na classe dos elementos traço litófilos na classificação de Goldschmidt.

Como elemento litófilo, o Li tem uma alta afinidade com a crosta e é moderadamente incompatível, o que faz com que ocorra em maiores concentrações em rochas mais fracionadas (ácidas) e em fases tardias de fluidos hidrotermais e de menores temperaturas. Isso é evidente quando observa-se a distribuição de Li em diferentes rochas e materiais geológicos, exibida na Tabela 3, abaixo:

**Tabela 3:** Distribuição de Li em diferentes tipos de rochas, minerais e materiais geológicos. Fonte: Modificado e ampliado de Balaram et al. (2024).

Tipo de Material Geológico	Concentração	Fonte
Crosta continental superior	30,5 ± 3,6ppm	Sauzéat et al. (2015)
Crosta continental	17ppm	Rudnick & Gao (2005)
Eclogitos	16,3 ± 4,6ppm	Marschal et al. (2007)
Riolitos altamente evoluídos expelidos de crostas espessas	50 – 100ppm	Chen et al. (2020)
Cinzas vulcânicas de Clayton Valley	140ppm (média)	Coffey et al. (2021)
Basalto MORB	5,5 ± 3,8ppm	Marschal et al. (2017)
Manto Superior	1,8 – 2,0ppm	Ryan & Langmur (1987)
Rochas ígneas	29ppm	Horstman (1957)
Rochas sedimentares	53 - 60ppm	Evans (2014)
Águas superficiais	<0,5 a 130ppb (média de 3,9ppb)	Sharma et al. (2022)
Águas subterrâneas	0,9 – 161ppb (média de 13,9ppb)	Sharma et al. (2022)
Águas hidrotermais	8,2 µg/mL	Shaw et al. (1977)
*Água do Mar	0,1 – 0,2ppm	Li et al. (2021a), Li et al. (2021b)
**SM profundos (Pacífico Central)	30,5ppm	Sreekumaran et al. (1968)
**SM (nódulos de Manganês)	139ppm	Heller et al. (2018)
**SM (crostas ferromanganesíferas)	294,3ppm	Zawadzki et al. (2022)
Salmouras	200 – 400ppm	Gruber et al. (2011)
Salmouras de campos de petróleo	7,56 – 150ppm	Yu et al. (2023a), Yu et al. (2023b)
Águas geotermiais	77,31 – 99,40ppm	Suud et al. (2023)
Típico minério de Li (~20% de espodumênio)	1% – 2% Li <sub>2</sub> O	Warren (2021)
Li-Argilas de Thacker Pass	3000ppm	Benson (2021)

\*A concentração de lítio varia nos diferentes mares do globo (Barbosa et al., 2023). \*\*SM = Sedimentos Marinhos

No planeta terra são encontrados dois isótopos de lítio,  ${}^6\text{Li}$  e  ${}^7\text{Li}$ , com 3 e 4 nêutrons em suas estruturas e abundâncias de 7,5% e 92,5%, respectivamente (Kharaka & Hanor, 2003). No intemperismo, o isótopo mais leve ( ${}^6\text{Li}$ ) é preferencialmente retido na fase sólida, enquanto o  ${}^7\text{Li}$  passa para a solução (Kisakurez et al., 2005).

### 3.1 MINERAIS DE LÍTIO

Por ser altamente reativo, o lítio não é encontrado na natureza em seu estado nativo, mas sim na forma de compostos iônicos em soluções aquosas de diferentes composições ou na estrutura de diferentes minerais e argilominerais de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, alguns dos quais estão listados na Tabela 4, abaixo.

No registro geológico, os primeiros minerais de lítio surgiram a cerca de 3.050 Ma, por volta de 1.500 Ma após o aparecimento da crosta continental. O gap entre esses dois eventos está relacionado ao tempo necessário para enriquecer a crosta em Li, através de intemperismo, fusão parcial e outros processos, o suficiente para que fossem formados minerais com Li em sua estrutura principal (Grew, 2020).

Até janeiro de 2020, 124 espécies minerais contendo lítio como componente essencial haviam sido descobertas, com a grande maioria dessas espécies estando relacionada a pegmatitos da família LCT (44%), seguidos de pegmatitos não LCT, rochas metassomáticas associadas a pegmatitos e depósitos de Mn (Grew, 2020).

**Tabela 4:** Principais minerais de lítio encontrados na natureza (modificado de *Bowell et al., 2020; Balaram et al., 2024; Braga & Sampaio, 2008; Gourcerol et al., 2019; Grew, 2020*).

Nome	Fórmula	Grupo Mineral	Concentração (%)		Paragênese
			Li <sub>2</sub> O	Li	
Espodumênio	LiAlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	Inossilicato	6 - 9	3,73	Pegmatito LCT
Lepidolita	K(Li,Al) <sub>3</sub> (Al,Si) <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (F,OH) <sub>2</sub>	Filossilicato	4,19 – 7,7	3,58	Pegmatito LCT
Hectorita	(Mg,Li) <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	Filossilicato	<1 - 3	0,16 – 0,74	Argilas
Jadarita	LiNaB <sub>3</sub> SiO <sub>7</sub> (OH)	Neossilicato	7,3	3,39	Sedimentar
Petalita	LiAl(Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> )	Tectossilicato	4,73 – 4,9	2,26	Pegmatito LCT
Amblygonita	(Li,Na)AlPO <sub>4</sub> (F,OH)	Fosfato	7,4 – 10,1	4,69	Pegmatito LCT
Eucryptita	LiAlSiO <sub>4</sub>	Feldspatóide	9,7 – 11,9	5,51	Pegmatito LCT
Montebrasita	LiAl(PO <sub>4</sub> )(OH,F)	Fosfato	10,1	4,69 – 7,4	Pegmatito LCT
Holmquistita	X(Li <sub>2</sub> )(Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> )(Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> )(OH) <sub>2</sub>	Inossilicato	3,98	1,85	Metassomatismo de Pegmatito LCT

## **3.2 DEPÓSITOS DE LÍTIO**

Atualmente, são reconhecidos três principais tipos de depósitos de lítio encontrados na natureza, estudados por cientistas e explorados economicamente. Os depósitos de lítio em salmouras, concentrados em regiões áridas e semiáridas; em pegmatitos, principalmente associados a intrusões félsicas; e depósitos sedimentares, a exemplo dos depósitos de argilas como a hectorita (Stephenson, 2023).

### **3.2.1 PEGMATITOS**

Pegmatitos são rochas ígneas cristalinas intrusivas, de textura fanerítica, granulação muito grossa a gigante e com composição geoquímica de elementos maiores semelhante à de suas respectivas fontes, as quais variam de félsicas a máficas. Pegmatitos de origem granítica são os mais comuns e possuem natureza ácida, potássica a sódio-potássica, peraluminosa (se houver turmalina) e subalcalina (Machado et al., 2024).

Pegmatitos são uma das principais fontes de uma série de elementos de interesse econômico, como Li, ETRs, Cs e Be. Essas rochas podem ser classificadas de diferentes formas, mas na classificação proposta por Cerny & Ecriit (2005), uma das mais utilizadas, são agrupadas em duas grandes famílias, relacionadas aos principais elementos raros presentes no pegmatito em questão. São elas: NYF (nióbio, ítrio e fluorita) e LCT (lítio, céσιο e tântalo). No caso das mineralizações da família LCT, o líquido magmático se enriquece gradualmente em Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta e Nb.

Ainda sobre a formação de pegmatitos da família LCT, o entendimento atual varia, mas reconhece duas principais gêneses para esses corpos. Um primeiro grupo de autores defende que pegmatitos LCT estariam obrigatoriamente associados a granitos parentais fortemente fracionados de teores médios a predominantemente peraluminosos, dos tipos S, I ou uma mistura dos tipos S+I (Cerny & Ecriit, 2005). Nesse caso, demonstrado em diferentes regiões do globo, há uma forte relação entre a formação dos pegmatitos graníticos, o metamorfismo regional e a evolução de cinturões orogênicos.

Outros autores apresentam modelos e evidências para a formação de pegmatitos LCT sem a presença de granitos parentais, relacionando a origem desses corpos ígneos a processos de anatexia de outras rochas (Knoll et al., 2023) e apontando para a possibilidade de pegmatitos das famílias NYF – tipicamente

associados a ambientes anorogênicos extensionais – e LCT serem encontrados em um mesmo ambiente tectônico (Mueller et al., 2017).

Os minerais de lítio como espodumênio, petalita e lepidolita podem ser encontrados em uma série de classes e subclasses de pegmatitos associados à família LCT, entre elas, as que apresentam maior potencial econômico são as relacionadas aos pegmatitos da classe elementos raros (REL), sub-classe REL-Li (Cerny et al., 2012). Esses minerais são observados, com maior abundância, em ambientes tectônicos de subducção e de colisão continental (Balaram et al., 2024).

Geotectonicamente, sabe-se que pegmatitos LCT são produtos da convergência de placas, que podem ser gerados por diferentes processos (ainda não há um consenso) e que são associados às regiões mais internas de cinturões orogênicos. Espera-se encontrar mais Li-pegmatitos em ambientes onde há a fusão e assimilação da crosta continental, mais rica em Li quando comparada à crosta oceânica (tabela 3), como em zonas de colisões continentais.

A relação de pegmatitos com ambientes de convergência de placas também se confirma temporalmente. As idades de pegmatitos LCT tem uma distribuição temporal semelhante à dos demais pegmatitos graníticos, estando concentradas no Arqueano e no Fanerozoico com picos observados nas idades de 2638, 1800, 962, 529, 485, 371, 309 e 274 Ma (McCaully & Bradley, 2014). Esses picos, no geral, correspondem às idades de assembleias de supercontinentes e eventos de orogenias, como as concentrações de 529 e 485 Ma, que são ligadas à formação de Gondwana e incluem datações de pegmatitos encontrados em países como Brasil, Australia, Índia, Namíbia e Etiópia (McCaully & Bradley, 2014).

Alguns processos tectônicos que podem estar associados à geração de pegmatitos são: subducção sob um arco de margem continental, quebra do *slab* subductante (*breakoff*, delaminação ou *rollback*) durante ou após a colisão, colapso extensional durante ou após a colisão, espessamento excessivo da crosta continental antes ou durante a colisão e ascensão de uma pluma mantélica abaixo de um orógeno recém formado (Bradley, 2019).

Os depósitos de lítio em pegmatitos são tipicamente depósitos menores, tornados econômicos pelo alto interesse no metal e por, em seu processo de formação, também acumularem outros metais de interesse.

Os principais processos envolvidos na formação desses depósitos incluem:

- (i) Fusão parcial, que ocorre em porções mais profundas da crosta e leva à formação dos granitos S e I;
- (ii) Diferenciação magmática e cristalização fracionada, relacionadas à geração de um magma residual enriquecido em incompatíveis que ao intrudir na crosta cristaliza pegmatitos com minerais de lítio.

A fusão parcial tipicamente ocorre em cinturões orogênicos ativos, enquanto a intrusão de pegmatitos muitas vezes é facilitada por fraturas e falhas associadas a diferentes eventos tectônicos.

### 3.2.2 SALMOURAS

Salmouras (em inglês *'brines'*) são amplamente descritas como águas salinas, mais especificamente como uma solução aquosa com alta concentração de sal comum NaCl (Britannica, 2024). Na geologia, salmouras podem ser definidas como águas contendo mais sal inorgânico dissolvido do que a típica água do mar, portanto, com uma salinidade maior do que 3,5%, podendo ser subdivididas ainda em águas salinas (1,0% - 3,5%), águas salobras (0,1% - 1,0%) e águas doces (<0,1%) (Kharaka & Hanor, 2003). Essas soluções contêm – além de uma alta concentração de sais dissolvidos – metais, detritos orgânicos, micronutrientes e patógenos.

Com relação às salmouras encontradas na natureza, não há uma caracterização única que englobe todas as suas variedades encontradas no globo, com características como concentrações de íons maiores e menores variando de acordo com suas fontes e locais de origem. Mesmo assim, quando comparadas a salmouras artificiais e de outras origens, as naturais tem algumas características marcantes, entre elas sua composição, podendo ser citados: seus íons maiores, seus íons menores e sua salinidade média, ilustrados na Tabela 5, abaixo (Panagopoulos, 2022 & Sun et al., 2021 apud Panagopoulos & Giannika 2022).

**Tabela 5:** Características de salmouras de origem natural. Fonte: Panagopoulos, 2022 & Sun et al., 2021 apud Panagopoulos & Giannika, 2022

<b>Características de Salmouras Naturais</b>	
Íons maiores (>1mg/L)	Ca <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup> , Na <sup>+</sup> , K <sup>+</sup> , Cl <sup>-</sup> , SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>
Íons menores (<1mg/L)	Li <sup>+</sup> e Rb <sup>+</sup>
Salinidade média	55 - 400g/L

Salmouras enriquecidas em lítio são tipicamente definidas como hipersalinas, com níveis de salinidade variando entre 1,7 a até 24 vezes aqueles de águas marinhas, e geralmente mostram concentrações de diferentes íons dissolvidos próximas dos níveis de saturação para a formação de diferentes sais, especialmente a halita (Bowell et al., 2020).

Os depósitos desse tipo são tipicamente formados ao longo de milhões de anos através de uma série de processos geológicos e hidrológicos, como evaporação, mistura, dissolução e precipitação de fluidos e sais (Balaram et al., 2024). Atualmente são reconhecidos 3 tipos de depósitos de lítio em salmouras: continentais, geotermiais e de campos petrolíferos. As salmouras continentais, foco deste trabalho, serão abordadas por último.

### **3.2.2.1 Salmouras geotermiais**

O lítio das salmouras geotermiais é concentrado quando fluidos hidrotermais (de alta temperatura e salinidade) circulam por rochas crustais em áreas de alto fluxo térmico, solubilizando minerais das rochas encaixantes e assim se tornando enriquecidos em diferentes metais de interesse econômico, como Li, Sr, Mn e ETRs (Sengun et al., 2024). Fatores como a mistura de águas marinhas e a lixiviação de evaporitos oriundos desses fluidos também são importantes na formação e nas concentrações de salmouras geotermiais (Liu et al., 2023).

No contexto desses depósitos é importante considerar a alta mobilidade de Li em fluidos, que faz com que esse metal seja transportado facilmente em sistemas hidrotermais. A implicação desse fato é de que, em ambientes tectonicamente ativos com sistemas hidrotermais operantes, o lítio pode ser concentrado por fluidos hidrotermais em zonas de alteração e em hidrotermalitos. Essa alta mobilidade é especialmente relevante em ambientes com regime tectônico extensional, que leva à abertura de espaço, e onde o vulcanismo é ativo, levando à formação de fontes geotérmicas.

O potencial para a extração de lítio de salmouras de fontes hidrotermais tem entrado em destaque nos últimos anos, com o total que pode ser extraído desses depósitos representando cerca de 3% das reservas mundiais do metal (Balaram et al., 2024).

Depósitos desse tipo são historicamente limitados a margens continentais com altíssima atividade vulcânica, sendo encontrados em locais como Nova Zelândia, Islândia, Japão e Chile (Balaram et al., 2024). Mais recentemente, também tem sido encontrados prospectos relevantes desse tipo de depósito na Europa.

Os mesmos locais em que se concentram salmouras de lítio geotermiais têm um enorme potencial para a geração de energia geotérmica, e é essa correlação que tem feito com que esse modo de extração de lítio ganhe o interesse da indústria e de governos, que veem esse processo como um incentivo econômico para a expansão de usinas de energia geotérmica, as quais têm altos custos de instalação e de manutenção (Heuberger & Morgenthaler, 2023). Espera-se que o interesse nesse tipo de depósito aumente ainda mais com o desenvolvimento de tecnologias de extração direta de lítio.

### **3.3.2.2 Salmouras de Campos Petrolíferos**

As salmouras de campos petrolíferos (*oil field brines*) referem-se a fluidos mais antigos, hospedados em rochas sedimentares mais profundas, e são também conhecidas como paleo-salmouras associadas a campos de petróleo. Essas salmouras podem ocorrer tanto em ambientes continentais quanto marinhos, mas a maioria é de origem marinha e tem, em média, concentrações de lítio menores que 10 mg/L – uma concentração não econômica (Yu et al., 2024). As características marcantes desses fluidos, profundidade e tempo de armazenamento, também têm grande impacto em sua composição (Li et al., 2021).

O processo de acumulação de lítio nestas paleo-salmouras varia de acordo com o ambiente associado à geração das rochas que precedem, hospedam e sucedem a concentração de Li nessas soluções, e também de acordo com as subsequentes interações fluido-rocha e fluido-fluido, possivelmente hidrotermais, que tenham ocorrido desde sua colocação.

Entre as possíveis origens ou fontes do Li encontrado nesses depósitos estão as rochas hospedeiras da salmoura (como folhelhos e carbonatos), salmouras reliquiares trapeadas em formações sedimentares, intrusões ígneas, descargas de fluidos continentais ricos em Li e compostos orgânicos distintos.

De qualquer forma, acredita-se que o aumento inicial na concentração de Li nas rochas e fluidos fonte desses depósitos tenha ocorrido através de processos semelhantes aos que concentraram e concentram Li em outros tipos de depósito, como os de pegmatitos e de salmouras continentais, que serão apresentados a seguir. Além dos processos de concentração de Li, outro processo importante que controla a existência das paleo-salmouras petrolíferas, e que pode impactar também na composição final da salmoura a ser explorada, é o de formação de trapas, sejam elas estratigráficas ou estruturais.

Um exemplo notável de ambiente geológico com lítio em salmouras petrolíferas com alto potencial de exploração é a Formação Smackover, na Bacia do Golfo do México (Figura 1). Considerando sua extensão total, cerca de 42% da Formação Smackover contém salmouras com concentrações de Li excedendo 100 mg/L e cálculos recentes apontam para um total de 5,1 Mt a 19 Mt de metal contido na unidade (Knierim et al., 2024).

Ainda não há um consenso sobre a origem do lítio na Fm. Smackover, mas algumas das propostas apresentadas atribuem a fonte do Li a:

- i) À drenagem de fluidos continentais enriquecidos em Li – a partir da lixiviação de rochas vulcânicas de idade Triássica – para o mar e sua posterior concentração a partir de processos de evaporação (Collins et al., 1976);
- ii) À mobilização de lítio a partir de fragmentos de rochas vulcanoclásticas encontrados na Formação Norphlet (estratigraficamente inferior à Fm. Smackover), os quais teriam sido erodidos e transportados da região dos Apalaches, que contém rochas como granitos do tipo S de idade allegeniana. Esses fragmentos teriam sido lixiviados de Li por fluidos oriundos dos evaporitos da Formação Louann (estratigraficamente inferior à Fm. Norphlet) e migrado para a Formação Smackover através de falhas ou por circulação de subsuperfície (Chuchla 2018 apud Daitch 2018).

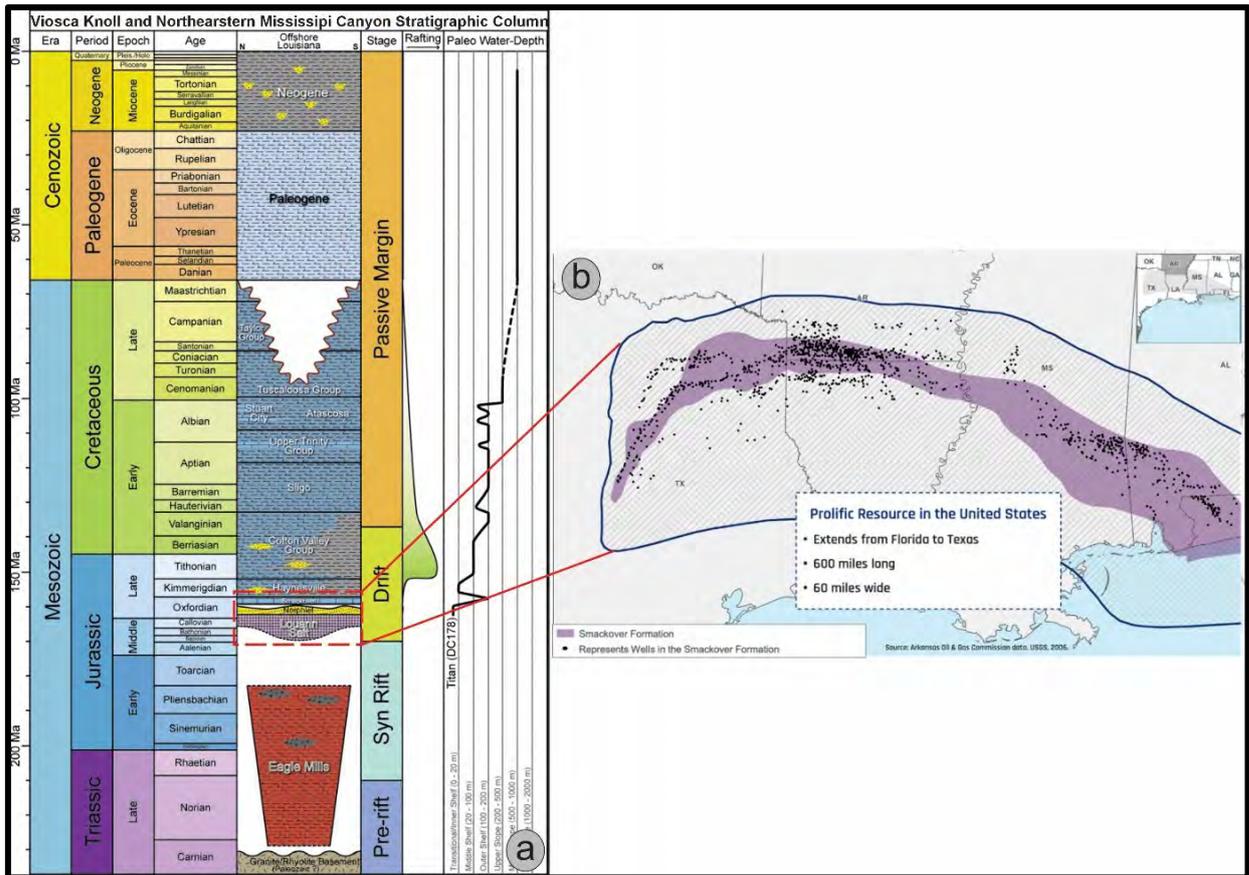


Figura 1: a) Coluna estratigráfica generalizada do nordeste do Golfo do México destacando a posição da Formação Smackover (carbonática azul) e de suas unidades adjacentes inferiores, Formações Norphlet e Louann Salt. Fonte: Mattson et al., 2020. b) Mapa de localização da Fm. Smackover, contendo sua área de superfície e poços perfurados que interceptaram a formação. Fonte: USGS, 2006.

### 3.2.2.3 Salmouras Continentais

Depósitos de salmouras continentais, também conhecidos como salares, lagoas salinas e salt flats, são os mais comuns depósitos de lítio no globo, representando cerca de 44% dos recursos mundiais de Lítio (Sykes, 2019).

Entre os diversos modelos existentes propostos para a formação de depósitos de Li em salares, o mais aceito foi proposto por Munk et al. (2016), que apresenta seis características comuns exibidas nesse tipo de depósito, são elas: (1) clima árido, (2) bacias fechadas contendo salares e/ou lagoas salinas, (3) atividade ígnea ou hidrotermal associada, (4) subsidência tectônica, (5) fontes aceitáveis de Li e (6) tempo suficiente para a concentração desse elemento. Munk et al. (2016) também destacam que grandes sistemas de falhas podem funcionar como caminhos preferenciais para o transporte de lítio por fluidos de derivação magmática em profundidade. Esse modelo é ilustrado na Figura 2, abaixo.

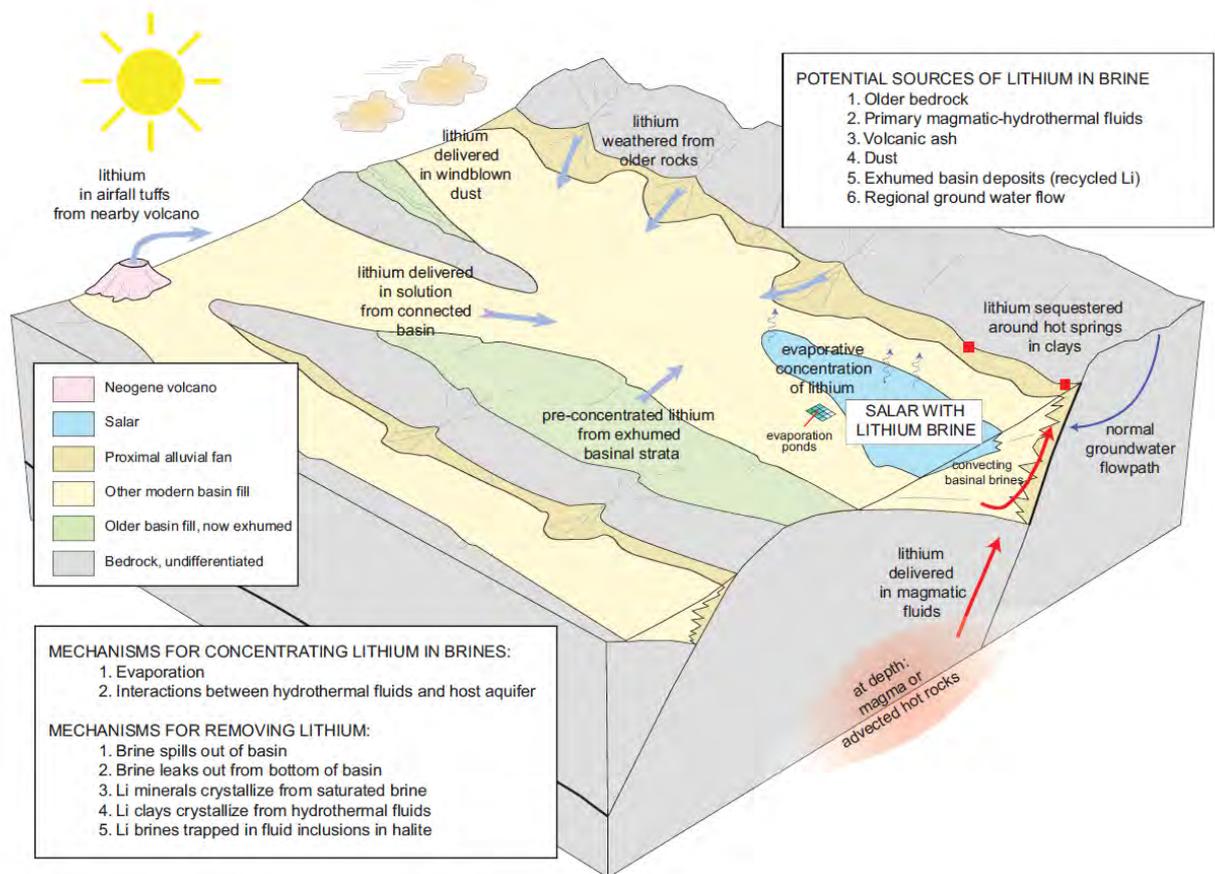


Figura 2: Diagrama resumido das características geológicas, geoquímicas e hidrogeológicas de salmouras continentais de lítio, com ênfase nas fontes, transporte e destino do lítio adaptado de Bradley et al., 2013. Fonte: Munk et al., 2016

Corroborando e complementando o modelo de Munk, Hickson & Coolbaugh (2017) apontam seis fatores necessários em um depósito para que ele seja considerado como uma possível fonte de lítio para extração comercial: (1) uma fonte de lítio, (2) um mecanismo de extração, (3) um mecanismo de transporte, (4) uma armadilha – bacia fechada –, (5) uma taxa suficiente de evaporação solar e (6) escala, representada por um fluxo de massa de lítio e competição limitada de sais dissolvidos. Esses autores destacam a influência de fluidos geotermiais nos fatores 2, 3 e 6. Bradley et al. (2017) também apontam para o fato de que entre as bacias com salmouras com concentrações econômicas de lítio, todas exceto uma mostram evidências de fluxo de calor elevado, seja pela presença de vulcões jovens, fontes termais ou de recursos geotermiais.

Estudos realizados na região de Laguna Verde, no Sul do Planalto de Puna, por Alam & Muñoz (2021, 2024), confirmaram a importância dos fluidos geotermiais na formação de bacias enriquecidas em lítio ao demonstrar que esses fluidos aumentam,

em pelo menos uma ordem de magnitude, as concentrações no processo de enriquecimento de lítio em ambientes vulcânicos, provando o que havia sido destacado por Hickson & Coolbaugh (2017) e apontado por Benson et al. (2017).

A ligação entre o regime tectônico (controlando parâmetros como litologias, fluxo de calor e regimes hidrogeológicos), o *setup* estrutural local (zonas de falhas e famílias de fraturas funcionando como caminhos preferenciais para a percolação de fluidos) e ocorrências geotermiais é conhecida (Mazzoli, 2022). Portanto, estudos como os citados acima, reforçam não somente a importância de fluidos geotermiais no enriquecimento de Li em salmouras continentais, mas também a forte ligação entre a geologia estrutural e a mineralização desses depósitos.

Entre os processos envolvidos no sistema mineralizador de lítio em salmouras continentais, que em conjunto levam à criação de sistemas dinâmicos com ciclagem contínua de fluidos salinos e aumento gradual na concentração de Li, destacam-se:

- (i) O intemperismo químico e erosão de rochas-fonte – como rochas ácidas e/ou geralmente vulcânicas terciárias nos casos do CLSA e SWNA (Stephenson, 2023) –, responsáveis por lixiviar o Li dessas rochas e aumentar a concentração inicial do metal em uma solução aquosa que será transportada até uma bacia fechada;
- (ii) O hidrotermalismo, a interação entre um fluido de alta temperatura e a rocha encaixante que solubiliza Li, podendo ser descrito em conjunto com o item ‘i’ como um mecanismo de extração de Li;
- (iii) A evaporação, que leva ao aumento na concentração de sais dissolvidos no fluido, efetivamente formando uma salmoura e concentrando elementos como Li nas fases residuais;
- (iv) O tectonismo, que desempenha um papel similar ao que exerce em depósitos de salmouras em campos petrolíferos, agindo como o gerador de uma “trapa”, neste caso, a formação de bacias endorreicas que são essenciais para a manutenção dos processos descritos anteriormente por longos períodos de tempo, conforme descrito por Munk et al. (2016) no 6º item proposto em seu modelo.

A principal região de ocorrências de salmouras continentais é a “Crescente de Lítio da América do Sul” (CLAS) (Steinmetz & Salvi, 2021), que engloba a Argentina,

Bolívia e Chile. Outras regiões de destaque com esse tipo de depósito são o Sudoeste Norte Americano (SWNA), e o Planalto Tibetano (PTB), na China. Essas regiões serão discutidas em detalhe na sequência.

A litologia da maioria dos salares enriquecidos em Li entra na gama de classificações de salares proposta por Houston et al. (2011), que os divide entre maduros e imaturos, com salares mistos (como o salar de Maricunga) entrando como intermediários na classificação.

Salares imaturos ou clásticos, como o próprio nome diz, são dominados por sedimentos clásticos, como argilas, siltes e areias, com intercalações menores de níveis evaporíticos de halita, ulexita e gipsita. Salares como esses, mais comuns nas regiões dos Planaltos Altiplano-Puna e Tibetano, dificilmente chegam ao nível de saturação de halita e são associados a períodos mais úmidos quando comparados aos salares maduros (Bowell et al., 2020).

Salares maduros, ou de halita, tem a característica oposta, sendo dominados por níveis espessos de halita com intercalações menores de sedimentos clásticos. São mais comuns na porção oeste do Sul de Puna, na Argentina, e em Sonora, no México, e são tipicamente encontrados nas regiões mais áridas e de menor elevação desses planaltos (Bowell et al., 2020).

## **SWNA**

Geologicamente, os depósitos do SWNA se encontram na grande província fisiográfica e geológica de *Basin and Ranges* de Nevada e Utah, nos EUA, que dista de 400 a 650 km do limite entre as placas tectônicas Norte Americana e de San Juan, mas que revela “a gama completa de características comuns a zonas de rifts continentais” (Lillie, 2020).

A estrutura de *Basin and Ranges* faz menção às estruturas cenozoicas que controlam a topografia da província, e é muito associada ao termo “bloco de falha”, uma referência aos grandes blocos de idade cenozoica limitados por grandes falhas normais encontrados nessa bacia. Além das falhas normais, outras estruturas como dobras, falhas transcorrentes e cavalgamentos também estão presentes na província e podem ser localmente dominantes (Wallace R. E., 1975).

No SWNA, os depósitos de lítio estão associados às numerosas bacias endorreicas ali presentes, com a origem do lítio ligada ao intemperismo e à dissolução pela passagem de fluidos hidrotermais dos tufos vulcânicos da província, os quais tem sua gênese relacionada aos episódios de vulcanismo descritos ao longo da evolução da bacia. Esses episódios de vulcanismo são considerados como uma resposta à evolução tectônica da região, especificamente à mudança de um regime tectônico compressivo para um regime extensional, relacionada à transição de um sistema de subducção para uma margem transformante (Putirka & Platt, 2012).

O exemplo clássico de um depósito de lítio em salmoura continental no SWNA é o de Clayton Valley. Nesse depósito as salmouras enriquecidas em lítio são bombeadas de 6 diferentes aquíferos a algumas centenas de metros de profundidade e então concentradas em 9 diferentes lagos artificiais para fins comerciais (Bradley et al., 2017).

## **PTB**

A história do Planalto Tibetano, também conhecido como Planalto de Qinghai-Tibete, começa com a colisão continental entre as placas Indiana e Euroasiática, iniciada há aproximadamente 55 milhões de anos, e que resultou em espessamento crustal seguido de soerguimento. O timing e os mecanismos de crescimento do planalto, ainda pouco compreendidos, vem ocorrendo desde o Cretáceo Superior-Oligoceno (Stephenson, 2023).

O PTB é marcado suas elevadas altitudes e latitudes, as quais conferem um carácter árido à região e que fazem com que ali sejam concentradas grandes reservas de lítio em salmoura, com características litológicas, estruturais, mineralógicas e de enriquecimento de lítio variadas.

Dentro do PTB uma bacia que pode ser destacada é a de Qaidan, que possui numerosos *salt-flats*, lagoas salinas e paleo-salares em profundidade, estes últimos por vezes associados a campos petrolíferos, os quais estão trapeados no núcleo de uma dobra antiforme de escala regional.

Outra unidade geológica de destaque no Planalto de Qinghai-Tibete é a Lagoa Salina de Zabuye, destacada por ser a única bacia endorreica em que um sal de lítio

(zabuyelita) é precipitado como parte de uma sequência evaporítica e também por não apresentar atividade hidrotermal e vulcânica (Bradley et al., 2017). A lagoa de Zabuye tem 243km<sup>2</sup>, concentração média de lítio de 700ppm e um valor de recurso ed lítio estimado em 1,53 Mt (Grubber et al., 2011).

O diferencial dessa região quando comparada a outras como a CLSA, por exemplo, é seu ambiente de colisão continental. Um dos fatores que controla as concentrações de lítio em salmouras e é influenciado por esse contexto tectônico é a rocha-fonte do lítio. Estudos recentes de Li et al. (2023), por exemplo, associam a origem do lítio em algumas salmouras tibetanas ao intemperismo que lixivia pegmatitos LCT em superfície e às interações rocha-fluido em profundidade (Figura 3).

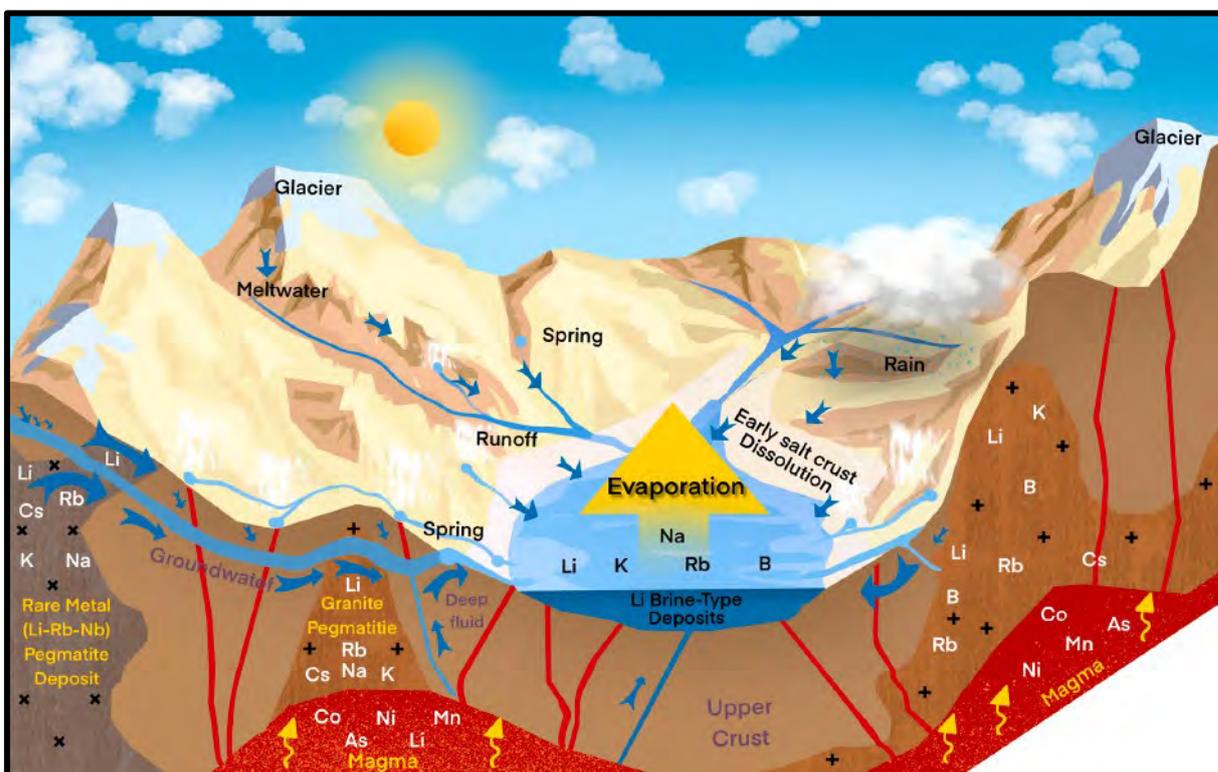


Figura 3: Modelo conceitual esquemático para a mineralização de lagoas salinas ricas em lítio na bacia intermontana das Montanhas Kunlun Ocidentais, no Planalto Tibetano. Fonte: Li et al., 2023 – fig.9.

### CLSA

A Crescente do Lítio (Figura 4) está localizada na região morfotectônica da Cordilheira dos Andes, considerada como o típico ambiente de subducção. Dentro dos Andes, a CLAS está posicionada nos Andes Centrais, caracterizados por suas rochas continentais e ausência de rochas metamórficas (Stephenson, 2023), mais especificamente, fica restrita às subregiões do Atacama e do Planalto Altiplano-Puna.

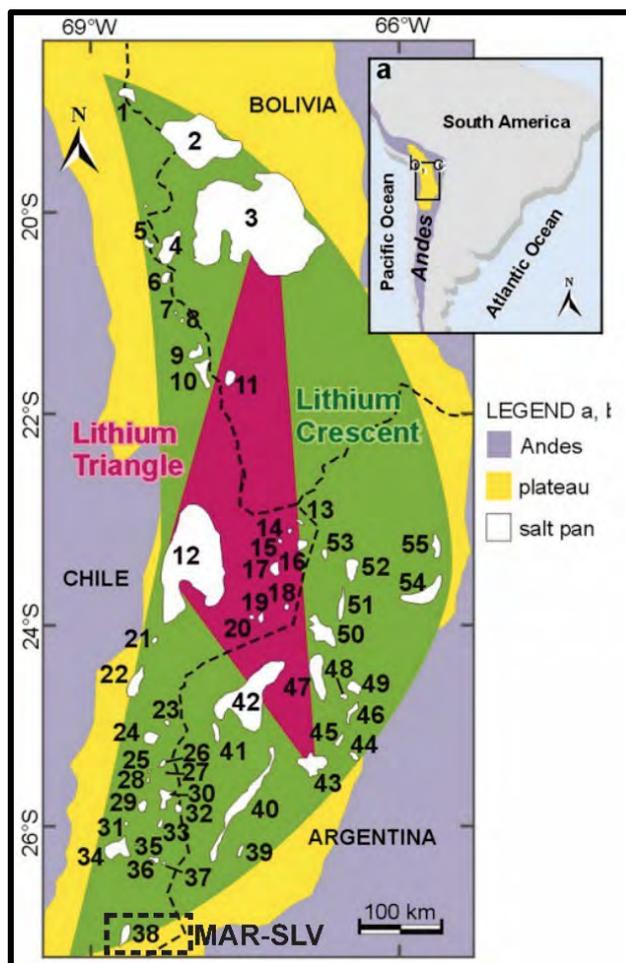


Figura 4: Mapa simplificado mostrando a localização do planalto andino, salares e da Crescente e Triângulo de Lítio propostos pelos autores. O número 12 representa a Bacia do Salar do Atacama. Em destaque na porção inferior está a região que abrange o Salar de Maricunga e o Salar de Laguna Verde (MAR-SLV). Fonte: adaptado de Steinmetz & Salvi (2021).

Os salares da CLSA foram formados, em sua maioria, pela dessecação de lagoas durante o Holoceno seguida da deposição de materiais salinos precipitados a partir da evaporação de águas de correntes superficiais, subterrâneas e de eventos de inundação anuais ou intermitentes que se incorporam às bacias onde se encontram os salares (Cabello, 2022).

A unidade geológica de destaque na CLSA e responsável pela maior parte da produção de lítio da região (Kesler et al., 2012) é a Bacia do Salar do Atacama (BSA) (Figura 5). Limitada a oeste pela Cordilheira Domeyko, a leste pelo arco vulcânico da cordilheira ocidental chilena e localizada na província Pré-Andina no *forearc* dos Andes Centrais (Martinez et al., 2021), a Bacia Intermontana do Salar do Atacama é uma depressão com trend norte-sul de cerca 120 km de comprimento e 60-90 km de largura (Muñoz et al., 2002).

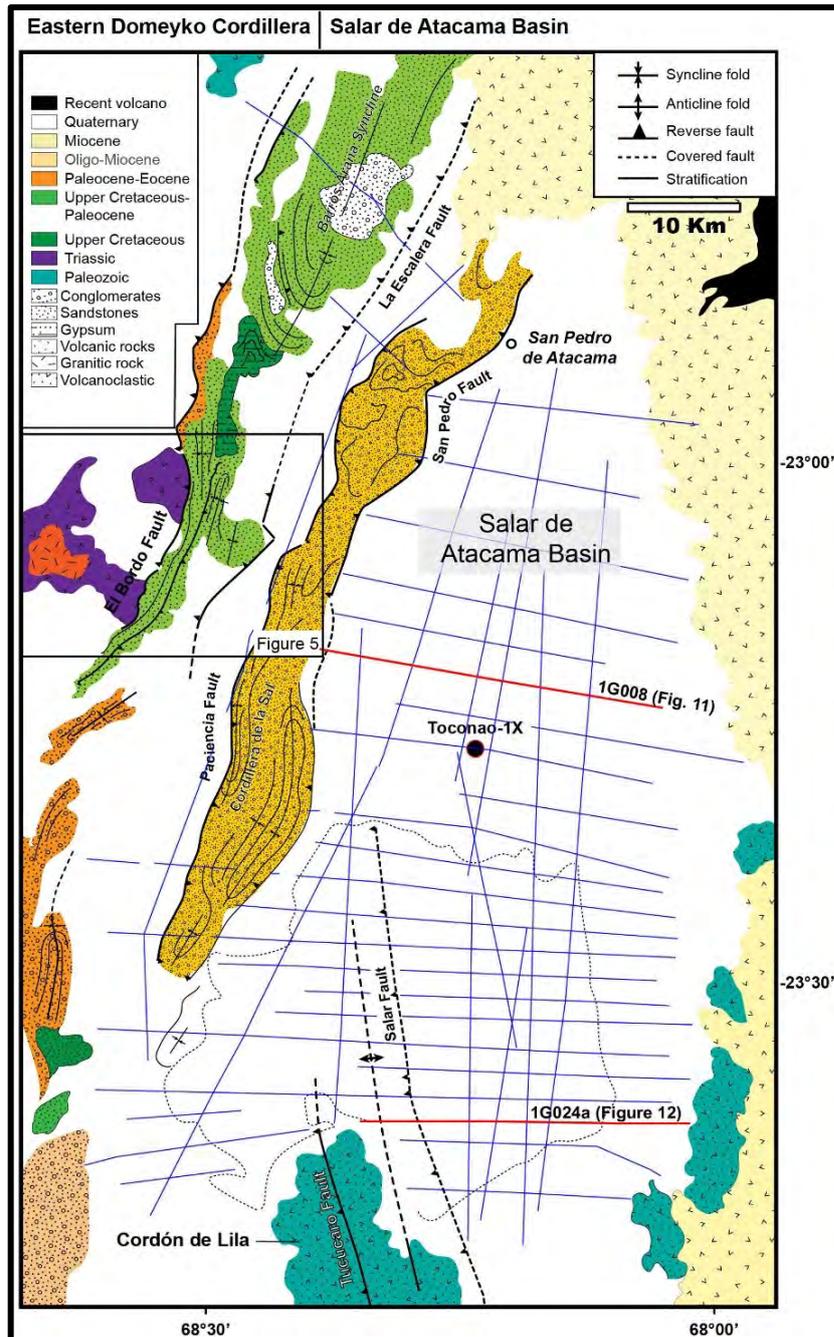


Figura 5: Mapa geológico da Bacia do Salar de Atacama e da porção oriental da Cordilheira de Domeyko. Fonte: Martínez et al. (2020) – fig.4

Com seu preenchimento de mais de 9 km de espessura, a BSA contém um registro lito-estratigráfico representativo da história tectônica dos Andes, o qual mostra uma evolução complexa, passando por diferentes estágios tectônicos com episódios de contração e também de extensão. A evolução estrutural complexa dessa região é atribuída à migração para leste do arco magmático chileno e dos sistemas de *back-arc* e *fore-arc* a ele associados (Kuhn, 2002), mas ainda não há um consenso sobre um modelo evolutivo que explique as estruturas internas dessa depressão interandina.

Alguns autores propõem uma história extensional contínua para o Salar do Atacama até o Mioceno. Nessa proposta, o surgimento da bacia ocorreu a partir de um rift continental não relacionado a arco magmático durante o Permiano, passando para estágios de *back-arc* do Cretáceo Superior ao Eoceno, *intra-arc* do Oligoceno ao Mioceno e finalmente *fore-arc* a partir do Mioceno, assim chegando a sua configuração tectônica atual (Flint et al., 1993).

Outros autores trazem interpretações distintas para as estruturas observadas na região do salar, como a inversão tectônica positiva de uma bacia extensional Jurássica (Muñoz et al., 2002) e a presença de um regime tectônico compressivo-transpressivo a partir do Mioceno na margem sul da bacia (Kuhn, 2002). Apesar de suas diferentes implicações para a evolução dos Andes Centrais, os mecanismos de evolução propostos por todos os autores sugerem estilos estruturais que envolvem a reativação de estruturas do embasamento, o que é confirmado por estudos mais recentes (Martínez et al., 2018; Martínez et al., 2021), os quais indicam o forte controle que as zonas de fraqueza da crosta superior – falhas normais – têm sobre falhas contracionais e dobras nas porções mais superficiais da bacia.

Entre as estruturas presentes na BSA, pode ser destacada a *Salar-Fault* (Figura 5), uma falha reversa N-NW com um rejeito de 900m no sul do salar, registrada pela acumulação contínua de halita que ocorreu durante o Plioceno e o Quaternário em condições que variavam entre as de uma lagoa salina e um *salt-flat* seco (Jordan et al., 2002). Essa falha, e outras ligadas a ela e que se estendem para além do núcleo de halita da bacia, influenciam o fluxo de águas subterrâneas da BSA, conforme indicam análises de mudanças abruptas na concentração de Li nas proximidades dessas estruturas e a grande quantidade de drenagens alinhadas a elas (Godfrey & Amado, 2020).

Com concentrações de Li excedendo 1000mg/L em quase todos os lugares da bacia, números elevados mesmo quando comparados aos de outros salares andinos, Godfrey & Amado (2020) postulam que essa concentração anômala esteja relacionada a dois fatores relacionados às condições climáticas, paleo-climáticas, geológicas e topográficas do salar. São eles:

- i) O intemperismo de silicatos em condições de temperaturas regionalmente elevadas, que facilitam a lixiviação ativa de Li de ignimbritos e outras rochas vulcânicas próximas, embora essas rochas não sejam excepcionalmente enriquecidas em Li;
- ii) A proximidade de vulcões ativos e de um vasto corpo magmático, que ao ser resfriado impulsiona a convecção de águas subterrâneas em grande escala. Essa convecção, associada a uma diferença de 1.000 metros de elevação entre o depocentro do salar e as unidades adjacentes, resulta na ascensão de fluidos que, normalmente, permaneceriam em profundidade, fazendo com que alcancem a superfície onde evaporam e enriquecem as salmouras do salar em lítio.

Na CLSA, além do Salar do Atacama, somente o Salar de Maricunga tem estudos de detalhe suficientes para serem consideradas estimativas de reservas de lítio (Cabello, 2021), mas muitos outros salares tem recursos de lítio consideráveis. Entre eles podem ser citados os salares de Hombre Muerto (Steinmetz & Salvi, 2021), Pedernales (Cabello, 2022) e La Isla (Cabello, 2022). Outros salares com valores menores de recursos de Li declarados também exibem indicadores promissores para futura exploração econômica, como o Salar de Laguna Verde (Hiner, 2009).

### **3.2.3 DEPÓSITOS DE LÍTIO SEDIMENTARES**

Os depósitos de lítio sedimentares, também chamados de vulcano-sedimentares (Benson et al., 2017), contém 7,9Mt de recursos declarados de Li, cerca de 11% dos recursos mundiais (Sykes, 2019). Esses depósitos são associados majoritariamente aos depósitos de argilas, que representam uma pequena parte dos depósitos mundiais de argilas que contém argilas enriquecidas em Li, as quais são tipicamente formadas a partir de sedimentos de origem vulcânica com alteração hidrotermal depositados em leitos de lagos (Sykes, 2019).

Outros tipos notáveis de depósitos sedimentares de Li, ainda não explorados, mas que podem ser mencionados, são os depósitos de Li em sedimentos marinhos profundos, uma ocorrência de depósito de jadarita e depósitos associados a mineralizações de bauxita (Balaram et al., 2024).

Assim como nos depósitos de lítio em salmouras, nos depósitos sedimentares o lítio também é lixiviado e dissolvido por fluidos meteóricos e hidrotermais de rochas-

fonte variadas, predominantemente vulcânicas félsicas como riolitos, mas também de tufos e tufitos (Zheng et al., 2023).

A diferença se encontra no fato de que nesses depósitos o Li, ao em vez de ser concentrado em soluções aquosas através de evaporação, é preso na estruturas de argilas. Mais especificamente, o lítio é depositado em sedimentos clásticos e de origem vulcânica, os quais são argilizados com o passar do tempo através de processos intempéricos e hidrotermais, levando à formação dos argilominerais com lítio em suas camadas octaédricas dos grupos da esmectita e da illita que caracterizam os depósitos de lítio em argilas (Figura 6).

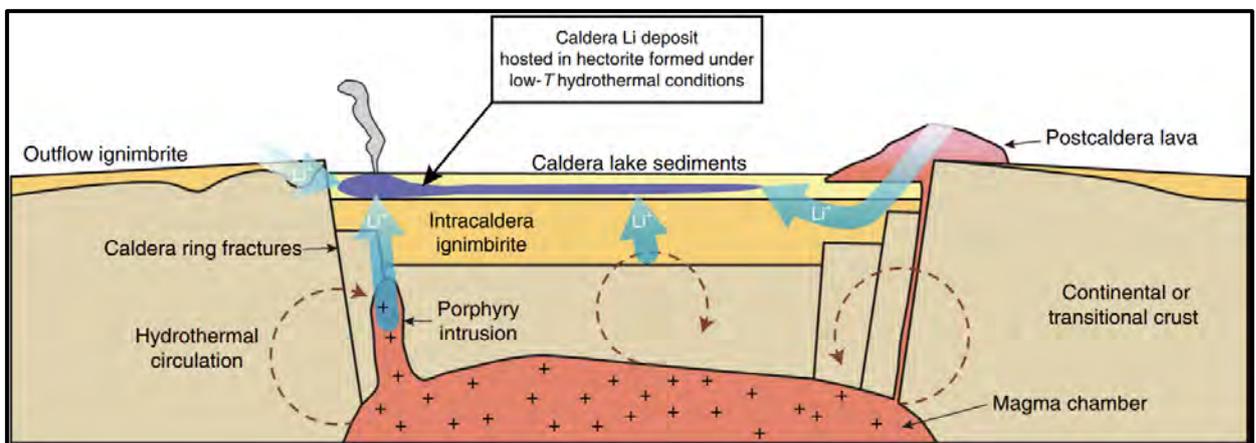


Figura 6: Modelo esquemático para a formação de depósitos de Li em argila hospedados em caldeiras. Fonte: Benson et al. (2017) – fig.5

O exemplo clássico de um depósito sedimentar de Li é o de Thacker Pass, localizado na Caldeira de McDermitt, uma caldeira de um supervulcão extinto na costa-oeste Norte-Americana. Esse depósito, formado há aproximadamente 16,3 milhões de anos como parte de um *hotspot* atualmente localizado sob o Planalto de Yellowstone (Roth et al., 2022), ainda não tem a causa exata de seu enriquecimento em lítio conhecida, mas estudos recentes da empresa Lithium Americas (Roth et al., 2022) apontam para o envolvimento de dois mecanismos chave em sua gênese, são eles:

- (1) A formação de esmectita em um sistema lacustre fechado, rico em lítio devido à lixiviação de vidro vulcânico próximo e subjacente ao lago;
- (2) A alteração de uma parte das argilas contendo esmectita (hectorita) para illita durante a alteração hidrotermal intracaldeira associada ao soerguimento das montanhas de Montana.

## **4. CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO**

A área de estudo a que se refere esse trabalho de revisão está inserida no contexto geológico da Cordilheira dos Andes. Dentro do orógeno andino, essa área está posicionada nos Andes Centrais, que abrangem diferentes unidades morfoestruturais e uma zona vulcânica. Entre essas unidades, a revisão se concentrará nas mineralizações de lítio dos salares encontrados região do Planalto Central Andino, mais especificamente, no sul de Puna.

Após essa revisão será apresentada – como um estudo de caso de um salar no sul de Puna com concentrações notáveis de Li – uma caracterização estrutural do Salar de Laguna Verde, um *salt flat* com lagoa hipersalina localizado em uma bacia endorreica cercada por uma série de vulcões e com um sistema geotermal ativo com manifestações em superfície (Alam & Muñoz, 2021).

Dessa forma, a revisão do contexto geológico apresentada a seguir visa não somente a compreensão dos diferentes processos tectônicos possivelmente relacionados a mineralizações de lítio, mas também apresentar ao leitor um breve sumário sobre o contexto geotectônico regional. A partir desse sumário, espera-se que o leitor possa correlacionar as estruturas descritas na caracterização estrutural do Salar de Laguna Verde com a geologia regional mais ampla.

### **4.1 ARCABOUÇO TECTÔNICO ANDINO**

A Cordilheira dos Andes, que abrange os países do Equador, Chile, Colômbia, Peru, Argentina, Bolívia e Venezuela, é um grande orógeno de trend geral Norte-Sul com mais de 8.000km de extensão, largura variando de 250km a 750km e elevações de até 7.000 metros de altitude (Ramos, 1999; Horton, 2018).

A compreensão do arcabouço tectônico dos Andes começa com o entendimento de que existem três fatores na região que estão intrinsecamente ligados: a estrutura litosférica, a história tectônica e o magmatismo (Thorpe, 1984). Essa cordilheira foi formada por uma diversa gama de processos geológicos e tectônicos associados à subducção, que levaram à estruturação da numerosa variedade de compartimentos geológicos reconhecidos na região nos dias de hoje.

A formação dessa feição geomorfológica de primeira ordem está relacionada à quebra do supercontinente Rodínia, que deu origem aos Andes Paleozoicos. No

entanto, foi somente durante o período entre o Triássico Superior e o Jurássico Inferior (~200 Ma) que se iniciou a história da subducção e do magmatismo de arco andinos, relacionados ao mergulho da placa oceânica da Bacia do Pacífico sob a margem oeste da América do Sul – processo que continua até os dias de hoje (Charrier et al., 2007).

O início da subducção está associado à fragmentação de Gondwana em suas porções ocidental e oriental, à abertura do oceano Atlântico e representa o início do Ciclo Andino (Ramos, 2009; Stern, 2004). Entre o início da subducção e o início da construção do orógeno andino moderno houve um intervalo atribuído à alta velocidade de *rollback* da placa oceânica em subducção, depois desse período, a partir do Neocretáceo, surgem os registros iniciais da formação dos Andes modernos, os quais aparecem somente no Mioceno em algumas regiões da cordilheira (Geraldo, 2019; Husson et al., 2008).

A evolução geológica da região andina é complexa, mas Charrier et al. (2007) a dividiram em 5 ciclos tectônicos, assim chamados por terem uma evolução cíclica, para explicarem a história tectônica dentro do território do Chile, área de interesse do trabalho destes autores e também desse trabalho de graduação.

O 1º ciclo é o Pampeano, relacionado a eventos que ocorreram entre o Pré-cambriano e o Cambriano Inferior e sobre o qual existem poucas evidências no Chile. O 2º ciclo, nomeado Farmatiniano, ocorreu durante o Ordoviciano e é caracterizado por diversos eventos deformacionais atribuídos a colisões entre os paleocontinentes de Gondwana e Laurentia.

A partir do 3º ciclo, que ocorreu durante o Paleozoico Inferior e é chamado de Gondwaniano, existem mais informações. Este ciclo é relacionado à deriva continental que levou à assembleia de Gondwana, com o desenvolvimento de um arco-magmático e de bacias de *back-arc* associados à subducção causada por essa deriva. Essas feições (arco magmático e bacias de *back-arc*) migraram com o reinício da subducção no ciclo Andino para suas posições atuais, e, no presente, correspondem à Cordilheira Costeira e ao Vale/Depressão Central, respectivamente.

O 4º ciclo proposto é o Pré-Andino, que durou do Permiano Superior ao Jurássico Inferior. Foi durante esse ciclo – desenvolvido após a assembleia final de Gondwana e antes do magmatismo de arco atual – que houve um episódio de

interrupção de subducção, relacionado aos estágios iniciais da quebra do megacontinente. Os eventos que ocorreram no ciclo Pré-Andino refletem a evolução da margem continental após a assembleia de Gondwana, com as grandes falhas que controlaram o rifteamento durante esse período sendo correspondentes a zonas de sutura de terrenos acrecionários Paleozoicos (Ramos, 1994).

Finalmente, o 5º ciclo é o Andino, um ciclo iniciado no Jurássico Inferior e que se estende até o presente. O ciclo Andino é caracterizado por quebras continentais e que representa o típico orógeno de subducção andina que vemos hoje. Diferentes parâmetros afetam esse último estágio de evolução tectônica, os quais levaram ao surgimento das diferentes unidades e estruturas que vemos nos Andes atualmente e que serão discutidos a seguir.

Esse quinto evento é marcado por mudanças na dinâmica de subducção (Charrier et al., 2007), especialmente por episódios extensionais durante períodos de recuo do arco magmático devido ao aumento do ângulo de subducção, separados por episódios menores de deformação compressiva (Ramos, 2018).

Atualmente, a zona de subducção dos Andes é caracterizada pelo mergulho com vergência para leste da placa oceânica de Nazca sob a placa continental Sul-Americana, com velocidades de convergência ao longo da maior parte da trincheira de 7-9 cm/ano orientadas com um azimute de N71 a N78 (Rodríguez et al., 2021). Tectonicamente, essa zona representa uma das maiores zonas de subducção contínuas existentes no planeta.

Uma síntese da evolução tectônica da América do Sul nos últimos 300 milhões de anos é ilustrada na Figura 7, abaixo.



Figura 7: Evolução tectônica da América do Sul nos últimos 300 milhões de anos. Reproduzido com permissão do autor Thiago Milara Kersting, originalmente publicado no LinkedIn (13/11/2024).

Os estilos tectônicos observados ao longo do limite entre essas placas são heterogêneos. A razão dessa heterogeneidade está ligada a alguns principais parâmetros, os quais podem ser chamados de variáveis de 1ª ordem, que controlam a geometria, o acoplamento e o contexto tectônico de zonas de subducção do tipo andino.

Algumas dessas variáveis de 1ª ordem, em conjunto com importantes variáveis de 2ª ordem que também influenciam a dinâmica de zonas de subducção, estão listadas na Tabela 6, abaixo.

**Tabela 6:** Fatores controladores da geometria, acoplamento e contexto tectônico de zonas de subducção do tipo andino. Fonte: Informações obtidas, principalmente, do trabalho de Ramos (2010).

Variável	Ordem	Fonte
Comprimento da zona de Wadati-Benioff	1	Ramos, 2010
Taxa de convergência relativa	1	Oncken et al., 2006; Ramos, 2010
Direção do fluxo do manto	1	Garzione et al., 2017; Ramos, 2010
Movimento absoluto da placa sobrejacente	1	Ramos, 2010
Idade da Placa subductante	1	Ramos, 2010
Inclinação da placa subductante	1	Oncken et al., 2006; Ramos, 2010
Recuo ( <i>roll-back</i> ) da placa subductante	1	Oncken et al., 2006; Ramos, 2010
Colisão de dorsais meso-ocênicas na trincheira	2	Kay & Coira, 2009; Ramos, 2010
Colisão de zonas de fratura na trincheira	2	Ramos, 2010
Zonas de fraqueza na crosta (suturas de terrenos do embasamento ou falhas de eventos anteriores)	2	Ramos, 1999; Ramos, 2008
Clima (influencia aporte sedimentar na trincheira)	2	Oncken et al., 2006
Delaminação crustal e litosférica	2	Kay & Coira, 2009; Garzione et al., 2017; Horton, 2018

Alguns desses diferentes parâmetros podem ser observados na Figura 8, abaixo, que ilustra o arcabouço tectônico atual dos andes.

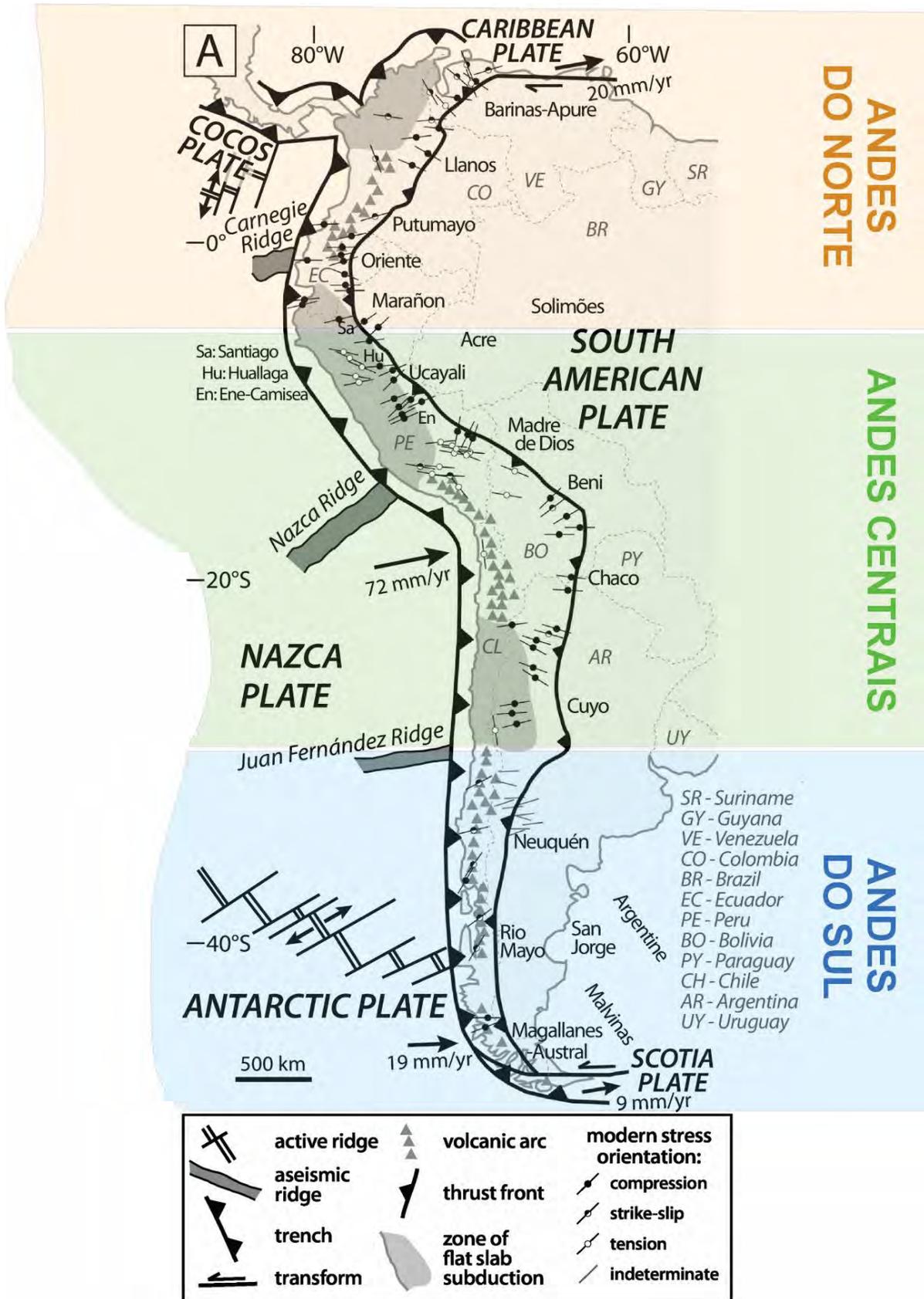


Figura 8: Arcabouço tectônico da América do Sul ocidental com destaque para as provinciais morfoestruturais dos Andes do Norte (Laranja), Centrais (Verde) e do Sul (Azul). Velocidades de placa mostradas com relação à estável Placa Sul-Americana. Fonte: Modificado de Horton, 2018.

Na figura acima é possível observar a grande correlação entre alguns dos parâmetros mencionados anteriormente e o *setup* andino atual, como por exemplo:

- i) Zonas de *flat-slab*, onde o acoplamento entre a placa oceânica e a placa continental aumenta, levando à ausência de magmatismo ativo (Kay & Coira, 2009);
- ii) Subducção de dorsais meso-oceânicas, que levam à formação das mencionadas zonas de *flat-slab* (Ramos et al., 2002; Kay & Coira, 2009);
- iii) Correlação entre zonas de maior velocidade de convergência e zonas com maior espessura do orógeno andino (Andes Centrais).
- iv) Correlação entre zonas de convergência mais oblíqua e tensão caracterizada como *strike-slip* (Andes do Norte e do Sul).

Uma análise das características atuais da subducção andina também revela que o estresse associado à subducção diminui a partir de um máximo nos Andes Centrais na região da Bolívia, chegando a seus valores mínimos ao norte (3°S) e ao sul (46°30') (Ramos, 2010).

A divisão dos compartimentos geológicos ao longo da Cordilheira dos Andes não é unânime na comunidade científica internacional, variando entre diferentes propostas e também nos limites dos compartimentos de uma mesma proposta. Os critérios para essas escolhas variam de tectônicos a geomorfológicos, mas amplamente são reconhecidas três grandes províncias morfoestruturais na região, as quais tem origem na proposta de Gansser (1973), que dividiu a margem oeste do continente Sul-Americano entre Andes do Norte, Andes Centrais e Andes do Sul com base em critérios tectônico-estruturais de primeira ordem (Figura 8, acima).

As províncias dos Andes do Norte e dos Andes do Sul são caracterizadas pela presença de rochas metamórficas de idades Jurássicas-Cretáceas e de ofiolitos obductados durante o ciclo andino (Ramos, 2009). Já os Andes Centrais são caracterizados como o típico orógeno andino, onde a tectônica foi impulsionada pela subducção da crosta oceânica (Ramos, 1999).

A província dos Andes do Norte, amplamente considerada como geologicamente distinta do restante da Cordilheira dos Andes (Cediel et al., 2003), tem seu limite sul próximo ao golfo de Guayaquil. Nos Andes Setentrionais a

Cordilheira Oeste da Colômbia e do Equador é constituída principalmente por embasamento oceânico, como resultado da acreção de crosta oceânica que ocorreu entre o Jurássico e o Paleógeno na região, que é relacionada à obducção de ofiolitos, importantes eventos de penetração e de metamorfismo que em alguns casos é até de fácies xisto azul (Ramos, 1999). Mais ao norte, a formação das nappes Caribenhas é associada a um evento de colisão de arco de ilha durante o Paleógeno.

Os Andes do Sul, localizados a partir da latitude aproximada de 30°S, são caracterizados por uma litosfera continental relativamente resistente e fria, que levou à formação de um orógeno de menor extensão lateral (Kearey et al., 2009). A província dos Andes Meridionais se desenvolve ao sul da junção tríplice entre as placas litosféricas Sul-Americana, de Nazca e Antártica e tem sua orogenia associada ao soerguimento causado pela colisão de diferentes segmentos de dorsais oceânicas próximos a essa junção (Ramos, 1999).

O bloco dos Andes Centrais será melhor descrito no próximo capítulo, pois é neste bloco que se encontra a área referente à esse estudo.

## **4.2 ANDES CENTRAIS**

A província dos Andes Centrais se encontra entre as latitudes aproximadas de 10°S e 30°S e é formada por uma litosfera continental mais espessa, relativamente quente e não resistente, que permitiu a formação de um orógeno de maior extensão lateral (Kearey et al., 2009).

Nos Andes Centrais o arco magmático migrou de leste para oeste gradualmente, indicando condições de erosão tectônica nas margens da placa, não tendo sido registrados eventos acrecionários ou colisionais durante o período de subducção.

Essa região constitui o núcleo do orógeno andino, e pode ser dividida em um conjunto de unidades morfológicas subparalelas à Zona de Subducção dos Andes. Na porção central desta província, onde os Andes tem sua maior extensão lateral, de oeste para leste encontram-se 6 unidades, são elas: a Cordilheira Costeira, o Vale/Depressão Central, a Cordilheira Ocidental, o Planalto Central (Altiplano-Puna), a Cordilheira Oriental e a Zona Subandina (Figura 9, abaixo).

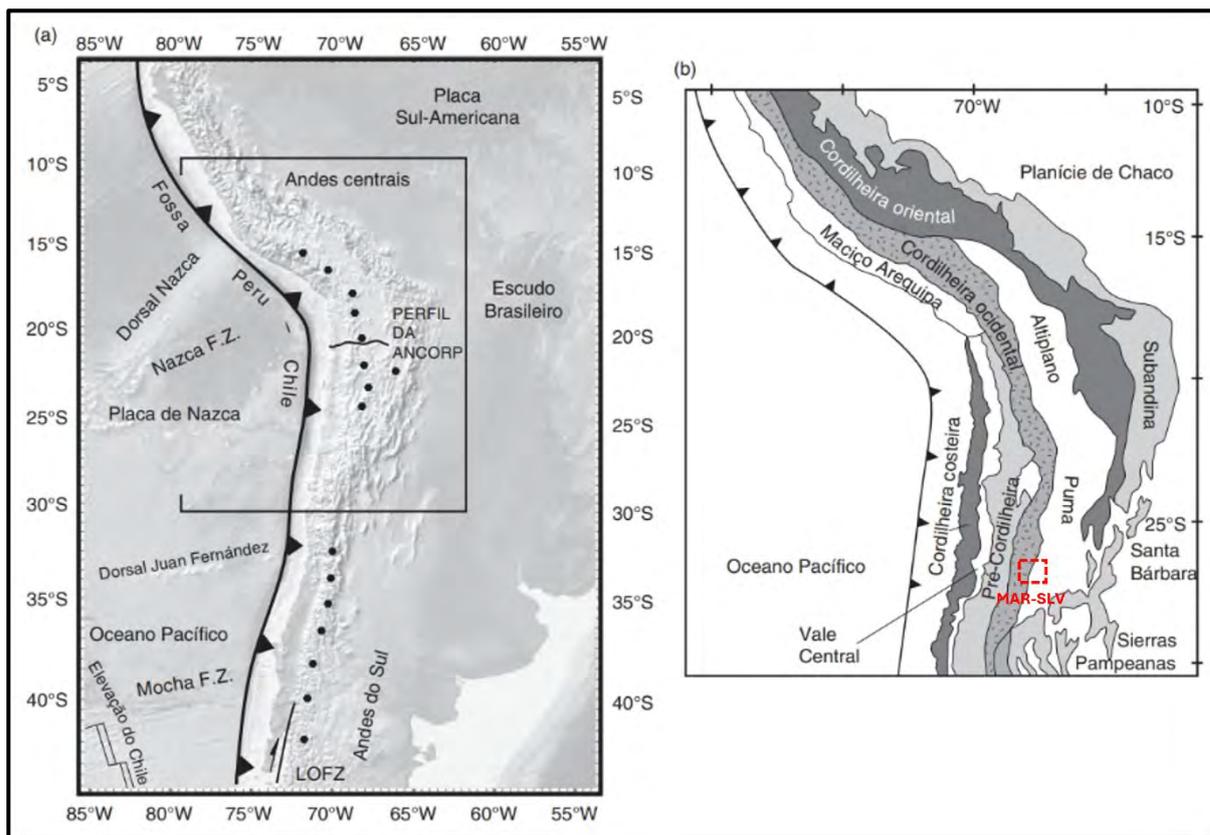


Figura 9: a) Mapa de relevo sombreado dos Andes Centrais e do Sul, mostrando características topográficas das placas de Nazca e Sul-americana. Os pontos pretos são vulcões ativos. LOFZ é a zona de falha Liquiñe-Ofqui. A caixa mostra a localização da figura b. b) Províncias fisiográficas dos Andes centrais (adaptado de Mpodozis et al., 2005, com permissão da Elsevier). A localização aproximada dos salares de Maricunga e Laguna Verde está destacada em vermelho na figura b. Fonte: Kearey et al., 2009. Capítulo 10, figura 10.1.

Os Andes Centrais se desenvolveram sobre um embasamento formado por crosta ensiálica de idade paleozoica ou mais antiga (Stern, 2004; Kay & Coira, 2009), que aflora em algumas porções. Os vulcões nesta região, pertencentes à *Central Volcanic Zone* (CVZ) (Stern, 2004), ocorrem predominantemente na cordilheira ocidental e tem idades variadas. Além disso, a região é caracterizada por um complexo sistema de bacias de *fore-arc*, *intra-arc* e *back-arc* interconectadas (Stern, 2004) formado durante a extensão que ocorreu do Oligoceno Superior ao Mioceno, onde encontram-se regiões de sedimentação marinha e também bacias continentais.

Estruturalmente essa região pode ser dividida em 4 unidades (Oncken et al., 2006). De oeste para leste essas unidades são: a região de *fore-arc* (*onshore* e *offshore*); a Cordilheira Oeste, que marca a posição do arco magmático ativo; o Planalto Central, correspondente à região do Altiplano-Puna (Allmendinger et al., 2003); e por fim um cinturão de dobras e cavalgamentos (*fold and thrust belt*) que

caracteriza a Cordilheira Leste, a Zona Subandina e as Sierras Pampeanas, incluindo o Sistema Santa Bárbara (Figura 10) (Oncken et al., 2006).



Figura 10: Esboço geológico mostrando as principais unidades que compõem os Andes Centrais. WC: Cordilheira Ocidental; MA: arco magmático atual (área hachurada); EC: Cordilheira Oriental; SBS: Sistema de Santa Bárbara; SP: Sierras Pampeanas; SA: Faixas Subandinas. O detalhe inserido mostra a localização dos Andes Centrais na América do Sul. Fonte: Oncken et al., 2006

Todas as unidades estruturais descritas acima, exceto a unidade do Planalto Altiplano-Puna – onde se encontra a área de interesse desse estudo –, apresentam uma boa continuidade ao longo da extensão dos Andes Centrais.

#### 4.4 PLANALTO DE ALTIPLANO-PUNA

Na província dos Andes Centrais, a unidade do Planalto do Altiplano-Puna se destaca, sendo esse o 2º planalto continental mais alto do planeta, atrás somente do Planalto Tibetano que tem origem associada a colisão continental. Ambos, porém, são formados sobre uma crosta continental espessa (Kay & Coira, 2009).

O Planalto Central dos Andes pode ser descrito como uma grande área com elevação de mais de 3.000m (Isacks, 1988), a partir dessa definição a extensão do planalto é de cerca de 1800km, do sul do Peru (~14°S) até o norte da Argentina (~27°S) (Oncken et al., 2006; Allmendinger et al., 2003) (Figura 11). No norte desse planalto encontra-se o Altiplano, com uma menor elevação quando comparado a Puna, localizada mais ao sul e que tem uma altitude média cerca de 1km mais alta.

Muito se discute sobre o mecanismo que levou à ascensão dos Andes Centrais e à formação de um planalto de orógeno com altitudes tão elevadas quanto as do Altiplano-Puna, especialmente em um contexto de subducção oceânica-continental. Amplamente o aceito é que a elevação desse planalto está relacionada a um processo de encurtamento crustal, que leva a espessamento litosférico e ao subsequente soerguimento da crosta por processos de isostasia.

Diferentes autores apontam para o fato de que o encurtamento crustal na região não seria suficiente para explicar a espessura atual da crosta do Planalto Central, e portanto seu soerguimento, e argumentam que em conjunto com esse processo – mas com participação menor – ocorreram importantes eventos de adição magmática e delaminação crustal e litosférica (Allmendinger et al., 1997; Kay & Coira, 2009; Garzzone et al., 2017).

O encurtamento nos Andes Centrais evoluiu em três estágios durante o Ciclo Andino, com o principal evento começando no Oligoceno, deformando a região de Leste a Oeste, e chegando até o domínio sul de Puna. Esse padrão continuou durante o Mioceno (19 a 8 Ma), quando a deformação no Altiplano diminuiu, em Puna aumentou e deu-se início à deformação na margem leste do Planalto. No período final desse encurtamento a deformação concentrou-se na região de Puna, ainda ativa, e nos flancos do Planalto Central (Oncken et al., 2006).

Essa diferença na duração da deformação compressional entre as regiões de Puna e do Altiplano também explica a diferença entre as altitudes dessas unidades, possivelmente como consequência de uma litosfera mais delgada e menos resistente em Puna (Whitmann, 1996).

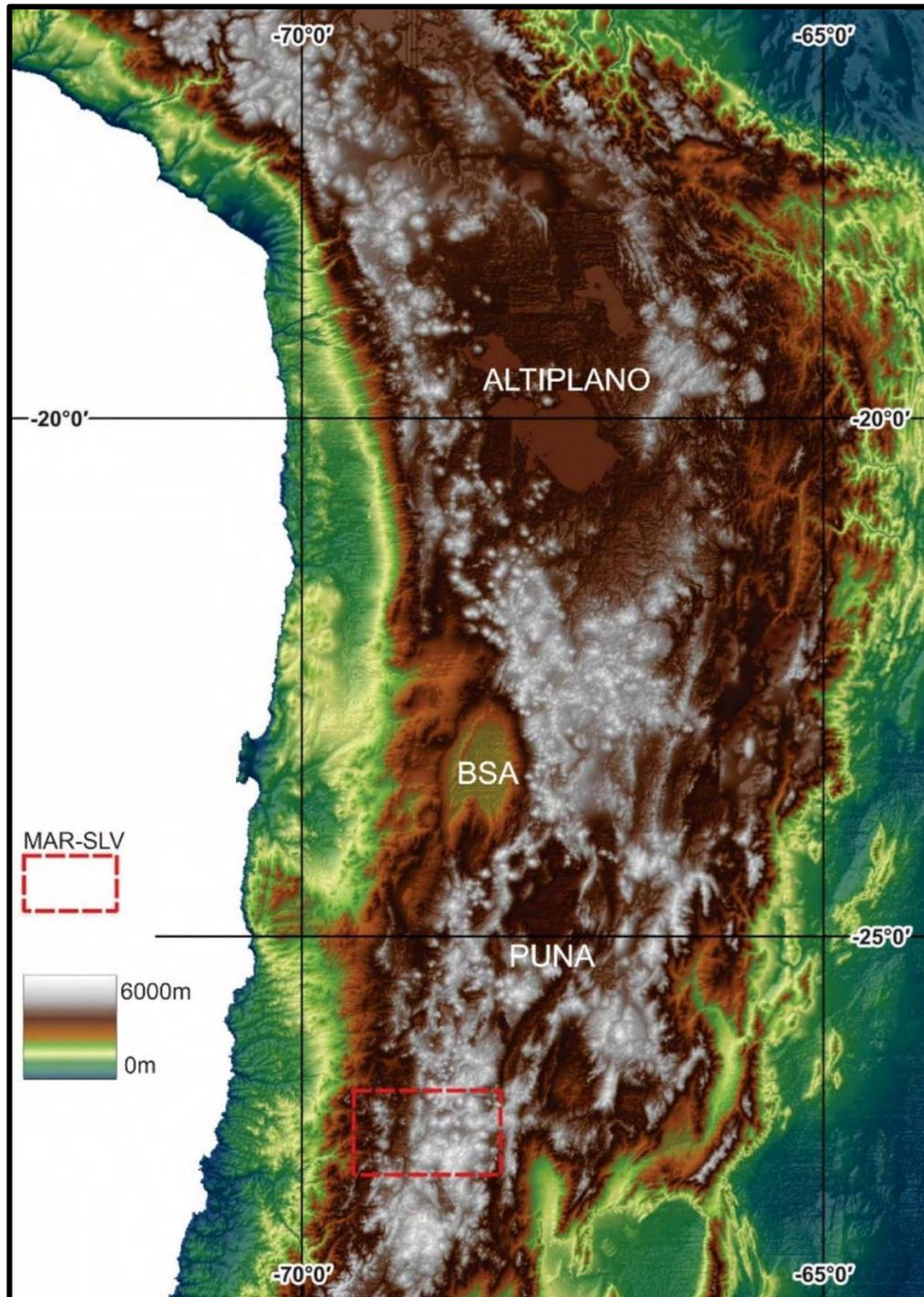


Figura 11: Mapa topográfico da região do Planalto do Altiplano-Puna, destacando a área de estudo dos salares de Maricunga (MAR) e Laguna Verde (SLV). Dados de elevação utilizados: Geological Survey's Center for Earth Resources Observation and Science (EROS), *30 arc-second DEM of South America, 1993*. Fonte: Autor.

Dentro do contexto do Planalto Central como um todo, a evolução recente da região do Sul de Puna, alvo desse estudo, é discutida em detalhe por Kay & Coira (2009). As autoras propõem um modelo que explica a evolução da região durante o Neógeno em 5 fases, ilustradas na Figura 12, abaixo.

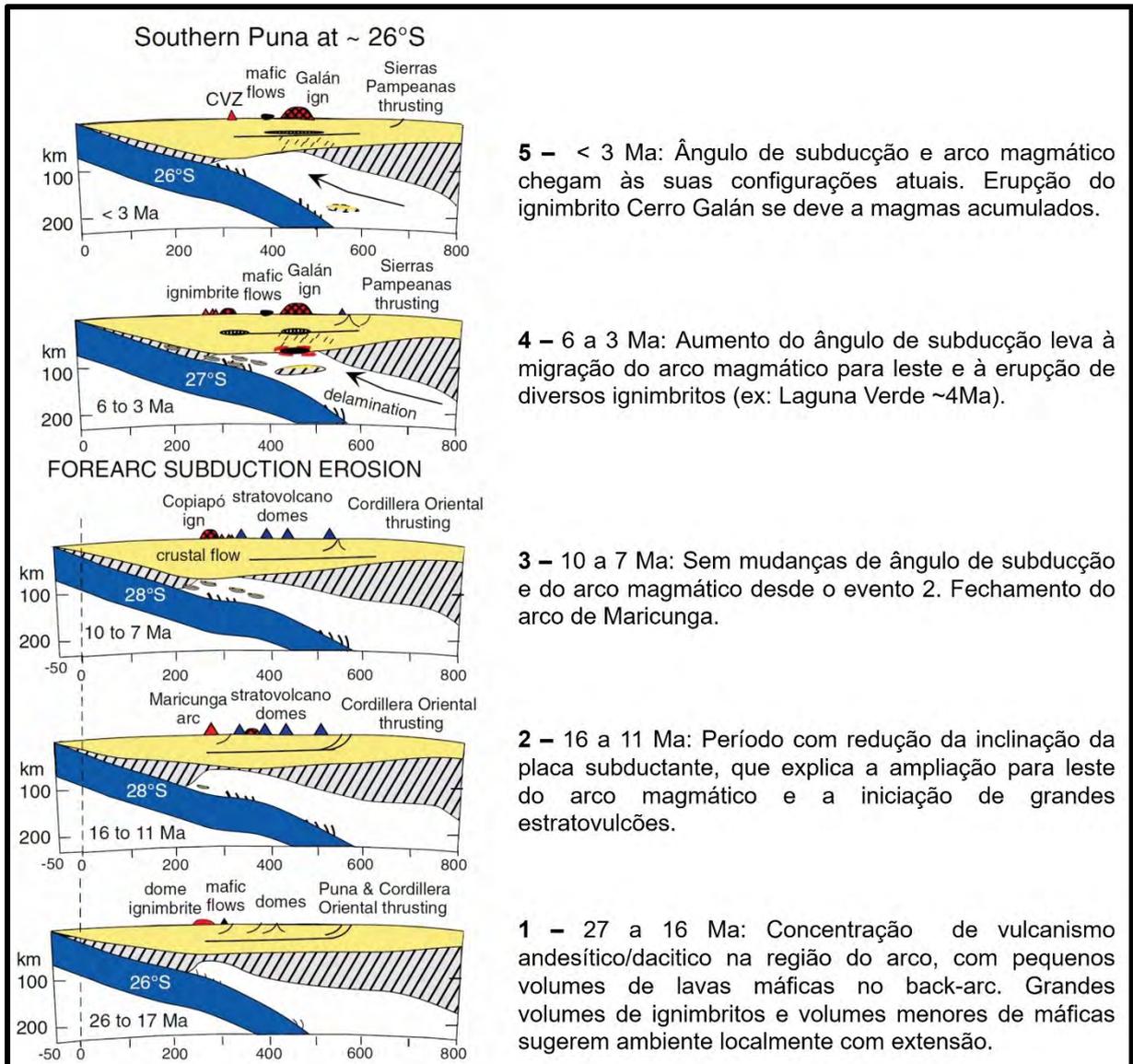


Figura 12: (Esq.) Seção em escala litosférica mostrando a sequência de eventos do Neógeno proposta por Kay & Moira (2009) que levaram às características magmáticas e de deformação observadas na regiões do sul de Puna. (Dir.) Síntese dos eventos propostos pelas autoras, elaborada pelo autor desse trabalho. Fonte: Kay & Moira (2009).

Esse planalto, caracterizado por suas bacias endorreicas e por sua altitude, é coberto por bacias com preenchimento sedimentar evaporítico continental (salares) do Cenozoico superior e por cadeias de vulcões Cenozoicos. Além disso, encontra-se no Planalto Central um dos maiores complexos ignímbriticos do mundo e uma série de estratovulcões andesíticos a dacíticos formados após o mioceno médio, que caracterizam as regiões de maior altitude (Kay & Coira, 2009).

No sul do Planalto Central, a região de Puna é caracterizada por altas cadeias de montanhas intercaladas com bacias tectônicas endorreicas, as quais são

delimitadas por blocos soerguidos limitados por falhas reversas (Vandervoort et al., 1995; Sarchi et al., 2023) e normais, de maneira semelhante à estrutura de *Basin and Ranges*, em Utah. Em Puna também há um componente maior de rochas magmáticas pré-Paleozoicas no embasamento, quando comparada à região do Altiplano ao Altiplano (Kay & Coira, 2009).

A porção sul do Planalto de Puna é delimitada por uma série de grandes vulcões, como o complexo vulcânico do Ojos del Salado, que marca sua fronteira meridional. São essas cadeias vulcânicas, de composições predominantemente máficas e intermediárias (Sarchi et al., 2023) com trend leste e blocos soerguidos por falhas reversas com trend norte que criam as numerosas sub-bacias hidrológicas endorreicas do Sul de Puna (Vandervoort et al., 1995), nas quais encontram-se a maioria dos salares com concentrações de Li da região.

#### **4.3 CENTRAL-VOLCANIC-ZONE**

O vulcanismo na Cordilheira dos Andes ocorreu ao longo de toda a sua extensão durante o Cenozoico, mas atualmente está concentrado em quatro zonas vulcânicas ativas: as zonas vulcânicas do norte (NVZ), central (CVZ), sul (SVZ) e austral (AVZ) (Thorpe, 1984), ilustradas na Figura 13, abaixo.

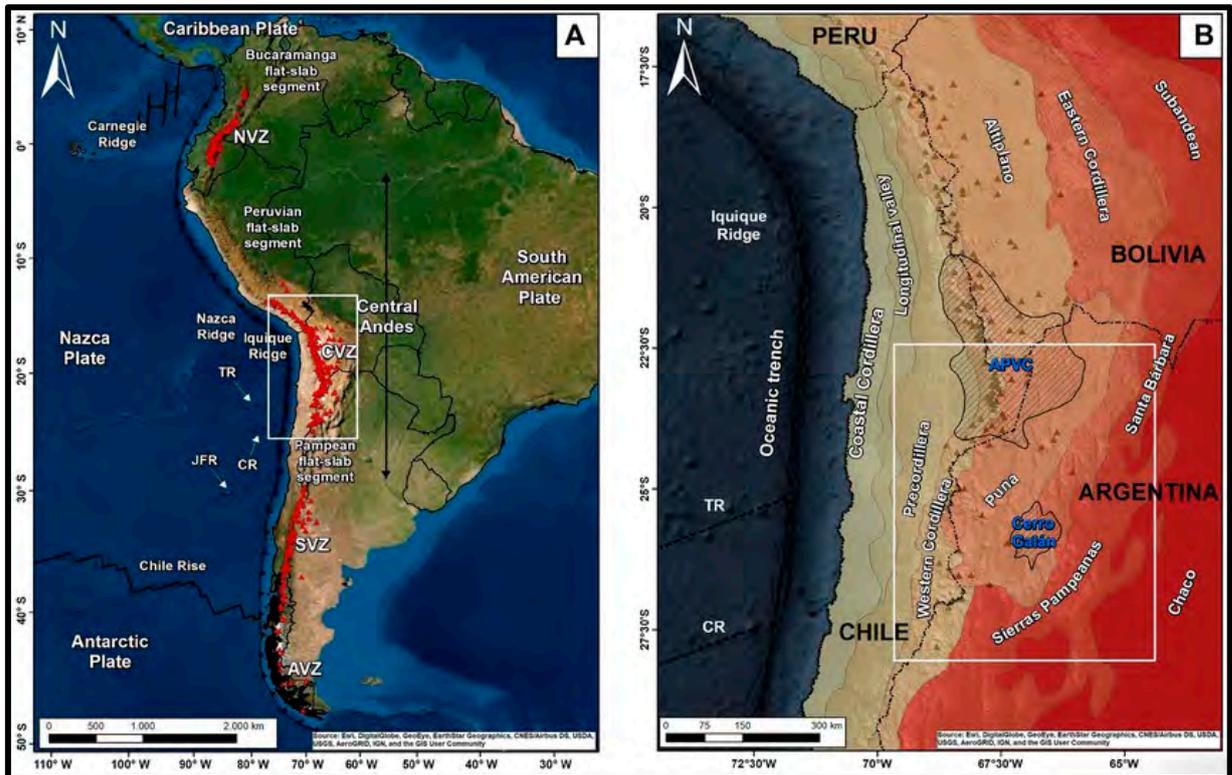


Figura 13: (A) Mapa de localização dos Andes Centrais, mostrando os principais elementos tectônicos de acordo com Stern et al. (2007). (B) Principais regiões tectonomórficas dos Andes Centrais. Os triângulos vermelhos em (A) e os triângulos cinzas em (B) correspondem aos vulcões do Neógeno-Quaternário, conforme Siebert et al. (2010). As porções listradas em preto em (B) mostram o Complexo Vulcânico Altiplano-Puna (APVC; de Silva, 1989) e as províncias de ignimbrito Cerro Galán (Kay et al., 2011). Fonte: Bertin et al. (2022).

As zonas vulcânicas andinas são limitadas por regiões sem atividade magmática, correspondentes a zonas com subducção de *flat-slabs*. A passagem entre as porções com subducção de diferentes ângulos na margem ativa andina é marcada por uma transição gradual entre zonas de alto e baixos ângulos de subducção (como ocorre entre o limite sul da CVZ e o *flat-slab* Pampeano) ou por dobras acentuadas, mas não fraturas, na placa subductante (como ocorre no limite norte da CVZ, onde a dorsal meso-oceânica de Juan Fernández é subductada, marcando a transição entre o *flat-slab* Peruviano e ângulos de subducção mais altos) (Stern, 2004).

A CVZ consiste em uma cadeia de estratovulcões ativos e uma extensa região de grandes caldeiras e ignimbritos associados. Esse conjunto, de tendência norte-sul, fica a cerca de 50 a 150 km a leste do arco vulcânico andino ativo (Ort, 1993) e inclui 44 edifícios vulcânicos ativos, mais de 18 campos vulcânicos menores ativos e pelo menos seis sistemas de grandes caldeiras e/ou centros de ignimbritos do Quaternário potencialmente ativos (Stern, 2004).

O embasamento da CVZ é formado, em grande parte, pela crosta Proterozoica que foi acrescida ou possivelmente rifteada e reacrescida à margem oeste dos crátons arqueanos amazônicos durante o Paleozoico (Ort, 1993). As idades do embasamento variam desde cerca de 2000 Ma, sob a porção norte da CVZ, até a idades do final do Pré-Cambriano e do Paleozoico sob a porção sul, no norte do Chile e da Argentina (Stern, 2004).

Estudos mais recentes de Naranjo et al. (2018), envolvendo a datação de diferentes estruturas tectônicas no sul da CVZ, confirmam a forte relação entre o tectonismo e a evolução do vulcanismo na região entre 24.5°S e 27.0°S, correspondente ao sul de Puna.

Naranjo et al. (2018) explicam a coexistência de eventos de vulcanismo efusivos e explosivos na região através das mesmas condições que levaram ao espessamento da crosta em Puna, com uma direção de compressão máxima associada a extensões conjugadas.

O regime compressivo, se refere a dois principais sistemas de cavalgamento (NE-SW e N-S) que controlam o vulcanismo da região. O regime extensional refere-se a mudanças nos campos de estresse da crosta superior relacionadas à subducção, as quais geram domínios extensionais localmente conjugados aos sistemas de falhas de empurrão. Esses domínios favorecem o armazenamento de magma em níveis crustais superiores pela criação de zonas de baixa pressão, que agem como um efeito de “bombeamento” ou “sucção” de magma para níveis crustais mais rasos.

As principais caldeiras da região estariam associadas a esses domínios extensionais conjugados, e a partir delas diferentes ignimbritos teriam sido exumados e depositados em seus arredores. Naranjo et al. (2018) propõem que o sistema magmático das caldeiras Wheelwright, Laguna Escondida e Laguna Amarga – localizado a norte de Laguna Verde e fonte do ignimbrito de Laguna Verde – estaria associado a um domínio extensional conjugado em cerca de 60° ao sistema de cavalgamentos Claudio Gay (Figura 12).

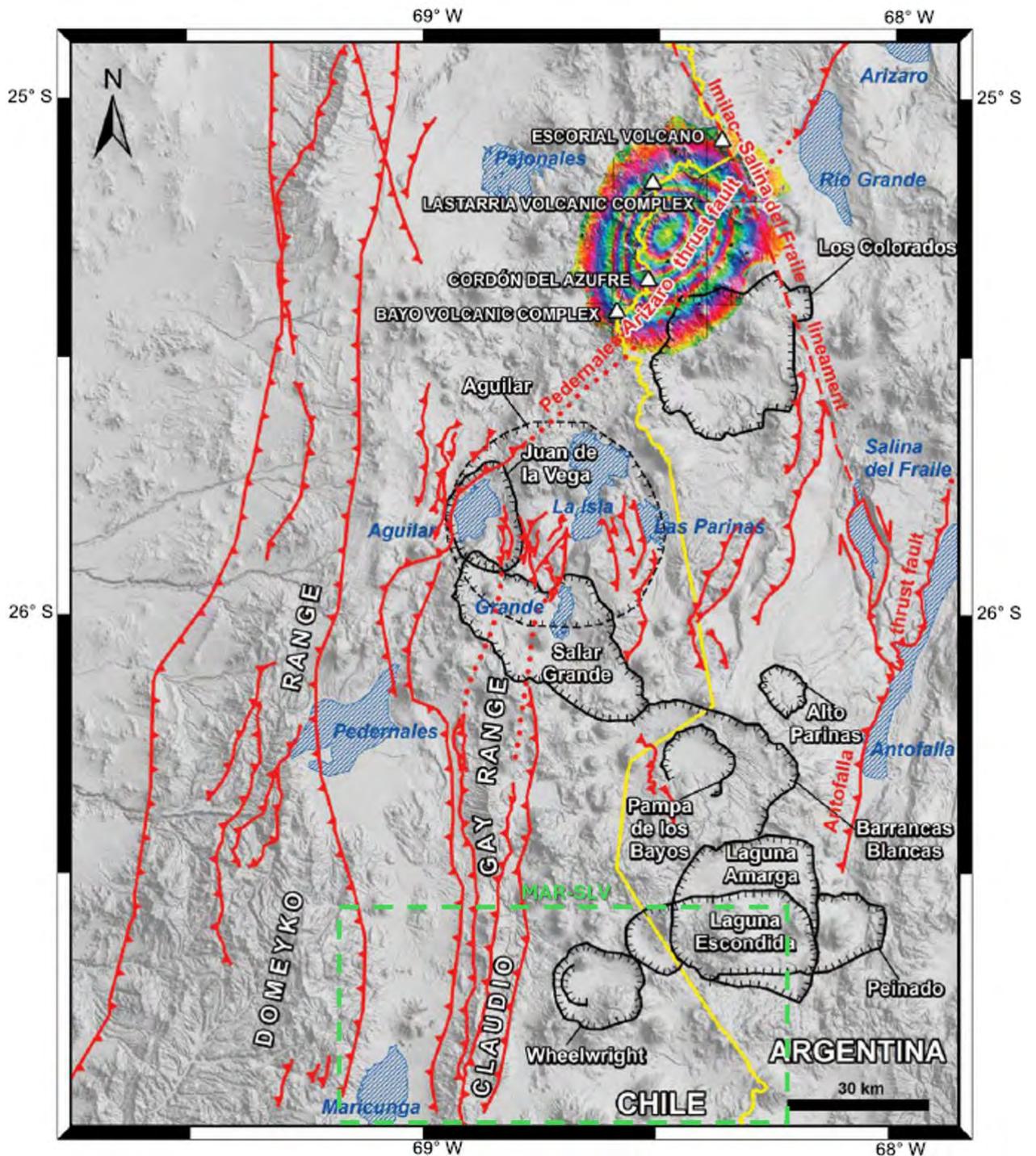


Figura 14: Principais sistemas de falhas compressivas (linhas vermelhas) associados ao soergimento andino que afetaram as cadeias Domeyko e Claudio Gay e que influenciaram os estágios iniciais do arco vulcânico. Algumas caldeiras (linhas pretas hachuradas) cortam e obliteram estruturas de falhas mais antigas, outras caldeiras estão alinhadas em ângulo conjugado em relação às orientações dos sistemas compressivos. O lineamento norte Imilac-Salina del Fraile e a falha transtensiva dextral NW-SE (lado superior direito) também são indicados. Um interferograma de intumescência (anéis concêntricos coloridos) da área de soergimento Lazufre forma um lineamento espacial orientado para NW com a caldeira Los Colorados que, por sua vez, também está conjugada em ~30° com a falha de empurrão Pedernales-Arizaro do Mioceno Médio. As principais bacias de salar (áreas hachuradas em azul) estão indicadas como referência. Destacada em verde na porção inferior da figura está a área aproximada do mapa de lineamentos estruturais construídos para a região de Laguna Verde e Maricunga. Fonte: Naranjo et al., 2018.

## 5. RESULTADOS

### 5.1 LÍTIO NA LITOSFERA

Nos resultados da revisão bibliográfica sobre o contexto geotectônico dos principais tipos de depósito de lítio, o principal produto gerado foi uma seção esquemática representando a distribuição do lítio na litosfera. Essa seção sintetiza as principais informações obtidas durante o estudo dirigido sobre lítio, destacando os processos geológicos relacionados à formação e concentração de depósitos e posiciona o elemento em diferentes ambientes e sistemas tectônicos.

A seção esquemática elaborada (Anexo I) não está em escala, mas oferece uma visão integrada que pode servir como base para estudos futuros e aplicações nos campos de geologia e geoquímica de exploração. As concentrações de lítio representadas nessa seção são as listadas na Tabela 3, encontrada na introdução do capítulo 3, intitulado “Lítio no Globo”.

A seção esquemática é de elaboração do autor deste trabalho, mas teve como inspiração desenhos e ilustrações de diferentes artigos, entre os quais podem ser destacados os trabalhos de Bunker et al. (2022) e Benson et al. (2017).

Nessa seção observa-se o contínuo enriquecimento em Li na litosfera a partir da composição do manto, com uma elevação gradual de teores ocorrendo em paralelo com a diferenciação e evolução de diferentes rochas e com a ascensão de magmas na crosta. Valores mais baixos são observados em basaltos MORB, aumentam na crosta continental, especialmente em porções superiores, e são ainda mais concentrados em corpos graníticos e pegmatíticos em subsuperfície e em rochas sedimentares e vulcânicas associadas a ambientes de convergência.

A partir do momento que rochas com Li chegam à superfície, esse metal é concentrado por processos hidrotermais e de intemperismo químico em bacias endorreicas preenchidas por argilas e salmouras, adquirindo concentrações elevadas e que podem ser exploradas comercialmente. Essas bacias, quando são soterradas, levam à formação dos paleo-salares, em que salmouras com elevadas concentrações de Li são retidas em rochas de maior porosidade desde que haja um selo estratigráfico e/ou estrutural.

Os mesmos processos que transportam Li até bacias endorreicas o carregam para o oceano em todas as margens continentais ativas e passivas do planeta. Considerando a escala de tempo geológica, é de se esperar que a água do mar – mesmo com seu imenso volume – tivesse uma concentração de Li acima da de 0,1 a 0,2 ppm observada, e isso seria verdade se o Li não fosse concentrado em sedimentos marinhos profundos e em depósitos diversos associados a esse ambiente, como depósitos de nódulos de manganês e de crostas polimetálicas.

## **6. DISCUSSÃO**

### **6.1 CONTROLES TECTÔNICOS NA DEPOSIÇÃO DE LÍTIO**

Considerando o conceito de um sistema mineralizador, com suas condições mínimas para a formação de depósitos minerais (energia, estoque, focalização, canalização e uma armadilha) (Biondi, 2003), pode ser feita uma análise da influência de diferentes agentes tectônicos na concentração de lítio em diferentes tipos de depósito. A análise proposta neste trabalho de conclusão irá se limitar aos depósitos de lítio em salmouras continentais.

Em salmouras continentais, o conceito de um sistema mineralizador pode ser aplicado desde o início da história do lítio na crosta. Considerando as condições para a formação de depósitos de Li, o primeiro momento tectônico de alta relevância é o de diferenciação e assimilação crustal do magma e seu enriquecimento em lítio associado. Regimes tectônicos compressivos favorecem a geração de magmas mais diferenciados (Mpodozis et al., 1996), pois nessas condições o tempo de residência do líquido magmático na crosta é maior, além disso, a assimilação crustal desses magmas é maior – especialmente em regiões de crosta mais espessa como é o caso do Planalto de Altiplano-Puna e do Planalto Tibetano (Chen et al., 2020). Nota-se que nessa etapa o tectonismo é importante não somente por conta do regime compressivo necessário para uma diferenciação intracrustal maior, mas também pela geração de uma crosta mais espessa em um ambiente com magmatismo ativo, uma condição relativamente rara no planeta.

Entre os diferentes tipos de magmas diferenciados, destacam-se os de composição riolítica e os vidros vulcânicos associados a erupções explosivas – nesses casos a hidratação do vidro vulcânico leva a elevadas concentrações de lítio,

que se comporta de maneira semelhante ao Na nesse sistema. Esse processo é mais intenso logo após a deposição das rochas piroclásticas, concentrando cerca de 20% do Li dessas rochas enquanto as temperaturas ainda são mais altas, assim levando à rápida concentração do lítio em fluidos e acelerando o processo de deposição (Ellis et al., 2022). Essa observação é importante pois pode levar à interpretação de que bacias soterradas, que não tiveram tempo suficiente de exposição a processos de evaporação em superfície, ainda podem ter concentrações elevadas de lítio graças a seu rápido enriquecimento no metal devido à lixiviação acelerada de Li de rochas piroclásticas, destacando o potencial exploratório de paleo-salares associados a depósitos de vidros vulcânicos de composição riolítica.

A ocorrência ou não de magmatismo em zonas de subducção, e sua posição, também é controlada por fatores relacionados à geometria e ao acoplamento de placas em zonas de subducção, como a subducção de dorsais meso-oceânicas que leva à formação de *flat-slabs*. Este processo leva ao cessamento do magmatismo na zona do flat-slab graças ao maior acoplamento crustal dessas regiões, fazendo com que as principais rochas fonte de Li não sejam depositadas onde *flat-slabs* subductam durante a ocorrência desse evento. Destaca-se que a subducção de *flat-slabs* também tem forte ligação com o encurtamento e espessamento crustais associados à diferenciação magmática.

Não serão listados os demais processos ligados ao espessamento crustal, visto que eles já foram descritos em detalhe em outros capítulos, mas nota-se que eles também influenciam no desenvolvimento de magmas diferenciados, mesmo que de maneira subordinada ao encurtamento crustal.

O magmatismo e o vulcanismo também estão ligados a sistemas de estruturas crustais mais rasas (Naranjo et al., 2018), as quais são controladas tanto por eventos e condições tectônicas atuais, quanto por estruturas pretéritas, como é o caso da reativação de estruturas do embasamento nos andes (Schoenbohm & Strecker, 2009).

A partir do momento que o magma chega em superfície, a influência tectônica continua. A formação de bacias endorreicas, essenciais para o acúmulo de lítio pela evaporação, é favorecida por estruturas associadas a diferentes contextos, como é o caso de Laguna Verde, do Salar do Atacama e de diversos outros salares continentais.

A formação dessas bacias age como a armadilha do sistema, pois é nelas que o lítio é concentrado através da evaporação. Nesse quesito destacam-se as falhas extensionais – comumente associadas a bacias endorreicas em zonas de margens ativas, como nos Andes e nos Himalaias – e também as falhas inversas.

Mesmo em bacias endorreicas tectônicas, justamente por estarem associadas a diferentes estruturas, ainda há o aporte de novos fluidos e também há a troca de águas subterrâneas entre diferentes salares e lagoas salinas. No caso do Planalto Central andino, a troca de águas entre diferentes bacias caracteriza um grande sistema fechado de extensão regional (Tapia et al., 2022), por exemplo. Esse aporte contínuo de águas, salinas e/ou geotermiais ou não, evidencia a importância de um outro fator nas acumulações de lítio, o balanço hídrico negativo, que também deve levar em conta a concentração de Li das águas entrando no sistema e os diferentes aportes hidrogeológicos, não sendo restrito ao cálculo “Precipitação – evaporação”.

A ligação entre o balanço hídrico e o tectonismo não é tão direta, mas não é menos importante que as demais. Considerando a expressão “Balanço hídrico = evaporação – aporte de fluidos”, nota-se que altas altitudes influenciam os dois fatores da equação. Sabe-se que a água não sobe encostas, portanto essa relação é evidente, mas as elevações do Planalto Central andino são essenciais para sua caracterização como ambiente de clima árido, que controla tanto os níveis de precipitação quanto de evaporação no planalto. Essa relação entre altitude e aridez é demonstrada pela grande correlação entre regiões de maiores altitudes (Puna) e menores níveis de precipitação, e regiões de menores altitudes (Altiplano) onde observam-se níveis de precipitação maiores (Tapia et al., 2022), como ilustrado na Figura 15, abaixo.

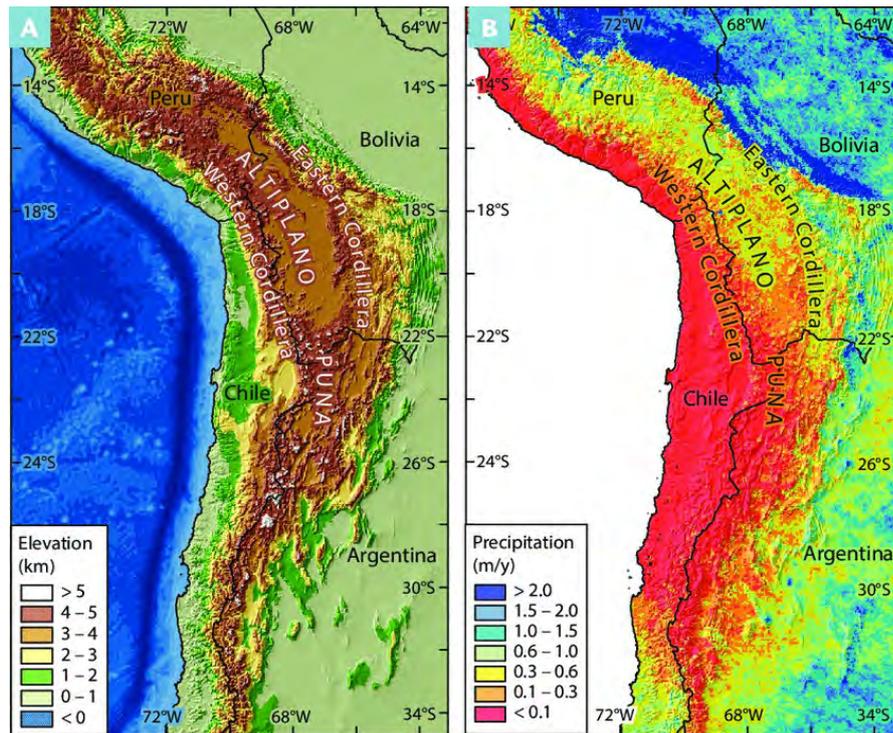


Figura 15: (A) Mapa topográfico dos Andes Centrais. (B) Mapa de precipitação dos Andes Centrais. Massas de ar úmido vindas do nordeste são forçadas a subir ao encontrarem as encostas íngremes das faces orientais do Planalto Andino, resultando em precipitação localmente elevada que diminui rapidamente em direção ao oeste. Fonte: Schildgen & Hoke (2018).

A partir do momento que a altitude é reconhecida como de grande valor para o acúmulo de lítio em salares continentais, a relação com o tectonismo fica evidente, considerando os diferentes processos envolvidos na elevação do Altiplano-Puna. Entre os diferentes processos, destaca-se o espessamento crustal – principal fator na elevação do Planalto – associado à subducção de *flat-slabs*, delaminação crustal e litosférica, eventos vulcânicos, fluxos intracrustais e à migração do ponto focal da deformação nos Andes para leste com o passar do tempo, relacionada à transferência de tensão para porções menos deformadas da placa Sul-Americana. Essa relação também pode ser feita em outras regiões, como o Planalto Tibetano, que tem seu soerguimento ligado ao espessamento da crosta devido à colisão continental entre as placas Indiana e Euro-asiática (Liu et al., 2021).

Seguindo com a lógica de um sistema mineralizador, já foram descritas as fontes de lítio (magmas diferenciados), a formação de estoques do metal (depósitos ígneos-vulcânicos), as armadilhas (bacias tectônicas) e os processos de concentração do lítio nas armadilhas (balanço hídrico negativo) desse sistema. Entretanto, ainda precisam ser descritas as condições que levam à ligação do estoque primário de lítio

para seu destino final. Esse fator é considerado, pelo autor deste trabalho, como a ligação mais direta entre processos tectônicos e a deposição de lítio em salmouras, e se refere à abertura de espaço para transporte de fluidos

Os processos de focalização e canalização do lítio em superfície e em subsuperfície envolvem, necessariamente, a presença de fluidos, os quais lixiviam o lítio de rochas fonte através de intemperismo hídrico, reações hidrotermais e processos de argilização no caso de depósitos de lítio sedimentares. O mecanismo de extração de Li de rochas fonte mais eficaz, justamente pelo contexto árido dos depósitos de lítio em salmouras, são as águas geotermiais (Ayaz & Muñoz, 2024), que tem forte controle tectônico, como evidenciado pelas surgências geotermiais às margens de Laguna Verde, agora associadas à existência de uma falha normal, sugerindo um sistema extensional que levou à abertura de espaço e à ascensão desses fluidos.

Processos associados à circulação de água em sistemas de subsuperfície também são importantes, pois controlam a dinâmica de concentrações de lítio em diferentes situações. Eles influenciam depósitos de lítio em salmouras geotermiais, com ou sem manifestações em superfície (Herdianita et al., 2020), bem como a evolução de paleo-salares já existentes. Além disso, esses processos podem levar à formação de novos depósitos de paleo-salares com concentrações econômicas de lítio (Bunker et al., 2022) e impactam a concentração de Li em solução antes de seu aporte em um depósito superficial.

Por fim, não pode deixar de ser citado o componente final de um sistema mineralizador, relacionado a sua dispersão. No caso dos salares essa dispersão está associada a um aumento no aporte de fluidos no sistema, invertendo seu balanço hídrico e diminuindo as concentrações de lítio, processo que pode ocorrer devido a mudanças climáticas, alterações em cursos d'água por processos tectônicos e erosivos, ou através de diferentes outros fatores. A abertura e/ou soerguimento de bacias também está relacionada à dispersão do Li, processo muito ligado ao tectonismo.

## 7. ESTUDO DE CASO – LAGUNA VERDE

### 7.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

Inserido no contexto geotectônico do Sul de Puna encontra-se o Salar de Laguna Verde, assim nomeada pela cor turquesa que suas águas adquiriram devido à alta salinidade do local (Ayaz & Muñoz, 2021). A Laguna está localizada a leste do Salar de Maricunga e próxima da fronteira com a Argentina, em uma bacia que tem sua margem meridional limitada pelo grande estratovulcão Ojos del Salado, ponto mais alto da Cordilheira dos Andes no Chile (6893m). Algumas das principais características morfológicas e climáticas da laguna estão listadas na Tabela 7, abaixo.

**Tabela 7:** Características morfológicas e climáticas de Laguna Verde. Fonte: Risacher et al. (1999)

<b>Características de Salmouras Naturais</b>	
Altitude	4.328,00m
Área da bacia	1.075,00 km <sup>2</sup>
Área da laguna	15km <sup>2</sup>
Precipitação	170mm/ano
Evaporação potencial	1000mm/ano
Temperatura média	1°C

A geologia nos arredores imediatos do SLV é composta por diferentes unidades de rochas ígneas e sedimentares com idades que variam do Mioceno até o Holoceno (Figura 16), que serão descritas brevemente a seguir da mais antiga para a mais nova. Essas unidades foram extraídas de um banco de dados SIG público, disponibilizado pelo “Serviço Nacional de Geología Y Minería” do Chile, que foi produto de um mapeamento em escala 1:100.000 conduzido por Clavero et al. (2012). Na figura em questão, algumas unidades definidas nesse mapeamento foram agrupadas.

A unidade mais antiga nos arredores do SLV – Msv(a) – é uma unidade de rochas de vulcões e complexos vulcânicos do Mioceno Superior, representadas na área pelos estratovulcões de Laguna Verde e Mulas Muertas que se encontram diretamente ao norte e ao sul da laguna, respectivamente. Essas rochas, de composições andesíticas e dacíticas, estão no geral fortemente erodidas e não preservam características primárias.

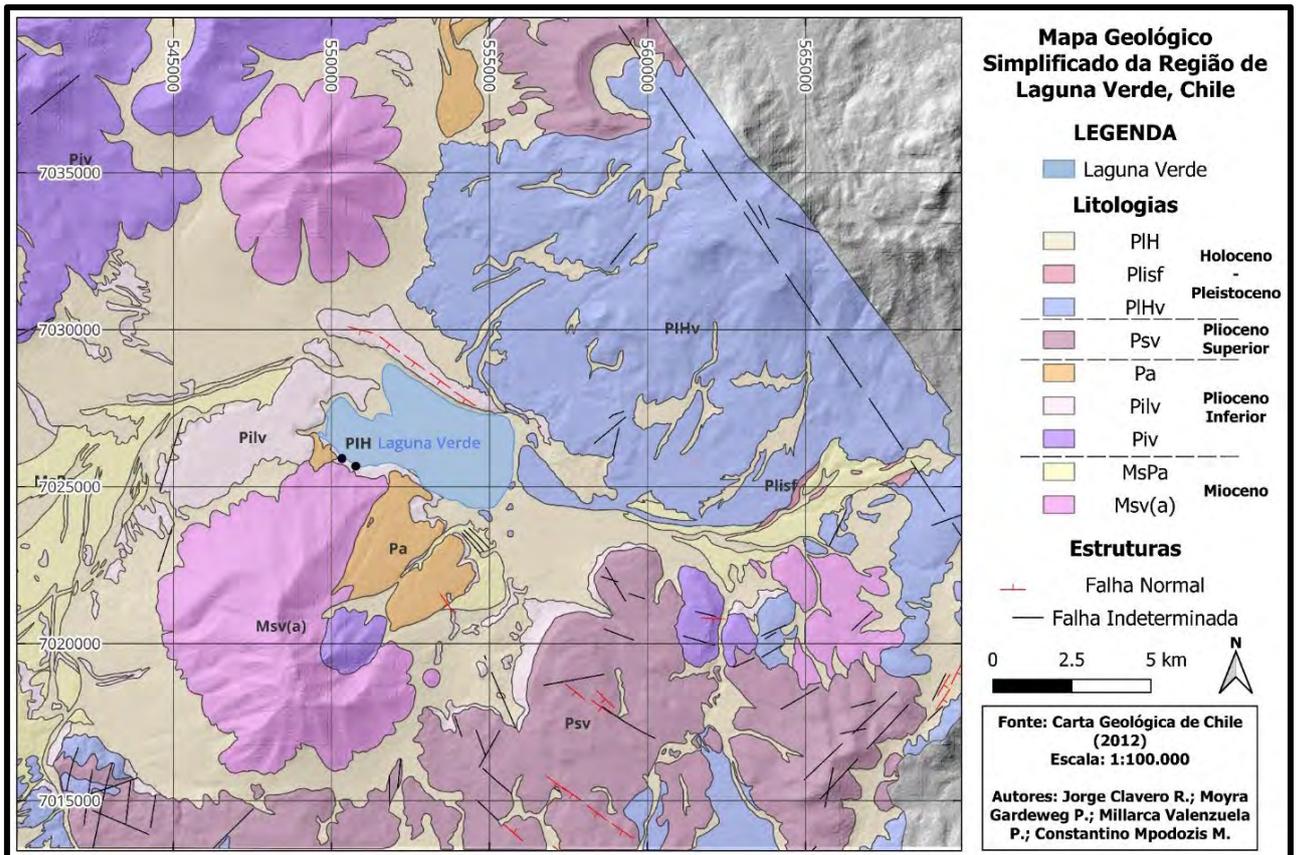


Figura 16: Ilustração da geologia simplificada dos arredores de Laguna Verde, Chile. Unidades adaptadas da Carta Geológica De Chile, Série Geología Básica, No. 139-140, 2012, Escala 1:100.000. Clavero et al., 2012. Os códigos das unidades são descritos no texto. Fonte: Autor.

Estratigraficamente acima das vulcânicas do Mioceno, encontram-se os depósitos aluviais antigos da unidade MsPa. São depósitos preferencialmente aluviais e, em menor medida, coluviais, constituídos por cascalhos, areias e siltes, polimíticos, mal selecionados e pobremente estratificados. Na região da Laguna Verde essas rochas estão cobertas por corpos do Ignimbrito de Laguna Verde, e se distribuem na forma de terraços aplainados, dissecados por canais e cones de fluxo atuais.

De idade contemporânea e posterior aos depósitos antigos encontram-se as vulcânicas do Plioceno Inferior (Piv). Fazem parte dessa unidade o vulcão de Penãs Blancas (noroeste da Figura 16), que aproveitou as fraturas da caldeira de Wheelright mais a norte para sua ascensão, e derrames menores de composição dacítica e, em menor proporção basáltica, ao sul da Laguna.

Estratigraficamente acima das rochas vulcânicas do Plioceno Inferior é caracterizado na região o Ignimbrito riolítico de Laguna Verde (Pilv), uma unidade vulcânica de extrema importância para a área. Esse ignimbrito tem sua mineralogia

descrita como contendo biotita, quartzo e sanidina e é datado em  $3,8 \pm 0,6$  Ma (Mpodozis et al., 1996). Essa unidade se refere a um extenso depósito de fluxo piroclástico riolítico, formado por ao menos quatro eventos de fluxo, com intercalações entre níveis avermelhados e de fluxo piroclástico. Nos arredores do SLV esse depósito tem uma espessura máxima de 35 metros, diminuindo para oeste, mas corpos distantes afloram até a cordilheira Claudio Gay, cerca de 30km a oeste do Vulcão de Laguna Verde.

Depositada, geralmente, sobre as rochas ignimbríticas de Laguna Verde está uma camada com até 8m de espessura de cascalhos polimíticos da unidade Pa. Esses depósitos tem feições aplainadas e, em alguns setores, são afetados por falhas normais e dobras suaves.

Ao norte de Laguna Verde encontram-se depósitos associados às lavas dacíticas expelidas pelo complexo vulcânico Falso Azufre (PIHv). Nessa unidade, além de depósitos simples de dacitos, também são descritos depósitos de lahares (lamas compostas por materiais piroclásticos e água formadas por MMGs associados ao vulcanismo) e domos dacíticos em maiores altitudes.

A última unidade ígnea margeando o SLV é a Plisf, referente às vulcânicas do Ignimbrito São Francisco, formado por rochas de composição riodacítica restringidas a pequenos afloramentos na área de estudo.

Por fim, depósitos sedimentares do Pleistoceno-Holoceno de diversos tipos (coluviais, aluviais, glaciais, lacustres, evaporíticos, etc.) se encontram em depressões no terreno. Nos arredores da Laguna Verde destacam-se os depósitos lacustres, com arenitos, silitos e conglomerados finos dispostos horizontalmente na borda da laguna, e os depósitos evaporíticos, que formam crostas muito superficiais de cloretos, sulfatos e boratos em algumas porções próximas.

O contexto estrutural regional em que se encontra LV já foi descrito anteriormente. Localmente o que se observa é uma falha normal de direção NW controlando a margem norte da laguna e um leque de falhas indeterminadas de mesma direção identificado em sua margem sudeste. Além dessas estruturas mais próximas, um conjunto de falhas normais NW é identificado na porção sul do mapa

geológico e observa-se uma série de falhas indeterminadas com direções variadas, mas predominantemente para N60E e N10-20E, no restante da área (Figura 16).

Concentrações de Li na laguna e em fontes termais próximas foram reportadas por diferentes estudos na região de LV. As informações desses trabalhos foram compiladas na Tabela 7, abaixo, que apontam para uma concentração média de 130,76 mg/L de Li na salmoura de LV. Esse valor está abaixo da concentração média de Li dos salares andinos calculada por Jawad et al. (2024), de 336 mg/L, mas se encaixa dentro da categoria de salares com concentrações de Li variando de 100 a 500 mg/L – que compreende a maioria dos salares andinos – apresentada por esse autor.

**Tabela 7:** Amostras com concentrações de Li em LV e em fontes termais próximas.

<b>Amostra</b>	<b>Li (mg/L)</b>	<b>Tipo</b>	<b>Fonte</b>
LAV1	204	Água da Laguna	Risacher et al. (1999)
LAV4	9,65	Água da Laguna	Risacher et al. (1999)
LAV5	38,7	Água da Laguna	Risacher et al. (1999)
909001	2,87	Fonte Termal	Hiner (2009)
909002	211	Água da Laguna	Hiner (2009)
909003	232	Água da Laguna	Hiner (2009)
M4-17a	4,5	Fonte Termal	Alam & Muñoz (2024)
M4-17b	4,5	Fonte Termal	Alam & Muñoz (2024)
M4-18	2,8	Fonte Termal	Alam & Muñoz (2024)
M4-19	3,1	Fonte Termal	Alam & Muñoz (2024)
M5-17	117	Água da Laguna	Alam & Muñoz (2024)
M5-17	103	Água da Laguna	Alam & Muñoz (2024)

As concentrações de Li em LV são atribuídas a um conjunto de processos que envolve a lixiviação de rochas fonte – entre as quais destacam-se dacitos e andesitos – e, principalmente, ao enriquecimento em Li através de fontes termais encontradas na margem sul da Laguna. Essas fonte termais estariam associadas a um sistema geotermal que teria como fonte de calor os magmas dacíticos do Complexo Vulcânico Ojos del Salado, localizado a cerca de 20km ao sul de LV (Alam & Muñoz, 2021; Alam & Muñoz, 2024).

Até o momento, as ocorrências de fontes termais em LV não foram associadas à geologia estrutural de maneira definitiva, com uma única indicação dessa relação sendo apresentada por Alam & Muñoz (2021, 2024). Esses autores descrevem uma grande quantidade de *hot springs* encontradas na margem sudoeste da laguna e representam um gráben em seu desenho esquemático do enriquecimento de Li em LV (Figura 17), mas não descrevem ou fazem menções específicas a essa estrutura.

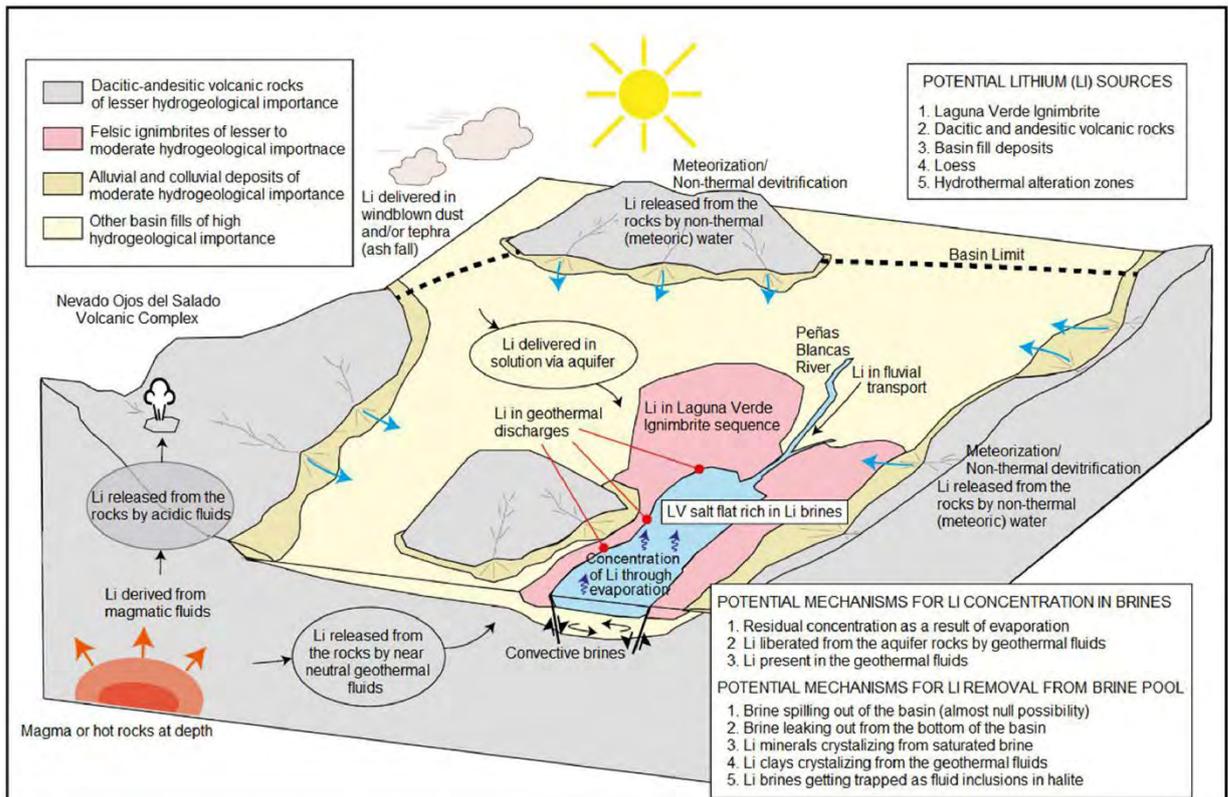


Figura 17: Modelo esquemático que representa as fontes, caminhos e destinos do lítio em Laguna Verde, com base nos modelos de enriquecimento de lítio em salmouras em salares continentais propostos por Bradley et al. (2013, 2017) e Munk et al. (2016).

## 7.2 CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL

Dados estruturais e fotos de campo, coletados no âmbito do Projeto MASA em novembro de 2023 e cedidos para publicação e utilização neste trabalho de formatura, permitiram a realização da caracterização estrutural da Laguna Verde, apresentada a seguir. Os dados estruturais foram medidos em diferentes pontos na margem sul da Laguna e estão representados na Tabela 8, abaixo.

**Tabela 8:** Medidas estruturais da margem sul de Laguna Verde, Chile. Fonte: Projeto MASA.

Nº	Dip Direction	Dip	Plano	Nº	Dip Direction	Dip	Plano
1	200	81	Fratura	21	330	85	Brecha
2	210	80	Fratura	22	338	88	Brecha
3	205	85	Fratura	23	330	80	Brecha
4	204	87	Fratura	24	20	79	Falha
5	207	81	Fratura	25	30	85	Falha
6	200	79	Fratura	26	19	80	Falha
7	135	90	Fratura	27	27	82	Falha
8	110	90	Fratura	28	25	80	Falha
9	120	90	Fratura	29	20	80	Falha
10	125	90	Fratura	30	21	83	Falha
11	215	80	Fratura	31	30	84	Falha
12	305	59	Fratura	32	220	80	Falha
13	208	84	Fratura	33	215	85	Falha
14	310	69	Fratura	34	210	77	Falha
15	210	81	Fratura	35	203	90	Falha
16	20	79	Fratura	36	218	79	Falha
17	345	75	Fratura	37	212	80	Falha
18	345	82	Brecha	38	205	85	Falha
19	340	87	Brecha	39	200	80	Falha
20	335	85	Brecha	40	330	80	Falha

Em campo, foi notada uma diferença brusca de nível de cerca de 2,2m entre o terraço com sedimentação lacustre nas margens de LV e o nível d'água, o primeiro indicador do controle tectônico existente na colocação desse corpo hídrico (Figura 18, abaixo).

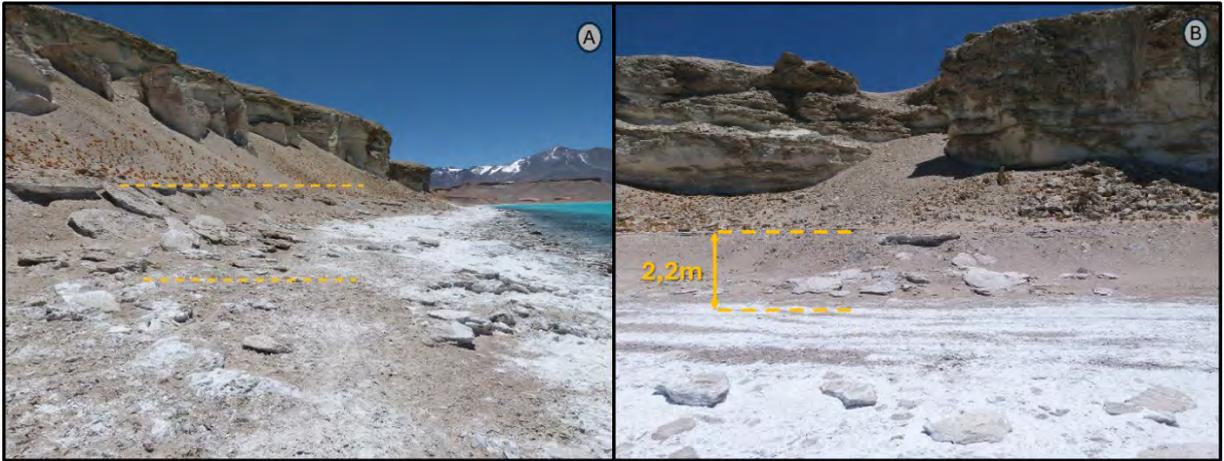


Figura 18: Diferença de nível entre o terraço com sedimentação quaternária e as margens de Laguna Verde. Níveis base da laguna e do terraço destacados por traço pontilhado amarelo. Fonte: Interpretações do autor em foto cedida pelo projeto MASA.

Nas margens de LV também se observam estruturas de hemi-grabens, indicando o contexto distensivo que levou à formação do vale tectônico em que se encontra a Laguna. Na margem sul observa-se a típica geometria em dominó associada a grabens em profundidades mais rasas (Figura 19), as falhas ilustradas na figura deslocam rochas do Mioceno, Plioceno Inferior e de depósitos do Quaternário, indicando seu contexto neotectônico. Os planos de falha eram planos predominantemente lisos, sem recristalização de minerais ou preenchimento.



Figura 19: Hemi-grabens observados ao longo da margem sul de Laguna Verde. A) Visão geral da margem, o quadrado amarelo destaca a porção da figura B. B) Interpretação estrutural da margem, planos de falha representados por linhas tracejadas amarelas. Fonte: Interpretações do autor em foto cedida pelo projeto MASA.

Em maior detalhe, dentre os diferentes depósitos Quaternários na área de interesse, as rochas falhadas correspondem à unidade de depósitos lacustres que margeiam a laguna (PIHI de Clavero et al., 2012), caracterizada por arenitos, siltitos e conglomerados finos, moderadamente consolidados a consolidados, com estratificação planar horizontal em camadas de 3 a 15 cm, alguns com estratificação cruzada e lentes de areia fina (Clavero et al., 2012). Também foram descritas falhas e zonas brechadas em tufos dacíticos, possivelmente associados à unidade Msv(a).

Por ser um produto de processos de sedimentação e cimentação relativamente recentes, o maciço rompido tem maior plasticidade e menor competência. Essas características fizeram com que a medição de estrias nos planos de falha não fosse possível, mas também permitiram o traçado de camadas guias em porções falhadas da margem, utilizadas na caracterização da cinemática das falhas de Laguna Verde. Em alguns pontos foi possível identificar a geometria completa de grabens e horsts (Figura 20). Nas extremidades esquerda e direita da Figura 20B é possível identificar planos de falhas sobrepostos.

Uma análise em detalhe das figuras caracteriza o evento como penecontemporâneo à deposição das camadas ali presentes. O caráter neotectônico dessas falhas, em conjunto com a deformação observada nos estratos arenosos no talude, dobrados ao longo dos planos de falha, permite a caracterização do evento de extensão em LV como de idade Pleistocênica ou mais jovem.

Também foram medidos em campo planos de duas diferentes famílias de fraturas, que em conjunto compõem o sistema de fraturas do Graben de LV. A principal família de fraturas – Fr1 – é paralela à direção principal da margem do lago (W/NW-E/SE) e a segunda família de fraturas observada – Fr2 – tem direção sub-perpendicular à de Fr1 (Figura 21).

As fraturas tem espaçamento predominantemente centimétrico, variando de 10 a 30cm, que na laguna como um todo chega a ser métrico, e planos rugosos retilíneos sem preenchimento ou recristalização de minerais. O ângulo aproximado de 90° entre os planos de Fr1 e Fr2, formando um arranjo de degraus entre as fraturas, caracteriza a geometria de fraturas escalonadas (porção inferior da Figura 21), tipicamente encontrada em sistemas de graben e horst.

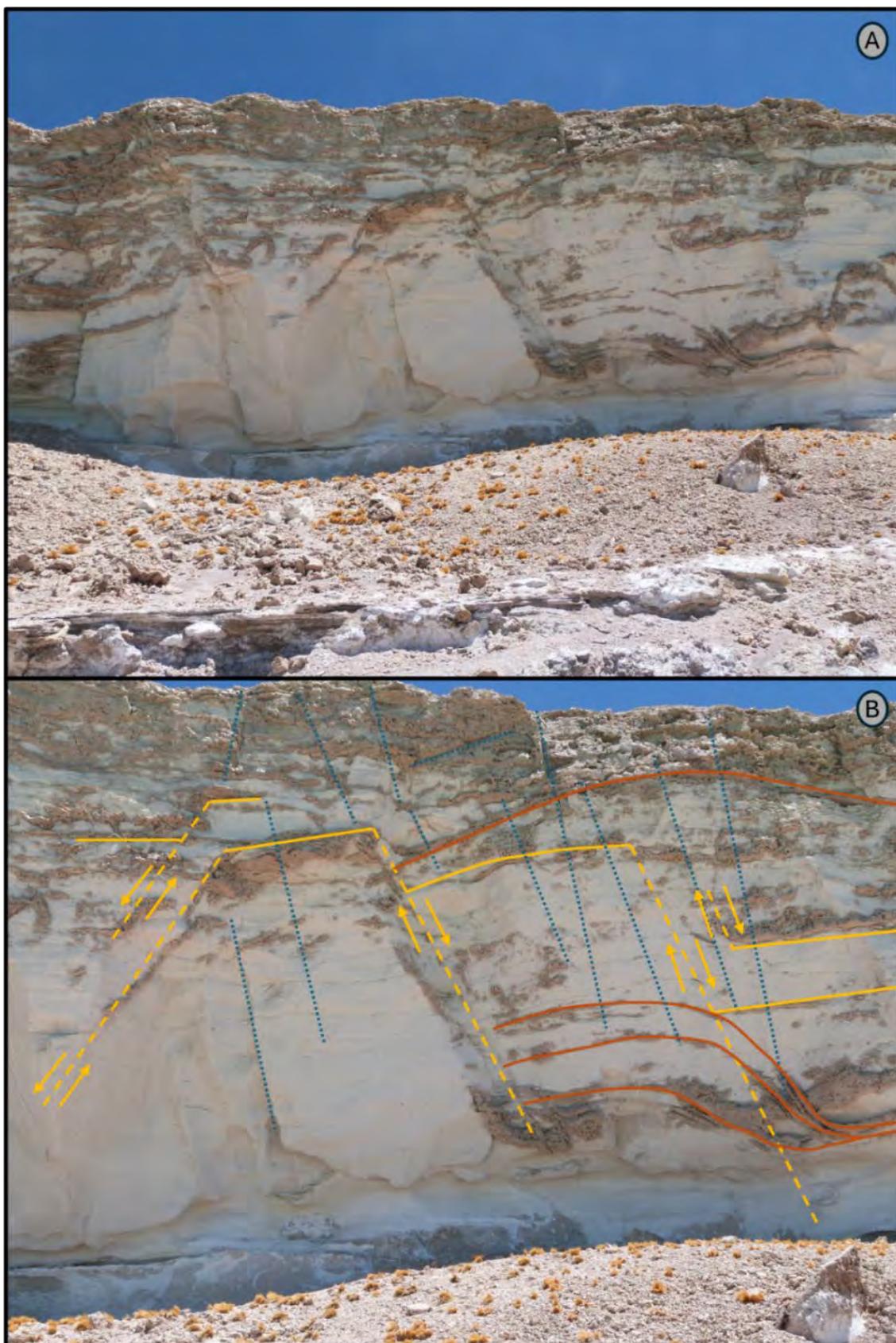


Figura 20: Grabens e hemi-grabens observados na margem sul de laguna verde. A) Visão geral do afloramento. B) Interpretação estrutural do afloramento, representando planos de falha (tracejado amarelo), fraturas (pontilhado azul) e níveis guias dobrados ao longo dos planos de falha (linhas vermelhas). Fonte: Interpretação do autor em fotos cedidas pelo projeto MASA.



Figura 21: Detalhe das fraturas observadas na margem sul de laguna verde. As fraturas estão destacadas pelas linhas tracejadas azuis (Fr1) e verdes (Fr2). Nota-se na porção inferior da imagem a relação entre os planos das duas famílias de fraturas, que formam um sistema de fraturas escalonadas. Fonte: Interpretação do autor em foto cedida pelo projeto MASA.

Também foram medidos planos limitando zonas de brecha, as quais brecham os tufo dacíticos encontrados no sul da laguna. As zonas brechadas tem espessuras variadas, de 30 a 50cm em alguns pontos (Figura 22), e são limitadas por planos retilíneos rugosos. A posição das vulcânicas brechadas, encontradas na margem sul de LV, aliadas a sua composição dacítica, indicam sua possível relação com o Vulcão de Mulas Muertas ao sul da laguna.



Figura 22: A) Fraturas Fr2 destacadas pelo tracejado verde, o quadrado rosa indica a posição da figura B. B) Planos limitando zona de brecha com farinha de rocha em tufo dacítico destacados por tracejado rosa. As dimensões da zona brechada são indicadas por flechas. Fonte: Interpretações do autor em fotos cedidas pelo projeto MASA.

Os diagramas estruturais das feições descritas acima, em conjunto com o diagrama de roseta dos lineamentos estruturais em escala 1:100.000 traçados para a região de Laguna Verde e Maricunga, estão sintetizadas na Figura 21, abaixo:

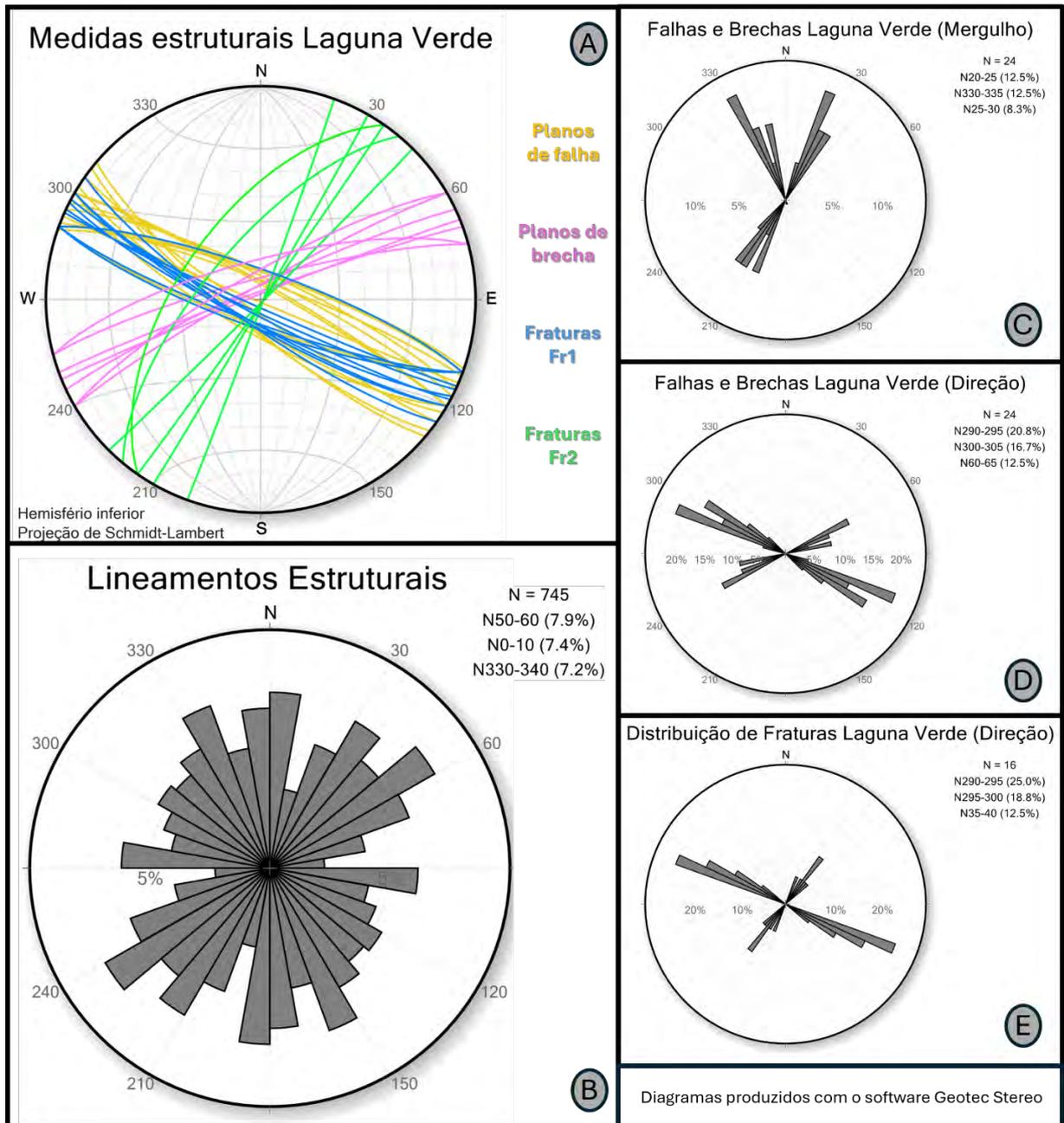


Figura 23: Mosaico de diagramas estruturais de Laguna Verde. A) Estereograma com todas as medidas plotadas, separadas por cor. B) Diagrama de roseta\* com lineamentos em escala 1:100.000 traçados para a região de Laguna Verde-Maricunga. C) Diagrama de roseta\*\* plotado com sentido de mergulho dos planos de falha e de brechas medidos. D) Diagrama de roseta\*\* plotado com direção dos planos de falha e de brechas medidos. E) Diagrama de roseta\*\* plotado com direção das fraturas medidas. Diagramas de roseta plotados com intervalo de 10°(\*) e 5°(\*\*). Fonte: Diagramas construídos pelo autor a partir de medições cedida pelo projeto MASA (A, C, D, E) e de lineamentos traçados em imagens de relevo sombreado (B).

Nos diagramas é possível espacializar as falhas e fraturas e notar sua relação com a geologia e geomorfologia locais. Os planos de falhas normais medidos tem direção predominante N70W-N65W e N60W-N55W com mergulho dominante pra N20-25, com algumas medidas apontando mergulhos para SW. A direção dessas

medidas é coerente com a proposta de Laguna Verde estar encaixada em um vale tectônico, visto que a direção principal da margem sul da laguna é semelhante à direção principal das falhas medidas (Figura 24).

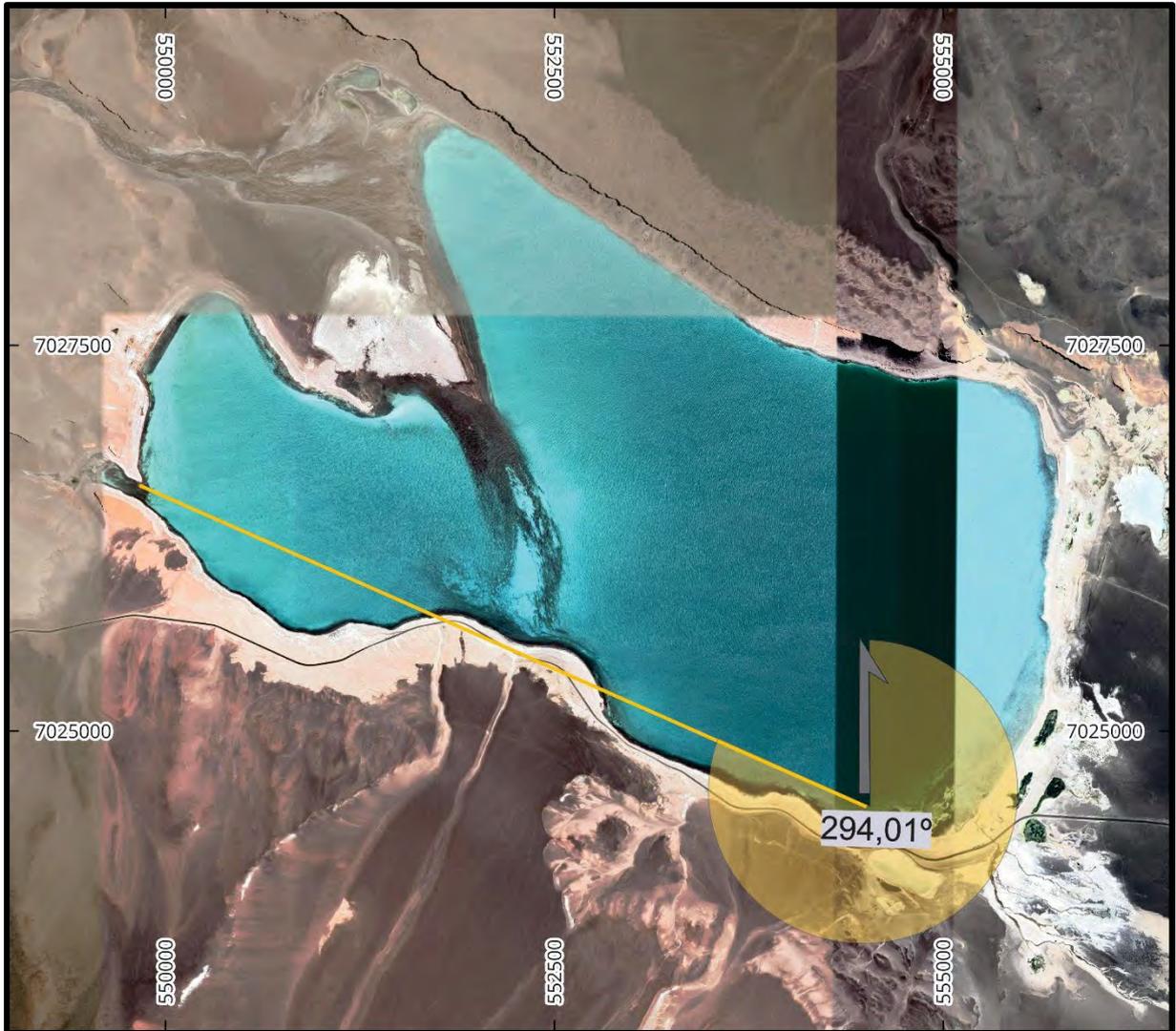


Figura 24: Imagem de satélite de Laguna Verde, destacando o trend geral da borda sul da laguna (linha amarela) e sua direção (círculo amarelo). Direção da borda da laguna medida com o software QGIS.

Nos diagramas, o já observado nas imagens de campo se confirma, com a relação de perpendicularidade entre Fr1 e Fr2 sendo confirmada por suas direções principais, N70W-N65W e N35E-N40E, respectivamente. Nota-se também que Fr1 é uma fratura que se desenvolve paralelamente aos planos de falha, mas com mergulho, predominantemente, para sul. A diferença no mergulho é suave, mas possivelmente essa família de fraturas poderia ser associada a um movimento direcional subordinado ou à rotação dos hemi-grabens observados na margem.

Nota-se ao observar o estereograma que as diferentes estruturas medidas estão muito bem distribuídas, com ângulos ordenados entre si. Considerando essas características, e buscando uma relação com o contexto tectônico e de tensões regional, uma tentativa de classificação dessas estruturas dentro do modelo de cisalhamento simples de Riedel foi feita, ilustrada na Figura 25, abaixo.

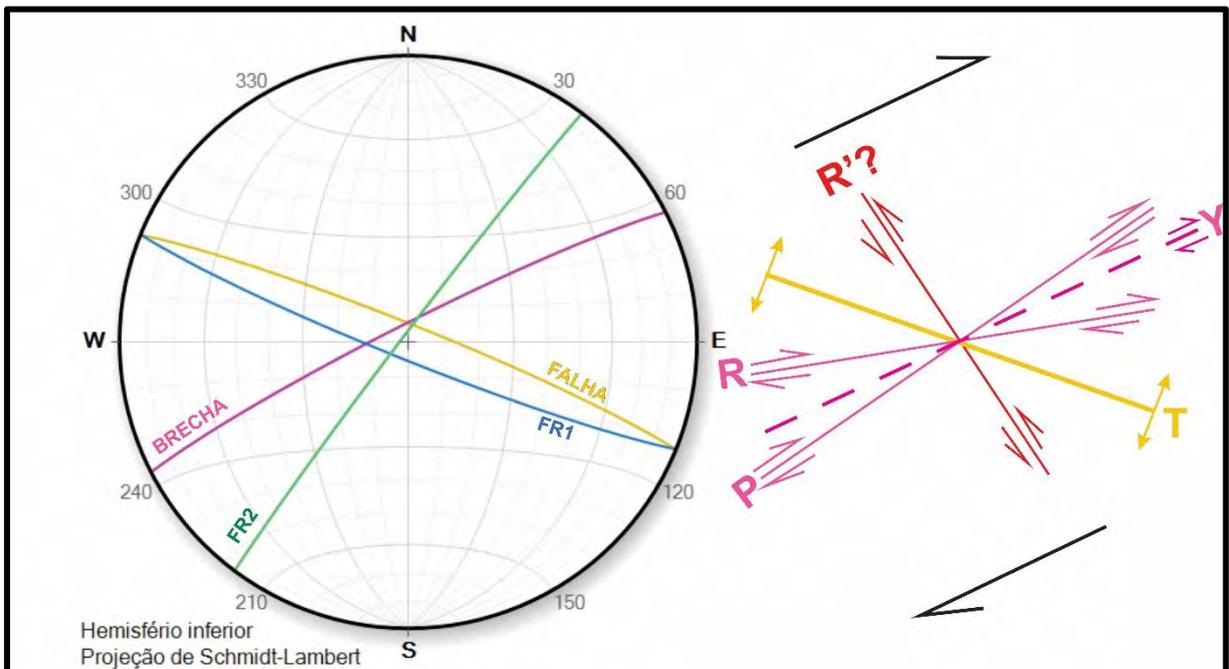


Figura 25: Comparação entre os planos principais das estruturas medidas em LV com o diagrama de tensões de Riedel (Allen & Allen, 1990). As medidas dos planos são: Falha (22/85), Brecha (333/85), Fr1 (202/85) e Fr2 (307/88).

No estereograma acima foram plotados os planos mais representativos de cada família de estruturas. Na proposta de classificação, os planos de zonas brechadas são considerados como relacionados ao cisalhamento principal Y, caracterizado como dextral, e as fraturas da família de fraturas Fr2 entrariam como fraturas sintéticas P. O ângulo entre Fr2 e os planos de brecha é um pouco maior do que o normal para essa relação, mas foi considerado como dentro do aceitável para uma modelagem de sistemas naturais.

As principais estruturas mapeadas – as falhas normais – em conjunto com as fraturas da família Fr1, se associam às fraturas de tensão T, e estariam alinhadas perpendicularmente à direção de menor estresse compressivo ( $\sigma_3$ ), de forma coerente a seu contexto de formação. A única variável faltante nessa comparação é uma estrutura antitética (nesse caso específico sinistral) associada a R'. Considerando a

orientação dos planos de falha medidos e o ângulo hipotético entre T e R' (~20°), espera-se que uma estrutura associada a R' teria direção aproximada N45W-N35W. Uma estrutura como essa não foi observada em campo, mas pode ser inferida na laguna através de outros fatores.

Uma análise do diagrama de roseta com os lineamentos estruturais traçados em escala regional, mostra uma concentração considerável de lineamentos de direção N30W-N20W, que representam 7,2% do total dos mais de 700 elementos traçados. Esse padrão sugere uma tendência estrutural regional nessa direção, o que representa um fator concordante à proposta de uma falha encoberta de direção N45W-N35W estar presente na laguna.

Em conjunto a esses resultados foi elaborado um diagrama de roseta com a distribuição de lineamentos estruturais limitados a uma área mais próxima de Laguna Verde, correspondente à área do mapa geológico elaborado para a Laguna (Anexo II). Esse diagrama, ao lado do diagrama regional já ilustrado na figura acima, encontra-se na Figura 26, abaixo.

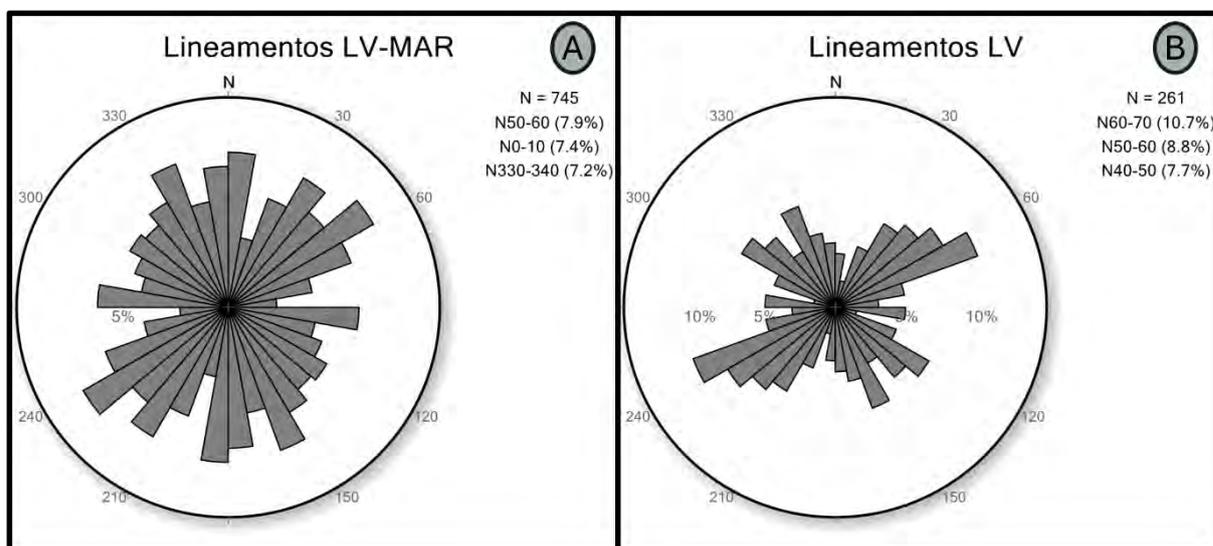


Figura 26: Estereogramas de lineamentos estruturais. A) Lineamentos 1:100.000 da região de Laguna Verde - Maricunga. B) Conjunto de lineamentos 1:25.000 e 1:100.000 dos arredores imediatos de Laguna Verde.

Nos diagramas de lineamentos acima destaca-se a direção principal dos lineamentos N50E-N60E e N60E-N70E, que suporta e é coerente com o posicionamento dos planos de brechas em Y como direção principal do cisalhamento. Também é possível observar em ambas as figuras (A e B) um destaque de

lineamentos com orientação N40W-N20W, o que corrobora a hipótese da existência de uma falha sinistral na laguna com orientação próxima a essa.

Essa hipótese também é reforçada por mais dois fatores, a geometria da laguna e a existência de surgências de águas frias, como observa-se na Figura 27, abaixo.

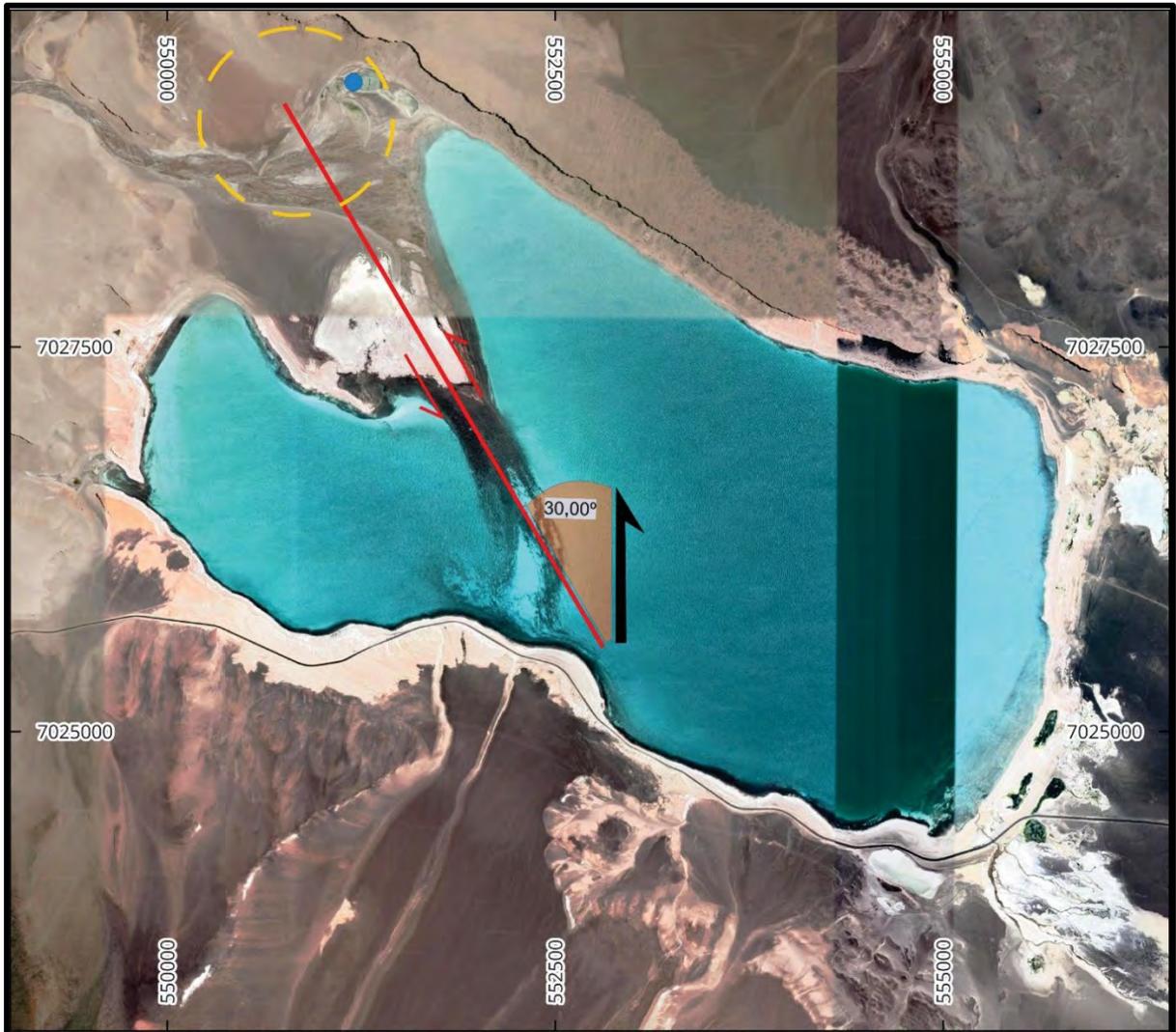


Figura 27: Imagem de satélite destacando a direção de uma possível falha sinistral (linha vermelha) e um ponto de surgência de águas frias (círculo azul) relatado por Ayaz & Muñoz (2024), dentro do perímetro da possível zona de dano (círculo amarelo) dessa estrutura.

Na imagem é notável o alinhamento de duas margens de Laguna Verde com a direção de uma possível estrutura sinistral de direção N30W. O surgimento de águas frias, relatado por Ayaz & Muñoz (2024), também poderia ter sua posição controlada tectonicamente, sendo um produto de águas subterrâneas utilizando planos de estruturas para ascender à superfície.

A análise estrutural de Laguna Verde relatada acima teve como produto a construção de um bloco diagrama esquemático que destaca a geologia estrutural da laguna, apresentado na Figura 28, abaixo. Também foi construído um Mapa Geológico Simplificado da Região de Laguna Verde, atualizado com base nas interpretações feitas (Anexo III).

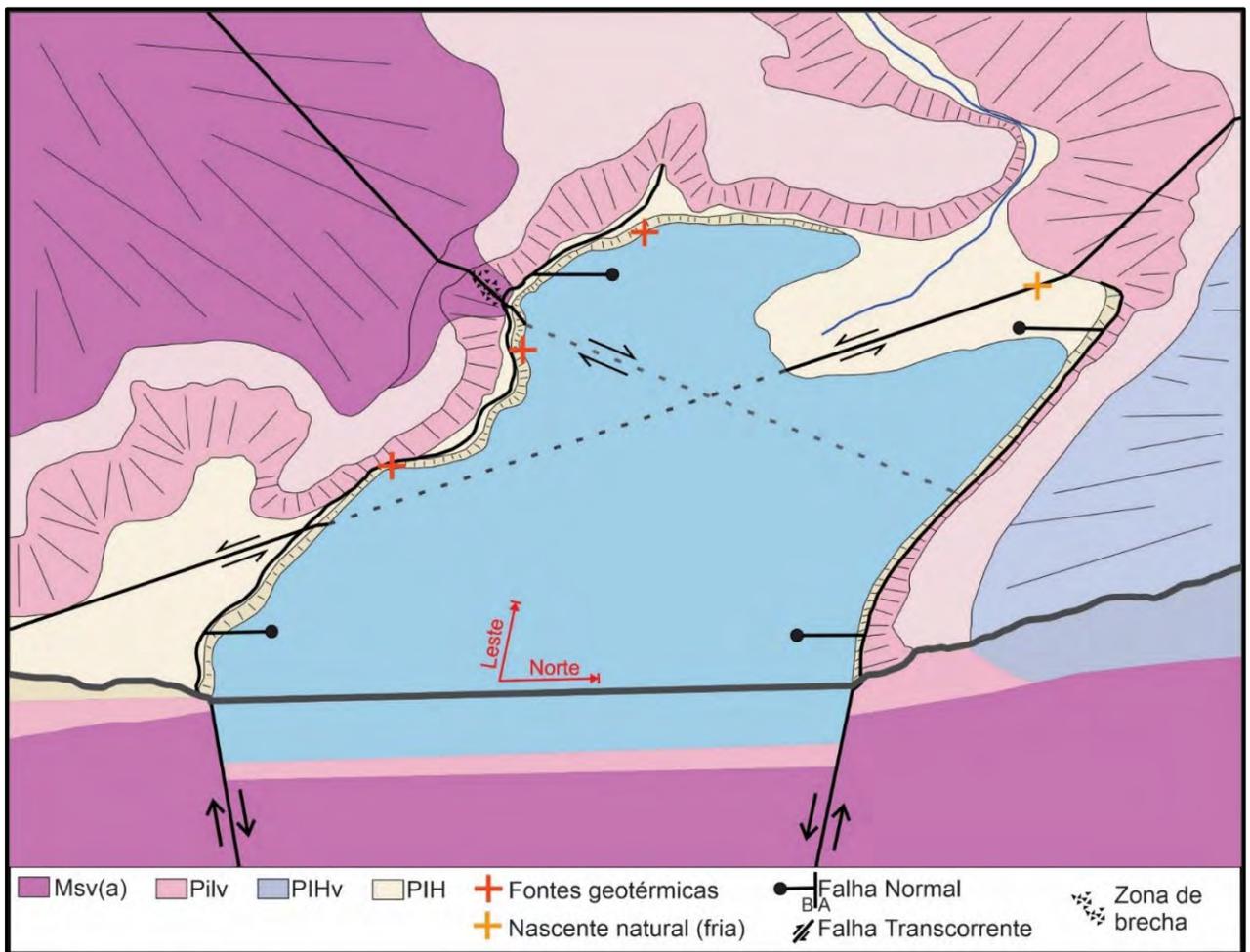


Figura 28: Bloco diagrama estrutural esquemático de Laguna Verde. Os códigos das legendas correspondem às legendas do mapa geológico. Fonte: Autor.

### 7.3 DISCUSSÃO

A caracterização de um vale tectônico no Salar de Laguna Verde, formado por extensão horizontal em um evento Quaternário, representa uma significativa contribuição para a compreensão do arcabouço tectônico do sul de Puna. Além disso, associa de maneira definitiva as fontes termais observadas na margem sul da laguna com uma falha normal neotectônica.

Estruturas como essa, grabens de direção NW-SE, já foram descritas em trabalhos anteriores na região por Mpodozis et al. (1997), mas com características

distintas. Mpodozis et al. (1997) caracterizaram três vales tectônicos – localizados a cerca de 70 km ao sul de SLV – como estruturas antigas, responsáveis por dividirem blocos do embasamento na região. Entre as estruturas caracterizadas estão o Graben de Laguna Verde\* (\*que se refere a outra lagoa salina nomeada Laguna Verde) e o Graben de Valle Ancho, datado a partir de seu preenchimento sedimentar como tendo sido formado, pelo menos, durante o Oligoceno (~25Ma). Ambos os grabens são descritos como estruturas de direção N-NW, direção semelhante à observada no graben de SLV (Figura 29).

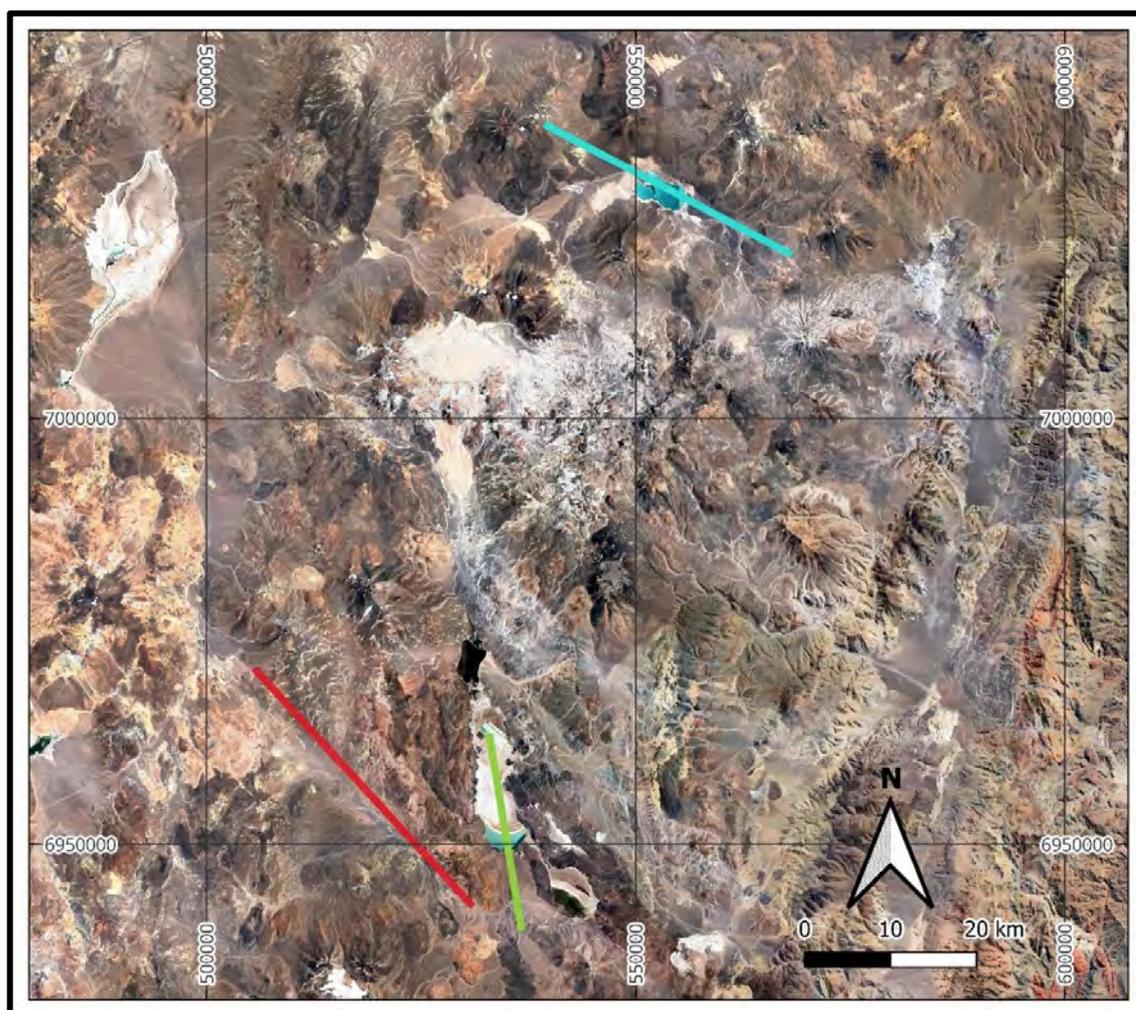


Figura 29: Imagem de satélite indicando as orientações do Graben de Laguna Verde\* (linha verde) descrito por Mpodozis et al. (1997), Graben do Valle Ancho (linha vermelha) descrito por Mpodozis et al. (1997) e do Graben do Salar de Laguna Verde (linha azul clara) descrito neste trabalho.

As características de Laguna Verde\* e de Valle Ancho de dividirem blocos do embasamento e de serem estruturas mais antigas não se repetem no Graben do Salar de Laguna Verde, uma estrutura mais recente que, aparentemente, não divide blocos do embasamento. Mesmo assim, sua geometria semelhante pode indicar, em

conjunto com o histórico da região do Sul de Puna de reativação de estruturas mais antigas (Schoenbohm & Strecker, 2009), que as falhas normais de SLV estão relacionadas à reativação de estruturas do embasamento.

Schoenbohm & Strecker (2009), ao apresentarem o contexto estrutural do sul de Puna, relatam uma maior densidade de falhas normais e um padrão mais desordenado de deformação extensional na região sul de Puna quando comparada a regiões mais setentrionais dos Andes Centrais, e associam a causa desse fenômeno aos processos de remoção litosférica e espalhamento gravitacional.

Os autores também relatam que a extensão horizontal nessa região tende a ser mais jovem, apresentando evidências de eventos extensionais posteriores a 3,7 Ma – interpretados com base em falhas em ignimbritos já datados. O caráter neotectônico da extensão em Puna é coerente com o descrito em campo no Salar de Laguna Verde. Schoenbohm & Strecker (2009) também compilaram dados e apresentaram informações sobre as principais direções de extensão no Sul de Puna (Figura 30).

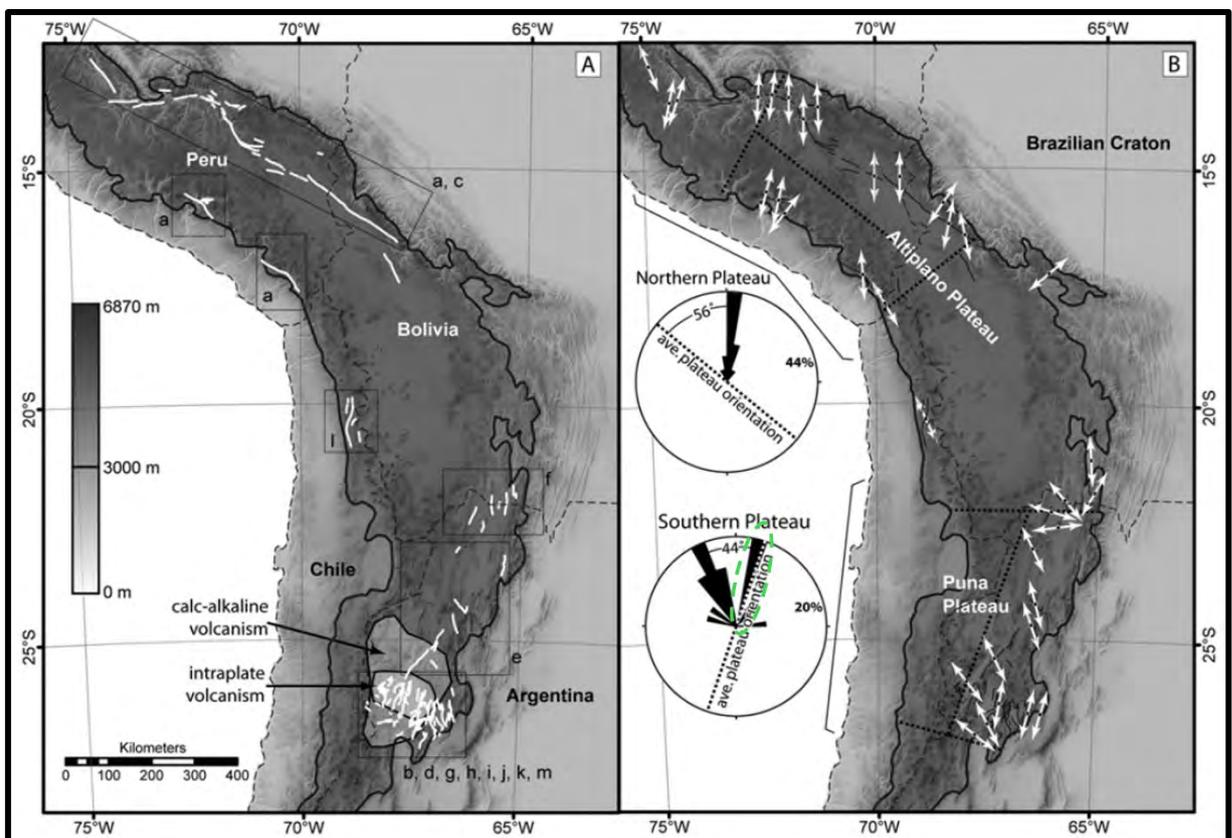


Figura 30: (a) Compilação de falhas de extensão e transcorrentes identificadas no Planalto Puna-Altiplano. A região do planalto está acima da curva de nível suavizada de 3000 m, representada por uma linha preta espessa. Indica-se a área de vulcanismo intraplaca e cálcico-alcálico [Kay et al., 1999].

As falhas (em branco) foram compiladas a partir de diferentes fontes, que podem ser consultadas no trabalho original dos autores e das interpretações de Schoenbohm & Strecker (2009) utilizando dados de DEM SRTM (90 m) e imagens Landsat (30 m). (b) Compilação das direções de extensão (representadas por setas brancas). As direções de extensão e a orientação média do planalto para as 19 medições na porção norte e as 15 medições na porção sul são apresentadas em comparação com a orientação média do planalto nos diagramas de roseta inseridos. A orientação do planalto foi determinada conectando os pontos médios de linhas traçadas entre as curvas de nível de 3000 m em lados opostos do planalto. Fonte: Schoenbohm & Strecker (2009).

Considerando o plano principal 22/85 proposto para a falha normal de SLV – que indica uma extensão de direção N20E – e comparando essa direção de extensão com os dados apresentados por Schenbohm & Strecker, nota-se uma correlação com um padrão de extensão paralela à orientação principal do Planalto de Puna já observado na região (destacado por um círculo verde tracejado na figura).

## 8. CONCLUSÕES

Verificou-se que a geração de diferentes tipos de depósitos de lítio – ígneos, sedimentares e em salmouras – é condicionada por diferentes fatores, e correlacionada a diferentes ambientes tectônicos. O impacto da tectônica na gênese desses depósitos e na concentração de Li em diferentes ambientes foi ilustrado separadamente nos capítulos de revisão e integrado em uma seção geológica esquemática do lítio na litosfera. A partir das observações levantadas, destaca-se que as principais concentrações econômicas de lítio formam-se em ambientes de margem ativa com convergência de placas, onde: processos de magmatismo intenso e de diferenciação e assimilação crustal se concentram, processos hidrotermais são favorecidos por eventos de regime extensional e onde são formadas bacias tectônicas endorreicas em ambientes com balanço hídrico negativo.

Uma revisão mais profunda sobre a evolução tectônica do Planalto Central Andino elucidou a relação entre diferentes agentes tectônicos e os depósitos de Li em salmoura ali presentes. Esse estudo indicou que a ligação mais direta entre o tectonismo e esses depósitos está relacionada à fase de transporte do lítio, desde sua rocha-fonte até seu depósito final em um salar ou lagoa salina (*from source to sink*).

Nessa fase, o agente principal de extração e transporte de Li – os fluidos hidrotermais – dependem de diferentes estruturas, próximas de um sistema geotermal ativo, para conectar o lítio de sua fonte até seu depósito final, as quais são formadas por esforços tectônicos recentes e condicionadas por estruturas pretéritas. Nesse sentido, destacam-se estruturas extensionais, que levam à abertura de espaço para

transporte desses fluidos enriquecidos em lítio. Essas estruturas extensionais podem estar conjugadas a direções de deformação compressiva em um sistemas estrutural complexo, reforçando a importância de estudos estruturais de diferentes escalas cartográficas na exploração por novos depósitos.

Também são notáveis os processos que levam a balanços hídricos negativos, sem os quais a concentração de lítio em teores econômicos é inviável, como falhas normais e reversas que levam à formação de bacias endorreicas, encurtamento crustal que leva ao espessamento crustal e então ao soerguimento por processos de isostasia, e demais processos associados ao espessamento crustal e ao soerguimento.

Os salares e lagoas salinas do Planalto Central Andino demonstraram ser um excelente campo-escola para estudos do impacto que os diferentes processos tectônicos que atuam ou atuaram na região têm sobre as mineralizações de lítio em salmouras. Entre essas ocorrências, Laguna Verde é um ótimo exemplo de bacia tectônica com Li com manifestações geotermiais controladas pela mesma tectônica que levou à formação da bacia.

A caracterização de uma falha normal na margem sul de Laguna Verde, e de duas falhas transcorrentes dextrais e sinistrais associadas, pode levar a um avanço na compreensão da distribuição da deformação em Puna durante os períodos do Neógeno e do Quaternário e sobre a evolução tectônica regional. Essa caracterização também representa um avanço na compreensão da relação entre a geologia estrutural e mineralizações de Li em salmouras continentais, visto que associa as fontes termiais de LV, principal fonte do Li na Laguna, com falhas normais e transcorrentes.

Estudos futuros, com uma caracterização mais detalhada dessa estrutura, também podem demonstrar a influência que a reativação de estruturas do embasamento tem sobre salares com mineralizações de lítio, padrão já observado no Salar do Atacama, com suas falhas lítricas de idade Permiana (Martínez et al. 2018, Martínez et al. 2021).

## REFERÊNCIAS

- ALAM, M. A., MUÑOZ, A. 2021. Role of thermal waters in the formation of lithium deposits in the salt flats: A critical evaluation at Laguna Verde in the Chilean Andes. Em 2021 Geothermal Rising Conference: Using the Earth to Save the Earth, GRC 2021 p. 900-924. Geothermal Resources Council.
- Alam, M. A., Muñoz, A. 2024. A critical evaluation of the role of a geothermal system in lithium enrichment of brines in the salt flats: A case study from Laguna Verde in the Atacama Region of Chile. Em *Geothermics*, v. 119. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2024.102970>
- ALLMENDINGER, R. W., JORDAN, T. E., KAY, S. M., & ISACKS, B. L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of earth and planetary sciences*, 25(1), 139-174. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.139>
- ARMIJO, R., LACASSIN, R., COUDURIER-CURVEUR, A., & CARRIZO, D. 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews*, 143, 1-35. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.005>
- ARRIAGADA, C., COBBOLD, P. R., & ROPERCH, P. 2006. Salar de Atacama basin: a record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics* 25, TC1008. <https://doi.org/10.1029/2004TC001770>
- BALARAM, V., SANTOSH, M., SATYANARAYANAN, M., SRINIVAS, N., & GUPTA, H. 2024. Lithium: A review of applications, occurrence, exploration, extraction, recycling, analysis, and environmental impact. *Geoscience Frontiers*, 15(5), 101868. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2024.101868>
- BENSON, T. 2021. The Geology and Origin of Sedimentary Lithium Deposits. AGU Fall Meeting Abstracts, 2021, V41B-06. 2021AGUFM.V41B..06B
- BENSON, T. R., COBLE, M. A., & DILLES, J. H. 2023. Hydrothermal enrichment of lithium in intracaldera illite-bearing claystones. *Science Advances*, 9(35), eadh8183. <https://doi.org/10.1126/sciadv.adh8183>
- BENSON, T. R., COBLE, M. A., RYTUBA, J. J., & MAHOOD, G. A. 2017. Lithium enrichment in intracontinental rhyolite magmas leads to Li deposits in caldera basins. *Nature communications*, 8, 270. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00234-y>
- BENSON, T. R., COBLE, M. A., RYTUBA, J. J., & MAHOOD, G. A. 2017. Lithium enrichment in intracontinental rhyolite magmas leads to Li deposits in caldera

basins. *Nature Communication* 8, 270. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00234-y>

BERTIN, D., LINDSAY, J. M., CRONIN, S. J., DE SILVA, S. L., CONNOR, C. B., CAFFE, P. J., & CONSTANTINESCU, R. 2022. Probabilistic volcanic hazard assessment of the 22.5–28 S segment of the central volcanic zone of the andes. *Frontiers in Earth Science*, 10, <https://doi.org/10.3389/feart.2022.875439>

BOWELL, R. J., LAGOS, L., DE LOS HOYOS, C. R., & DECLERCQ, J. 2020. Classification and characteristics of natural lithium resources. *Elements*, 16(4), 259-264. <https://doi.org/10.2138/gselements.16.4.259>

BRADLEY, D. C. 2019. Tectonic and paleoclimatic controls of lithium-cesium-tantalum (LCT) pegmatite genesis, exhumation, and preservation in the Appalachians. *The Canadian Mineralogist*, 57(5), 715-717. <https://doi.org/10.3749/canmin.AB00002>

BRADLEY, D. C., MCCAULEY, A. D., & STILLINGS, L. M. 2017. Mineral-deposit model for lithium-cesium-tantalum pegmatites. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–O, 48 p. <https://doi.org/10.3133/sir20105070O>.

BRADLEY, D., MUNK, L., JOCHENS, H., HYNEK, S., & LABAY, K. A. 2013. A preliminary deposit model for lithium brines. U.S. Geological Survey Open-File Report 2013–1006, 6 p. <https://doi.org/10.3133/ofr20131006>

BRADLEY, D.C., STILLINGS, L.L., JASKULA, B.W., MUNK, L.A., & MCCAULEY, A.D. 2017. Lithium, chapter K. In: SCHULZ, K.J., DEYOUNG, J.H., JR., SEAL, R.R., II, & BRADLEY, D.C. (eds) *Critical mineral resources of the United States—Economic and environmental geology and prospects for future supply*: U.S. Geological Survey Professional Paper 1802, p. K1– K21, <https://doi.org/10.3133/pp1802K>.

BRANT, C., COOGAN, L. A., GILLIS, K. M., SEYFRIED, W. E., PESTER, N. J., & SPENCE, J. 2012. Lithium and Li-isotopes in young altered upper oceanic crust from the East Pacific Rise. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 96, 272-293. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.025>

BRITANNICA, The Editors of Encyclopaedia. "brine", 2024. Acessado em: 12 de novembro de 2024. Disponível em: <https://www.britannica.com/science/brine>.

BUNKER, E., BOLTON, R., CROSSLEY, R., BROADLEY, M., & THOMAS, A. 2022. Lithium Exploration Tools from Source to Sink. *GeoConvention*.

- CABELLO, J. 2021. Lithium brine production, reserves, resources and exploration in Chile: An updated review. *Ore Geology Reviews*, 128, 103883. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103883>
- CABELLO, J. 2022. Reservas, recursos y exploración de litio en salares del norte de Chile. *Andean geology*, 49(2), 297-306. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeov49n2-3444>
- CASTRO, F. F. D., PEITER, C. C., & GÓES, G. S. 2022. Minerais estratégicos e críticos: uma visão internacional e da política mineral brasileira. IPEA, 42pp. <http://dx.doi.org/10.38116/td2768>
- CEDIEL, F., SHAW, R. P., & CÁCERES, C. 2003. Tectonic assembly of the northern Andean block. In: C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede (eds). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 815– 848. <https://doi.org/10.1306/M79877C37>
- ČERNÝ, P.; ERCIT, T.S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, 43(6):2005-2026. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2005>.
- CHARRIER R., PINTO L., RODRÍGUEZ M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: *The Geology of Chile*, Teresa Moreno, Wes Gibbons. <https://doi.org/10.1144/GOCH.3>
- CHEN, C., LEE, C. T. A., TANG, M., BIDDLE, K., & SUN, W. 2020. Lithium systematics in global arc magmas and the importance of crustal thickening for lithium enrichment. *Nature Communications*, 11, 5313. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-19106-z>
- CHILE, GOBIERNO DE CHILE. 2024. Lithium for Chile. Disponível em: <https://www.gob.cl/litioporchile/en/>. Acessado em: 3 de dezembro de 2024.
- CLAVERO, J., MPODOZIS, C., GARDEWEG, M., & VALENZUELA, M. 2012. Geología de las áreas Laguna Wheelwright y Paso San Francisco, Región de Atacama. *Carta Geológica De Chile Serie Geología Básica*, 139-140. <https://repositorio.sernageomin.cl/handle/0104/18711>
- COFFEY, D. M., MUNK, L. A., IBARRA, D. E., BUTLER, K. L., BOUTT, D. F., & JENCKES, J. 2021. Lithium storage and release from lacustrine sediments: Implications for lithium enrichment and sustainability in continental brines. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(12), e2021GC009916. <https://doi.org/10.1029/2021GC009916>

- COLLINS, A. G. 1976. Lithium Abundances in Oilfield Waters. In: VINE, J. D. (eds) Lithium Resources and Requirements by the Year 2000: USGS Professional Paper 1005, pp. 116–123, <https://pubs.usgs.gov/pp/1005/report.pdf>.
- DAITCH, P. J. 2018. Lithium extraction from oilfield brine. Tese de Doutorado. University of Austin, Texas. 126pp.
- ELLIS, B. S., SZYMANOWSKI, D., HARRIS, C., TOLLAN, P. M., NEUKAMPF, J., GUILLONG, M., CORTES-CALDERON, E. A., & BACHMANN, O. 2022. Evaluating the potential of rhyolitic glass as a lithium source for brine deposits. *Economic Geology*, 117(1), 91-105. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4866>
- FERNANDES, P. R., CABRAL NETO, I., SILVEIRA, F. V., & PAES, V. J. D. C. 2022. Avaliação do potencial de lítio no Brasil-área: Província Pegmatítica da Borborema. <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/23040>
- FLINT, S., HARTLEY, A., TURNER, P., JOLLEY, L., & CHONG, G. 1993. Geodynamics of Andean basins: an example from the salar de Atacama, basin, Northern Chile.
- FLINT, S., TURNER, P., JOLLEY, E. J., & HARTLEY, A. J. 1993. Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 105(5), 603-617. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1993\)105%3C0603:ETICMB%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105%3C0603:ETICMB%3E2.3.CO;2)
- FONTBOTÉ, L., AMSTUTZ, G. C., CARDOZO, M., CEDILLO, E., & FRUTOS, J. (eds). 2013. *Stratabound ore deposits in the Andes* (Vol. 8). Springer Science & Business Media.
- GANSSER, A. 1973. Facts and theories on the Andes: twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129(2), 93-131. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093>
- GARZIONE, C.N., MCQUARRIE, N., PEREZ, N.D., EHLERS, T.A., BECK, S.L., KAR, N., EICHELBERGER, N., CHAPMAN, A.D., WARD, K.M., DUCEA, M.N., LEASE, R.O., POULSEN, C.J., WAGNER, L.S., SAYLOR, J.E., ZANDT, G., HORTON, B.K., 2017. The Tectonic Evolution of the Central Andean Plateau and Geodynamic Implications for the Growth of Plateaus. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 45, 529-559. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-earth-063016-020612>.
- GERALDO, G. L. 2021. Soerguimento dos Andes Centrais, Subsidência e Fluxos Sedimentares no Foreland Durante o Cenozoico – Bacia Madre De Dios - Peru.

Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- GIELEN, D. 2021. Critical minerals for the energy transition. International Renewable Energy Agency, Abu Dhabi. ISBN: 978-92-9260-366-3
- GIELEN, D., & LYONS, M. 2022. Critical materials for the energy transition: Lithium, International Renewable Energy Agency, Abu Dhabi. ISBN 978-92-9260-418-9
- GODFREY, L., & ÁLVAREZ-AMADO, F. 2020. Volcanic and saline lithium inputs to the Salar de Atacama. *Minerals*, 10(2), 201. <https://doi.org/10.3390/min10020201>
- GREW, E. S. 2020. The minerals of lithium. *Elements*;16(4): 235–240. <https://doi.org/10.2138/gselements.16.4.235>
- GRUBER, P. W., MEDINA, P. A., KEOLEIAN, G. A., KESLER, S. E., EVERSON, M. P., & WALLINGTON, T. J. 2011. Global lithium availability: A constraint for electric vehicles?. *Journal of Industrial Ecology*, 15(5), 760-775. <https://doi.org/10.1111/j.1530-9290.2011.00359.x>
- HENRIQUEZ, S., DECELLES, P. G., & CARRAPA, B. 2019. Cretaceous to middle Cenozoic exhumation history of the Cordillera de Domeyko and Salar de Atacama basin, northern Chile. *Tectonics*, 38(2), 395-416. <https://doi.org/10.1029/2018TC005203>
- HERDIANITA, N. R., SUCIPTA, I. G. B. E., & KENCANA, A. Y. 2019. Lithium in Brine Waters from The Indonesian Geothermal Systems: Could it Meet the National Needs of Making Lithium Batteries?. 7th Indonesia International Geothermal Convention & Exhibition (IIGCE).
- HERVÉ, F., FAUNDEZ, V., CALDERÓN, M., MASSONNE, H. J., & WILLNER, A. P. 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. In: *The Geology of Chile*, Teresa Moreno, Wes Gibbons. <https://doi.org/10.1144/GOCH.2>
- HEUBERGER, S., & MORGENTHALER, J. 2023. Lithium in geothermal brines, status report on the current situation in Switzerland and in neighbouring countries. Switzerland: Technical report Georesources Switzerland Group ETH Zurich p. 43.
- HICKSON, C., & COOLBAUGH, M. 2017. Do geothermal systems play a role in lithium brine enrichment in Nevada playas. *Geothermal Resources Council Transactions*, 41, 1922-1937. <https://www.geothermal-library.org/index.php?mode=pubs&action=view&record=1033848>

- HINER, J. E. 2009. 43-101 Technical Report on the Laguna Verde Salar Project and other Salar Properties held by South American Lithium Company S.A. Cerrada Third Region, Copiapo, Chile. Etna Resources Inc.: 50 p.
- HORTON, BRIAN. 2018. Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews*, 178, 279-309. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.025>
- HOUSTON, J., BUTCHER, A., EHREN, P., EVANS, K., & GODFREY, L. 2011. The evaluation of brine prospects and the requirement for modifications to filing standards. *Economic Geology*, 106(7), 1225-1239. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1225>
- HUSSON, L., CONRAD, C. P., & FACCENNA, C. 2008. Tethyan closure, Andean orogeny, and westward drift of the Pacific Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), 303-310. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.022>
- IEA – INTERNATIONAL ENERGY AGENCY 2024. Global Critical Minerals Outlook 2024, IEA, Paris. Disponível em: <https://www.iea.org/reports/global-critical-minerals-outlook-2024>. Acessado em: 02/12/2024
- ISACKS, B. L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4), 3211-3231. <https://doi.org/10.1029/JB093iB04p03211>
- JORDAN, T. E., MUÑOZ, N., HEIN, M., LOWENSTEIN, T., GODFREY, L., & YU, J. 2002. Active faulting and folding without topographic expression in an evaporite basin, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 114(11), 1406-1421. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114%3C1406:AFAFWT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114%3C1406:AFAFWT%3E2.0.CO;2)
- KAY S. M. & COIRA B. L. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. In: Kay S. M., Ramos V. A., Dickinson W. R. (eds) *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(11\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(11))
- KEAREY, P., KLEPEIS, K. A., & VINE, F. J. 2009. *Global tectonics 3ed*. John Wiley & Sons, 437 pp.
- KESLER, S. E., GRUBER, P. W., MEDINA, P. A., KEOLEIAN, G. A., EVERSON, M. P., & WALLINGTON, T. J. 2012. Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits. *Ore geology reviews*, 48, 55-69. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.05.006>
- KHARAKA, Y. K., & HANOR, J. S. 2003. Deep fluids in the continents: I. Sedimentary basins. *Treatise on geochemistry*, 5, 605-75

[https://ui.adsabs.harvard.edu/link\\_gateway/2003TrGeo...5..499K/doi:10.1016/B0-08-043751-6/05085-4](https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/2003TrGeo...5..499K/doi:10.1016/B0-08-043751-6/05085-4)

- KISAKÚREK, B., JAMES, R. H., & HARRIS, N. B. 2005. Li and  $\delta^{7}\text{Li}$  in Himalayan rivers: proxies for silicate weathering?. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3-4), 387-401. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.07.019>
- KNIERIM, K. J., BLONDES, M. S., MASTERSON, A., FREEMAN, P., MCDEVITT, B., HERZBERG, A., LI, P., MILLS, C., DOOLAN, C., JUBB, A.M., AUSBROOKS, S. M. & CHENAULT, J. 2024. Evaluation of the lithium resource in the Smackover Formation brines of southern Arkansas using machine learning. *Science Advances*, 10(39), eadp8149. <https://doi.org/10.1126/sciadv.adp8149>
- KNOLL, T., HUET, B., SCHUSTER, R., MALI, H., NTAFLLOS, T., & HAUZENBERGER, C. 2023. Lithium pegmatite of anatectic origin—A case study from the Austroalpine Unit Pegmatite Province (Eastern European Alps): Geological data and geochemical modeling. *Ore geology reviews*, 154, 105298. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105298>
- KUHN, D. 2002. Fold and thrust belt structures and strike-slip faulting at the SE margin of the Salar de Atacama basin, Chilean Andes. *Tectonics*, 21(4). <https://doi.org/10.1029/2001TC901042>
- LI, J., LI, T., MA, Y., & CHEN, F. 2022. Distribution and origin of brine-type Li-Rb mineralization in the Qaidam Basin, NW China. *Science China Earth Sciences*, 65, 477-489. <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9855-6>
- LI, R. Q., LIU, C. L., JIAO, P. C., & WANG, J. Y. 2018. The tempo-spatial characteristics and forming mechanism of Lithium-rich brines in China. *China Geology*, 1(1), 72-83. <https://doi.org/10.31035/cg2018009>
- LI, Y. L., MIAO, W. L., HE, M. Y., LI, C. Z., GU, H. E., & ZHANG, X. Y. 2023. Origin of lithium-rich salt lakes on the western Kunlun Mountains of the Tibetan Plateau: Evidence from hydrogeochemistry and lithium isotopes. *Ore Geology Reviews*, 155, 105356. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105356>
- ROBERT J. LILLIE. 2020. Plate Tectonics and Our National Parks. Disponível em: <https://home.nps.gov/subjects/geology/plate-tectonics-continental-rift.htm> Acessado em: 04 de dezembro de 2024.
- LIU, J., LIU, Q., MENG, Q., ZHU, D., & LIANG, X. 2020. The distribution of lithium in nature and the application of lithium isotope tracing. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 600(1), 012018. DOI: 10.1088/1755-1315/600/1/012018

- LIU, X., WAGNER, L. S., CURRIE, C. A., & CADDICK, M. J. 2024. Implications of flat-slab subduction on hydration, slab seismicity, and arc volcanism in the Pampean region of Chile and Argentina. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 25, e2023GC011317. <https://doi.org/10.1029/2023GC011317>
- LIU, Z., TIAN, X., LIANG, X., LIANG, C., & LI, X. 2021. Magmatic underplating thickening of the crust of the southern Tibetan Plateau inferred from receiver function analysis. *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL093754. <https://doi.org/10.1029/2021GL093754>
- LÓPEZ STEINMETZ, R. L., SALVI, S., SARCHI, C., SANTAMANS, C., & LÓPEZ STEINMETZ, L. C. 2020. Lithium and brine geochemistry in the salars of the Southern Puna, Andean plateau of Argentina. *Economic Geology*, 115(5), 1079-1096. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4754>
- MACHADO, F.B.; MOREIRA, C.A.; ZANARDO, A; ANDRÉ, A.C.; GODOY, A.M.; FERREIRA, J. A.; GALEMBECK, T.; NARDY, A.J.R.; ARTUR, A.C.; OLIVEIRA, M.A.F. Enciclopédia Multimídia de Minerais. [on-line]. ISBN: 85-89082-11-3. Disponível em: <http://www.rc.unesp.br/museudpm> Acessado em: 03 de dezembro de 2024.
- MARSCHALL, H. R., WANLESS, V. D., SHIMIZU, N., VON STRANDMANN, P. A. P., ELLIOTT, T., & MONTELEONE, B. D. 2017. The boron and lithium isotopic composition of mid-ocean ridge basalts and the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 207, 102-138. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.03.028>
- MARSCHALL, H. R., VON STRANDMANN, P. A. P., SEITZ, H. M., ELLIOTT, T., & NIU, Y. 2007. The lithium isotopic composition of orogenic eclogites and deep subducted slabs. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(3-4), 563-580. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.005>
- MARTÍNEZ, F., LÓPEZ, C., BASCUÑAN, S., & ARRIAGADA, C. 2018. Tectonic interaction between Mesozoic to Cenozoic extensional and contractional structures in the Preandean Depression (23–25 S): Geologic implications for the Central Andes. *Tectonophysics*, 744, 333-349. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.016>
- MARTINEZ, F., MUÑOZ, B., LÓPEZ, C., GONZÁLEZ, R., PARRA, M., & RIQUELME, R. 2021. Complex basement-involved contractional structures in the Pre-Andean basins of northern Chile: A review from seismic data. *Tectonics*, 40(2), e2020TC006433. <https://doi.org/10.1029/2020TC006433>
- MARTÍNEZ, F., MUÑOZ, B., LÓPEZ, C., GONZÁLEZ, R., PARRA, M., & RIQUELME, R. 2021. Complex basement-involved contractional structures in the Pre-Andean

basins of northern Chile: A review from seismic data. *Tectonics*, 40, e2020TC006433. <https://doi.org/10.1029/2020TC006433>

MARTINOD, J., HUSSON, L., ROPERCH, P., GUILLAUME, B., & ESPURT, N. 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4), 299-309. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.010>

MATTSON, A. G., GANI, M. R., ROESLER, T., GANI, N. D., & FORD, J. T. 2020. 3D mapping of intruding salt bodies in the subsurface of the Gulf of Mexico using 3D seismic data. *Results in Geophysical Sciences*, 1-4, 100004. <https://doi.org/10.1016/j.ringps.2020.100004>

MAZZOLI, S. 2022. Geothermal energy and structural geology. *Energies*, 15(21), 8074. <https://doi.org/10.3390/en15218074>

MCCAULEY, A., & BRADLEY, D. C. 2014. The global age distribution of granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 52(2), 183-190. <https://doi.org/10.3749/canmin.52.2.183>

MPODOZIS C., KAY S. M., GARDEWEG M., & COIRA B. 1996. Geología de la región de Ojos del Salado (Andes Centrales, 27° S): Implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico Cenozoico Superior. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino & 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 539–548. Buenos Aires.

MPODOZIS, C., ARRIAGADA, C., BASSO, M., ROPERCH, P., COBBOLD, P., & REICH, M. 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399(1-4), 125-154. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.019>

MPODOZIS, C., CORNEJO, P., KAY, S. M., & TITTLER, A. 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Andean Geology*, 22(2), 273-313.

MPODOZIS, C., KAY, S. M., GARDEWEG, M., & COIRA, B. 1997. Geología de la región de Valle Ancho-Laguna Verde (Catamarca, Argentina): una ventana al basamento del extremo sur de la zona volcánica de los Andes Centrales. *Actas*, 3, 1689-1693.

MÜLLER, A., ROMER, R. L., & PEDERSEN, R. B. 2017. The Sveconorwegian Pegmatite Province – Thousands of Pegmatites Without Parental Granites. *The Canadian Mineralogist*, 55(2), 283-315. <https://doi.org/10.3749/canmin.1600075>

- MUNK, L. A., HYNEK, S. A., BRADLEY, D. C., BOUTT, D., LABAY, K., & JOCHENS, H. 2016. Lithium brines: A global perspective. In: P. L. Verplanck P. L., Hitzman M. W. (eds) Rare Earth and Critical Elements in Ore Deposits. <https://doi.org/10.5382/Rev.18.14>
- MUNOZ, N., CHARRIER, R., & JORDAN, T. 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Revista geológica de Chile*, 29(1), 55-80. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082002000100004>
- MUNOZ, N., CHARRIER, R., & JORDAN, T. 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Revista geológica de Chile*, v. 29, n. 1, p. 55-80. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082002000100004>
- MURRAY-BERGQUIST, L., GARCIA PINA, A., THORWART, M., ULLOA, C., VAN GINKEL, J., VAN HUISSTEDÉ, L., & BENIEST, A. 2024. Seismic Investigation of the Ojos del Salado Volcano, Chile: The Highest Altitude Volcano in the World. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 17156). <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-17156>
- NALPAS, T., DABARD, M. P., RUFFET, G., VERNON, A., MPODOZIS, C., LOI, A., & HÉRAIL, G. 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama gravels in the Pedernales–Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control?. *Tectonophysics*, 459(1-4), 161-173. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.10.013>
- NARANJO, J. A., VILLA, V., RAMÍREZ, C., & PÉREZ DE ARCE, C. 2018. Volcanism and tectonism in the southern Central Andes: Tempo, styles, and relationships. *Geosphere*, 14(2), 626-641. <https://doi.org/10.1130/GES01350.1>
- ONCKEN, O., HINDLE, D., KLEY, J., ELGER, K., VICTOR, P., SCHEMMANN, K. 2006. Deformation of the Central Andean Upper Plate System — Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models. In: Oncken, O., et al. *The Andes. Frontiers in Earth Sciences*. Springer, Berlin, Heidelberg . <https://doi.org/10.1007/978-3->
- ORT, M. H. 1993. Eruptive processes and caldera formation in a nested downsagcollapse caldera: Cerro Panizos, central Andes Mountains. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56(3), 221-252. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90018-M](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90018-M)
- PANAGOPOULOS, A. 2021. Study and evaluation of the characteristics of saline wastewater (brine) produced by desalination and industrial plants. *Environmental*

Science and Pollution Research, 29, 23736–23749.  
<https://doi.org/10.1007/s11356-021-17694-x>

PANAGOPOULOS, A., & GIANNIKA, V. 2022. Decarbonized and circular brine management/valorization for water & valuable resource recovery via minimal/zero liquid discharge (MLD/ZLD) strategies. *Journal of Environmental Management*, 324, 116239. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2022.116239>

PARADA, M. A., LÓPEZ-ESCOBAR, L., OLIVEROS, V., FUENTES, F., MORATA, D., CALDERÓN, M., AGUIRRE, L., FÉRAUD, G., ESPINOZA, F., ROA, H., FIGUEROA, O., BRAVO, J., VÁSQUEZ, R. & STERN, C. 2007. Andean magmatism. In: MORENO, T., GIBBONS, W. (eds) *The Geology of Chile*. <http://dx.doi.org/10.1144/GOCH.4>

PUTIRKA, K., & PLATT, B. 2012. Basin and Range volcanism as a passive response to extensional tectonics. *Geosphere*, 8(6), 1274-1285. <https://doi.org/10.1130/GES00803.1>

RAMOS V. A. 2018. Tectonic Evolution of the Central Andes: From Terrane Accretion to Crustal Delamination. In ZAMORA G., MCCLAY K. R., RAMOS V. A. (eds) *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia* <https://doi.org/10.1306/13622115M1172855>

RAMOS, V. A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes Journal of International Geoscience*, 22(3), 183-190. <http://dx.doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/005>

RAMOS, V. A. 2008. The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36(1), 289-324. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124304>

RAMOS, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Memoir of the Geological Society of America*, 204, 31-65. [http://dx.doi.org/10.1130/2009.1204\(02\)](http://dx.doi.org/10.1130/2009.1204(02))

RAMOS, V. A. 2021. Fifty years of plate tectonics in the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102997. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102997>

RAMOS, V. A., & FOLGUERA, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 31-54. <https://doi.org/10.1144/SP327.3>

RAMOS, V. A., 1994. Field Guide - Geology of the Cordillera Principal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 157, serie E(1). 28 p. ISSN 0328-2317

- RAMOS, V.A. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, 45:2-25. <https://doi.org/10.1002/gj.1193>
- RAMOS, VICTOR & ALEMAN, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil. 453-480.
- RISACHER, F., ALONSO, H., & SALAZAR MÉNDEZ, C. 1999. Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II, III regiones-Chile. 199-209.
- RISACHER, F., & FRITZ, B. 2009. Origin of salts and brine evolution of Bolivian and Chilean salars. *Aquatic Geochemistry*, 15, 123-157. <https://doi.org/10.1007/s10498-008-9056-x>
- ROTH, D., MUTLER, W., TAHIJA, L., BAHE, K., IASILLO, E., KAPLAN, P., MARTINA, K., CLUFF, T., CHOW, B., & SHANNON, B. 2022. Lithium Americas Corporation Feasibility Study, National Instrument 43-101. Technical Report for the Thacker Pass Project, Humboldt County, Nevada, USA.
- RUSSO, R. M., & SILVER, P. G. 1996. Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. *Geology*, 24(6), 511-514. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024%3C0511:CFMDAT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024%3C0511:CFMDAT%3E2.3.CO;2)
- RYAN, J. G., & LANGMUIR, C. H. 1987. The systematics of lithium abundances in young volcanic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(6), 1727-1741. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90351-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90351-6)
- SARCHI, C., LUCASSEN, F., MEIXNER, A., CAFFE, P. J., BECCHIO, R., & KASEMANN, S. A. 2023. Lithium enrichment in the Salar de Diablillos, Argentina, and the influence of Cenozoic volcanism in a basin dominated by Paleozoic basement. *Mineralium Deposita*, 58, 1351-1370. <https://doi.org/10.1007/s00126-023-01181-z>
- SAUZÉAT, L., RUDNICK, R. L., CHAUVEL, C., GARÇON, M., & TANG, M. 2015. New perspectives on the Li isotopic composition of the upper continental crust and its weathering signature. *Earth and Planetary Science Letters*, 428, 181-192. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.032>
- SCHILDGEN, T. F., & HOKE, G. D. 2018. The topographic evolution of the Central Andes. *Elements*, 14 (4), 231–236. <https://doi.org/10.2138/gselements.14.4.231>
- SCHLUMBERGER. (n.d.). Brine. Schlumberger Oilfield Glossary. Acessado em: 2 de dezembro de 2024. Disponível em: <https://glossary.slb.com/en/terms/b/brine>

- SCHOENBOHM, L. M., & STRECKER, M. R. 2009. Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, northwest Argentina. *Tectonics*, 28(5). <https://doi.org/10.1029/2008TC002341>
- STEINMETZ, R. L. L., & SALVI, S. 2021. Brine grades in Andean salars: When basin size matters A review of the Lithium Triangle. *Earth-Science Reviews*, 217, 103615. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103615>
- STEPHENSON, L. 2023. Tectonic Related Lithium Deposits Another Major Region Found North East Tanzania. *Natural Resources* , 14, 161-191. <https://doi.org/10.4236/nr.2023.149012>
- STERN, C. R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>
- STOERTZ, G. E., & ERICKSEN, G. E. 1974. Geology of salars in northern Chile. United States Geological Survey professional paper, 811. <https://doi.org/10.3133/pp811>
- SUN, Y., WANG, Q., WANG, Y., YUN, R., & XIANG, X. 2021. Recent advances in magnesium/lithium separation and lithium extraction technologies from salt lake brine. *Separation and Purification Technology*, 256, 117807. <https://doi.org/10.1016/j.seppur.2020.117807>
- SYKES, J., SCHODDE, R., & DAVIES, S. 2019. A global overview of the geology and economics of lithium production. AusIMM Lithium Conference. <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.18537.42088>
- TALENS PEIRÓ, L., VILLALBA MÉNDEZ, G., & AYRES, R. U. 2013. Lithium: Sources, production, uses, and recovery outlook. *Jom*, 65, 986-996. <https://doi.org/10.1007/s11837-013-0666-4>
- THORPE, R.S. 1984. The Tectonic Setting of Active Andean Volcanism. In: HARMON, R.S., BARREIRO, B.A. (eds) *Andean Magmatism*. Birkhäuser Boston. [https://doi.org/10.1007/978-1-4684-7335-3\\_1](https://doi.org/10.1007/978-1-4684-7335-3_1).
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY, 2024. Mineral commodity summaries 2024: U.S. Geological Survey, 212 p. <https://doi.org/10.3133/mcs2024>.
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY'S Center for Earth Resources Observation and Science (EROS), 30 arc-second DEM of South America. Disponível em: <https://databasin.org/datasets/d8b7e23f724d46c99db1421623fd1b4f/>.  
Acessado em: 27/11/2024.

- VANDERVOORT, D. S., JORDAN, T. E., ZEITLER, P. K., & ALONSO, R. N. 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes. *Geology*, 23(2), 145-148. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023%3C0145:COIDDA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023%3C0145:COIDDA%3E2.3.CO;2)
- WARREN, J. K. 2010. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews*, 98(3-4), 217-268. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.11.004>
- WHITMAN, D., ISACKS, B. L., & KAY, S. M. 1993. Lithospheric Structure and Along-Strike Segmentation of the Central Andean Plateau, 17–29° S. *Proceedings of the Second ISAG*, Oxford (UK), 21-23.
- WORLEY PARSONS RESOURCES & ENERGY. 2017. Preliminary Assessment and Economic Evaluation of the Salar Blanco Project Atacama Region, Chile. NI 43-101 Technical Report N° 209020-00049-F1-GE-TEN-0001\_0, Prepared for Minera Salar Blanco, Santiago, Chile.
- Yu, X., Wang, C., Huang, H., Yan, K. 2023a. Origin of lithium in oilfield brines in continental petroliferous basin: Insights from Li and Sr isotopes in the Jiangnan Basin, central China. *Marine and Petroleum Geol.* 160, 106576. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106576>.
- Yu, X., Wang, C., Huang, R., Wang, J., Yan, K. 2023b. Lithium and brine geochemistry in the Qianjiang Formation of the Jiangnan Basin, central China. *Scientific Reports*, 13, 4445. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-31421-1>.
- ZHANG, B., QI, F. Y., GAO, X. Z., LI, X. L., SHANG, Y. T., KONG, Z. Y., JIA, L., MENG J., GUO H., FANG F., LIU Y., JIANG X., CHAI H., LIU Z., YE X., & WANG, G. D. 2022. Geological characteristics, metallogenic regularity, and research progress of lithium deposits in China. *China Geology*, 5(4), 734-767. <https://doi.org/10.31035/cg2022054>
- ZHENG, M. P., XING, E. Y., ZHANG, X. F., LI, M. M., CHE, D., BU, L. Z., HAN, J., & YE, C. Y. 2023. Classification and mineralization of global lithium deposits and lithium extraction technologies for exogenetic lithium deposits. *China Geology*, 6(4), 547-566. <https://doi.org/10.31035/cg2023061>

# SISTEMA DE ARCO MAGMÁTICO

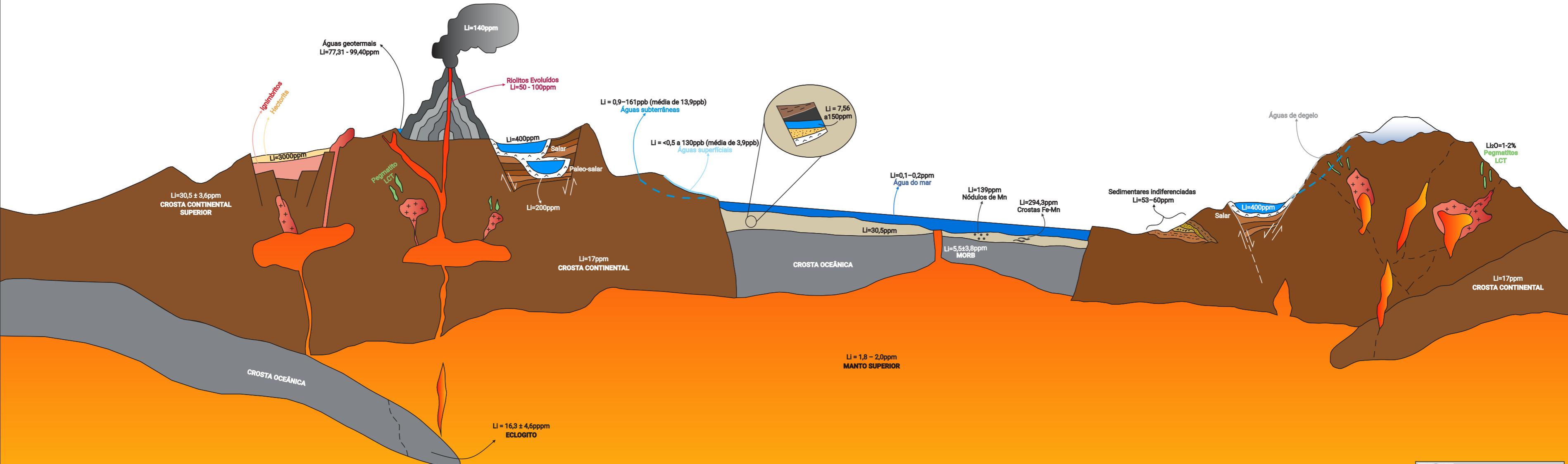
# SISTEMA DE RIFT

# SISTEMA DE COLISÃO CONTINENTAL

## MARGEM ATIVA

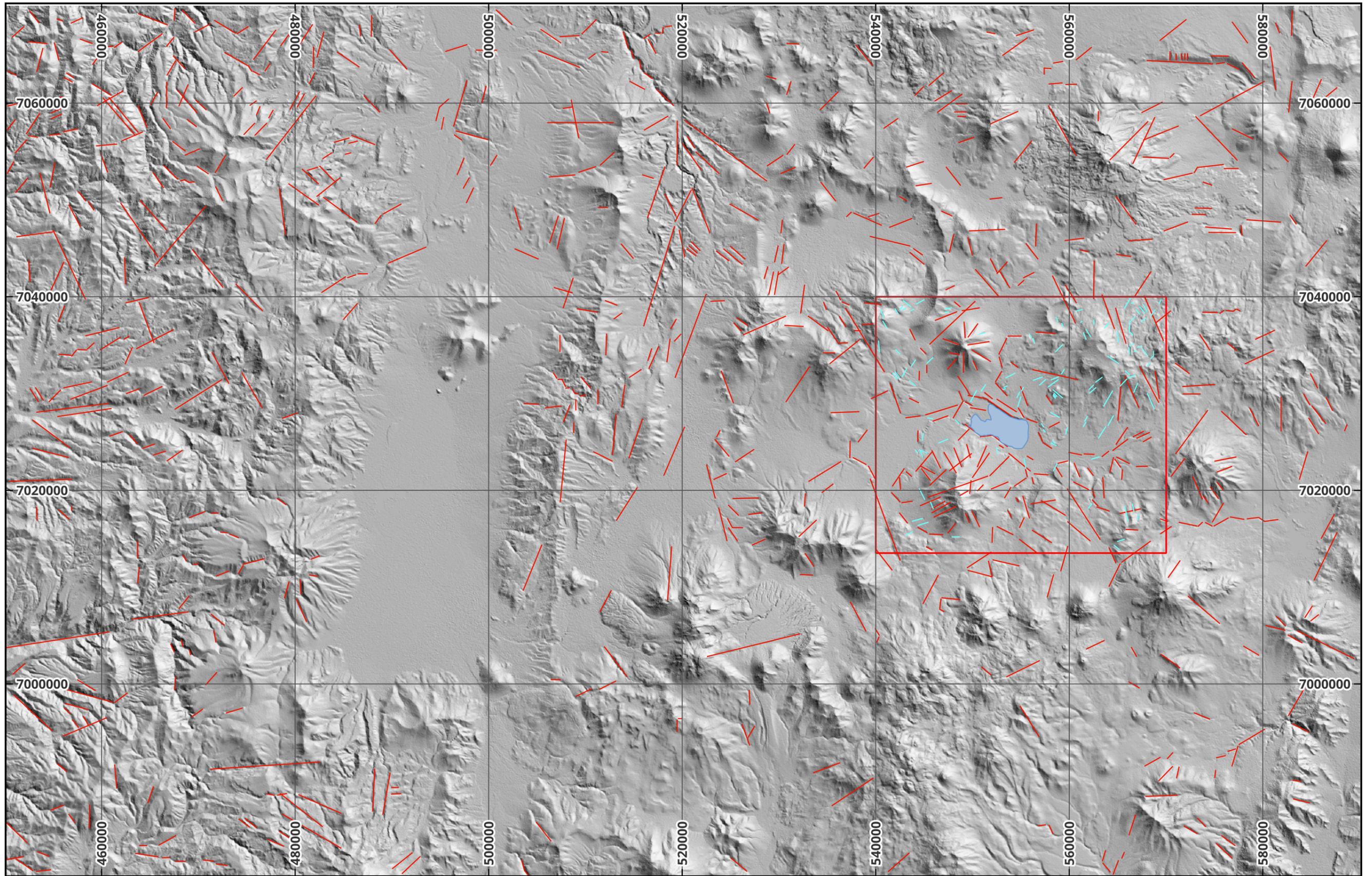
## MARGEM PASSIVA

## MARGEM PASSIVA

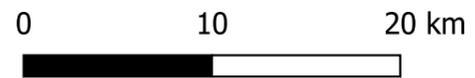


Inspirado nos trabalhos de: Munk et al. (2016), Benson et al. (2017), Liu et al. (2020), Bunker et al. (2022) e Balaram et al. (2024)

# MAPA DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS DA REGIÃO DE MARICUNGA-LAGUNA VERDE, CHILE

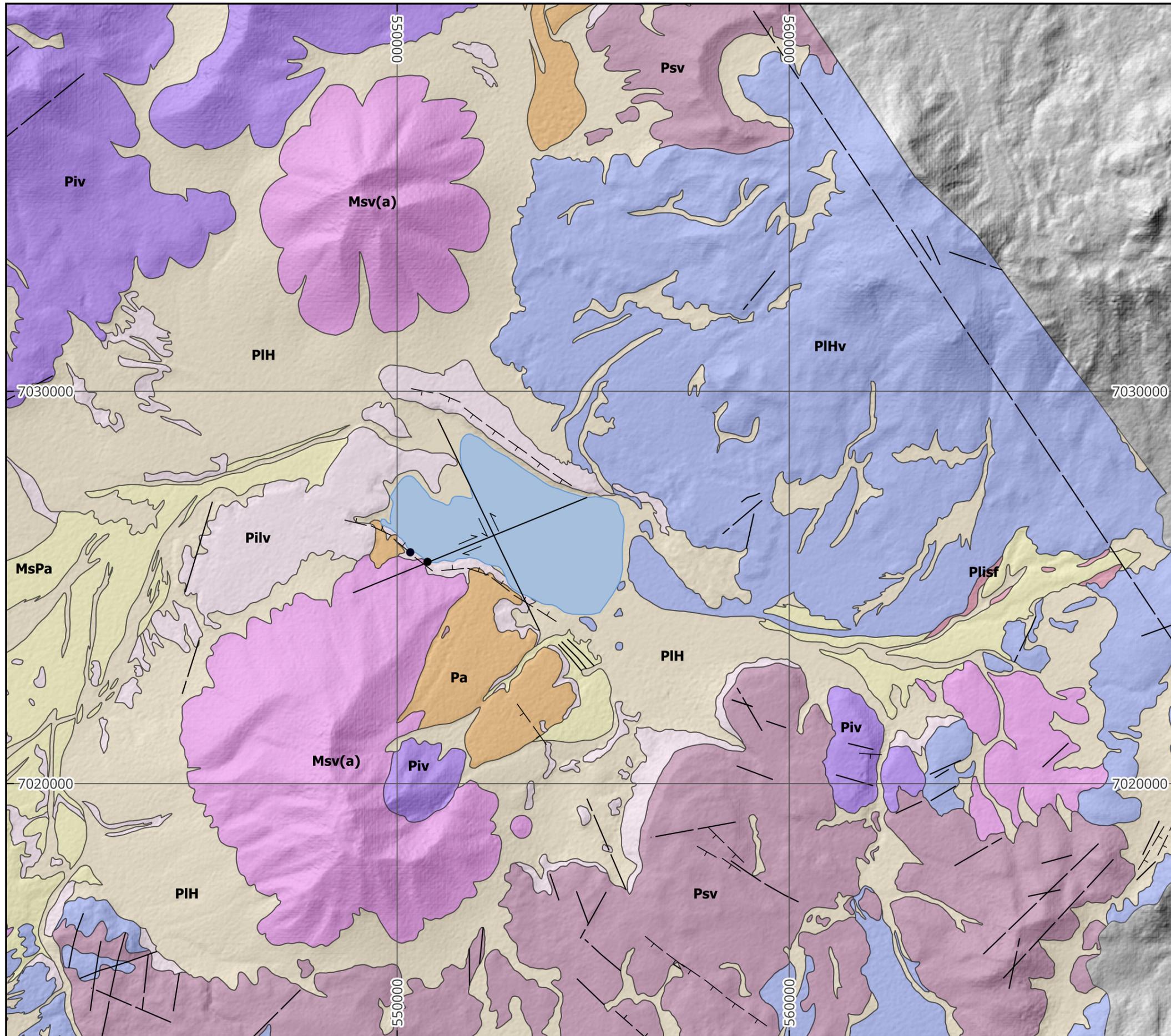


-  Limite do mapa geológico dos arredores de Laguna Verde
-  Lineamentos 1:100.000 (N=745)
-  Laguna Verde
-  Lineamentos 1:25.000 (N=110)



	<b>MAPA DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS DA REGIÃO DE MARICUNGA-LAGUNA VERDE, CHILE</b>	
Autor: Pedro Eugenio de Lima		
Fonte MDE: Satélite ALOS PALSAR, resolução de 12,5m/pixel.		

# MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA REGIÃO DE LAGUNA VERDE, CHILE (1:100.000)



## LEGENDA

● Pontos de Campo

■ Laguna Verde

### Estruturas

⇨⇨⇨ Falha Transcorrente Dextral

⇨⇨⇨ Falha Transcorrente Sinistral

⊥ Falha Normal

— Falha Indeterminada

### Litoestratigrafia

■ PIH - Depósitos sedimentares quaternários diversos

**Holoceno - Pleistoceno**

■ Plisf - Ignimbrito San Francisco

■ PIHv - Vulcões e complexos vulcânicos do Quaternário

■ Psv - Vulcões e complexos vulcânicos do Plioceno Superior

**Plioceno Superior**

■ Pa - Depósitos aluviais do Plioceno

■ Pilv - Ignimbrito Laguna Verde

**Plioceno Inferior**

■ Piv - Vulcões e complexos vulcânicos do Plioceno Inferior

■ MsPa - Depósitos aluviais antigos

■ Msv(a) - Vulcões e complexos vulcânicos do Mioceno Superior. Lavas andesíticas a dacíticas.

**Mioceno**

NORTE



0 1 2 3 4 5 km



<b>MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO 1:100.000 DA REGIÃO DE LAGUNA VERDE, CHILE</b>	
Escala - 1:100.000	DATUM: SIRGAS 1995, UTM 19S
Autor: Pedro Eugenio de Lima	Curitiba, Novembro de 2024
Fontes: Falhas na margem sul de Laguna Verde interpretadas pelo autor a partir de dados de campo do projeto MASA, UFPR.	
Litologias obtidas a partir da Carta Geológica de Chile (2012) - 1:100.000 de autoria de Jorge Clavero R.; Moyra Gardeweg P.; Millarca Valenzuela P. e Constantino Mpodozis M.	