



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**DISTRIBUCIÓN Y CARACTERIZACIÓN
MINERALÓGICA DE SEDIMENTOS EN LA ZONA
MARGINAL DEL SALAR DE ATACAMA ENTRE LOS
23°00' – 23°47'S, REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE.**

Habilitación Profesional para optar al Título de Geólogo

Catalina Alejandra Pavlich Pastén

Profesora Guía: Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado

Profesora Co-guía: Dra. Javiera Paz Gerding González

Profesora Comisión: MSc. Liubow Nikolaivna González Martínez

Concepción, 2025

ÍNDICE

	Página
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	1
1.2. OBJETIVOS.....	4
1.2.1. Objetivo General.....	4
1.2.2. Objetivos Específicos.....	4
1.3. UBICACIÓN.....	4
1.4. TRABAJOS ANTERIORES.....	5
1.5. AGRADECIMIENTOS.....	7
2. MARCO HIDROGEOLÓGICO.....	8
3. MARCO GEOLÓGICO.....	13
3.1. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES.....	13
3.1.1. Geomorfología Regional.....	13
3.1.2. Geomorfología Local.....	14
3.2. UNIDADES GEOLÓGICAS.....	16
3.2.1. Unidades estratigráficas.....	16
3.2.2. Unidades Locales.....	19
3.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	20
3.3.1. Cordillera de Domeyko (flanco occidental del salar).....	20
3.3.2. Cordón de Lila (flanco sur del salar)	20
3.3.3. Cordillera Occidental (flanco oriental del salar).....	21
3.3. EVOLUCIÓN.....	22
4. METODOLOGÍA.....	23
4.1. RECOPIACIÓN Y REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	23
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y GEOLÓGICO.....	23
4.3. SELECCIÓN DE PUNTOS DE MUESTREO MEDIANTE	
ANÁLISIS SATELITAL.....	23
4.4. RECOLECCIÓN DE MUESTRAS.....	25
4.5. PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA DRX EN ARCILLAS..	26
4.6. PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA DRX EN D (060).....	31
4.7. ESPECTROSCOPIA DE EMISIÓN ÓPTICA DE PLASMA	
ACOPLADO INDUCTIVAMENTE (ICP-OES)	33
4.7.1. Preparación de muestras.....	33

4.7.2. Digestión ácida.....	34
4.7.3. Análisis de ICP-OES.....	34
4.7.4. Interpretación de resultados.....	34
5.RESULTADOS.....	36
5.1. DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX) EN ARCILLAS.....	36
5.1.1. Análisis de muestras con esmectita.....	40
5.1.2. Comparación con muestra sin arcilla para la identificación de hectorita.....	41
5.2. ANÁLISIS DE CONCENTRACIÓN DE LITIO (ICP-OES)	43
5.2.1. Selección de muestras mediante la correlación de esmectita y hectorita.....	43
5.2.2. Resultados de concentración de litio mediante ICP-OES....	45
5.2.3. Comparación de litio entre muestras.....	45
5.3. RESUMEN DE LOS RESULTADOS.....	46
6. DISCUSIÓN.....	48
6.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS ARCILLAS EN EL SALAR DE ATACAMA.....	48
6.1.1. Caracterización de la Subzona Sur.....	48
6.1.2. Caracterización de la Subzona Central.....	51
6.1.3. Caracterización de la Subzona Norte.....	52
6.2. ROL DE LAS ARCILLAS EN ACUMULACIÓN DE LITIO.....	53
6.3. ILLITA Y OTROS MINERALES PORTADORES DE LITIO....	55
6.4. CARACTERIZACIÓN DE FACTORES QUE AUMENTAN CONCENTRACIONES DE LITIO.....	59
6.4.1. Factores Geológicos.....	59
6.4.1.1. <u>Rol de unidades geológicas en la acumulación de litio.</u>	60
6.4.1.2. <u>Rol de la erosión y meteorización en la acumulación de litio.</u>	61
6.4.2. Factores Hidrotermales.....	63
6.4.3. Factores Ambientales.	64
7. CONCLUSIÓN.....	66
8. RECOMENDACIONES.....	68
REFERENCIAS.....	70
ANEXO.....	77

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. Ubicación del área de estudio en la Región de Antofagasta.....	5
2. Mapa con los sectores del Salar de Atacama.....	9
3. Balance hidrogeológico de la cuenca del Salar de Atacama.....	11
4. Mapa de morfoestructuras a escala regional junto con el área en estudio.....	14
5. Mapa con las morfoestructuras locales del área de estudio.....	15
6. Mapa Geológico del área de estudio.....	18
7. Mapa geológico del área de estudio con las estructuras principales.....	21
8. Mapa de combinación de bandas con los puntos tentativos a muestrear en el Salar de Atacama.....	24
9. Proceso de recolección de muestras.....	25
10. Equipos utilizados para la preparación de muestras en arcillas.....	26
11. Proceso de preparación de muestras.....	27
12. Mapa de combinación de bandas con los puntos muestreados en el Salar de Atacama.....	28
13. Proceso de análisis mediante DRX.....	29
14. Proceso de EG y calentamiento progresivo en arcillas.....	30
15. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-S01.....	31
16. Proceso de preparación de muestras para análisis en DRX enfocado en el d (060).....	32
17. Difractograma de análisis en d (060).....	33
18. Variaciones en los diferentes tipos de difractogramas presente en las muestras de la zona marginal del Salar de Atacama.....	37
19. Variaciones en el tipo de evaporita presente en los difractogramas.....	38
20. Diagrama circular sobre la distribución de los tipos de arcilla en las muestras..	39
21. Gráfico de barras sobre la distribución de tipos de arcilla en la muestra.....	40
22. Difractogramas de roca total.....	43
23. Diagrama para la identificación de muestras con hectorita, para el análisis de concentración de litio mediante ICP-OES	44

24. Distribución de la concentración de litio según tipo de arcilla.....	46
25. Distribución espacial de la mineralogía fina en la zona marginal del Salar de Atacama y las concentraciones de litio de muestras puntuales.....	48
26. Distribución espacial de muestras con hectorita.....	50
27. Marco hidrogeoquímico del Salar de Atacama.....	51
28. Síntesis general de los factores que controlan la illitización de la esmectita.....	52
29. Sección transversal esquemática de esmectita e illita.....	56
30. Representación esquemática de la estructura 1:1 de la caolinita.....	58
31. Evolución de minerales arcillosos desde clorita hacia caolinita y su relación con la adsorción y el fraccionamiento de litio.....	61

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
1. Tabla resumen con los tipos de esmectita.....	42
2. Resultados correspondientes a las concentraciones de litio en las muestras seleccionadas del Salar de Atacama.....	45
3. Resumen de resultados correspondientes a las muestras seleccionadas del Salar de Atacama.....	47

RESUMEN

El Salar de Atacama, ubicado en la Región de Antofagasta, constituye el salar más extenso de Chile y uno de los más importantes a nivel mundial por su riqueza en litio. Se localiza dentro de una cuenca endorreica de origen tectónico, rodeada por la Cordillera Domeyko al oeste y la Cordillera de los Andes al este, y presenta condiciones hiperáridas que han favorecido la acumulación de sedimentos evaporíticos y arcillosos en sus márgenes. En este contexto, el presente estudio tuvo como objetivo analizar la distribución y caracterizar mineralógicamente los sedimentos finos de la zona marginal del salar, con énfasis en el rol de las arcillas en la acumulación de litio.

Se recolectaron 17 muestras distribuidas en la zona marginal del salar, las cuales fueron analizadas mediante Difracción de Rayos X (DRX), incluyendo tratamientos con etilenglicol y calentamientos escalonados. A las muestras con presencia de esmectitas se les aplicó adicionalmente DRX en el plano d (060) para identificar los tipos de esmectita, como la hectorita, una esmectita litinífera. Además, se realizó análisis geoquímico mediante ICP-OES en cinco muestras seleccionadas con el fin de evaluar la concentración total de litio y su relación con la mineralogía observada.

Los resultados permitieron identificar cuatro minerales principales: illita, esmectita, caolinita y yeso (sulfato de calcio). La illita fue el mineral más frecuente, seguida de la esmectita, la cual presentó una buena distribución. Se reconoció la presencia de hectorita en varias muestras, sin embargo, las concentraciones altas de litio no estuvieron exclusivamente asociadas a esta fase, evidenciándose muestras sin esmectita que también contenían litio en niveles significativos.

Por ende, se concluye que existen otras fases mineralógicas, como la illita, caolinita o minerales secundarios no identificados en el presente análisis, que podrían también participar en la retención del elemento. La distribución mineralógica mostró heterogeneidad espacial, posiblemente asociada a condiciones locales de meteorización, aporte hídrico y dinámica sedimentaria del margen del salar.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El Salar de Atacama, ubicado en el centro-sur de la Región de Antofagasta, es el mayor salar de Chile y uno de los depósitos salinos más relevantes a nivel global. Con una superficie cercana a los 3.000 km², esta cuenca se encuentra limitada por la Cordillera Domeyko al oeste y la Cordillera Occidental al este. Su origen está asociado a procesos tectónicos de subsidencia y acumulación sedimentaria desde el Cretácico tardío (Henríquez *et al.*, 2019), que han dado lugar a una potente secuencia de sedimentos clásticos, volcanoclásticos y evaporíticos. Estas condiciones han favorecido la formación de una salmuera hipersalina rica en elementos como litio, potasio, magnesio y boro, lo que ha consolidado al salar como el principal centro de producción de litio de Chile y el más relevante a nivel mundial después de Australia (BCN, 2023).

El litio es un elemento químico del grupo de los metales alcalinos, notable por ser el más liviano de todos los metales en estado sólido. Desde el punto de vista geológico, su presencia se asocia comúnmente a sistemas magmáticos diferenciados, donde puede concentrarse en cuerpos de pegmatitas, particularmente en minerales como espodumena ($\text{LiAl}(\text{Si}_2\text{O}_6)$), lepidolita ($\text{K}(\text{Li},\text{Al})_3(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH})_2$) y petalita ($\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$) (Černý y Ercit, 2005). También puede liberarse a través de procesos de alteración hidrotermal o meteorización de estas rocas portadoras, permitiendo su movilización hacia ambientes sedimentarios. En la actualidad, los principales tipos de depósitos geológicos que concentran litio son: salmueras, donde se acumula por evaporación en cuencas endorreicas cerradas; depósitos minerales en pegmatitas; y depósitos sedimentarios ricos en arcillas (Castor y Henry, 2020). Estas últimas se han convertido en un foco creciente de interés por su potencial de retención de litio a través de mecanismos de adsorción e intercambio catiónico en matrices finas.

En la actualidad, el salar presenta concentraciones promedio de 1.400 ppm de litio en salmuera (Cabello, 2022), por lo que este elemento presente en el Salar de Atacama ha cobrado un rol estratégico para la transición energética global, al ser un elemento esencial en baterías recargables de vehículos eléctricos, almacenamiento energético y dispositivos electrónicos. En este contexto, los estudios orientados a comprender los procesos geológicos, hidrológicos y geoquímicos que

regulan su acumulación se han intensificado en los últimos años, tanto desde una perspectiva industrial como ambiental. No obstante, pese a la abundante información sobre la composición química de la salmuera, aún persiste una brecha significativa en el conocimiento mineralógico de los sedimentos que interactúan con ella, en especial aquellos finos, donde se presume ocurren adsorción y retención de litio en asociación con minerales de arcilla.

Las arcillas son minerales de grano fino compuestos principalmente por aluminosilicatos en capas, formados a partir de la meteorización química de rocas como los feldespatos. Su estructura está organizada en láminas de tetraedros de sílice y octaedros de aluminio o magnesio, lo que les confiere una alta capacidad de intercambio iónico (Akisanmi, 2022). Esta disposición permite la retención de cationes como potasio (K^+), calcio (Ca^{2+}), magnesio (Mg^{2+}) y litio (Li^+), que se adsorben entre las capas interlaminares (Wilson, 1999). Las esmectitas, como la montmorillonita $((Na,Ca)_{0,3}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot n(H_2O))$, hectorita $(Na_{0,3}Mg_{2,7}Li_{0,3}Si_4O_{10}(OH)_2)$, o nontronita $(Na_{0,3}Fe_2((Si,Al)_4O_{10})(OH)_2 \cdot nH_2O)$, destacan por su carácter expansivo, lo que permite que sus capas se separen y absorban agua, aumentando así la superficie disponible para adsorber litio (Akisanmi, 2022). Por su parte, la illita $((K, H_3O)(Al, Mg, Fe)_2(Si, Al)_4O_{10}((OH)_2, (H_2O)))$, aunque no es expansiva, también puede almacenar litio en sus sitios de intercambio catiónico, facilitando su retención en ambientes salinos como los salares (Castor y Henry, 2020).

El estudio de Zhang *et al.* (2019) explica que la hectorita, es una especie de esmectita con estructura 2:1, formada por capas de sílice en forma de tetraedros y una hoja central octaédrica, donde el litio reemplaza parcialmente al magnesio. Esta sustitución crea una carga negativa que es compensada por cationes intercambiables, como el sodio, que se encuentran en los espacios entre las capas. Gracias a esta estructura, la hectorita puede intercambiar cationes de manera muy eficiente, lo que además le permite almacenar litio tanto en su red cristalina como en su superficie.

Los minerales de arcilla pueden originarse mediante diversos procesos geológicos que dependen de las condiciones físico-químicas del entorno. Básicamente, se reconocen cuatro mecanismos principales de formación: meteorización, ya sea subaérea o subacuática; precipitación directa desde soluciones concentradas en ambientes como lagos salinos o cuencas marinas cerradas; diagénesis asociada al enterramiento progresivo de sedimentos, donde predominan

transformaciones inducidas por cambios térmicos y químicos; y alteración hidrotermal, producto de la interacción agua-roca a temperaturas elevadas por efecto de intrusiones magmáticas (Velde, 1992).

Complementariamente, Al-Ani y Sarapää (2008) señalan que la génesis de arcillas ocurre en un rango restringido de entornos como suelos, zonas meteorizadas, campos geotermales y sedimentos lacustres o marinos. La formación de estas fases depende de factores como la mineralogía de la roca original, la composición del agua circundante y la dinámica del flujo de fluidos. Por ejemplo, la alteración de feldespatos por aguas ligeramente ácidas puede generar caolinita, mientras que otras condiciones favorecen la formación de esmectitas o illitas. Además, según Moore y Reynolds (1997), ciertas transformaciones como la conversión de esmectita a illita se asocian a procesos diagenéticos que implican incorporación progresiva de potasio en ambientes con aumento de temperatura y presión. Estas diversas rutas de formación condicionan la estructura cristalina, capacidad de hinchamiento y propiedades de intercambio catiónico de las arcillas, determinando así su rol en la retención de elementos como el litio.

A partir de estos antecedentes, se plantea que la presencia de minerales de arcilla como esmectita e illita podría estar directamente relacionada con la acumulación de litio en los sedimentos finos del Salar de Atacama, mediante procesos de retención física e intercambio iónico, actuando así como trampas naturales para este elemento (Castor y Henry, 2020). No obstante, la distribución espacial y la caracterización mineralógica detallada de estos sedimentos aún es escasa, lo cual limita la comprensión integral de su rol geoquímico.

El presente trabajo se enmarca en la necesidad de caracterizar estos ambientes, con el objetivo de estudiar la distribución y mineralogía de los sedimentos presentes en sectores seleccionados del Salar de Atacama. Se presta especial atención a la identificación de arcillas como esmectita, illita, caolinita y otros filosilicatos, los cuales, por su estructura laminar y capacidad de intercambio catiónico, podrían desempeñar un papel clave en la movilidad y fijación del litio.

Para ello, se aplican técnicas de análisis mineralógico mediante difracción de rayos X (DRX), combinadas con observaciones de campo, imágenes satelitales (Landsat 8 OLI) y procesamiento

en sistemas de información geográfica (QGIS). Esta metodología busca aportar al entendimiento de la relación entre mineralogía, y geoquímica en el Salar de Atacama y así generar una base de información útil para futuras investigaciones y para la gestión sustentable del litio.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Establecer la relación entre la mineralogía de las arcillas y la acumulación de litio en sedimentos finos del Salar de Atacama entre los 23°00' y 23°47' S.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Caracterizar la mineralogía con énfasis en los tipos de arcillas presentes en los sedimentos finos de la zona marginal del Salar de Atacama.
- Determinar la distribución espacial de las arcillas en sectores seleccionados del salar.
- Analizar la variación en las concentraciones de litio en relación con los tipos de arcillas identificados.
- Evaluar el rol de minerales de arcilla específicos, como esmectita e illita, en la fijación de litio en la zona marginal del Salar de Atacama

1.3. UBICACIÓN

La zona de estudio se enmarca dentro de la Región de Antofagasta, en el sector oriental de la región. El Salar de Atacama se emplaza dentro de la cuenca homónima, y pertenece administrativamente a la comuna de San Pedro de Atacama, provincia de El Loa.

A escala regional, el salar se ubica en el norte grande de Chile, entre las regiones de Arica y Parinacota por el norte, y la Región de Atacama por el sur, limitando hacia el este con los territorios fronterizos de Bolivia y Argentina.

A escala local, como se dijo anteriormente, el área de estudio se encuentra dentro de la comuna de San Pedro de Atacama, en las cercanías de localidades como Toconao, Socaire y Peine, que constituyen puntos de referencia importantes en la periferia del salar.

El acceso al área se realiza principalmente desde la ciudad de Calama, a través de la Ruta Internacional 23-CH, que conecta con San Pedro de Atacama y continúa hacia el sur bordeando el

extremo oriental del salar. Esta vía permite el acceso a los poblados antes mencionados, los cuales sirven como puntos estratégicos de aproximación al área de muestreo.

La delimitación espacial del área de investigación abarca toda la extensión del Salar de Atacama; sin embargo, debido a las condiciones de accesibilidad y logística, se espera realizar el muestreo principalmente en su sector oriental.

En la Figura 1 se presenta el mapa regional de ubicación del área de estudio, donde se señala la red vial, los límites administrativos y la zona de análisis en el contexto de la Región de Antofagasta.

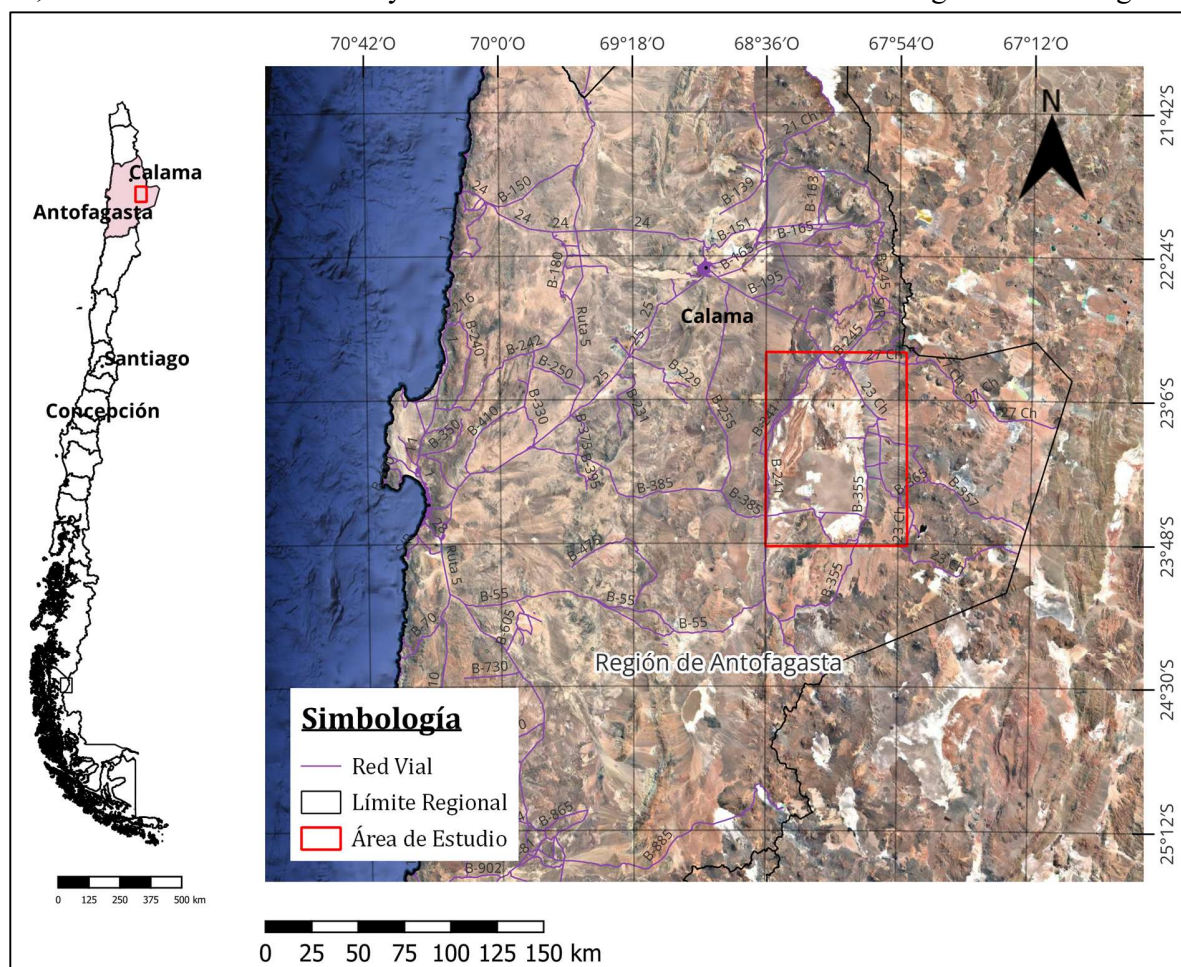


Figura 1. Ubicación del área de estudio en la Región de Antofagasta. Recuadro rojo.

1.4. TRABAJOS ANTERIORES

El Salar de Atacama ha sido objeto de múltiples investigaciones científicas debido a su condición de cuenca endorreica activa, su relevancia económica por la explotación de litio, y su compleja evolución tectónica y sedimentaria. Entre los primeros estudios destaca la investigación de Alonso y Risacher (1996), quienes caracterizaron la geoquímica del salar, identificando la influencia de la

litología, los procesos de evaporación y la composición de las salmueras. Posteriormente, Risacher *et al.* (2003) quienes analizaron y compararon diferentes salares del norte de Chile, evidenciando la importancia del reciclaje de salmueras antiguas y la meteorización de rocas volcánicas en la generación de aguas ricas en litio y otros elementos móviles.

En cuanto a la evolución estructural de la cuenca, estudios recientes como el de Henríquez *et al.* (2019) han reconstruido la historia de la exhumación de la Cordillera Domeyko y la cuenca del Salar de Atacama mediante termocronología, identificando fases de deformación compresiva y eventos de inversión tectónica que explican la configuración actual del escarpe occidental del salar. Asimismo, Rubilar *et al.* (2018) analizaron la estructura de la Cordillera de la Sal, interpretándola como resultado de plegamiento y diapirismo salino sobre niveles evaporíticos de la Formación San Pedro.

Desde el punto de vista hidrogeológico, el trabajo de Muñoz-Pardo *et al.* (2004) es uno de los estudios sobre el funcionamiento del acuífero del núcleo del salar, describiendo su dinámica de flujo y sus zonas de recarga desde la Cordillera Occidental. Más recientemente, Ahumada (2020), desarrolló una caracterización hidrogeológica e hidroquímica del sector sur del salar, integrando análisis isotópicos y químicos que refuerzan la comprensión del sistema subterráneo y su conexión con las salmueras superficiales. Asimismo, el estudio de Álvarez-Amado *et al.* (2022) aportó una visión detallada de la geoquímica de las salmueras y la caracterización de su composición iónica en diferentes zonas del Salar de Atacama.

En relación con la mineralogía de arcillas y su vínculo con el litio, si bien existen estudios orientados a la caracterización general de los sedimentos finos y su relación con el proceso evaporítico, persiste una brecha en cuanto a la identificación y distribución espacial de minerales de arcilla en sectores marginales del salar y su posible relación con la acumulación de litio. En este sentido, la presente investigación busca aportar al entendimiento de la mineralogía detallada de estos sedimentos, mediante el análisis directo de muestras recolectadas en la zona marginal del salar, integrando métodos mineralógicos, geoquímicos y de campo.

1.5. AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer profundamente al Proyecto Anillo Salares: ANID/ANILLO/ATE240013 por financiar la etapa final de mi proceso universitario y por el invaluable apoyo científico y logístico que resultó fundamental para el desarrollo de esta investigación. Mi más sincero reconocimiento al Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción, especialmente a la Sra. Mónica, por su gran disposición, carisma, confianza brindada, gracias por las risas y mostrarnos lo especial que es; a la Dra. Javiera Gerding, por su apoyo constante y buena disposición a lo largo de todo el proceso; a mi amigo y compañero de proyecto Gonzalo, por su colaboración, por compartir tantos momentos de aprendizaje y desafíos durante este proceso, y sobre todo por las risas; y, por supuesto, a la Dra. Fernanda Álvarez-Amado, mi profesora guía, por su orientación, y confianza en mi trabajo.

Así mismo, quiero agradecer al Departamento Ciencias de la Tierra y a sus profesores, por el conocimiento brindado durante estos años, haciendo mención especial a Luis Quinzio por su gran carisma, y ser un gran apoyo durante generaciones; además quiero agradecer al equipo administrativo, a Don Mauricio, Don Pedro, Sra. Angélica, y Don José, por su gran apoyo en el departamento y durante los terrenos; por último, quiero agradecer a la Srta. Carolina por su gran disposición, su paciencia y amabilidad.

Por otro lado, quiero expresar mi agradecimiento a mi pareja Darling, por creer en mí durante todos estos años, por su amor, las risas y su apoyo incondicional, que ha sido un pilar esencial, junto con su familia. A mis padres, Pamela y Walter por su constante apoyo, y su confianza en mis capacidades, a mis abuelos, Carmen y Carlos que han sido fuente de fortaleza durante todo este recorrido, y a Dios por permitir que me acompañen; a mis padrinos Carmen y José por no soltarme nunca la mano y confiar en mí; a los amigos que hice en esta etapa, por su presencia constante, risas y apoyo, y a mis amigas de la vida. Y finalmente, quiero hacer una mención especial a Jonas y Ruth, quienes en esta última etapa me acompañaron y apoyaron desde el cielo.

2. MARCO HIDROGEOLÓGICO

La cuenca del Salar de Atacama se ubica en el centro-orienté de la Región de Antofagasta y constituye la tercera cuenca más extensa de Chile, después del río Loa y la cuenca de Pampa del Tamarugal. Posee una superficie aproximada de 15.620 km², con una longitud de 210 km y un ancho cercano a 110 km (DGA, 2004).

Sus límites están definidos al norte por la divisoria de aguas coincidente con las altas cumbres fronterizas con Bolivia; al sur, por la línea de volcanes de la alta puna, que la separa de cuencas endorreicas altoandinas menores. Al oeste, la Cordillera Domeyko constituye el límite con cuencas occidentales y el río Loa, mientras que la Sierra Almeida la separa del Salar de Punta Negra (DGA, 2004) .

La configuración hidrogeológica de la cuenca está dominada por la interacción entre un núcleo salino central y zonas marginales conformadas por depósitos de limos y arcillas con presencia de sales evaporíticas (Muñoz-Pardo *et al.*, 2004), sin embargo, Albemarle Ltda. (2025), formulan una configuración conformada por un núcleo y una zona marginal subdividida en:

- Sector La Punta-La Brava: asociado con los sistemas lagunares ubicados en el sector de las lagunas La Punta-La Brava y vegas de Tilopozo en la zona sur de la cuenca.
- Sector Peine: asociado con el sistema lagunar de Peine, que incluye las lagunas Salada-Saladita e Interna, ubicadas en el límite SE del salar.
- Sector Norte y Borde Este: definido como una zona amplia de descarga desde las quebradas del este y norte, asociado con los sistemas lagunares Soncor y Aguas de Quelana, ubicados en el parte NE del salar.

Esta subdivisión se puede observar en la Figura 2, del cual, para efectos de este trabajo, se considerará un núcleo y una zona marginal unificando los sectores previamente nombrados.

El Salar de Atacama ocupa el fondo de esta cuenca, y conserva algunas lagunas remanentes. Su superficie húmeda abarca aproximadamente 1.500 km², equivalente al 10 % de la cuenca total, y se sitúa a una altitud media de 2.400 metros sobre el nivel del mar (DGA, 2004). Actúa como nivel base para una extensa red de drenaje, cuya principal descarga superficial ocurre en el sector norte a través de los ríos San Pedro y Vilama, siendo el primero el de mayor caudal. Adicionalmente, existen importantes aportes subterráneos a lo largo del borde oriental, junto con vertientes menores provenientes de la cordillera y del extremo sur del salar.

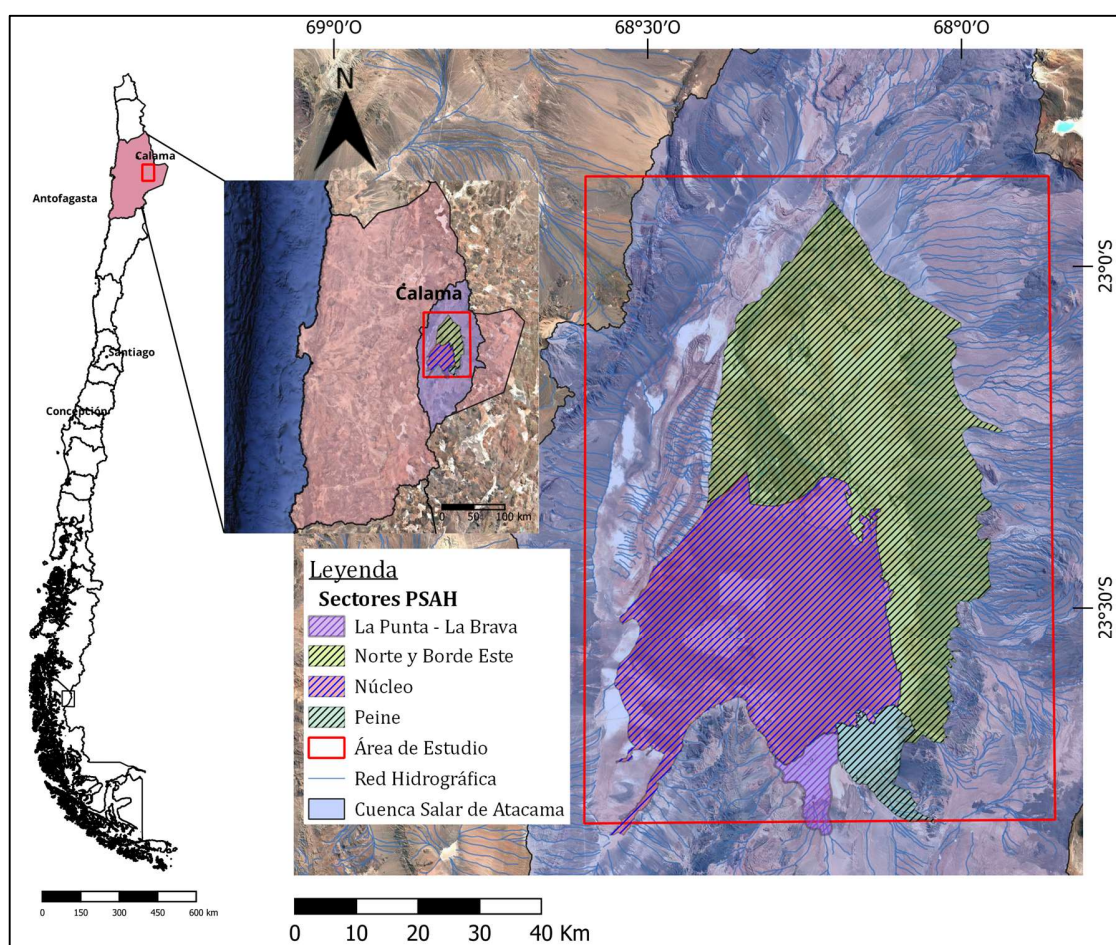


Figura 2. Mapa con los sectores del Salar de Atacama. Modificado de Albemarle Ltda., (2025).

Por otro lado, Amphos 21 (2021) realizó una zonificación que detalla las zonas hidrogeológicas de la cuenca del Salar de Atacama, que contribuyen al acuífero principal de la cuenca, destacando cinco zonas principales: Sector Norte, Sector Sur, Sector Este, Sector Núcleo, y un Sector Cordillerano, el cuál engloba y aporta recursos hídricos a todos los sectores anteriores.

La cuenca del Salar de Atacama se rige bajo un clima denominado desértico marginal de altura, caracterizado por desarrollarse sobre los 2.000 metros de altitud y presentar una temperatura media anual de 10 °C. La recarga hídrica se produce principalmente durante el verano, con precipitaciones estacionales que oscilan entre los 50 y 100 mm anuales, producto del denominado "invierno boliviano" (DGA, 2004). Otra fuente importante de recarga corresponde al derretimiento de nieve en la alta cordillera.

Esta recarga ocurre principalmente por infiltración, favorecida por la presencia de litologías de permeabilidad media a alta, como rocas volcánicas fracturadas (coladas de lava, tobas y brechas terciarias), así como depósitos fluviales, glaciares, aluviales y lacustres de edad cuaternaria.

El flujo de agua subterránea proviene principalmente desde el sector cordillerano, alimentado por la infiltración de precipitaciones estacionales y el derretimiento de nieve. Este flujo atraviesa depósitos volcánicos recientes, ricos en elementos móviles tales como potasio (K), magnesio (Mg), boro (B) y litio (Li), lo que explica la abundancia de estos elementos en las salmueras del salar (Risacher y Fritz, 2009). Además, este flujo puede enriquecerse aún más por la redisolución de antiguas evaporitas enterradas bajo formaciones volcánicas.

El balance hidrogeológico de la cuenca del Salar de Atacama está determinado por entradas y salidas de agua, donde destacan factores naturales y antrópicos. La recarga superficial se da principalmente por escurrimientos de ríos como el San Pedro (con caudales promedio de 0.6 m³/s) y el Vilama (0.15 m³/s), así como por diversas quebradas que aportan caudales menores (DGA, 2004). La recarga por precipitación directa es limitada, alcanzando apenas 16 mm/año en el núcleo del salar, pero puede superar los 300 mm/año en las cuencas altas de la Cordillera Volcánica (Ahumada, 2020). La recarga subterránea corresponde a la infiltración de aguas meteóricas en zonas altas y su tránsito a través de acuíferos fracturados, cuantificada en subcuencas (SHACs) por el informe brindado por CCG (2018), en valores promedio entre 400 y 1.000 l/s, que sumados dan como resultado 2.730 l/s, principalmente desde la Cordillera Occidental. Sumado a esto, según el balance hídrico realizado por Amphos 21 (2021), se tiene que la recarga total en la cuenca del Salar de Atacama es de 5.200 – 7.025 l/s. Por otro lado, las descargas están dominadas por la evaporación directa, estimada entre 3.200 – 4.575 l/s, por la evapotranspiración en zonas de vegetación,

estimada entre 1.675 – 2.050 l/s, y por la captación antrópica para uso minero e industrial, que alcanza 2.850 l/s (Amphos 21, 2021). Este balance evidencia un sistema con entradas y salidas similares en magnitud, pero con una ligera diferencia que podría producir descensos en el nivel freático marginal del salar. El conjunto de datos cuantitativos del balance hídrico de la Cuenca del Salar de Atacama se resume en la Figura 3.

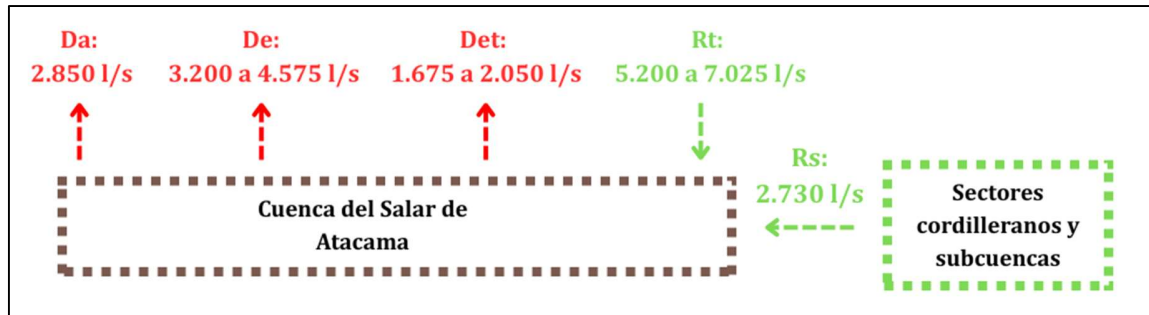


Figura 3. Balance hidrogeológico de la cuenca del Salar de Atacama. Rs: recarga subterránea; Rt: recarga total; Det: descarga por evapotranspiración; De: descarga por evaporación; Da: descarga antrópica. Basado en Ahumada (2020); CCG (2018); Amphos 21, (2021).

A pesar de la escasa precipitación que caracteriza al salar, la cuenca recibe importantes entradas de agua subterránea que influyen en el balance hídrico, particularmente en las zonas de recarga en los Andes.

Según el balance hídrico establecido para la cuenca del Salar de Atacama, entre los años 2000 y 2019, según Amphos 21, (2021), se observa un desequilibrio en el sistema, donde las salidas de agua (evaporación, extracciones y evapotranspiración) superan a las entradas (precipitación y recarga subterránea), lo que ha provocado una disminución del volumen almacenado en los acuíferos subterráneos, especialmente en las áreas cercanas al núcleo del salar.

De acuerdo con la evolución geoquímica de las aguas, el proceso de concentración se da por evaporación progresiva, siguiendo una secuencia de precipitación mineral que comienza con la formación de calcita, seguida por yeso, halita, y finalmente sales más solubles como la sylvita. Según Risacher y Fritz (2009), el litio no precipita en fases sólidas, por lo que se acumula progresivamente en las salmueras. En el caso del Salar de Atacama, se ha identificado una salmuera

activa en su sector oriental, la cual se encuentra enriquecida en elementos solubles de interés, como el litio, que eventualmente podrían ser adsorbidos por arcillas.

Asimismo, Risacher *et al.* (2003) señalan que la composición de las salmueras en los salares del norte de Chile no proviene únicamente de la evaporación de aguas meteóricas recientes, sino también de procesos de reciclaje de salmueras antiguas, lo que da origen a aguas salobres, y de la meteorización de rocas volcánicas que genera aguas diluidas. Estas aguas interactúan con formaciones geológicas antiguas, se mezclan con flujos subterráneos y dan origen a salmueras enriquecidas.

El conocimiento detallado de la estructura y funcionamiento hidrogeológico del salar es clave para comprender la distribución y movilidad de elementos como el litio en los sedimentos finos, ya que estos procesos están fuertemente influenciados por los gradientes hidrológicos, las zonas de evaporación y la evolución geoquímica de las salmueras.

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

3.1.1. Geomorfología Regional

El área de estudio se ubica dentro de la unidad definida como Cuenca de Atacama, la cual está delimitada geomorfológicamente al oeste por la Precordillera Domeyko, y al este por la Cordillera de los Andes Occidental. Estas unidades controlan la configuración topográfica, los sistemas de drenaje y de sedimentación del salar. A continuación, se detallan sus características principales:

- **Cordillera Domeyko:** Estructura cordillerana perteneciente al sector norte de la Precordillera chilena. Su estructura consta de varias crestas de basamento de rumbo N-S, elevadas por fallas inversas a oblicuas de gran ángulo (Amilibia *et al.*, 2008) se origina en el oligoceno como una serranía baja, pero su altura y actual responde a las deformaciones tectónicas pliocénicas (DGA, 2004). Su arquitectura actual es resultado de la evolución geodinámica del margen oeste de la placa Sudamericana, en la que se distinguen dos etapas una presubducción, donde hubo acreción y colisión de terranes, y una segunda etapa de subducción (Amilibia *et al.*, 2008).
- **Cuenca de Atacama:** Ubicada en el actual antearco andino en el norte de Chile, posee una extensión de 150 km. de largo y 80 km. de ancho, y una altitud mínima de 2.300 metros sobre el nivel del mar (Rubilar *et al.*, 2018), este se puede subdividir en estructuras menores, detalladas en el apartado de Geomorfología Local.
- **Cordillera de los Andes:** es una cadena montañosa de origen tectónico que se extiende por más de 8.000 kilómetros a lo largo del borde occidental de América del Sur y alcanza altitudes superiores a los 6.000 sobre el nivel del mar. Se formó como resultado de la subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana desde el Cretácico tardío hasta el presente, dando origen a un cinturón con intensa actividad volcánica (Charrier *et al.*, 2007).

La Figura 4 muestra las unidades geomorfológicas regionales que rodean al área de estudio, y las que abarcan toda la transecta de la Región de Antofagasta.

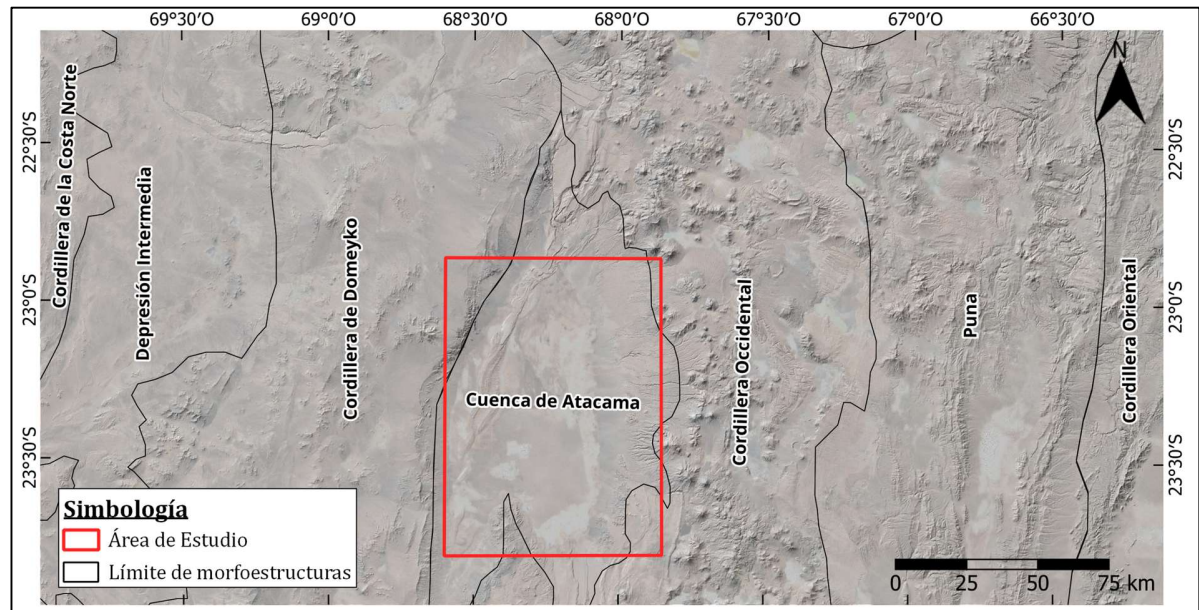


Figura 4. Mapa de morfoestructuras a escala regional junto con el área en estudio.

3.1.2. Geomorfología Local

A escala local, el área de estudio, se enmarca dentro de la Cuenca del Salar de Atacama, abarcando el Salar de Atacama. Dentro de esta zona se puede establecer una subdivisión en morfoestructuras menores (Figura 5), tales como el Llano de la Paciencia, la Cordillera de la Sal, y el Salar de Atacama, detallando sus características a continuación:

- **Llano de la Paciencia:** Está situado entre la Cordillera Domeyko y la Cordillera de la Sal, y corresponde una depresión intramontaña de orientación N-S, la cual presenta una extensión de 80 km de longitud y 8 km de ancho, con una altura de 2.300 metros sobre el nivel del mar.

Está compuesta principalmente por depósitos clásticos y continentales cuaternarios. Por otra parte, se encuentra separado de la Cordillera de la Sal por una gran falla normal invertida continua de orientación NNE (Rubilar *et al.*, 2018).

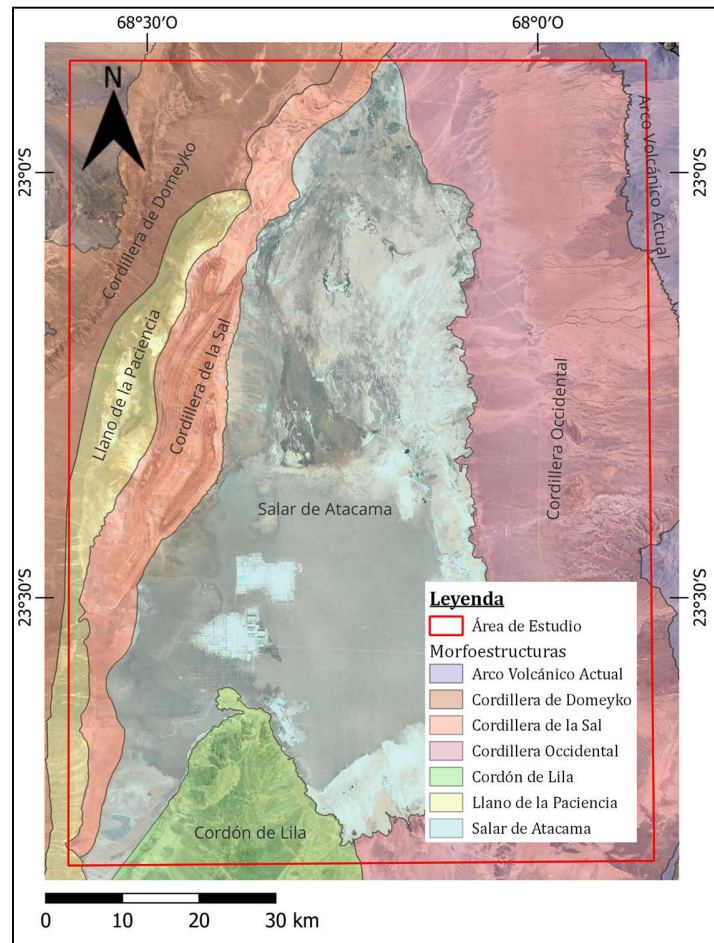


Figura 5. Mapa con las morfoestructuras locales del área de estudio.

- **Cordillera de la Sal:** Corresponde a un anticlinal de yeso y halita que bordea el salar de Atacama en su margen occidental, y es un remanente de un antiguo salar Terciario empujado y plegado por tectónica compresiva (Risacher y Fritz, 2009)

La Cordillera de la Sal tiene orientación NNE y está compuesta por evaporitas y rocas siliciclásticas del Oligoceno-Mioceno (Rubilar *et al.*, 2018).

Por otro lado, se alza cerca de 200 m. por sobre la superficie del Salar de Atacama, interrumpiendo la conexión entre el Llano de la Paciencia y la cuenca principal del Salar de Atacama.

- **Salar de Atacama:** Corresponde al salar mas grande de Chile, posee una superficie de 3.000 km² aproximadamente, y se encuentra colindando con la Cordillera de la Sal al oeste y la Cordillera Occidental al este. Se compone de un núcleo salino rígido, rodeado por zonas marginales con sedimentos finos ricos en arcillas, evaporitas y algunos cuerpos lacustres someros.

3.2. UNIDADES GEOLÓGICAS

3.2.1. Unidades estratigráficas

El entorno geológico del Salar de Atacama está delimitado por dos grandes dominios estructurales: la Cordillera Domeyko al oeste, y la Cordillera de los Andes al este. Estas unidades comprenden un conjunto de formaciones volcánicas, sedimentarias e intrusivas que abarcan desde el Paleozoico hasta el Neógeno, y constituyen la geología regional del área de estudio. Dado el elevado número de unidades y la extensa superficie del área de estudio, se han seleccionado únicamente las unidades más relevantes, considerando su representatividad en la evolución de la cuenca, su extensión o su cercanía a las zonas de muestreo. Estas unidades son detalladas a continuación:

- **Formación Agua Dulce** (Carbonífero Superior – Pérmico Inferior): basamento de la Cordillera Domeyko, la cual está compuesta por lavas, tobas y stocks de carácter andesítico a riolítico. (Basso y Mpodozis, 2012 en Rubilar, 2015)
- **Formación Tuina** (Pérmico Superior – Triásico medio): Consiste en andesitas, basaltos, dacitas, tobas, areniscas y brechas volcánicas. Corresponde a una sucesión volcánica continental (Henríquez *et al.*, 2014).
- **Estratos El Bordo** (Triásico medio – Triásico Superior): Corresponde a una unidad volcanosedimentaria de lavas andesíticas, brechas, tobas riolíticas, y capas de lutitas, areniscas y calizas con fósiles vegetales y vertebrados. Esta unidad aflora en el Cerro Quimal y constituye parte del basamento de la zona (Basso y Mpodozis, 2012 en Rubilar, 2015).
- **Grupo Purilactis** (Cretácico superior): Grupo que está conformado por varias formaciones sedimentarias-continetales afectadas por deformaciones. Las formaciones son las siguientes:

- **Formación Tonel:** conformada por brechas y conglomerados de abanicos aluviales, areniscas y depósitos masivos de anhidrita. Se depositó en discordancia angular sobre unidades triásicas (Mpodozis *et al.*, 2005).
- **Formación Purilactis:** está compuesta miembros sedimentarios de grano fino a grueso, con ciclos granodecrecientes y evidencia de deformación sintectónica. Su origen está vinculado a eventos de subsidencia tectónica activa durante el Cretácico superior (aprox. 79–73 Ma) (Mpodozis *et al.*, 2005).
- **Formación Barros Arana:** conformada por conglomerados, con clastos de granitoides, riolitas y calizas. Se interpreta como producto del retrabajo de unidades preexistentes durante eventos de alzamiento de la Cordillera Domeyko (Rubilar, 2015).
- **Formación Cerro Totola:** aflora al sur del Cerro Totola y corresponde a una secuencia de areniscas, conglomerados rojos y lavas andesíticas a basálticas. Las edades radiométricas permiten asignarle una edad campaniana–maastrichtiana (75–66 Ma) (Mpodozis *et al.*, 2005).

Tras una discordancia angular, se sobreponen unidades paleógenas que marcan el inicio del relleno postorogénico:

- **Formación Naranja** (Paleoceno–Eoceno temprano): se compone por areniscas rojizas, conglomerados y niveles tobáceos. Se asocia a ambientes fluviales y a condiciones tectónicas relativamente estables (Mpodozis *et al.*, 2005).
- **Formación Loma Amarilla** (Eoceno medio–Oligoceno): corresponde a una secuencia sintectónica de conglomerados y areniscas plegadas, que registra una fase de deformación durante la Orogenia Incaica (Mpodozis *et al.*, 2005).
- **Formación Tambores** (Oligoceno tardío–Mioceno temprano): se compone de conglomerados, areniscas mal consolidadas y evaporitas (Rubilar *et al.*, 2018).

- **Formación San Pedro** (Oligoceno superior–Mioceno medio): compuesta por limolitas, areniscas, y conglomerados. Alcanza espesores de hasta 3.000 m en el centro de la cuenca. (Rubilar, 2015)

Por otro lado, en el flanco oriental del Salar de Atacama, se presenta una gran cantidad de ignimbritas de edad Mioceno a Pleistoceno (Figura 6), debido a una importante actividad volcánica, las cuales constituyen gran parte del arco actual, representado por la Cordillera Occidental (Ramírez y Gardeweg, 1982).

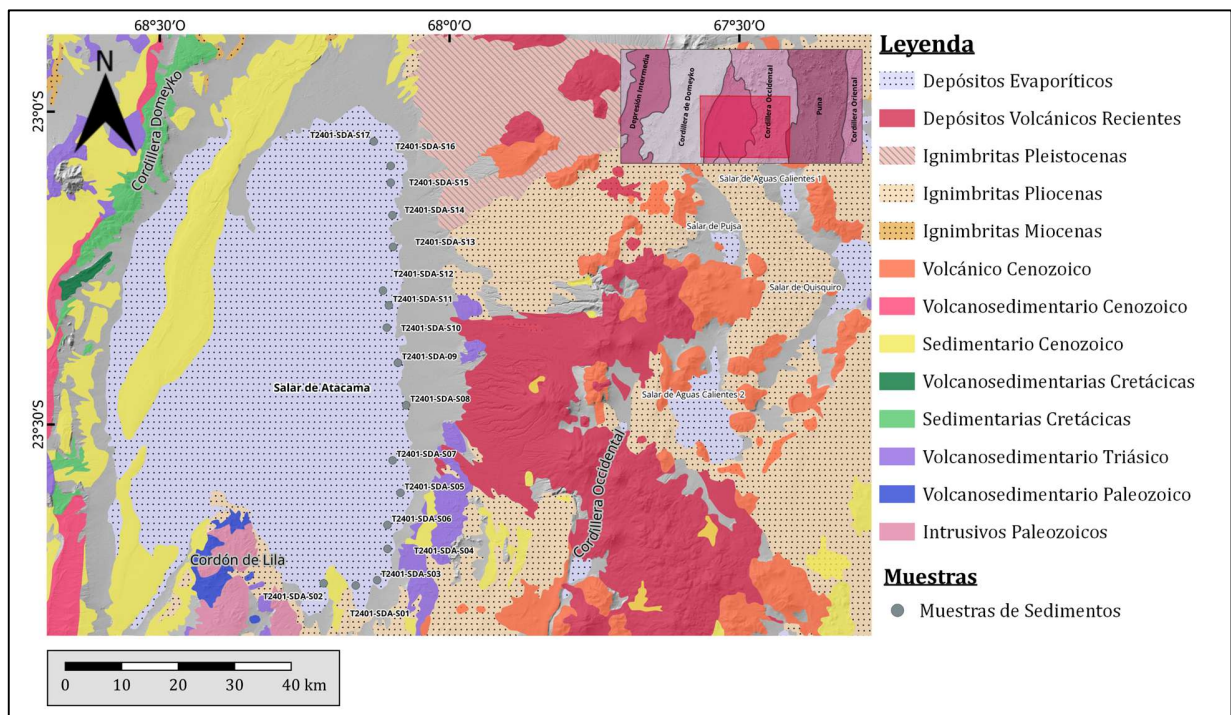


Figura 6. Mapa Geológico del área de estudio.

Mientras que, al sur del área de estudio se encuentra el Cordón de Lila, compuesto de rocas ígneas y sedimentarias de edad Ordovícico a Carbonífero (Niemeyer, 1989 en Rubilar, 2015).

3.2.2. Unidades Locales

A escala local, el Salar de Atacama está conformado por un depósito de edad cuaternaria en su mayoría, a pesar de que comenzó a acumular evaporitas de forma significativa durante el Mioceno superior (Rubilar *et al.*, 2018). Su relleno actual es el resultado de una prolongada evolución

geomorfológica, climática y tectónica. De acuerdo con el estudio de Moraga *et al.* (1974), sobre la geología del Salar de Atacama, establece ciertas unidades evaporíticas, las cuales han sido complementadas por trabajos más recientes como Muñoz-Pardo *et al.* (2004), donde es posible diferenciar dos unidades principales dentro del salar, dispuestas de forma concéntrica desde los bordes hacia el centro.

- **Unidad marginal:** corresponde al borde del salar, donde afloran depósitos detríticos compuestos principalmente por limos, arcillas y arenas finas, con cierto grado de cementación por cloruros y sulfatos. Según Muñoz-Pardo *et al.* (2004), se compone de dos unidades: zona de limos y zona de eflorescencias. La primera se encuentra en los bordes de los depósitos salinos, y se constituye por arcillas y limos de origen aluvial, cementados localmente por sales, tanto cloruros como sulfatos. Mientras que, la zona de eflorescencias corresponde a depósitos salinos de yeso, anhidrita, carbonatos y boratos con abundantes lagunas, formando una franja entre la zona de limos y el núcleo; constituyendo así, una transición entre la cuenca activa y el entorno del Salar de Atacama.
- **Unidad salina central (núcleo):** conforma el centro del salar y se compone principalmente por costras duras de cloruro de sodio de relieve muy irregular, dentadas y quebradizas (Muñoz-Pardo *et al.*, 2004). Se encuentra impregnado con una salmuera intersticial muy rica en litio, potasio, magnesio y boro (Alonso y Risacher, 1996).

Según Moraga *et al.* (1974), el núcleo se conforma por una costra de cloruros color pardo claros debido a un mayor aporte de agua, y una costra de cloruros pardo oscuros originados por aguas con una mayor cantidad de limo.

Alrededor de la costra núcleo de cloruros se encuentra una costra de transición de cloruros, una costra yesífera, una costra cloruro-yesífera, y una costra de limos salinos, todas pertenecientes actualmente a la unidad salina marginal.

3.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La cuenca del Salar de Atacama se caracteriza por una arquitectura tectónica compleja, resultado de múltiples fases de deformación extensional y compresiva desde el Cretácico hasta el presente. Para efectos de este estudio, y en concordancia con el mapa geológico elaborado, se presentarán tres dominios estructurales principales: Cordillera de Domeyko al oeste, Cordón del Lila al sur, y la Cordillera Occidental al este.

3.3.1. Cordillera de Domeyko (flanco occidental del salar)

La Cordillera de Domeyko corresponde a una estructura de basamento ubicada al oeste del Salar de Atacama, constituida por una serie de bloques elevados por fallas inversas de gran ángulo y rumbo N-S, las cuales limitan su flanco oriental (Ramírez y Gardeweg, 1974). Estudios como los de Amilibia *et al.* (2008) reconocen múltiples estilos estructurales en este sector, entre ellos la inversión tectónica de fallas extensionales previas, lo que ha generado fajas plegadas y corridas, además de estructuras transpresivas como pop-ups.

Destacan la Falla El Bordo y la Falla del Cerro Negro, ambas con manteo hacia el oeste, responsables del cabalgamiento de granitoides Cretácicos sobre sedimentos de la Formación Purilactis. Estas estructuras definen el límite geomorfológico abrupto entre la Cordillera y el borde del salar.

3.3.2. Cordón de Lila (flanco sur del salar)

El Cordón de Lila corresponde a una cresta de basamento compuesta por granitoides paleozoicos (Ordovícico-Pérmico) que se ubica en el extremo sur de la cuenca (Mpodozis *et al.*, 2005), delimitado estructuralmente por fallas inversas. La más destacada es la Falla Tucúcaro (Figura 7), descrita originalmente por Niemeyer (1984), quien la interpreta como una megafalla reactivada durante el Cenozoico, con una importante componente de cizalle e inversión. Esta estructura presenta rumbo norte-sur, inclinación al oeste y una cinemática de cabalgamiento que afecta tanto a rocas de basamento como a sedimentos neógenos.

En este dominio también se inserta el Sistema de Fallas del Salar, una red de fallas subparalelas de orientación NNE a NNW, que se extienden desde el Cordón de Lila hacia la Cordillera de la Sal

(Jordan *et al.*, 2002). Estas fallas generan zonas de ascenso de salmueras desde niveles profundos, promoviendo procesos hidrotermales (Marazuela *et al.* 2020).

3.3.3. Cordillera Occidental (flanco oriental del salar)

Este dominio estructural comprende el margen oriental del Salar de Atacama y está compuesto por secuencias volcánicas e ignimbríticas deformadas por fallas inversas de rumbo norte-sur. Entre las estructuras principales, Ramírez & Gardeweg (1982) identificaron la presencia de una falla inversa con vergencia al Este, correspondiente a la falla Miscanti (Figura 7), en la Quebrada de Nacimiento, aunque no registraron información de la magnitud, geometría o cinemática.

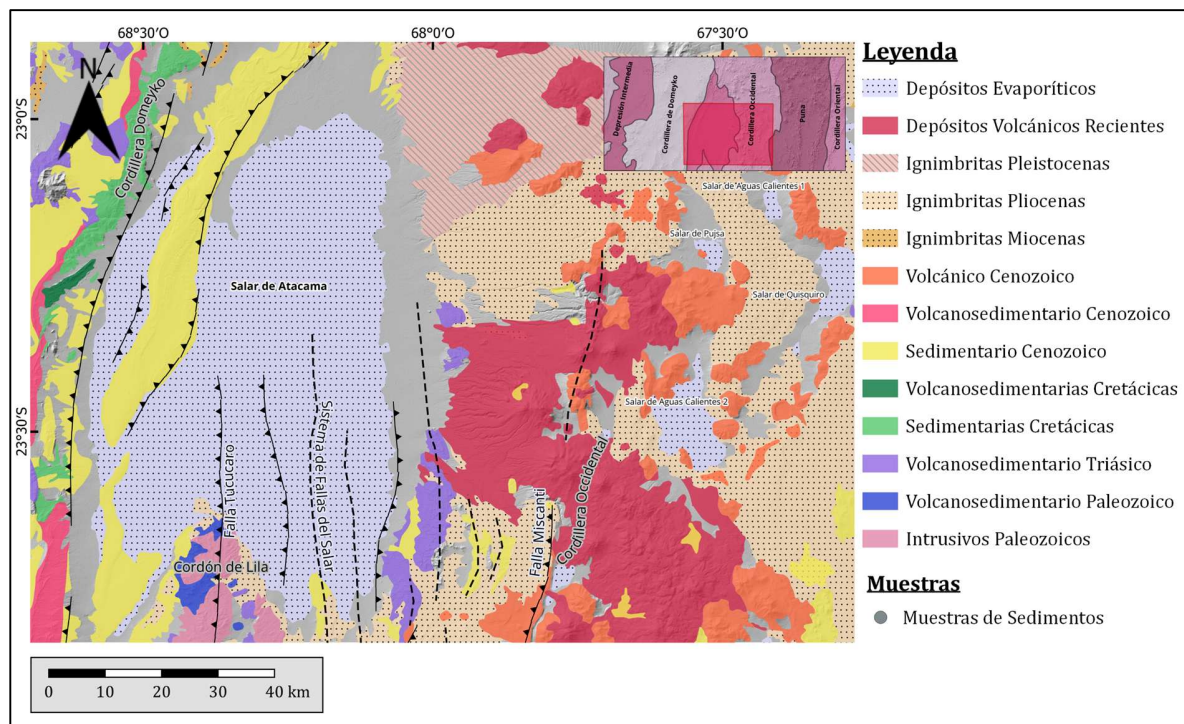


Figura 7. Mapa geológico del área de estudio con las estructuras principales.

3.4. EVOLUCIÓN

La cuenca del Salar de Atacama posee una antigüedad distinta a la del salar como zona evaporítica. Mientras que la cuenca tiene origen en el Cretácico Tardío, con el inicio de la depositación del Grupo Purilactis bajo un régimen tectónico extensional, el salar como sistema evaporítico activo se configura mucho más tarde.

Durante la fase Incaica (Eoceno), ocurre una inversión tectónica que reactiva fallas previas como fallas inversas, lo que se refleja, por ejemplo, en el escarpe de El Bordo, al oeste de la cuenca. Este proceso también impulsa el levantamiento de la Cordillera Domeyko, consolidando así el escarpe occidental del sistema (Mpodozis *et al.*, 1999; Arriagada *et al.*, 2008)

Desde el Oligoceno hasta la actualidad, la cuenca evoluciona hacia un sistema cerrado, favorecido por la subsidencia localizada y un clima predominantemente árido. En este contexto se acumulan secuencias volcánicas, piroclásticas y finalmente evaporíticas en los sectores más deprimidos. Entre el Mioceno superior y el Plioceno (10 a 2 millones de años), se intensifican las condiciones áridas, lo que permite la formación del salar como tal, con acumulación de espesos niveles de halita y yeso, y la concentración progresiva de salmuera rica en litio (Alonso y Risacher, 1996; Rubilar *et al.*, 2018)

Desde el Pleistoceno al Holoceno, las oscilaciones climáticas glacial e interglacial provocan fluctuaciones en el nivel freático y la formación de lagunas marginales como Chaxa, La Brava y otras. El núcleo del salar se estabiliza como una costra salina rígida, mientras que las zonas periféricas permiten el desarrollo de estos cuerpos lagunares. La tectónica continúa activa, aunque con menor intensidad, y el ascenso de diapiritas salinas contribuye a la formación de estructuras características como la Cordillera de la Sal (Rubilar *et al.*, 2018).

4. METODOLOGÍA.

La metodología de este estudio se centra en la recolección, preparación y análisis de muestras de sedimentos finos ricos en arcillas, distribuidos en puntos seleccionados dentro de la zona marginal del Salar de Atacama entre los 23°00' y 23°47' S, para ello se realiza una recopilación bibliográfica, mapas correspondientes, un cronograma para terreno y un posterior procesamiento de muestras.

A continuación, se presenta una descripción detallada de cada metodología utilizada para las distintas etapas de este estudio.

4.1. RECOPIACIÓN Y REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Se realizó una revisión exhaustiva de bibliografía científica y técnica relevante para la comprensión del contexto geológico y geomorfológico de la cuenca y del Salar de Atacama. Esta revisión incluyó artículos científicos, informes de servicios geológicos como SERNAGEOMIN, memorias de título, entre otras. La información recopilada permitió establecer el marco geológico general, la comprensión de una posible asociación entre las arcillas y la acumulación del litio y guiar la identificación de sectores con potencial concentración de estos minerales en el Salar de Atacama.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y GEOLÓGICO

Se definieron unidades de relieve regional y local a través de bibliografía y del análisis de imágenes satelitales y el uso de plataformas de visualización como Google Earth. Además, se emplearon mapas geológicos oficiales (la Hoja Toconao, escala 1:250.000 del SERNAGEOMIN) para caracterizar las unidades litológicas predominantes en el área de muestreo, identificando zonas de acumulación sedimentaria fina y depósitos evaporíticos asociados a la dinámica endorreica del salar.

4.3. SELECCIÓN DE PUNTOS DE MUESTREO MEDIANTE ANÁLISIS SATELITAL

La selección de los puntos de muestreo se realizó en base a un estudio preliminar, localizando puntos potencialmente ricos en arcillas mediante análisis de imágenes satelitales Landsat 8 OLI dentro de las coordenadas correspondientes al Salar de Atacama, obtenidas del Centro de Observación y Ciencia de Recursos Terrestres del USGS. Luego, analizando las imágenes generadas a lo largo de las temporadas de las fechas de Septiembre a Octubre del 2024, generando

un cálculo de bandas 6/7 para la generación visual de zonas ricas en arcilla (Álvarez-Amado *et al.*, 2022), que resaltan áreas con alta reflectancia asociada a estos minerales arcillosos (Figura 8), de los cuales los colores verde y amarillo corresponden a zonas con un alto porcentaje de arcilla, de esta forma se generaron posibles puntos tentativos de muestreo que estuvieran cercanos a rutas y caminos accesibles en vehículo.

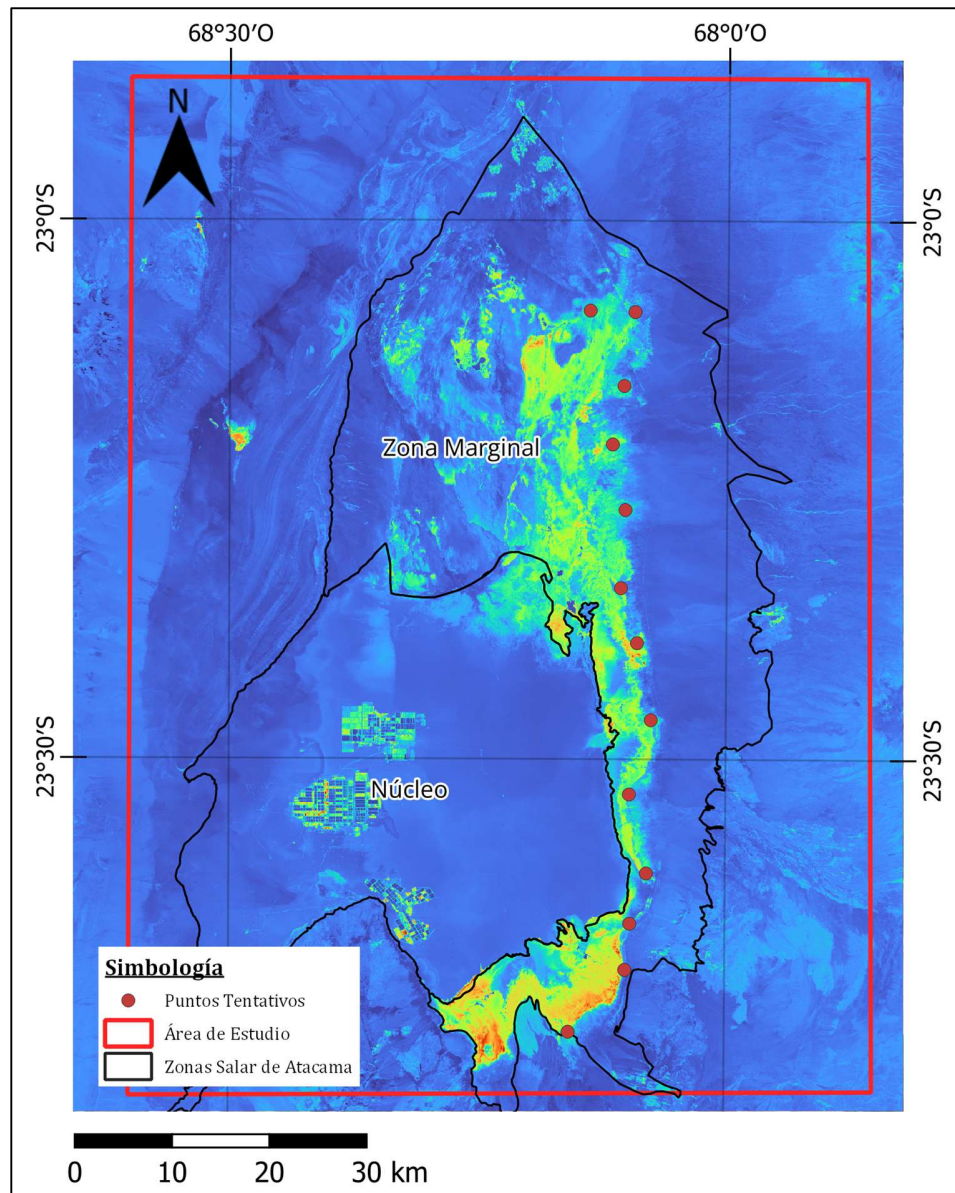


Figura 8. Mapa de combinación de bandas con los puntos tentativos a muestrear en el Salar de Atacama.

4.4. RECOLECCIÓN DE MUESTRAS

Mediante una visita a terreno llevado a cabo del 20 al 26 de Octubre del 2024, se realizó la recolección de muestras en sitios cercanos a los puntos previamente definidos mediante análisis satelital.

La metodología de la recolección de muestras consistió principalmente en una excavación superficial hasta una profundidad de al menos 10 cm (Figura 9B). utilizando una pala previamente limpiada con agua desionizada antes de cada extracción para evitar una contaminación cruzada (Figura 9A).

Luego de realizar esta excavación, se procede a la extracción de al menos 500 gr. de sedimento, que son pesados con una gramera de precisión dentro de bolsas plásticas de muestra etiquetadas con identificadores únicos, estos incluyen el código del proyecto, las coordenadas extraídas mediante un GPS, el código de la muestra y los gramos extraídos.

Posteriormente, estas bolsas son almacenadas y transportadas siguiendo diversos protocolos para minimizar contaminaciones y llevar a cabo un estudio más certero.



Figura 9. Proceso de recolección de muestras. A) Materiales utilizados para la extracción de muestras. B) Excavación realizada durante la extracción de una muestra.

4.5. PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA DRX EN ARCILLAS

Una vez llevadas las muestras a laboratorio, estas son preparadas para su posterior procesamiento en Difracción de Rayos X (DRX) dentro del laboratorio facilitado por el Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción.

Este procesamiento consistió en el uso de diversos materiales e instrumentos, para poder lograr una película orientada con las arcillas correspondientes a la muestra procesada. Los materiales ocupados fueron: vasos de precipitados de distinto tamaño, vasos plásticos, tubos de centrífuga, placas de vidrio, filtros, varillas y agua desionizada. Dentro de los instrumentos utilizados se encuentra un equipo de baño ultrasónico marca VWR (Figura 10A), una centrífuga Hettich Universal 320 (Figura 10B), y una bomba de vacío Millipore (Figura 10C).

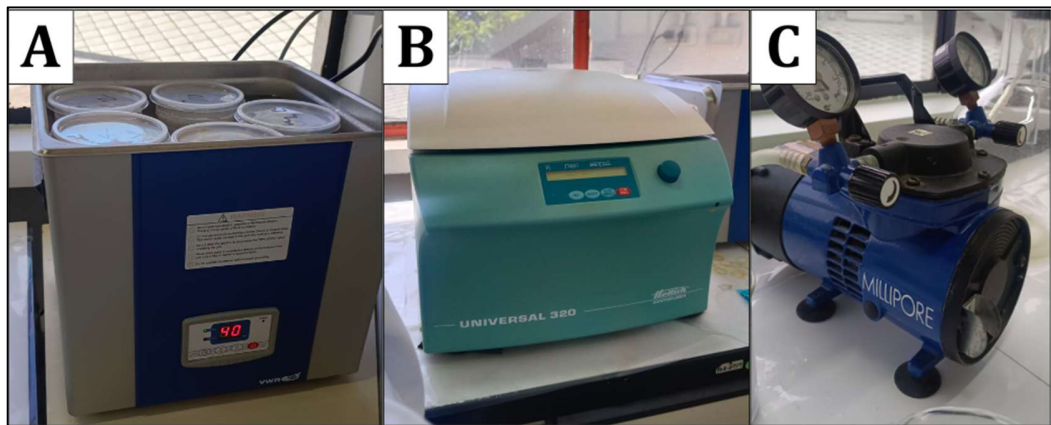


Figura 10. Equipos utilizados para la preparación de muestras en arcillas. A) Equipo de baño ultrasónico VWR. B) Centrífuga Hettich Universal 320. C) Bomba de vacío Millipore.

En primera instancia se agrega muestra dentro de un vaso plástico con tapa, hasta llenar unos $\frac{3}{4}$ del respectivo vaso, el resto es llenado con agua desionizada, para evitar introducción de cationes o sales que podrían interferir con la muestra, y se inserta dentro del equipo de ultrasonido para disgregar de forma mecánica los aglomerados de arcillas sin alterar su estructura cristalina. En este equipo caben máximo 5 muestras (Figura 10A), por lo que son procesadas esa cantidad de muestras a la vez durante tres tandas de 40 minutos cada una.

Tras el tratamiento ultrasónico de las muestras (Figura 11A), el agua desionizada contenida en el vaso se transfiere a cuatro tubos de vidrio, los cuales se insertan en una centrífuga (Figura 11B).

Este equipo, mediante fuerza centrífuga, separa el material más grueso, que precipita hacia el fondo del tubo, dejando la fracción más fina en suspensión. Luego, se prepara una filtración al vacío instalando un filtro en el embudo Büchner, conectado a un matraz y a una bomba de vacío mediante una manguera (Figura 11D). Sobre este sistema se vierte el agua previamente centrifugada (Figura 11C), lo que permite que el líquido atraviese el filtro y las partículas de arcilla queden retenidas en él. Al observar una capa apreciable de arcilla sobre el filtro, este se retira cuidadosamente, y con ayuda de un gotero con agua desionizada, la arcilla se transfiere a una placa de vidrio utilizando una varilla metálica, formando un cuadrado de al menos 12 mm en el borde de la placa (Figura 11E). Finalmente, cuando el recuadro está completo y sin espacios vacíos, se etiqueta con el código correspondiente de la muestra y se deja secar (Figura 11F).

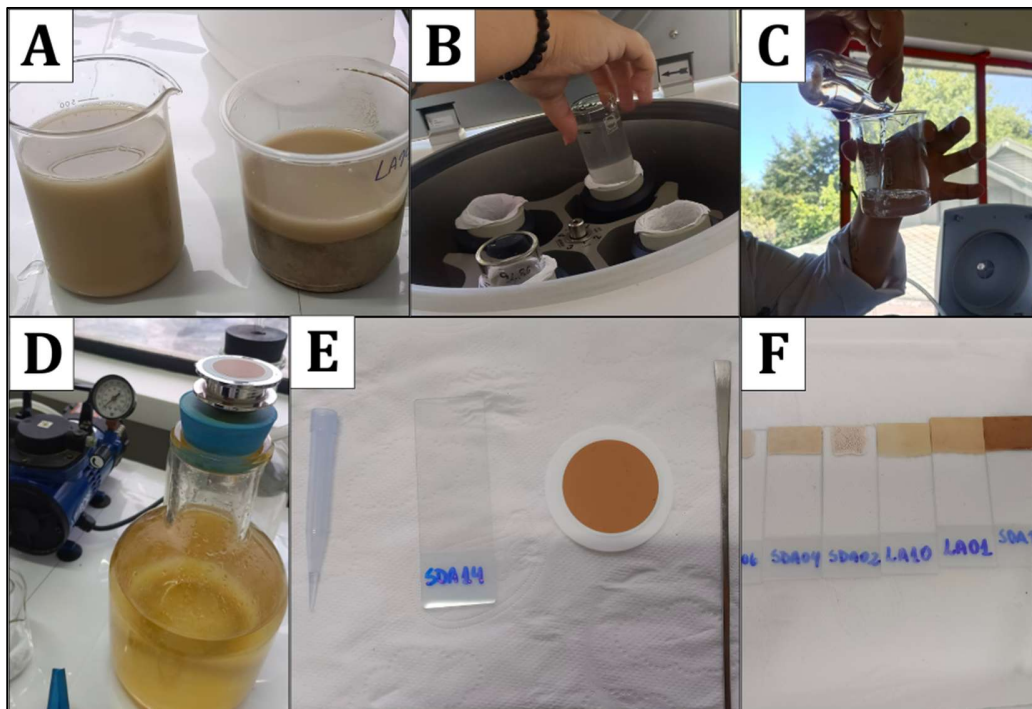


Figura 11. Proceso de preparación de muestras. A) Proceso de extracción de agua desionizada posterior a baño ultrasónico. B) Centrifugado de muestras. C) Extracción de muestra ya centrifugada. D) Proceso de filtración de arcillas. E) Proceso de montaje de muestra. F) Muestras montadas.

Una vez seca la muestra, se monta para enviarla al equipo de Difracción de Rayos X (Figura 13A).

Este proceso es realizado para las 17 muestras extraídas en la zona marginal del Salar de Atacama (Figura 12).

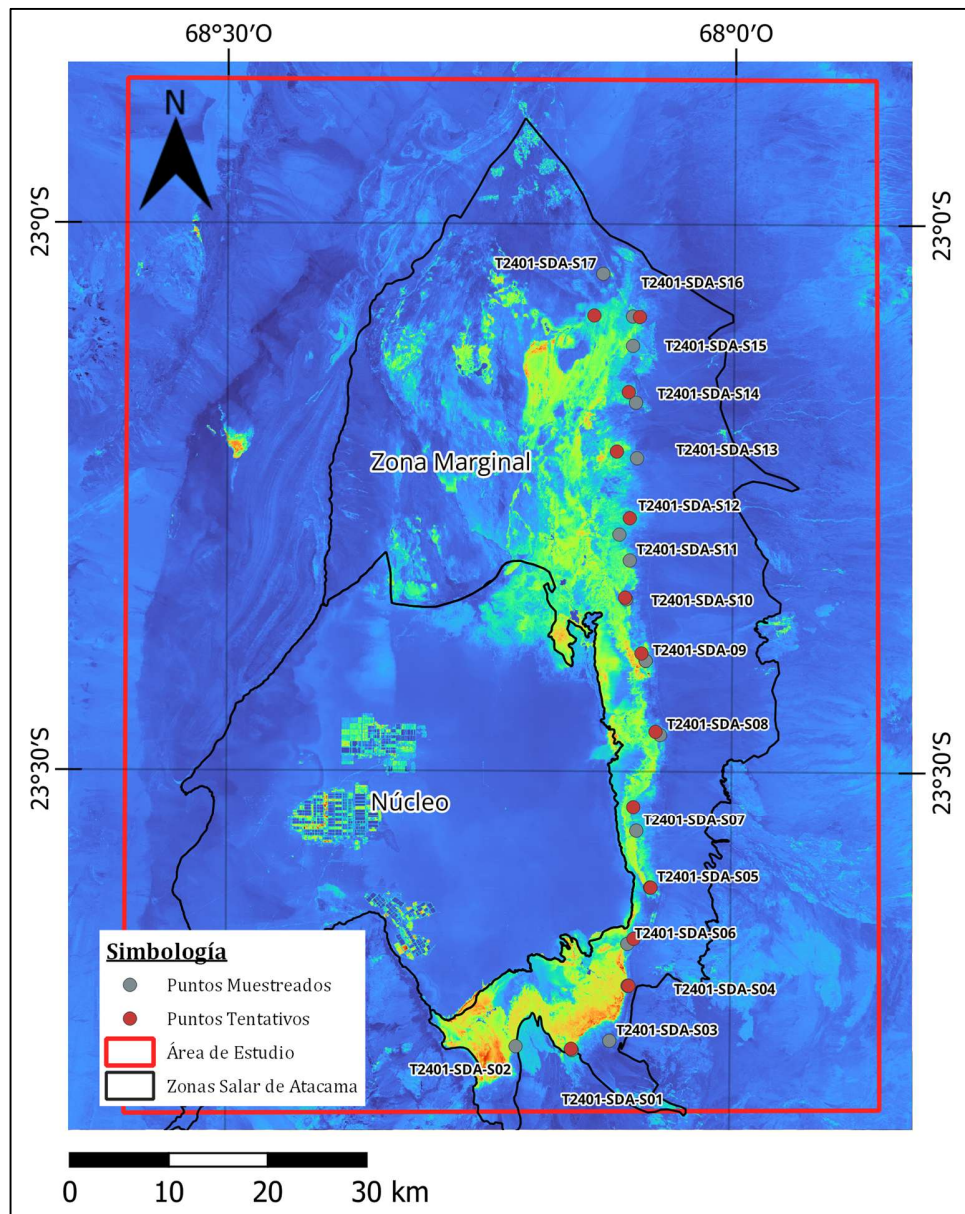


Figura 12. Mapa de combinación de bandas con los puntos muestreados en el Salar de Atacama.

Posteriormente, las muestras se someten a análisis mineralógicos mediante DRX (Figura 13B), técnica que permite identificar y semicuantificar las fases minerales presentes, especialmente las relacionadas con arcillas como esmectitas e illitas (Moore y Reynolds, 1997).

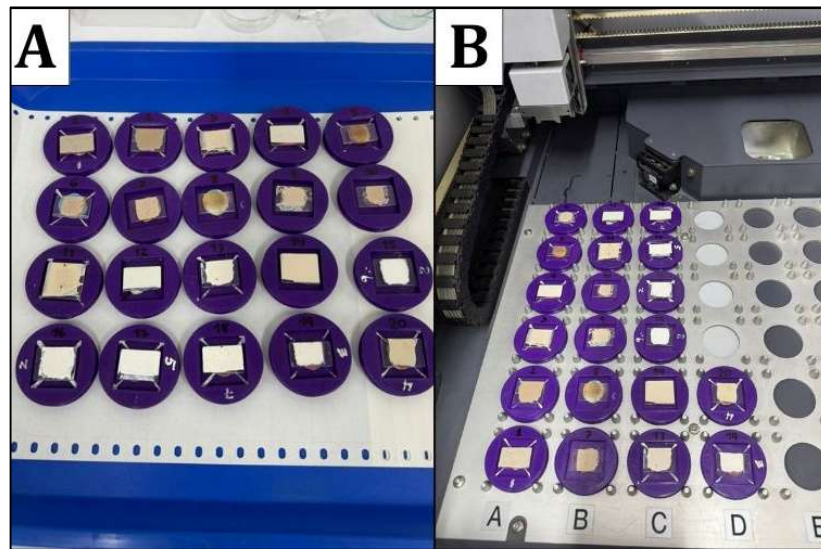


Figura 13. Proceso de análisis mediante DRX. A) Montaje de muestras de arcilla en placas plásticas para DRX. B) Proceso de análisis en equipo DRX.

El análisis de arcillas mediante DRX consiste en cuatro lecturas realizadas sobre la misma muestra orientada:

- La muestra original secada a temperatura ambiente (OR).
- La muestra tratada con etilenglicol (EG).
- La muestra posterior a calentamiento a 375 °C
- La muestra posterior a calentamiento a 550 °C.

Estas etapas tienen por objetivo identificar y discriminar las principales fases mineralógicas presentes en arcillas, aprovechando las respuestas estructurales que cada tipo de arcilla manifiesta bajo distintas condiciones. En particular, se consideraron las estructuras cristalinas típicas de minerales como la esmectita, illita, caolinita y yeso, así como su comportamiento frente a tratamientos específicos.

La esmectita, por ejemplo, es un mineral de arcilla de tipo 2:1, caracterizado por poseer un espacio interlaminar que permite la entrada de moléculas de agua u otros compuestos. Tras el tratamiento con etilenglicol (Figura 14A), esta arcilla muestra un desplazamiento de su *peak* basal de aproximadamente 14 Å a 17 Å, debido a la expansión del espacio interlaminar, lo cual constituye

un criterio diagnóstico fundamental. En contraste, la illita, también de tipo 2:1, presenta un espacio interlaminar ocupado por la presencia de potasio, por lo que no experimenta expansión con etilenglicol y tiende a colapsar con el aumento de temperatura, desapareciendo o reduciendo su intensidad a temperaturas superiores a 375°C. Los tratamientos térmicos son llevados a cabo en un horno de mufla de sobremesa Thermo Scientific Thermolyne (Figura 14B).

La caolinita, una arcilla de tipo 1:1, muestra un comportamiento térmico distintivo: se mantiene estable tras el tratamiento con etilenglicol, pero colapsa gradualmente con el aumento de temperatura, observándose una disminución significativa de sus *peaks* a los 550°C. Por otro lado, el yeso, aunque no es una arcilla, es un mineral frecuente en ambientes evaporíticos como el Salar de Atacama. Este se mantiene estructuralmente estable incluso a temperaturas elevadas, y no presenta alteración con etilenglicol, lo que permite distinguirlo claramente de las arcillas expansivas.

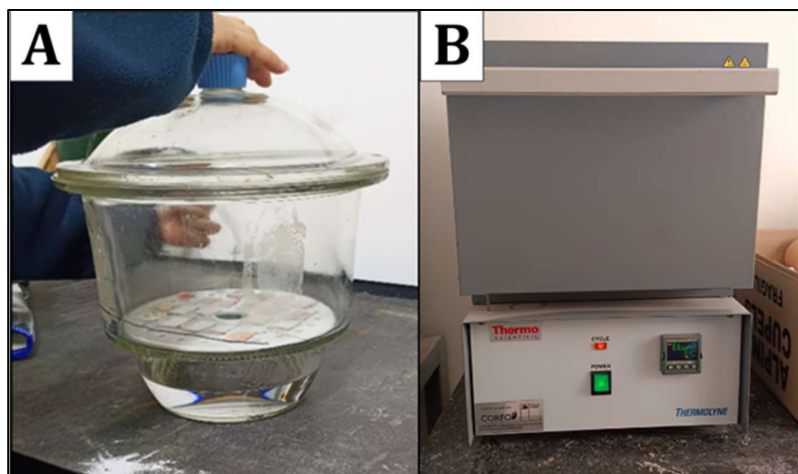


Figura 14. Proceso de EG y calentamiento progresivo en arcillas. A) Procesamiento de muestras de arcilla para su expansión con etilenglicol. B) Horno de mufla de sobremesa Thermo Scientific Thermolyne.

Este enfoque multietapa proporciona una buena base para la correcta identificación de los tipos de arcillas presentes, permitiendo interpretar su distribución mineralógica con mayor precisión. Un ejemplo de los resultados obtenidos a lo largo de estas cuatro lecturas se presenta en la Figura 15.

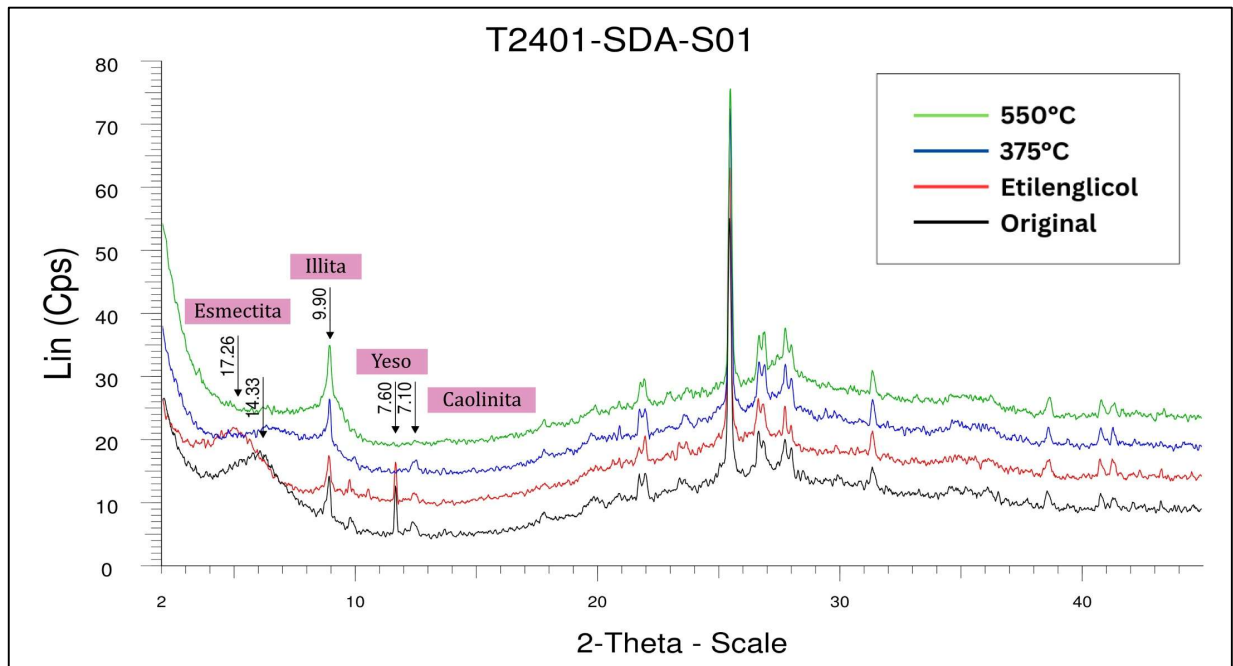


Figura 15. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-S01.

4.6. PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA DRX EN D (060)

Una vez obtenidos los resultados iniciales de Difracción de Rayos X (DRX) en arcillas, se optó por realizar un análisis más específico en el *peak* d (060), ya que este es el *peak* característico de la hectorita, una esmeclita rica en litio (Christidis y Koutsopoulou, 2013). Este análisis se llevó a cabo con el objetivo de estudiar la relación de la esmeclita con las arcillas presentes en el Salar de Atacama. Para ello, se seleccionaron todos los difractogramas de las muestras que mostraron la presencia de esmeclita, lo que resultó en un total de 15 muestras que fueron analizadas específicamente en d (060).

El proceso de preparación de las muestras para este análisis consistió en tomar al menos 50 g de sedimento de cada muestra (Figura 16A), y proceder a su secado en un horno a 40°C durante al menos 2 días (Figura 16B), o hasta que las muestras estuvieran completamente secas. Una vez secas, las muestras fueron tamizadas mediante una malla de 230 (con un tamaño de poro de 63 micrones), (Figura 16C), con el objetivo de obtener al menos 10 g por muestra. En caso de que no se alcanzara esta cantidad únicamente con el tamizaje, se utilizó un molino de mortero automático Fritsch Pulverisette modelo 02-102 (Figura 16D) para pulverizar las muestras y luego tamizarlas nuevamente con la malla 230.

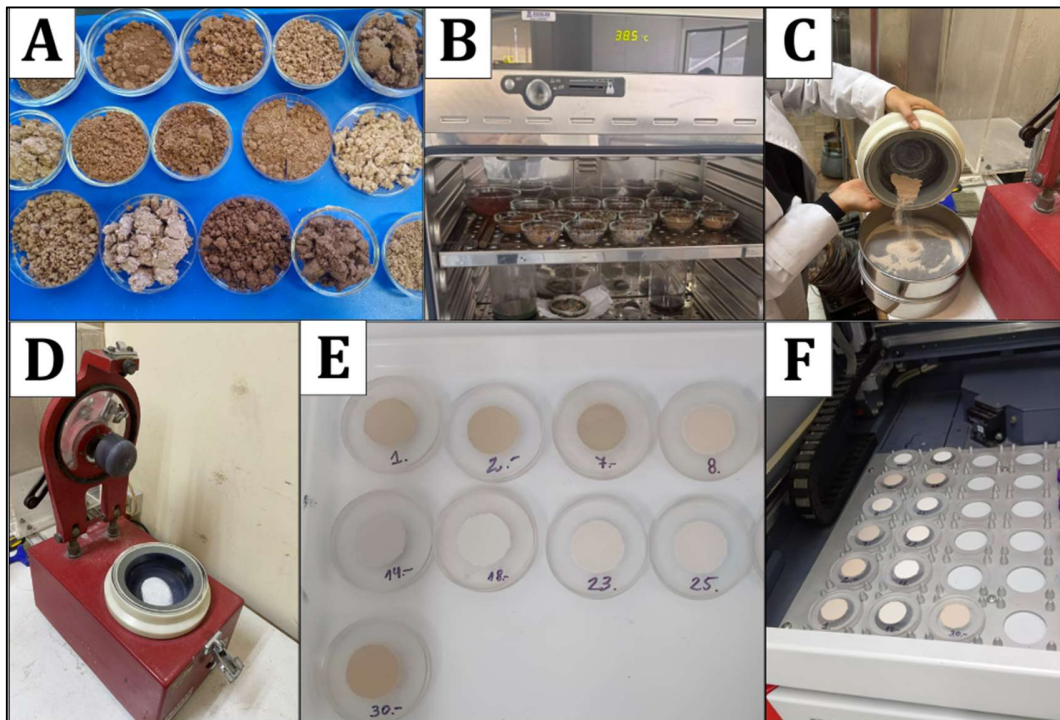


Figura 16. Proceso de preparación de muestras para análisis en DRX enfocado en el d (060).
 A) Preparación de 50 gr. por muestra. B) Secado de muestras en horno. C) Tamizaje de muestras. D) Proceso de pulverizar muestras mediante mortero automático. E) Montaje de muestras. F) Lectura de muestras en equipo de DRX.

Una vez obtenidos los 10 g por muestra, las 15 muestras fueron montadas en portamuestras especializados para el equipo de DRX. El montaje consistió en tomar la muestra pulverizada y tamizada, y aplicarla uniformemente en el portamuestra (Figura 16E), asegurándose de que toda la abertura estuviera completamente llena. Finalmente, las muestras montadas fueron analizadas en el equipo de DRX (Figura 16F).

Por último, los difractogramas obtenidos (Anexo) fueron agrupados según su similitud entre las muestras, lo que dio como resultado cuatro difractogramas que agrupaban entre 3 y 4 muestras cada uno, tal y como se ejemplifica en la Figura 17.

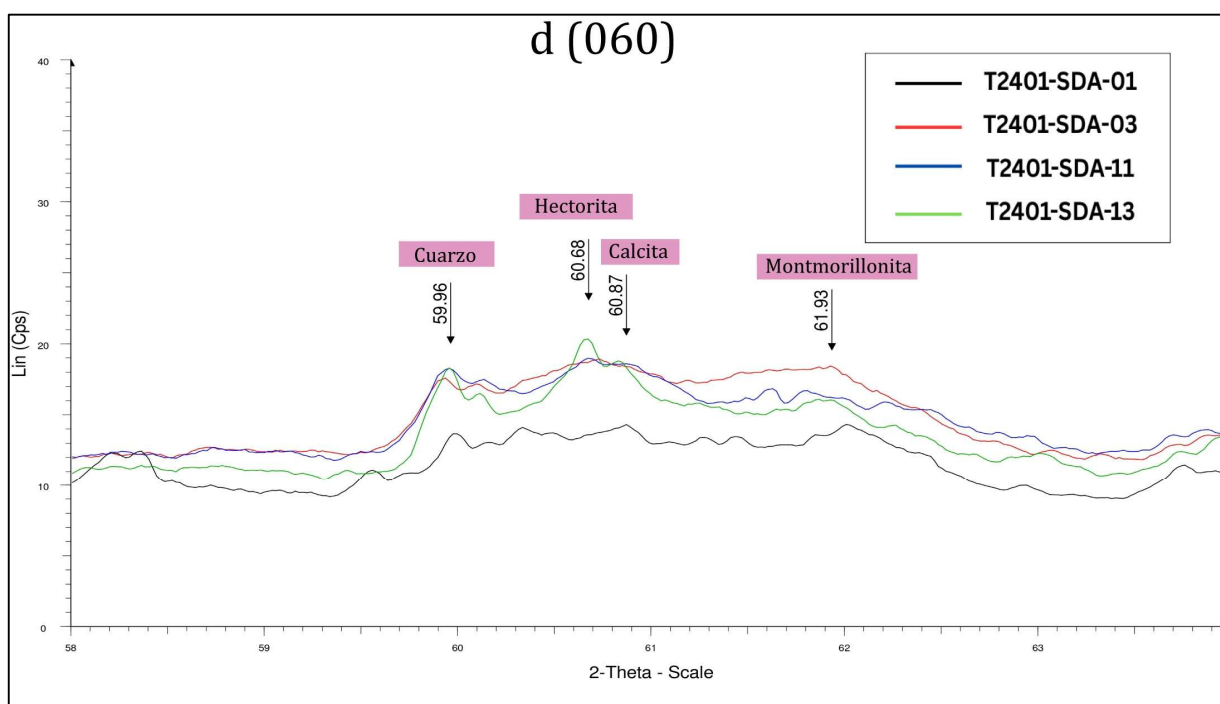


Figura 17. Difractograma de análisis en d (060). Corresponde a las muestras T2401-SDA-01, T2401-SDA-03, T2401-SDA-11 Y T2401-SDA-13.

4.7. ESPECTROSCOPIA DE EMISIÓN ÓPTICA DE PLASMA ACOPLADO INDUCTIVAMENTE (ICP-OES)

El análisis de concentración de litio en las muestras seleccionadas se realizó utilizando Espectroscopía de Emisión Óptica con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-OES). La selección de las 5 muestras para este análisis se basó en los resultados obtenidos del análisis de Difracción de Rayos X (DRX), específicamente en el *peak* d (060), donde se identificaron esmectitas, incluyendo hectorita (esmectita rica en litio).

Las muestras seleccionadas fueron: 3 con alta presencia de hectorita, 1 sin hectorita, y 1 sin esmectita en absoluto, con el objetivo de estudiar cómo variaba la concentración de litio en función de la presencia de este mineral.

4.7.1. Preparación de muestras

Para las 5 muestras seleccionadas, se siguió el mismo proceso de preparación que para el análisis de DRX. Se tomó un mínimo de 50 g de cada muestra, que luego fue secada en un horno a 40°C durante 48 horas para asegurar que estuvieran completamente secas. Después de este proceso, las

muestras fueron pulverizadas utilizando un molino de mortero automático Fritsch Pulverisette modelo 02-102 (Figura 16D) hasta obtener una muestra homogénea con un tamaño de partícula adecuado. Posteriormente, las muestras pulverizadas fueron tamizadas a través de una malla 230 (63 micrones), obteniendo al menos 10 g de cada muestra para el análisis.

4.7.2. Digestión ácida

Para la determinación del contenido de litio en las muestras, se utilizó el proceso de digestión ácida, que es un método común para la preparación de muestras sólidas para análisis de ICP-OES. En primer lugar, se pesaron 0,5 g de cada muestra pulverizada y se colocaron en un vaso de precipitados. Se añadió una mezcla de ácido nítrico (HNO_3), con el fin de disolver las matrices minerales y liberar el litio contenido en las muestras.

El vaso de precipitados con las muestras y los ácidos se calentó a temperaturas moderadas (aproximadamente 100°C) durante un tiempo de 2 horas, bajo una campana extractora para evitar la inhalación de vapores tóxicos. Después de la digestión, se dejó enfriar la mezcla y se filtró para eliminar cualquier residuo insoluble. Posteriormente, la solución filtrada se diluyó con agua desionizada hasta un volumen final de 50 mL, lo que permitió llevar las muestras a un volumen adecuado para la lectura en el ICP-OES.

4.7.3. Análisis de ICP-OES

Las soluciones obtenidas de la digestión ácida fueron analizadas utilizando el ICP-OES. Este instrumento mide la intensidad de la luz emitida por los iones de litio en el plasma, lo que permite determinar su concentración. Las concentraciones de litio fueron reportadas en mg/kg, y los valores obtenidos fueron comparados con las muestras estándar de calibración para garantizar la exactitud del análisis.

4.7.4. Interpretación de resultados

Los resultados obtenidos permitieron evaluar la variabilidad en la concentración de litio en función de la presencia de hectorita.

Estos resultados, se estudian para generar diagramas, mapas de distribución y tablas que permitan correlacionar la composición mineralógica con las características del salar.

Este enfoque metodológico asegura la recolección y análisis representativo de los sedimentos, permitiendo identificar las relaciones entre las arcillas presentes y su capacidad de acumular litio en estos entornos.

5. RESULTADOS

En este apartado se presentan los resultados obtenidos a partir de los distintos análisis realizados a las muestras de sedimentos finos recolectadas en la zona marginal del salar de Atacama. Los estudios se centraron en la caracterización mineralógica de arcillas mediante Difracción de Rayos X (DRX) en orientaciones especiales, complementados con análisis específicos del plano d (060) para la identificación de variedades de esmectita. Además, se realizó un análisis químico de concentración de litio mediante ICP-OES en muestras seleccionadas en función de su contenido mineralógico. Los resultados se organizan de acuerdo con las técnicas aplicadas, con el objetivo de establecer asociaciones entre la mineralogía de arcillas y la presencia de litio en el sistema sedimentario del salar

5.1. DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX) EN ARCILLAS

Se realizaron pruebas de Difracción de Rayos X (DRX) a un total de 17 muestras de sedimentos finos. Estas muestras fueron analizadas para identificar las fases minerales, dando como resultado 17 difractogramas correspondientes a cada una de las muestras en estudio.

El primer difractograma representativo se presenta en la Figura 15, mientras que el resto de los difractogramas han sido incluidos en el Anexo para su revisión complementaria.

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos, se identificaron como principales minerales de arcilla en las 17 muestras analizadas, la illita, esmectita, caolinita y yeso (sulfato de calcio). La variabilidad mineralógica se refleja en la presencia de distintos patrones en los difractogramas, que incluyen: muestras compuestas exclusivamente por illita (Figura 18A), por esmectita (Figura 18B), por una mezcla de illita y esmectita (Figura 18C), y casos en que también se identificó caolinita junto a las anteriores (Figura 18D).

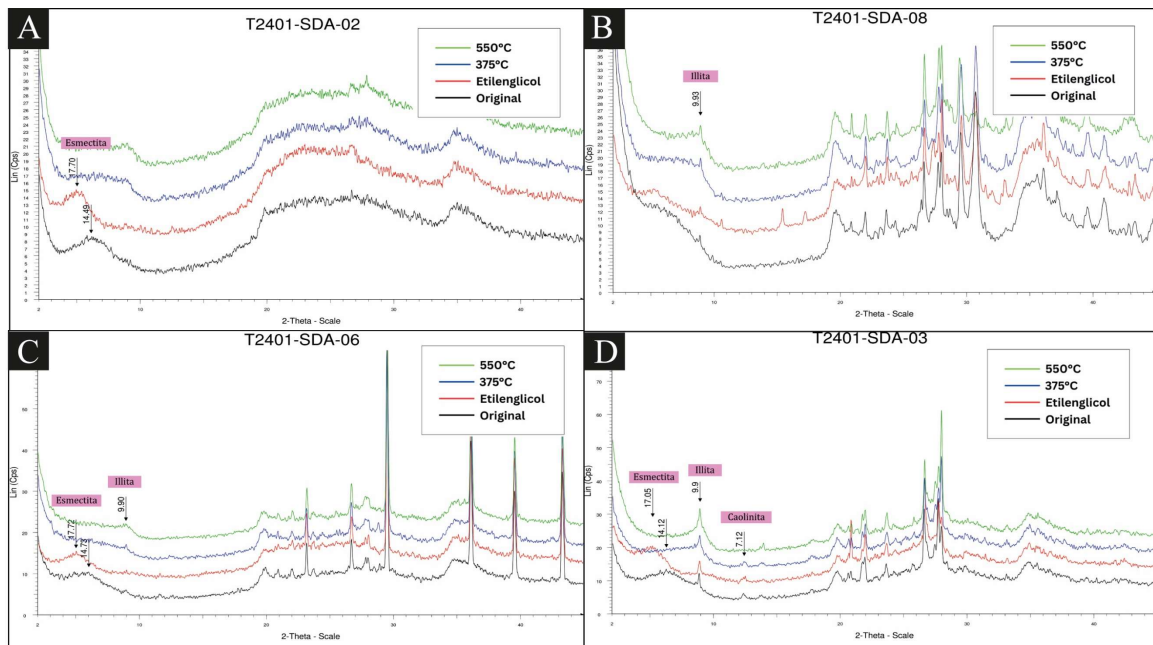


Figura 18. Variaciones en los diferentes tipos de difractogramas presente en las muestras de la zona marginal del Salar de Atacama. A) Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-02 con esmectita como tipo de arcilla predominante. B) Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-08 con illita como tipo de arcilla predominante. C) Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-06 con esmectita – illita como tipos de arcilla predominante. D) Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-03 con esmectita – illita y caolinita como tipos de arcilla predominante.

En conclusión, dentro de la zona marginal del Salar de Atacama se identificaron difractogramas que muestran tres patrones principales en cuanto a la presencia de minerales arcillosos:

1. Muestras con una sola arcilla, ya sea esmectita o illita.
2. Combinaciones de illita con esmectita.
3. Presencia simultánea de las tres arcillas principales: esmectita, illita y caolinita.

Por otro lado, también se observaron variaciones en la presencia de minerales evaporíticos, destacando combinaciones como:

1. Esmectita con yeso (Figura 19A).
2. Esmectita – illita con yeso (Figura 19B).
3. Esmectita – illita – caolinita con yeso (Figura 19C).
4. Esmectita – illita con calcita (Figura 19D).

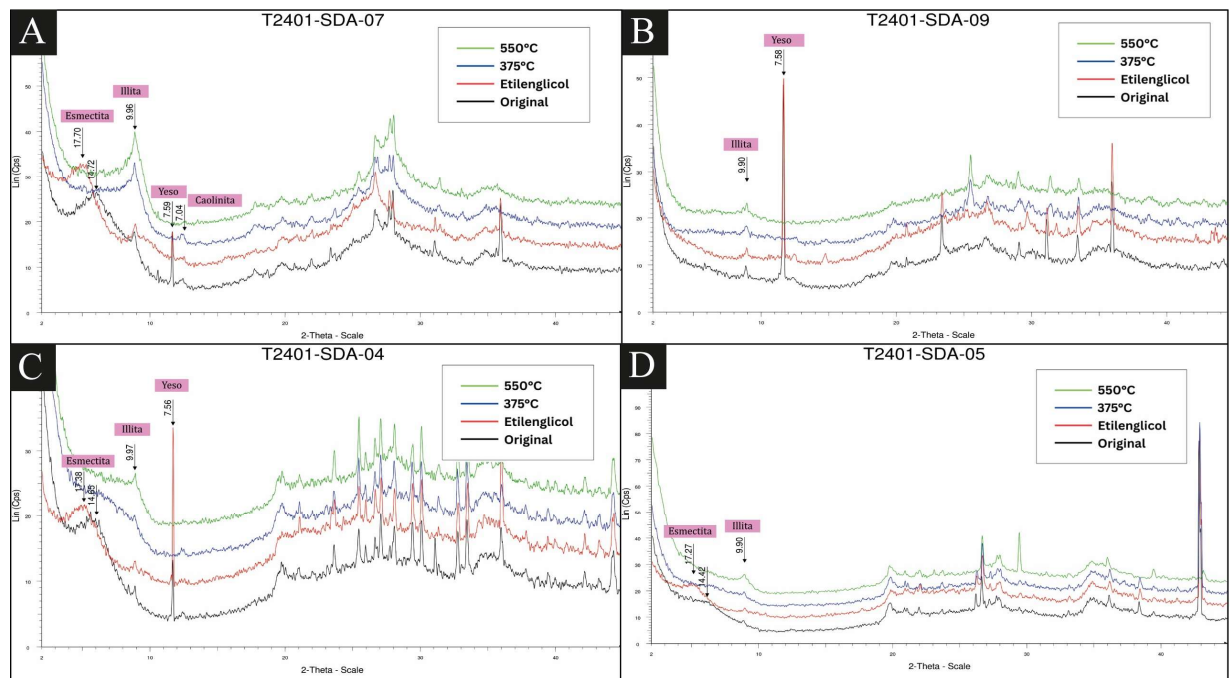


Figura 19. Variaciones en el tipo de evaporita presente en los difractogramas respectivos a cada muestra. A) Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-07 con los tres tipos de arcilla predominantes y yeso como evaporita principal. B) Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-09 con illita como arcilla principal y yeso como evaporita. C) Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-04 con dos tipos de arcilla predominantes: esmeclita e illita, y yeso como evaporita principal. D) Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-05 con dos tipos de arcilla predominantes: esmeclita e illita, y calcita como evaporita principal.

Para obtener una visión general de la abundancia relativa de los minerales identificados en las muestras, se elaboró un gráfico de torta sobre la distribución porcentual basado en la frecuencia de aparición de cada fase mineral arcillosa y evaporítica (yeso). Según lo representado en la Figura 20, se observa una predominancia de illita (37,2%), seguida de esmeclita (32,6%), mientras que la caolinita (20,9%) y el yeso (9,3%) se presentan en menor proporción..

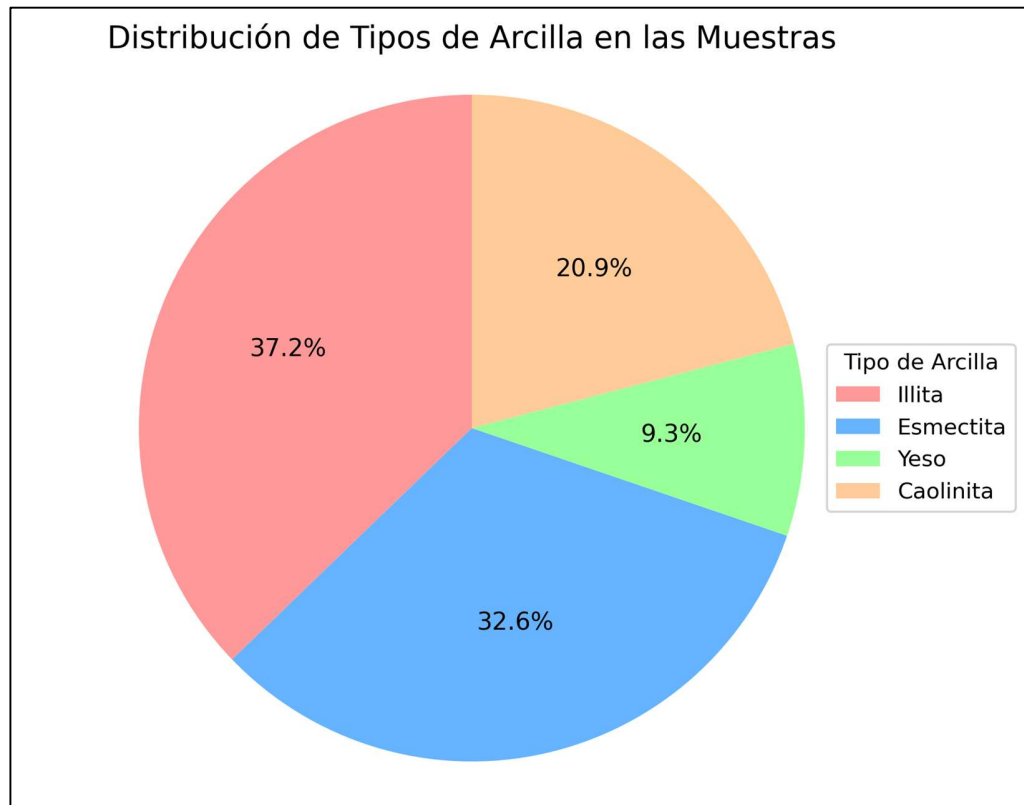


Figura 20. Diagrama circular sobre la distribución de los tipos de arcilla en las muestras.

Para complementar el análisis porcentual general, se elaboró el Figura 21, un gráfico de barras apiladas que permite visualizar en detalle la distribución mineralógica individual de cada una de las 17 muestras analizadas. Este tipo de representación facilita no solo identificar qué tipos de arcilla están presentes en cada muestra, sino también comparar las proporciones relativas entre ellas.

Se observa una alta frecuencia de illita (con presencia 16 muestras) y esmeclita, presentes en 14 de las 17 muestras, lo que confirma su papel como arcillas dominantes dentro de la mineralogía de la zona marginal del Salar de Atacama. Por su parte, la caolinita se identifica en 9 muestras, reflejando una distribución más acotada. Por otro lado, el yeso, de origen evaporítico, se presenta en 4 muestras, aunque no se descarta su presencia en el resto de muestras en un tamaño mayor a 2 μm . La variabilidad en la composición mineral entre las distintas muestras, algunas con presencia de todos los minerales mencionados y otras con uno o dos componentes, muestra la heterogeneidad mineralógica de la zona.

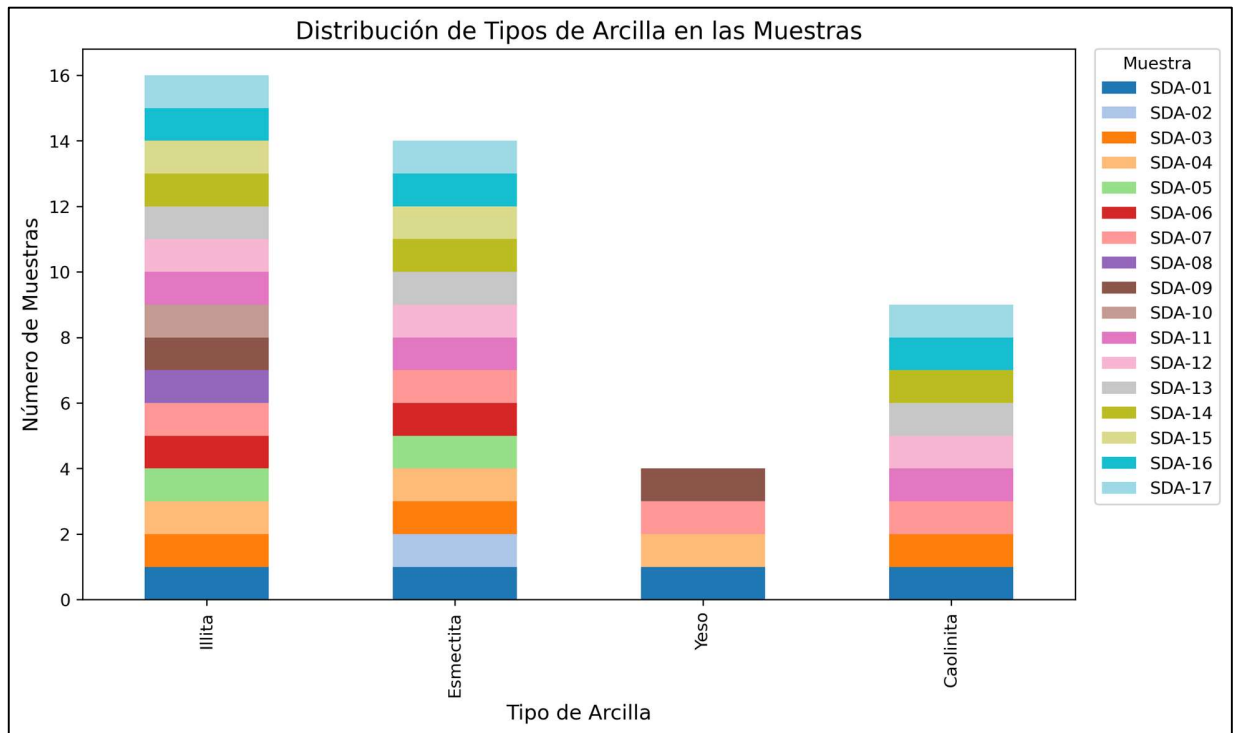


Figura 21. Gráfico de barras sobre la distribución de tipos de arcilla en la muestra, con cada muestra a detalle.

Los resultados de DRX mostraron que 14 de las 17 muestras contenían esmeclita, lo que permitió realizar un análisis adicional centrado en el $d(060)$, para clasificar y diferenciar las variedades de esmeclita presentes.

5.1.1. Análisis de muestras con esmeclita

Dentro de las 17 muestras estudiadas se encontraron 14 con presencia de esmeclita, a aquellas se les realizó un segundo análisis enfocado en el $d(060)$, un *peak* característico que permite una mejor identificación de los minerales dentro del grupo de las esmeclitas. A las esmeclitas, en el contexto del Salar de Atacama, se considera posible la presencia de varias especies de este grupo, tales como montmorillonita, nontronita y especialmente hectorita, una esmeclita de magnesio y litio cuya identificación se vuelve relevante por su rol como portadora de litio. La diferenciación entre estas fases no siempre es evidente mediante DRX convencional, sin embargo, el análisis en el plano $d(060)$ permite reconocer diferentes tipos de esta arcilla.

Los resultados de este análisis fueron agrupados según similitud en 4 difractogramas con los resultados de 3-4 muestras en cada uno, tal y como se muestra en la Figura 17 (difractogramas

restantes en el Anexo). Cada grupo representó una variedad de esmectita que varió en sus características; y mediante este análisis fue posible la identificación de las esmectitas: hectorita y montmorillonita.

Por otro lado, se considera la posibilidad de identificar nontronita, una esmectita de hierro, aunque no es posible confirmar su presencia debido a la interferencia de su *peak* a 60.9° en el plano (060), que se superpone con el *peak* de la calcita.

5.1.2. Comparación con muestra sin arcilla para la identificación de hectorita

Con el objetivo de confirmar la presencia de hectorita en las muestras del Salar de Atacama y validar la efectividad del enfoque mediante DRX dirigido al plano (060), se realizó un análisis adicional de roca total para algunas muestras. Esta estrategia se implementó ante la observación de posibles ambigüedades en la asignación de *peaks* en el rango de $2\theta \approx 60.5^\circ$ - 61° , donde se esperaría encontrar la señal característica de la hectorita.

En el primer difractograma (Figura 22A), correspondiente a una muestra con alto contenido de arcilla del salar, se observa un *peak* amplio centrado en aproximadamente 60.9° , que podría atribuirse tanto a la señal (060) de la nontronita, como a la presencia de calcita, ya que esta última también presenta un *peak* intenso en ese mismo rango. Esta superposición dificulta la identificación directa del mineral hectorita mediante una sola señal, por lo que se procedió a una comparación cualitativa con un difractograma de roca total correspondiente a una muestra con bajo contenido de arcilla (Figura 22B).

El difractograma de la muestra pobre en arcillas muestra un *peak* más estrecho y definido en el rango de 60.9° , correspondiente a calcita, sin indicios adicionales de expansión ni asimetría. En cambio, la muestra rica en arcillas presenta un *peak* considerablemente más ancho que comienza antes del valor típico de la calcita ($\approx 60.5^\circ$) y se extiende más allá del máximo esperado, lo que sugiere la superposición de más de una fase cristalina. Este cambio en la forma del *peak* puede interpretarse como una mezcla de señales: la componente más delgada correspondería a la calcita, mientras que la ensanchada y desplazada levemente hacia valores menores de 2θ podría atribuirse

a la presencia de hectorita, cuya señal en el plano (060) se espera en torno a 60.5° - 60.6° , dependiendo de su grado de hidratación y sustituciones estructurales.

De esta forma, la comparación directa entre ambas muestras permitió inferir cualitativamente que la muestra rica en arcillas posee hectorita en coexistencia con calcita, a pesar de la interferencia entre los *peaks*.

Mediante este procedimiento cualitativo, y analizando los difractogramas realizados mediante la técnica de $d(060)$, se logró concluir que efectivamente hay presencia de hectorita en las muestras de Salar de Atacama. A continuación se presenta en la Tabla 1 un resumen con los hallazgos brindados por la técnica de análisis de DRX enfocado en el $d(060)$:

Tabla 1. Tabla resumen con los tipos de esmectita. Brindados por la técnica de análisis de $d(060)$.

MUESTRA	TIPO ESMECTITA
T2401-SDA-01	Montmorillonita
T2401-SDA-02	Hectorita
T2401-SDA-03	Hectorita, Montmorillonita
T2401-SDA-04	Hectorita
T2401-SDA-05	Hectorita, Montmorillonita
T2401-SDA-06	Hectorita
T2401-SDA-07	Hectorita
T2401-SDA-08	Sin esmectita
T2401-SDA-09	Sin esmectita
T2401-SDA-10	-
T2401-SDA-11	Hectorita
T2401-SDA-12	-
T2401-SDA-13	Hectorita, Montmorillonita
T2401-SDA-14	Hectorita
T2401-SDA-15	Hectorita
T2401-SDA-16	Hectorita
T2401-SDA-17	Hectorita, Montmorillonita

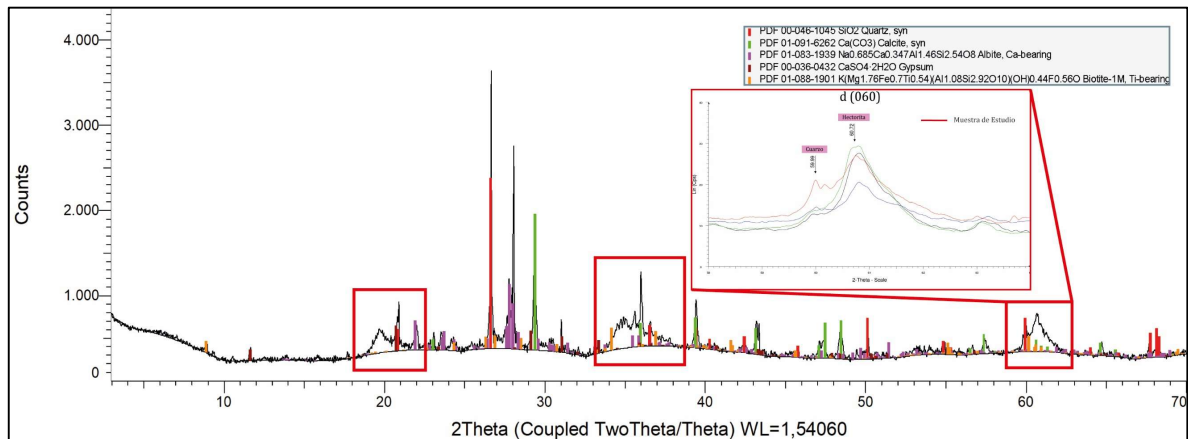


Figura 22A. Difractograma de roca total correspondiente a la muestra SDA-16.

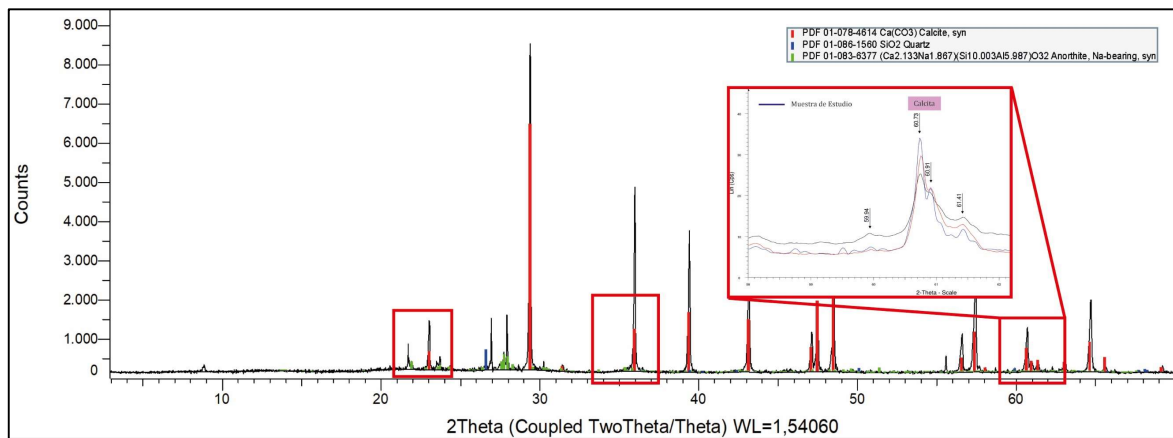


Figura 22B. Difractograma de roca total correspondiente a una muestra de sedimento en un salar bajo en arcillas.

5.2. ANÁLISIS DE CONCENTRACIÓN DE LITIO (ICP-OES)

5.2.1. Selección de muestras mediante la correlación de esmectita y hectorita

Para el estudio de la concentración de litio se seleccionaron 3 muestras con hectorita, 1 muestra sin hectorita y 1 muestra sin esmectita en absoluto, para analizar cómo la presencia de hectorita puede afectar la concentración de litio.

Para la selección de muestras, se tuvo en cuenta el rango de las esmectitas ($16.8\text{\AA}$ – $17.8\text{\AA}$), y su interdigitación con el rango de la hectorita ($1.524\text{\AA}$ – $1.530\text{\AA}$), este análisis es observable en la Figura 23, en la cual el campo brindado por la interdigitación de ambos rangos daría lugar a muestras con presencia de hectorita, y posibles muestras candidatas para un análisis de

concentración de litio. Teniendo en cuenta esta técnica, las muestras con hectorita escogidas fueron las siguientes: T2401-SDA-12, T2401-SDA-14, y T2401-SDA-17.

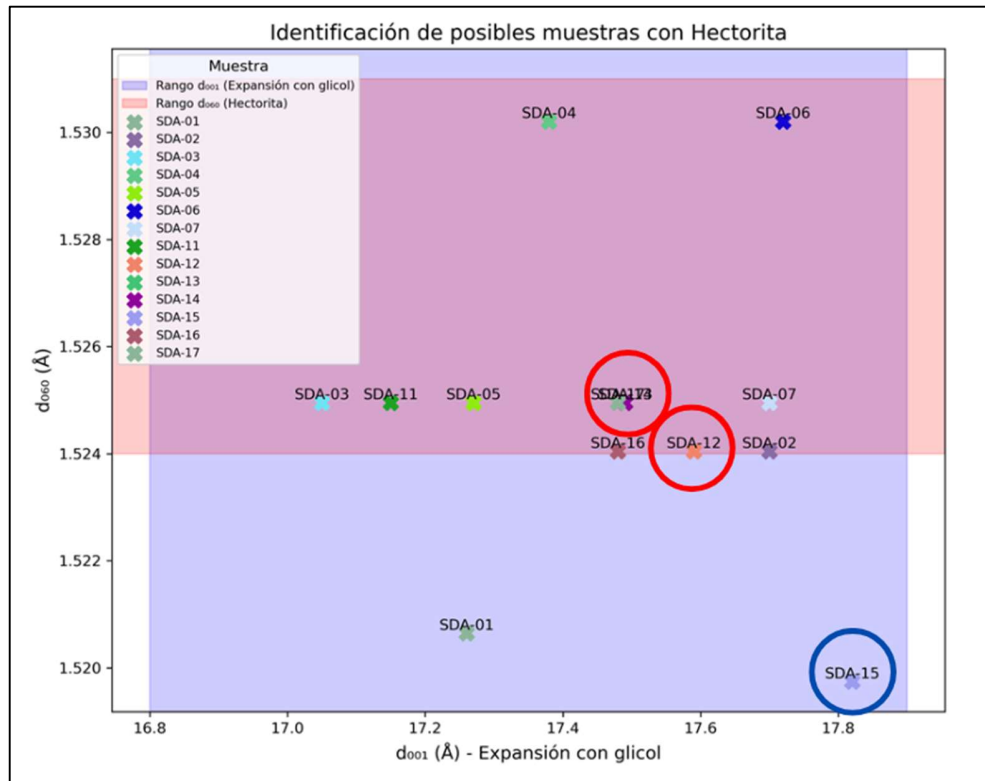


Figura 23. Diagrama para la identificación de muestras con hectorita, para el análisis de concentración de litio mediante ICP-OES. Muestras con hectorita escogidas son T2401-SDA-12, T2401-SDA-14, y T2401-SDA-17, encerradas con un círculo rojo. Muestra sin hectorita escogida fue la muestra T2401-SDA-15 encerrada en un círculo azul. Y muestra sin esmectita escogida se encuentra fuera del rango de este gráfico y corresponde a la muestra T2401-SDA-09.

Por otro lado, se escogió una muestra sin hectorita, es decir, que estuviera dentro del rango de las esmectitas, pero fuera del rango de la hectorita, dando como resultado la elección de la muestra: T2401-SDA-15.

Por último, se escogió una muestra sin esmectita en absoluto, la cual fue tomada del grupo que quedó fuera de ambos rangos, y por ende fuera de gráfico, esta corresponde a la muestra: T2401-SDA-09.

5.2.2. Resultados de concentración de litio mediante ICP-OES

Se le realizaron pruebas de ICP-OES a las 5 muestras seleccionadas para determinar la concentración de litio. Las muestras fueron elegidas según su contenido en hectorita (esmectita del litio), el cual fue determinado a partir de las pruebas de DRX, dando como resultado las siguientes concentraciones (Tabla 2):

Tabla 2. Resultados correspondientes a las concentraciones de litio en las muestras seleccionadas del Salar de Atacama.

Muestra	Li (mg/Kg)	Razón
SDA-09	653	Sin Esmectita
SDA-15	574	Sin Hectorita
SDA-12	637	Con Hectorita
SDA-14	860	Con Hectorita
SDA-17	537	Con Hectorita

5.2.3. Comparación de litio entre muestras

Se evaluaron las concentraciones de litio mediante ICP-OES para cinco muestras seleccionadas, agrupándolas según la presencia o ausencia de esmectita y hectorita, tal como se muestra en la Figura 24. Los resultados revelan que no existe una tendencia lineal o exclusiva entre la presencia de estos minerales y el contenido de litio.

Las muestras identificadas con hectorita exhibieron una dispersión importante en sus concentraciones, registrando tanto el valor más alto (T2401-SDA-14, con 860 mg/kg) como el más bajo (T2401-SDA-17, con 537 mg/kg). Por otro lado, la muestra sin presencia de esmectita (T2401-SDA-09) presentó una concentración intermedia (653 mg/kg). Asimismo, la muestra T2401-SDA-15, inicialmente atribuida a nontronita, aunque posteriormente se descartó por superposición con un *peak* de calcita, mostró una concentración de 574 mg/kg.

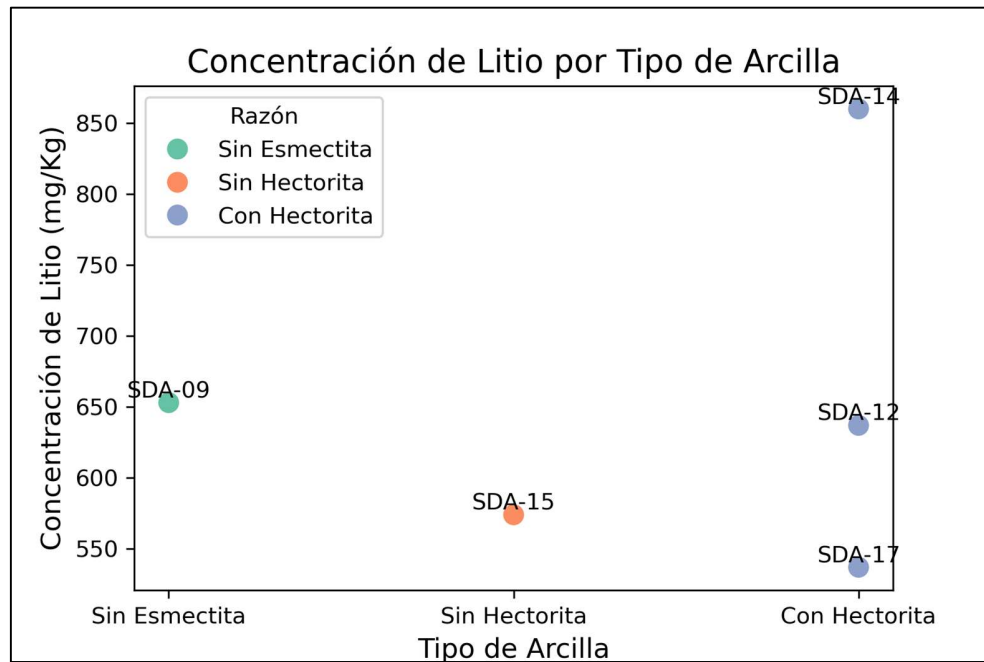


Figura 24. Distribución de la concentración de litio según tipo de arcilla.

5.3. RESUMEN DE LOS RESULTADOS

Los resultados obtenidos permitieron caracterizar la composición mineralógica de los sedimentos finos en la zona marginal del Salar de Atacama. A continuación se presenta un resumen de los principales hallazgos obtenidos en las diferentes pruebas realizadas:

- El análisis mediante DRX, complementado con tratamientos térmicos y con etilenglicol, permitieron reconocer agrupamientos según el tipo de arcilla. destacando la presencia predominante de arcillas del tipo illita y esmeclita, seguidas por caolinita y yeso.
- En particular, el enfoque sobre el plano d (060) permitió identificar variaciones en los tipos de esmeclitas, sugiriendo la posible presencia de hectorita en ciertas muestras.
- El análisis químico mediante ICP-OES reveló una gran concentración de litio en las muestras con hectorita, aunque también se detectaron contenidos significativos de litio en muestras sin esta fase, lo que sugiere un comportamiento más complejo en los mecanismos de retención o acumulación de litio.

Estos hallazgos pueden contribuir al entendimiento de la distribución mineralógica de los sedimentos arcillosos en ambientes salinos marginales del Salar de Atacama, y se resumen en la Tabla 3:

Tabla 3. Resumen de resultados correspondientes a las muestras seleccionadas del Salar de Atacama.

Muestra	Minerales	Tipo Esmectita	Evaporitas	Li (mg/Kg)
T2401-SDA-01	Esmectita, Illita, Caolinita	Montmorillonita	Yeso	-
T2401-SDA-02	Esmectita.	Hectorita	-	-
T2401-SDA-03	Esmectita, Illita, Caolinita.	Hectorita, Montmorillonita	Calcita	-
T2401-SDA-04	Esmectita, Illita	Hectorita	Yeso	-
T2401-SDA-05	Esmectita, Illita.	Hectorita, Montmorillonita	Calcita	-
T2401-SDA-06	Esmectita, Illita.	Hectorita	Calcita	-
T2401-SDA-07	Esmectita, Illita, Caolinita	Hectorita	Yeso	-
T2401-SDA-08	Illita.	Sin esmectita	-	-
T2401-SDA-09	Illita	Sin esmectita	Yeso	653
T2401-SDA-10	Illita	-	Calcita, Yeso	-
T2401-SDA-11	Esmectita, Illita, Caolinita.	Hectorita	Calcita	-
T2401-SDA-12	Esmectita, Illita, Caolinita.	-	Calcita	637
T2401-SDA-13	Esmectita, Illita, Caolinita.	Hectorita, Montmorillonita	Calcita	-
T2401-SDA-14	Esmectita, Illita, Caolinita.	Hectorita	Calcita	860
T2401-SDA-15	Esmectita, Illita.	Hectorita	Calcita	574
T2401-SDA-16	Esmectita, Illita, Caolinita.	Hectorita	Calcita	-
T2401-SDA-17	Esmectita, Illita, Caolinita.	Hectorita, Montmorillonita	Calcita	537

6. DISCUSIÓN

6.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS ARCILLAS EN EL SALAR DE ATACAMA

Considerando los resultados presentados en la Tabla 3, se realizó un mapa (Figura 25) para analizar la distribución espacial de la mineralogía fina en la zona marginal del Salar de Atacama, la cual fue dividida en tres subzonas principales (sur, centro y norte), según la distribución de las muestras, su mineralogía arcillosa y antecedentes geológicos e hidrogeológicos del Salar de Atacama. Esta subdivisión permite identificar variaciones en la presencia de arcillas y su posible relación con la concentración de litio, así como con factores estructurales y geológicos.

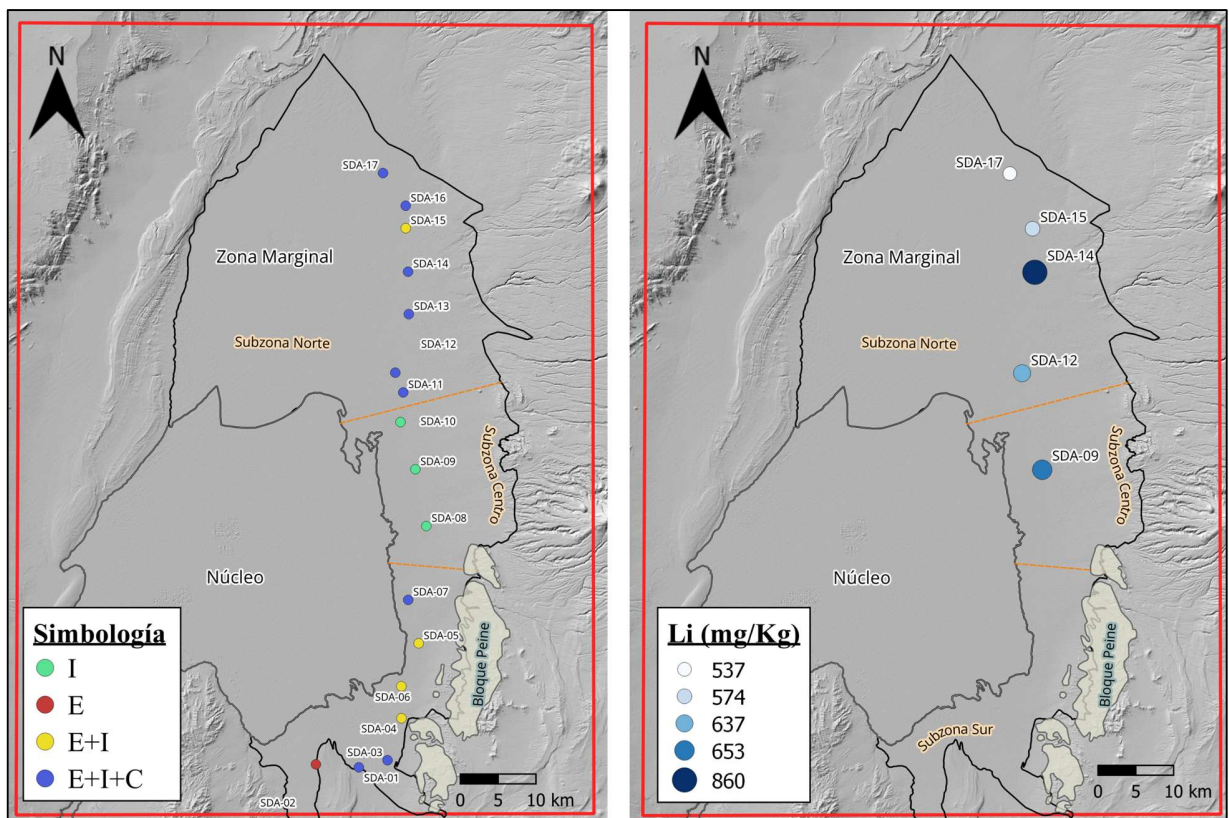


Figura 25. Distribución espacial de la mineralogía fina en la zona marginal del Salar de Atacama y las concentraciones de litio de muestras puntuales. I: Illita; E: Esmectita; C: Caolinita.

6.1.1. Caracterización de la Subzona Sur

La subzona sur definida en este estudio comprende siete muestras, distribuidas principalmente en áreas influenciadas por estructuras tectónicas activas. Tres de estas muestras presentan la

coexistencia de esmectita, illita y caolinita; otras tres contienen únicamente esmectita e illita; y una muestra solo evidencia la presencia de esmectita. Esta diversidad mineralógica sugiere un entorno con condiciones geológicas complejas que favorecen tanto la formación como la transformación de minerales arcillosos, como ha sido documentado en otros sistemas ricos en arcillas litiníferas, tales como el intracaldera de Thacker Pass (Benson *et al.*, 2023), donde la superposición de procesos hidrotermales, sedimentarios y diagenéticos ha generado una asociación variada de esmectitas, illitas y fases intermedias.

Según el modelo hidrogeológico de Marazuela *et al.* (2020), esta zona coincide espacialmente con la influencia directa del Sistema de Fallas del Salar (SFS), el cual se extiende desde el Cordón de Lila hacia la Cordillera de la Sal (Figura 7). Este sistema tectónico no solo ha condicionado el espesor de las unidades estratigráficas, sino que también ha generado permeabilidad preferencial que permite el ascenso de salmueras desde niveles profundos. Estas salmueras están enriquecidas en litio y magnesio, lo cual ha sido atribuido a procesos de remobilización de capas profundas ricas en arcillas y sales, activadas por circulación convectiva en el sistema de fallas (Marazuela *et al.*, 2020).

Además, estudios previos han documentado la presencia de una falla inversa de rumbo norte-sur en el Cordón de Lila, acompañada de fallas normales con rumbo nor-noroeste (Aron *et al.*, 2008). Este patrón de fallamiento sugiere una zona de alta deformación estructural, asociada a pulsos de actividad tectónica que probablemente han facilitado el transporte vertical de fluidos y modificado la hidrogeoquímica local (Ahumada, 2020).

En este contexto, la coexistencia de múltiples tipos de arcillas podría explicarse por una combinación de factores, tales como: meteorización de ignimbritas aledañas, flujos ascendentes ricos en Li y Mg (Marazuela *et al.*, 2020), permitiendo la formación de esmectitas ricas en tales elementos, además de favorecer una illitización. Además, la presencia simultánea de caolinita podría relacionarse a condiciones locales de meteorización química intensa, donde la disolución de feldespatos y la lixiviación de elementos favorecen su formación (Nzeukou *et al.*, 2024).

Por otro lado, se puede observar en la Subzona Sur que seis muestras presentan hectorita, las cuales responden a procesos de transformaciones mineralógicas, como la formación de este mineral a partir de esmectitas y salmueras ascendentes ricas en litio, descrita por Marazuela *et al.*, (2020).

Además de la variabilidad en minerales arcillosos, las muestras de esta subzona presentan también minerales evaporíticos como yeso y calcita. Según Álvarez-Amado *et al.* (2022), esta condición responde a la proximidad con el denominado Bloque Peine, un bloque de basamento compuesto por rocas estratificadas del Pérmico-Triásico (Breitkreuz, 1995) la cual se caracteriza por su topografía elevada y baja permeabilidad, actuando como una barrera estructural que desvía el flujo subterráneo tanto hacia el norte como hacia el sur del salar. En esta subzona se registran las mayores tasas de evaporación del sistema (5,84 mm/día) (Marazuela *et al.*, 2020), lo cual favorece la precipitación de sales. Si bien en este sector se ha propuesto que las concentraciones de litio están asociadas principalmente a minerales evaporíticos, los resultados obtenidos en este estudio evidencian también una significativa variabilidad en el tipo de arcillas, incluyendo la presencia confirmada de hectorita (Figura 26).

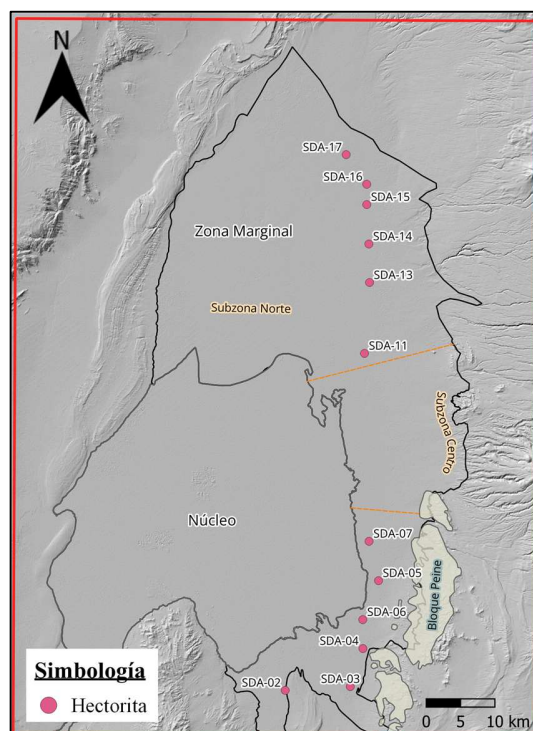


Figura 26. Distribución espacial de muestras con hectorita.

Esto sugiere que una fracción del litio en esta subzona también se encuentra asociada a sedimentos arcillosos, reforzando la idea de una combinación de mecanismos de fijación y acumulación de litio en el entorno marginal del salar.

6.1.2. Caracterización de la Subzona Centro

La Subzona Centro, ubicada en el sector medio de la zona marginal del Salar de Atacama, se compone de tres muestras que presentan exclusivamente illita como mineral arcilloso dominante, de los cuales una de ellas presentó un alto contenido de Li (653 mg/Kg). Esta distribución contrasta con las subzonas norte y sur, donde se observa una mayor variedad mineralógica.

Una posible explicación para esta predominancia de illita radica en la influencia del flujo subterráneo ascendente en esta porción del salar. Según Marazuela *et al.* (2020), y la figura 27, el flujo subterráneo profundo en la cuenca converge precisamente hacia esta Subzona Centro de la zona marginal, generando un entorno con constante renovación de agua subterránea.

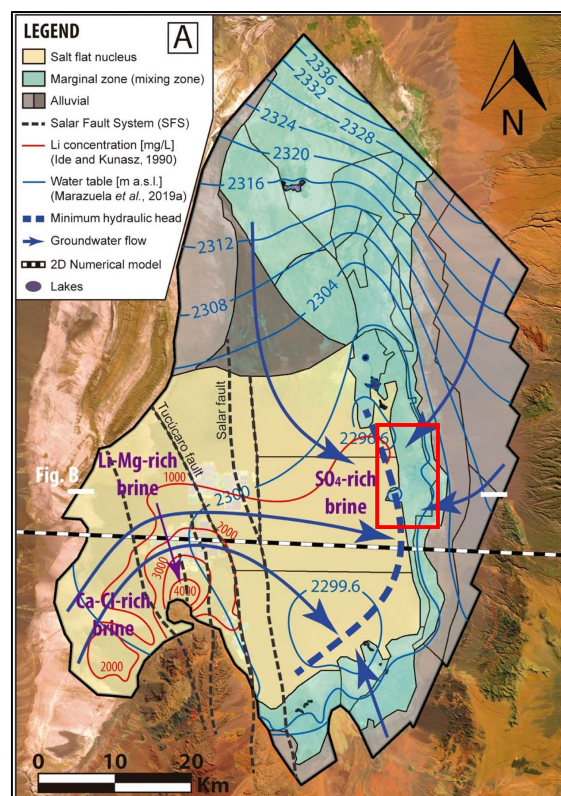


Figura 27. Marco hidrogeoquímico del Salar de Atacama. Subzona Central delimitada por cuadro rojo. Modificado de Marazuela *et al.*, (2020).

Este flujo podría facilitar la meteorización continua de sedimentos originalmente ricos en esmectita, promoviendo su transformación hacia fases más estables como la illita.

Diversos estudios han demostrado que el proceso de illitización puede ser favorecido en ambientes donde existe un suministro sostenido de agua meteórica o subterránea con suficiente contenido de potasio y bajo contenido salino, además de condiciones de pH y tiempo adecuados.

Aunque el estudio de McKinley *et al.* (2002) se centra en ambientes de diagénesis en areniscas, los factores que señalan como determinantes para la illitización, como la disponibilidad de K^+ y el flujo de agua (Figura 28), podrían estar replicándose parcialmente en esta subzona del Salar de Atacama.

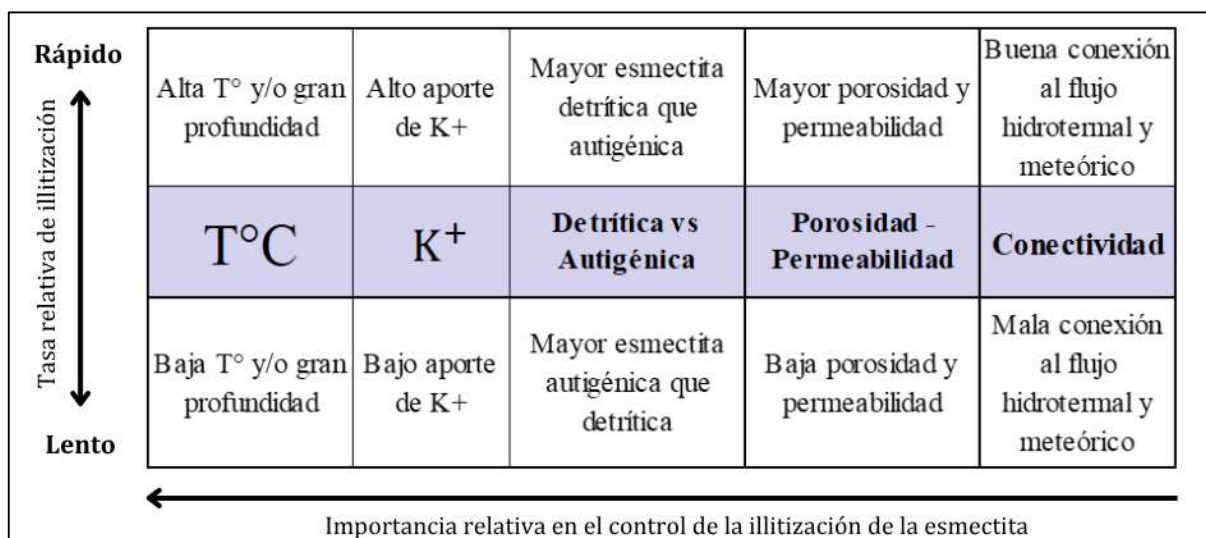


Figura 28. Síntesis general de los factores que controlan la illitización de la esmectita. Basado en McKinley *et al.*, (2002).

6.1.3. Caracterización Subzona Norte

La Subzona Norte se caracteriza por una notable diversidad mineralógica, donde seis muestras presentan esmectita, illita y caolinita, y una de ellas esmectita e illita. Además, esta subzona presenta elevadas concentraciones de litio en los sedimentos, con valores que oscilan entre 537 y 860 mg/kg. De las siete muestras que componen esta subzona, seis presentan hectorita, lo que sugiere que una fracción significativa del litio se encuentra asociado a esta fase mineralógica. Sin embargo, esta asociación no es exclusiva: la muestra SDA-12, por ejemplo, no presenta evidencia

de hectorita, pero alcanza una concentración de litio de 637 mg/kg. Este resultado indica que deben existir otras fases o mecanismos implicados en la acumulación de litio en esta zona.

Esta subzona se superpone espacialmente con la “Subzona Norte” descrita por Álvarez-Amado *et al.* (2022), quienes destacan su proximidad a depósitos de ignimbritas y sedimentos volcánicos finos. Estos materiales no solo constituyen una fuente significativa de litio, sino que también funcionan como medios de adsorción y fijación en fases secundarias, como las arcillas. En su estudio, los autores proponen la presencia de hectorita como un importante reservorio de litio, lo que es confirmado en el presente trabajo. No obstante, los datos aquí obtenidos demuestran que la hectorita no es el único concentrador del elemento, ya que se identificaron muestras con altos contenidos de litio sin presencia detectable de dicha fase mineralógica.

Este hallazgo abre la posibilidad de que otros minerales arcillosos estén cumpliendo un rol relevante en la fijación del litio, lo cual será abordado en los apartados siguientes.

6.2. ROL DE LAS ARCILLAS EN ACUMULACIÓN DE LITIO

En el contexto de la acumulación de litio en el Salar de Atacama, la hectorita ha sido propuesta como uno de los principales concentradores de este elemento, debido al litio presente en su estructura cristalina y su capacidad de adsorberlo. Sin embargo, surge la pregunta: ¿es la hectorita el mayor concentrador de litio en la zona marginal del salar? Esta duda se plantea a partir de los resultados obtenidos en este estudio, donde se observa que, aunque la hectorita tiene un papel relevante en la acumulación de litio, otras fases minerales también podrían estar contribuyendo a la concentración del elemento en las muestras analizadas.

En primer lugar, las arcillas son conocidas por su capacidad para adsorber cationes, siendo las esmectitas el grupo más importante en ambientes salinos. Estas arcillas del tipo 2:1 tienen una estructura en capas, con espacios interlaminares entre ellas que permiten que entre agua y diferentes cationes, como sodio, potasio, magnesio y litio. Según Moore y Reynolds (1997), dentro del grupo de las esmectitas podemos encontrar variedades como la montmorillonita, la beidellita y la hectorita, que se diferencian entre sí principalmente por su composición y el tipo de intercambio de cationes que prefieren.

El estudio de Zhang *et al.* (2019) explica que la hectorita, es una especie de esmectita con estructura 2:1, formada por capas de sílice en forma de tetraedros y una hoja central octaédrica, donde el litio reemplaza parcialmente al magnesio. Esta sustitución crea una carga negativa que es compensada por cationes intercambiables, como el sodio, que se encuentran en los espacios entre las capas. Gracias a esta estructura, la hectorita puede intercambiar cationes de manera muy eficiente, lo que además le permite almacenar litio tanto en su red cristalina como en su superficie.

Según Christidis y Koutsopoulou (2013), la hectorita puede ser identificada mediante DRX por su comportamiento característico en el plano d (060), que permite distinguirla de otras esmectitas mediante análisis orientados y con tratamiento térmico. Su presencia se considera relevante por su capacidad para la acumulación de litio en sedimentos finos de varios ambientes evaporíticos y volcánicos.

Sin embargo, los resultados de este estudio muestran que, si bien se identificó la presencia de hectorita en varias muestras, confirmada a través de DRX en d(060) y su comportamiento frente al tratamiento con etilenglicol y calor, las mayores concentraciones de litio no están exclusivamente asociadas a esta fase mineralógica. Algunas muestras sin presencia detectable de hectorita ni siquiera de esmectitas, en la subzona centro, mostraron valores elevados de litio (653 mg/Kg), lo que sugiere que existen otros mecanismos y fases que podrían estar contribuyendo a su acumulación.

Entre las posibles alternativas a la hectorita como concentrador de litio se encuentra la illita, mineral que fue identificado en la mayoría de las muestras analizadas en este estudio. A pesar de tratarse de una arcilla no expansiva, su estructura tipo 2:1 contiene espacios interlaminares parcialmente ocupados por potasio (K^+), lo que genera una carga negativa residual en la lámina (Moore y Reynolds, 1997). Según Moore y Reynolds (1997), esta configuración no permite hidratación ni intercalación, es por ello que la illita presenta una capacidad de intercambio catiónico considerablemente menor que las esmectitas. Sin embargo, diversos estudios han documentado que en ambientes volcánicos meteorizados o en condiciones de alteración diagenética, puede ocurrir un proceso de illitización, en el cual esmectitas ricas en litio se transforman progresivamente en illita,

reteniendo parte del litio en su estructura octaédrica (Wilson, 1999). En este contexto, no se descarta que parte de la illita identificada en los sedimentos del Salar de Atacama pueda haberse originado por mecanismos similares, actuando como un posible portador secundario de litio, especialmente en muestras sin presencia de esmectita.

En conclusión, si bien la hectorita juega un rol importante en la fijación de litio en sedimentos marginales del Salar de Atacama, los resultados de este estudio demuestran que no es ni el único ni el principal concentrador de litio. La distribución del litio parece estar controlada por una combinación de factores mineralógicos, geoquímicos y ambientales que aún requieren ser explorados con mayor profundidad.

6.3. ILLITA Y OTROS MINERALES PORTADORES DE LITIO

Si bien la hectorita, una esmectita trioctaédrica, ha sido estudiada como posible huesped del litio en ambientes salinos y arcillosos, los resultados de este trabajo indican que su presencia no es condición necesaria ni exclusiva para explicar las altas concentraciones de litio en sedimentos del Salar de Atacama. Diversos estudios han demostrado que en contextos geológicos distintos, como pegmatitas graníticas, el litio se encuentra hospedado en minerales como la espodumena ($\text{LiAl}(\text{Si}_2\text{O}_6)$), la lepidolita ($\text{KLi}_{1.5}\text{Al}_{1.5}(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{F},\text{OH})_2$), la amblygonita ($\text{LiAl}(\text{PO}_4)(\text{F},\text{OH})$), la zinnwaldita, la petalita ($\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$), y la eucryptita (LiAlSiO_4) (Goodenough *et al.*, 2024). Aunque estos minerales no se han detectado directamente en los sedimentos del Salar de Atacama, la información mineralógica y geoquímica recopilada en este estudio sugiere que otros filosilicatos, como la illita, o caolinita podrían estar desempeñando un rol relevante en la incorporación estructural del litio.

La illita, arcilla de tipo dioctaédrico, ha sido identificada de forma recurrente en gran cantidad de muestras con altos niveles de litio en este estudio, incluso en muestras sin esmectita, una posible explicación a estas altas concentraciones de este elemento, es el fenómeno de illitización, un proceso común durante la diagénesis, la meteorización o la alteración hidrotermal. Durante la transición de esmectita a illita, el espacio interlamilar colapsa y se pierde gran parte de la capacidad de adsorción de cationes móviles, como el Li^+ . Sin embargo, si el litio estaba estructuralmente

incorporado en las capas octaédricas de la esmectita original, parte de éste, puede mantenerse fijado en la illita resultante (Williams y Hervig, 2005; Wilson, 1999).

En el estudio de Williams y Hervig (2005), mediante un experimento en condiciones diagenéticas demuestran que la transformación de esmectita a illita (illitización) puede dar lugar a fases ricas en litio, especialmente cuando se trata de cristales finos formados bajo condiciones cerradas y de alta temperatura ($\sim 300^\circ\text{C}$), y aunque estas condiciones no se replican en el ambiente superficial del Salar de Atacama, este estudio sugiere que durante la illitización, el litio puede ser incorporado estructuralmente en arcillas de tipo illita dentro de la capa octaédrica (Figura 29).

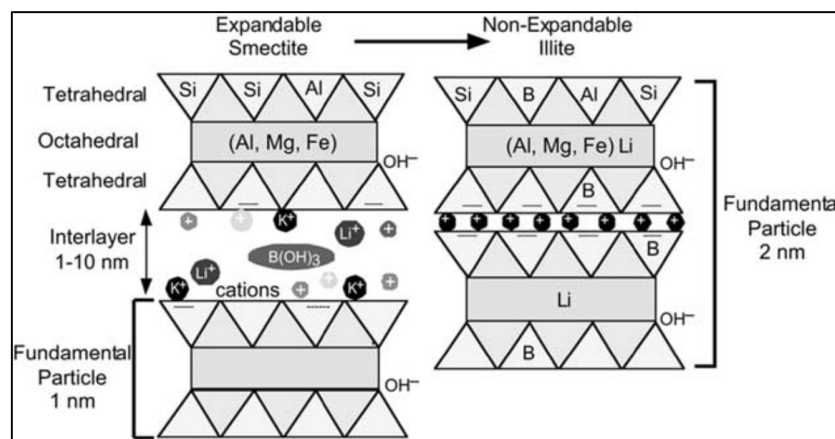


Figura 29. Sección transversal esquemática de esmectita e illita. Se exhiben los sitios cristalográficos que contienen Li y B. Los triángulos representan la capa tetraédrica; los rectángulos, la capa octaédrica. La capa intermedia expansible de esmectita está colapsada en la estructura de illita con K^+ . Extraído de Williams y Hervig, 2005.

Esto permite proponer que procesos de neoformación o transformación parcial de esmectitas en el salar podrían también estar participando en la fijación parcial de litio, especialmente en aquellas muestras donde la illita aparece como una fase dominante o en ausencia de esmectita.

Además, el estudio de Benson *et al.* (2023), en Thacker Pass reporta un enriquecimiento excepcional de litio en sedimentos dominados por illita, atribuido a una etapa secundaria de alteración hidrotermal que transforma esmectita en illita cargada de litio.

Ahora bien, aunque en el Salar de Atacama no se han encontrado evidencias claras de alteración hidrotermal intensa como en Thacker Pass, condiciones geomorfológicas particulares, como escurrimientos subterráneos, presencia de salmueras, procesos de meteorización, podrían favorecer procesos similares.

Aunque la illita surge como un posible mineral arcilloso portador de litio, especialmente como producto de transformación de esmectitas, no es el único mineral no expansible que podría cumplir este rol, ya que además de la presencia de esmectita e illita, hay un total de 21.4% de las muestras que contienen caolinita, por lo que se considera relevante analizar el rol de este mineral arcilloso en la concentración de litio.

A pesar de que, la capacidad de retener cationes de la caolinita no ha sido ampliamente estudiado, existen estudios recientes que han puesto en evidencia que incluso arcillas de estructura más compacta y no expansible como la caolinita pueden retener litio en sus superficies externas, aportando una nueva visión de como se comportan los elementos, como el litio en presencia de caolinita, en ambientes salinos como el del Salar de Atacama.

Desde un punto de vista estructural, la caolinita pertenece al grupo de arcillas 1:1, compuesta por una lámina tetraédrica de sílice unida a una lámina octaédrica de aluminio mediante enlaces de hidrógeno, lo que genera una estructura compacta y no expandible (Moore y Reynolds, 1997). Esta configuración implica que, a diferencia de las esmectitas como la hectorita, la caolinita no presenta espacios interlaminares accesibles para el intercambio catiónico, lo cual limita su capacidad de adsorción de iones como el litio.

En el estudio realizado por Li y Liu (2022), se evaluó la capacidad de adsorción de litio en dos tipos de arcillas: montmorillonita (esmectita) y caolinita. El experimento consistió en exponer ambas arcillas a soluciones con litio bajo diferentes condiciones de pH y concentración iónica, midiendo tanto la cantidad de litio adsorbido como el fraccionamiento isotópico. Sus resultados demostraron que, aunque la montmorillonita retiene mayores cantidades de litio debido a su estructura expandible y gran capacidad de intercambio catiónico, la caolinita también puede

adsorber litio de forma significativa, especialmente a través de complejos tipo “*inner-sphere*” en los bordes y superficies externas (Figura 30).

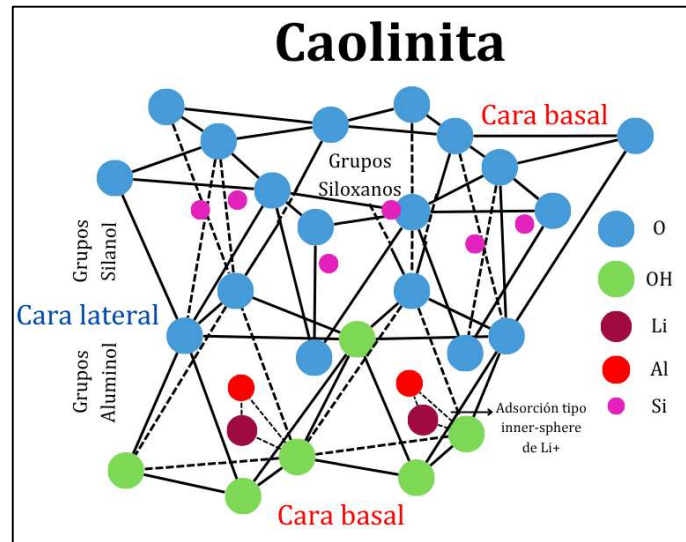


Figura 30. Representación esquemática de la estructura 1:1 de la caolinita. Se muestra la adsorción tipo *inner-sphere* de iones Li^+ en los bordes octaédricos, específicamente sobre grupos aluminol (Al-OH). Elaboración propia basado en Li y Liu, (2022).

Este tipo de adsorción, sugiere que incluso arcillas no expansibles como la caolinita pueden contribuir a la retención de litio. En el contexto del Salar de Atacama, donde se presentan muestras con altas concentraciones de litio, la presencia de caolinita, sumado a este mecanismo de adsorción podría explicar parte del contenido de litio observado, posicionando a la caolinita como un posible concentrador secundario.

Sumado a esto, un estudio experimental en China evidenció que el litio presente en arcillas caolínicas puede ser extraído eficientemente tras calcinación y lixiviación ácida, alcanzando tasas de recuperación cercanas al 81 % (Zhong *et al.*, 2024). Este proceso demostró que el litio no se encuentra formando parte de un mineral independiente, sino que está incorporado en la estructura superficial del mineral, lo cual refuerza la hipótesis de que el litio puede almacenarse en minerales distintos a las esmectitas, incluso en aquellos de estructura más compacta como la caolinita.

En conjunto, los antecedentes presentados en este apartado refuerzan la idea de que, si bien la hectorita puede asociarse a la acumulación de litio en ambientes salinos como el Salar de Atacama, no es la única fase mineralógica capaz de albergar este elemento. La presencia de illita, tanto como producto de transformación diagenética como por meteorización de rocas volcánicas, representa una vía alternativa de retención estructural de litio en arcillas no expansibles, así como también la caolinita, aunque limitada en su capacidad total de adsorción, ha demostrado ser capaz de fijar litio de forma estable en bordes y superficies.

Estos hallazgos permiten ampliar la interpretación mineralógica de los sedimentos del salar, indicando que la retención de litio puede estar distribuida en una diversidad de fases arcillosas. De acuerdo a esto, se concluye que comprender la complejidad de estos procesos es fundamental para una correcta caracterización de los mecanismos concentradores de litio en ambientes como el Salar de Atacama, donde múltiples factores, tanto mineralógicos como ambientales, contribuyen de forma conjunta al enriquecimiento observado.

6.4. CARACTERIZACIÓN DE FACTORES QUE AUMENTAN CONCENTRACIONES DE LITIO

6.4.1. Factores Geológicos

La configuración geológica del entorno del Salar de Atacama juega un rol clave en el enriquecimiento de litio, no solo como marco estructural, sino también como fuente activa de elementos móviles. La presencia predominante de unidades volcánicas e ignimbríticas del Mioceno-Plioceno alrededor de la cuenca, junto con su exposición prolongada a condiciones áridas, genera un escenario particularmente favorable para la liberación y acumulación de litio en los sedimentos. Depósitos volcanosedimentarios, ricos en materiales piroclásticos alterables y en minerales formados por retrabajo, representan potenciales reservorios de litio, tanto por adsorción en arcillas como por incorporación estructural en minerales secundarios. En este contexto, la interacción entre geología, clima y evolución superficial condiciona directamente la geoquímica del sistema, y permite plantear que la litología del entorno del salar es un factor geológico fundamental en la distribución y concentración del litio observado.

6.4.1.1. Rol de unidades geológicas en la acumulación de litio

En su revisión sobre depósitos volcanosedimentarios, Putzolu *et al.* (2025), destacan que este tipo de unidades geológicas representa una fuente emergente y subestimada de litio. Estos depósitos están constituidos por material piroclástico retrabajado, tobas, ignimbritas y arcillas generadas por meteorización o alteración hidrotermal de productos volcánicos. Una de sus principales ventajas es que pueden albergar litio tanto en minerales arcillosos de neoformación como en formas adsorbidas sobre partículas finas, lo que amplía las posibilidades de enriquecimiento más allá de la mera concentración evaporítica. Además, su génesis implica una estrecha asociación con ambientes volcánicos activos o recientes, en los cuales la circulación de fluidos calientes y la descomposición de vidrio volcánico liberan litio hacia el sistema sedimentario. Así, los depósitos volcanosedimentarios presentan un entorno favorable para la movilidad y posterior fijación del litio, especialmente cuando se conjugan con condiciones climáticas áridas que limitan la lixiviación.

Este modelo se relaciona directamente con el caso del Salar de Atacama, donde los bordes de la cuenca están dominados por extensos depósitos ignimbríticos y volcanosedimentarios del Mioceno-Plioceno, como se analiza en detalle en Álvarez-Amado *et al.* (2022). A través de estudios geoquímicos e isotópicos, los autores muestran que las ignimbritas aledañas al salar constituyen una fuente clave de litio en los sedimentos actuales, ya que liberan el elemento durante su meteorización química, siendo el promedio de 33 ppm de litio en las ignimbritas de la cordillera Occidental (Álvarez-Amado *et al.*, 2022). Además, el patrón de fraccionamiento isotópico observado en las salmueras sugiere una interacción prolongada entre los fluidos y estas rocas volcánicas, reforzando la idea de un aporte sostenido de litio desde materiales piroclásticos alterables. Esta evidencia es coherente con la presencia de sedimentos finos ricos en arcillas, donde el litio podría fijarse por adsorción o incorporación estructural en fases como esmectitas, illita o caolinita. Por lo tanto, la configuración geológica volcánica del área no sólo enmarca el sistema del salar, sino que constituye un factor fundamental en el suministro y mantenimiento del litio en los sedimentos marginales, como los estudiados en este trabajo.

6.4.1.2. Rol de la erosión y meteorización en la acumulación de litio

La meteorización química de rocas silicatadas ha sido identificada como un proceso clave en el fraccionamiento isotópico del litio y su eventual acumulación en suelos, arcillas y ambientes sedimentarios. En un estudio pionero, Pistiner y Henderson (2003) demostraron que durante la disolución parcial de minerales primarios y la adsorción sobre superficies minerales, como la gibbsita, el litio se fracciona isotópicamente, favoreciendo la retención del isótopo más ligero (^6Li) en los productos residuales del intemperismo. Este patrón se observa también en ambientes naturales, como los suelos de Hawái, donde el ^6Li se retiene en las fases sólidas mientras el ^7Li se moviliza con los fluidos (Pistiner y Henderson, 2003).

En el estudio de Pogge *et al.* (2021), se observa que las arcillas juegan un rol en el fraccionamiento isotópico del litio durante la meteorización. Según los autores, el litio puede incorporarse tanto en los sitios estructurales durante la neoformación de minerales arcillosos como en sitios adsorbidos sobre las superficies minerales, de los cuales ambos mecanismos presentan preferencia por el isótopo ligero (^6Li), aunque con diferentes magnitudes de fraccionamiento. Este estudio, refuerza la importancia de las arcillas como portadores de litio en ambientes meteorizados, y con condiciones donde se favorece la formación de minerales como esmectitas o illitas

Complementariamente, Steinhoefel *et al.* (2021), realizan un estudio sobre el comportamiento del litio durante la meteorización en Susquehanna Shale Hills Critical Zone Observatory (EE.UU.), donde hacen un seguimiento mineralógico de la transformación desde clorita hacia vermiculita, caolinita y óxidos de hierro. Aquí los autores ilustran esquemáticamente (Figura 31), cómo el litio puede ser retenido en estas fases minerales secundarias generando fraccionamientos isotópicos que se diferencian por el tipo de adsorción (*inner* o *outer sphere*). El fraccionamiento tipo *inner sphere* sobre los sitios octaédricos produce un gran fraccionamiento negativo ($^7\text{Li} = -21.5\text{‰}$), mientras que la adsorción *outer sphere* el fraccionamiento es casi nulo.

Este estudio se considera relevante, considerando ambientes con litologías alterables, como las aledañas al Salar de Atacama, donde la meteorización de ignimbritas y otras unidades volcánicas podrían generar fases similares, como caolinita, capaces de fijar litio fraccionado. Y aunque las condiciones climáticas son bastantes diferentes, el modelo propuesto por Steinhoefel *et al.* (2021),

permite inferir que los procesos de meteorización y fraccionamiento isotópico podrían estar influyendo en la acumulación del litio.

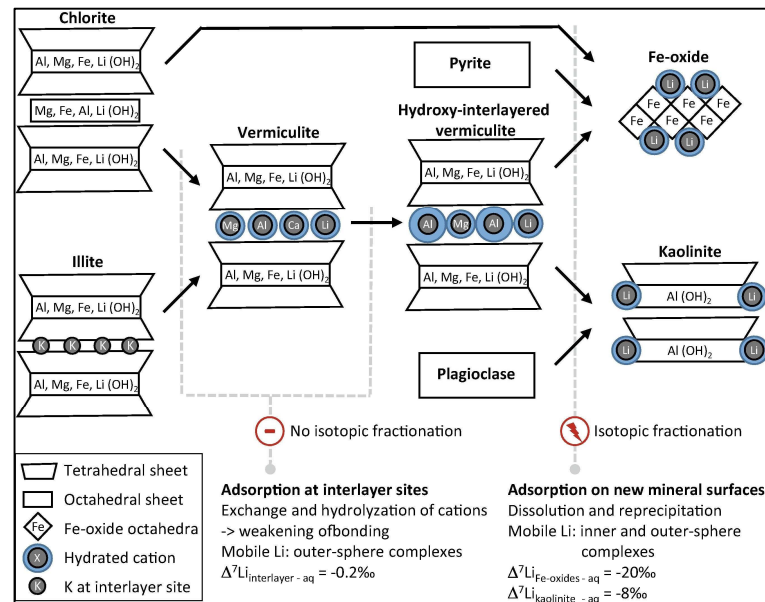


Figura 31. Evolución de minerales arcillosos desde clorita hacia caolinita y su relación con la adsorción y el fraccionamiento de litio. Según Steinhöfel *et al.* (2021).

Para el caso de la zona de estudio, Godfrey y Álvarez-Amado (2020) propusieron que la meteorización de rocas volcánicas, en particular ignimbritas, juega un rol importante en la liberación de litio hacia el sistema salino. Estos procesos se ven favorecidos por el clima hiperárido y la larga exposición superficial de dichas litologías, que permiten una alteración progresiva y sostenida en el tiempo, enriqueciendo los sedimentos y aguas en litio.

Finalmente, estos estudios sugieren que los procesos de meteorización, tanto químicos como físicos, no solo movilizan el litio desde las rocas fuente, sino que también controlan su forma de acumulación y su fraccionamiento isotópico en ambientes como el Salar de Atacama. La presencia de litio en sedimentos finos, en asociación con arcillas, podría ser en parte resultado de esta meteorización prolongada de litologías volcánicas ricas en litio.

6.4.2. Factores Hidrotermales

Además de los procesos de meteorización, la circulación de fluidos hidrotermales representa un mecanismo potencialmente importante en la movilización y concentración de litio en ambientes salinos cerrados. En zonas con actividad volcánica activa o reciente, como ocurre al oriente del Salar de Atacama, los fluidos calientes que interactúan con rocas ígneas alteradas pueden incorporar litio a partir de la descomposición de minerales, que posteriormente puede fijarse en arcillas.

El estudio de Godfrey y Álvarez-Amado (2020), propone que en el borde oriental del Salar de Atacama existe una contribución significativa de fluidos hidrotermales ricos en litio, boro y bromo, los cuales derivan de la interacción entre aguas subterráneas meteóricas y rocas volcánicas alteradas. Su hipótesis principal es que dichos fluidos circulan en profundidad a través de fracturas en ignimbritas, lavas andesítico-dacíticas, generando un aporte geoquímico activo hacia la cuenca del salar.

Para sustentar esta hipótesis, las autoras recolectaron y analizaron muestras de aguas termales y frías provenientes de diversas fuentes en la zona marginal y al oriente del salar. Sus resultados muestran que las aguas termales tienen concentraciones de litio hasta 5 veces mayores que las aguas frías (alcanzando hasta 428 mg/L, en una muestra marginal), junto con niveles significativamente elevados de boro y bromo. Además, las relaciones geoquímicas observadas (como Li/Cl, B/Cl y Br/Cl) indican actividad hidrotermal. Estas aguas termales son producto de un sistema de flujo subterráneo que, tras infiltrar en zonas altas de la cordillera, atraviesa cuerpos volcánicos alterados hidrotermalmente antes de descargar en el salar. Según las autoras, estos flujos actúan como movilizantes profundos de litio desde rocas alteradas y lo introducen al sistema salino.

Este modelo es altamente relevante para interpretar los resultados obtenidos en el presente estudio, ya que algunas muestras presentan altas concentraciones de litio en ausencia de hectorita o esmectitas ricas en litio. Esta discrepancia entre la mineralogía y el contenido de litio podría explicarse por la incorporación de este elemento desde fluidos hidrotermales, y el enriquecimiento por alteración hidrotermal de rocas ricas en litio, donde eventualmente puede adsorberse sobre

arcillas no expansibles, o precipitar como minerales secundarios amorfos (que no logran ser leídos mediante DRX).

Complementariamente, el estudio de Benson *et al.* (2023), profundiza en los mecanismos de enriquecimiento hidrotermal de litio en ambientes volcánicos, analizando rocas arcillosas ricas en illita formadas al interior de una caldera en Nevada, EE. UU. Mediante análisis mineralógicos, y geoquímicos, se propone que soluciones hidrotermales calientes, ricas en litio, circulando por fallas y fracturas, alteraron ignimbritas, generando illita litinífera. Aunque este sistema presenta condiciones más extremas que las del Salar de Atacama ($T^{\circ}= 300\text{ }^{\circ}\text{C}$, presiones profundas y un entorno intracaldera), el estudio sugiere que la illitización de materiales volcánicos podría favorecer el enriquecimiento de litio bajo ciertos factores hidrotermales.

En el contexto de este estudio, donde se ha identificado litio incluso en muestras sin presencia clara de hectorita, esta idea permite plantear que el litio podría provenir de fuentes volcánicas y asociarse secundariamente a fases arcillosas como la illita o adsorberse por fuentes de origen hidrotermal.

Esta convergencia entre ambos estudios permite considerar que procesos de alteración hidrotermal en rocas volcánicas del borde oriental del salar podrían haber contribuido a la presencia de litio en sedimentos, ya sea por adsorción superficial o por incorporación estructural en minerales arcillosos neoformados como la illita.

6.4.3. Factores Ambientales

Las condiciones climáticas y paleoambientales pueden influir significativamente en la acumulación de litio en sistemas salinos. En particular, la aridez prolongada, la evaporación sostenida y la sedimentación fina podrían llegar a favorecer la concentración y retención de litio en minerales arcillosos.

Estudios recientes han demostrado que las condiciones ambientales, especialmente el clima y su evolución a escala geológica, pueden tener un impacto directo en la acumulación de litio en sedimentos finos. El trabajo de Gagnon *et al.* (2022), centrado en cuencas lacustres cerradas del Great Basin (EE.UU.), muestra cómo los cambios climáticos durante el Plioceno y Pleistoceno,

mediante los ciclos de aridez e hidratación, promovieron la formación y preservación de esmectitas litíferas. Los autores observaron que en intervalos áridos, la evaporación intensa favoreció la concentración de litio en soluciones intersticiales, lo que a su vez permitió su incorporación en arcillas neoformadas como la hectorita y montmorillonita. Además, resaltan que la retención de litio se vio amplificada por la baja movilidad del elemento en condiciones de alta salinidad, lo que sugiere que los ambientes áridos, con evaporación sostenida y sedimentación fina, son bastante efectivas para este tipo de enriquecimiento.

Extrapolando estos resultados al Salar de Atacama, se puede plantear que los procesos climáticos del Altiplano-Puna, caracterizados por una marcada aridez desde el Mioceno tardío y cuencas endorreicas, habrían generado un entorno igualmente propicio para la acumulación progresiva de litio. La combinación de sedimentación fina, aporte volcánico meteorizable, cuenca cerrada y aridez persistente podría haber favorecido tanto la concentración como la fijación de litio en minerales arcillosos, tal como lo plantea Gagnon *et al.* (2022) en su estudio.

Otro estudio que refuerza el rol de las condiciones ambientales en el enriquecimiento de litio es el de Morissette (2012), quien analizó distintas localidades productoras de hectorita en EE.UU. La autora demuestra que depósitos formados en ambientes lacustres alcalinos cerrados, con aguas ricas en litio y flúor y aporte volcánico, como en Hector (California) y McDermitt (Nevada), presentan arcillas más ricas en litio que aquellas generadas en condiciones de baja temperatura y mayor apertura hidrológica, como en Clayton Valley. Estos resultados son consistentes con modelos que destacan el papel del flujo restringido, la evaporación constante y la sedimentación fina como factores que favorecen la concentración de litio en arcillas.

Por tanto, los factores ambientales deben considerarse un componente importante en la evolución y acumulación del litio en el salar, en conjunto con los aportes hidrotermales y geológicos previamente discutidos.

7. CONCLUSIÓN

El presente estudio permitió caracterizar mineralógicamente los sedimentos finos de la zona marginal del Salar de Atacama, con el objetivo de evaluar su potencial como portadores de litio, y comprender la distribución espacial de las arcillas y su posible rol en la retención de este elemento.

Los análisis mineralógicos mediante Difracción de Rayos X (DRX) permitieron identificar una composición dominada por illita y esmectita, con menor presencia de caolinita y minerales evaporíticos de yeso y calcita. Mediante el análisis del plano (060), se detectó la presencia de hectorita, una esmectita rica en litio, en varias muestras de la zona en estudio. Sin embargo, los resultados geoquímicos obtenidos por ICP-OES demostraron que la presencia de litio no está restringida únicamente a las muestras que contienen hectorita, ya que también se identificaron valores elevados de litio en muestras sin esmectita. Esto sugiere la participación de otros minerales, como la illita o caolinita rica en litio, o bien mecanismos adicionales de enriquecimiento vinculados al ambiente evaporítico.

El análisis espacial del margen oriental del Salar de Atacama permitió establecer tres subzonas con características mineralógicas, estructurales e hidrogeológicas distintivas. En la Subzona Sur, se evidenció una gran diversidad de arcillas, incluyendo una alta frecuencia de hectorita, lo que sugiere un contexto influenciado por la tectónica activa (Sistema de Fallas del Salar) y el ascenso de salmueras profundas ricas en litio. Además, la cercanía al Bloque Peine y las altas tasas de evaporación favorecen la coexistencia de minerales evaporíticos y arcillosos como potenciales concentradores de litio. En contraste, la Subzona Centro mostró exclusivamente illita, lo cual podría explicarse por procesos de illitización promovidos por el flujo subterráneo convergente descrito en estudios previos. Finalmente, la Subzona Norte presentó la mayor variabilidad mineralógica y los mayores contenidos de litio en sedimentos, con presencia frecuente de hectorita, pero también con muestras altamente enriquecidas en litio sin evidencia de este mineral, lo que sugiere que existen otras fases arcillosas involucradas en su acumulación. Estos resultados refuerzan la idea de que la concentración de litio en sedimentos marginales del salar responde a una combinación de factores estructurales, geoquímicos y mineralógicos que varían espacialmente.

En conjunto, estos resultados indican que, si bien la hectorita cumple un rol relevante en la retención de litio, no es el único concentrador de litio en los sedimentos marginales del salar. La interacción entre el contexto mineralógico, los procesos geoquímicos locales, y el régimen hidrológico asociado a la recarga meteórica desempeñan un papel crucial en el enriquecimiento y distribución del litio en la zona, lo que podría estar provocando otras fases minerales concentradoras de litio, tales como illita, caolinita, y/o minerales amorfos litíferos.

8. RECOMENDACIONES

A partir de los resultados obtenidos y las limitaciones metodológicas identificadas en el desarrollo de este estudio, se proponen las siguientes recomendaciones para futuras investigaciones enfocadas en la caracterización mineralógica de sedimentos arcillosos en ambientes salinos como el Salar de Atacama:

- **Extensión del análisis geoquímico a todas las muestras:** Si bien se realizó el análisis de concentración de litio mediante ICP-OES solo en cinco muestras seleccionadas, se recomienda aplicar esta técnica al conjunto completo de muestras, lo que permitiría establecer con mayor certeza las correlaciones entre la composición mineralógica y la concentración de litio.
- **Aplicación de un análisis o extracción secuencial:** Se sugiere implementar una metodología basada en análisis progresivos de fracciones minerales, en combinación con DRX e ICP-OES. Esto debido a las interferencias mineralógicas que entorpecen ciertos análisis, un ejemplo de esto en este estudio, fue la presencia de calcita, la cual dificultó la correcta identificación del *peak* de hectorita en el plano (060), lo que obligó a realizar un análisis cualitativo complementario. Se recomienda aplicar tratamientos químicos suaves, como ataques con ácido débil (por ejemplo, HCl diluido), que permitan disolver selectivamente carbonatos como la calcita sin afectar significativamente a las arcillas, mejorando así la resolución del DRX.

Esto permitiría determinar en qué fases minerales se concentra el litio, diferenciando su presencia en arcillas, evaporitas u otros minerales secundarios.

- **Complementar DRX con otras técnicas mineralógicas:** Adicionalmente, se recomienda incorporar granulometría láser como técnica complementaria al análisis mineralógico realizado mediante DRX. Esta metodología permite determinar con alta precisión la distribución de tamaños de partícula en los sedimentos, información clave para entender los procesos de transporte, sedimentación y retención de litio en la zona marginal del salar. Dado que este elemento tiende a concentrarse preferentemente en fracciones finas, el análisis granulométrico

podría ayudar a establecer correlaciones entre el tamaño de grano y los contenidos de litio en distintas muestras.

- **Monitoreo geoquímico mediante toma de muestras hidrológicas:** Dado el rol que podría jugar el flujo hídrico en la transformación de esmectita a illita y en la movilidad del litio, se recomienda integrar registros hidrológicos y geoquímicos (como pH, conductividad, temperatura y flujo de agua) en campañas futuras para fortalecer la interpretación del contexto hidrogeoquímico.
- **Estudios experimentales de estabilidad mineral y retención de litio:** Se sugieren ensayos de laboratorio que permitan observar la capacidad de adsorción y liberación de litio en diferentes tipos de arcilla bajo condiciones controladas de pH, salinidad y temperatura, con el fin de determinar la estabilidad del litio adsorbido frente a variaciones ambientales.

Estas recomendaciones ayudarían a entender mejor la complejidad geoquímica del sistema marginal del Salar de Atacama, mejorar la identificación de las fases que contienen litio y colaborar en la creación de modelos más sólidos para evaluar el potencial de las arcillas en la acumulación de este elemento.

REFERENCIAS

- AHUMADA, C.E.** 2022. *Aplicación de sensores satelitales y herramientas geoespaciales para la identificación de zonas con potencial de presencia de litio en salares del Norte Grande de Chile*. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 101 pp., Santiago.
- AKISANMI, P.** 2022. Classification of Clay Minerals. Mineralogy, IntechOpen. 13 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.5772/intechopen.103841>
- AL-ANI, T. Y SARAPÄÄ, O.** 2008. *Clay and clay mineralogy*. Geological Survey of Finland.
- ALBEMARLE LTDA.** 2025. Informe de monitoreo ambiental correspondiente al primer trimestre 2025. Plan de Seguimiento Ambiental Hídrico (PSAH), Proyecto Modificaciones y Mejoramiento del Sistema de Pozas de Evaporación Solar (Salar de Atacama). Albemarle Ltda., Antofagasta. 608 pp. Disponible en: <https://snifa.sma.gob.cl/UnidadFiscalizable/Ficha/18091>
- ALONSO, H. Y RISACHER, F.** 1996. Geoquímica del Salar de Atacama, parte 1: Origen de los componentes y balance salino. *Revista Geológica de Chile*, Vol. **23**: 113–122 pp.
- ÁLVAREZ-AMADO, F.; ROSALES, M.; GODFREY, L.; POBLETE-GONZÁLEZ, C.; MORGADO, E.; ESPINOZA, M.; HIDALGO-GAJARDO, A.; VOLOSKY, D. Y CORTÉS-ARANDA, J.** 2022. The role of ignimbrites and fine sediments in the lithium distribution and isotopic fractionation in hyperarid environments: Insights from Li-isotopes in the Atacama Desert. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. **241**, Art. 107062. Disponible en: <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.107062>
- AMILIBIA, A.; SÀBAT, F.; MCCLAY, K.R.; MUÑOZ, J.A.; ROCA, E. Y CHONG, G.** 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, Vol. **30**: 1520–1539 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.005>

- AMPHOS 21.** 2021. Modelo Hidrogeológico de la Cuenca del Salar de Atacama. Informe Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico. 510 pp.
- ARON F., F., GONZÁLEZ G., G., VELOSO, E. Y CEMBRANO P., J.** 2008. Architecture and style of compressive Neogene deformation in the Eastern-Southeastern border of the Salar de Atacama basin (22°30'-24°15' S): A structural setting for the Central Andes active Volcanic Arc. Simposio Internacional de Andean Geodynamics N°7. 52-55 pp.
- ARRIAGADA, C.; ROPERCH, P.; MPODOZIS, C. Y COBBOLD, P.R.** 2008. Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics*, Vol. **27**: 14 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.1029/2008TC002269>
- BENSON, T.R.; COBLE, M.A. Y DILLES, J.H.** 2023. Hydrothermal enrichment of lithium in intracaldera illite-bearing claystones. *Science Advances*, Vol. **9**. Disponible en: <https://doi.org/10.1126/sciadv.adh8183>
- BIBLIOTECA DEL CONGRESO NACIONAL DE CHILE (BCN).** 2023. Estrategia visión y producción del litio: Chile, Australia y China. Disponible en: https://www.bcn.cl/asesoriasparlamentarias/detalle_documento.html?id=81583
- BREITKREUZ, C.** 1995. The Late Permian Peine and Cas Formations at the eastern margin of the Salar de Atacama, Northern Chile: stratigraphy, volcanic facies and tectonics. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **22**: 3–23 pp.
- CABELLO, J.** 2022. Reservas, recursos y exploración de litio en salares del norte de Chile. *Andean Geology*, Vol. **49**: 297–306 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.5027/andgeoV49n2-3444>
- CASTOR, S.B. Y HENRY, C.D.** 2020. Lithium-Rich Claystone in the McDermitt Caldera, Nevada, USA: Geologic, Mineralogical, and Geochemical Characteristics and Possible Origin. *Minerals*, Vol. **10**, Art. 68. Disponible en: <https://doi.org/10.3390/min10010068>
- ČERNÝ, P. Y ERCIT, T.S.** 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, Vol. **43**. Disponible en: <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2005>

- CENTRO DE CAMBIO GLOBAL UC (CCG).** 2018. Desarrollo de herramientas para el análisis de salares y cuencas costeras y su aplicación para el desarrollo del plan estratégico de gestión hídrica en la cuenca del Salar de Atacama. Informe final PEGH Salar de Atacama. Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile, 345 pp., Santiago.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. Y RODRÍGUEZ, M.P.** 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society London Special Publications*: 21–114 pp. Disponible en: https://www.researchgate.net/publication/279890158_Tectonostratigraphic_evolution_of_the_Andean_Orogen_in_Chile
- CHRISTIDIS, G.E. Y KOUTSOPOULOU, E.** 2013. A simple approach to the identification of trioctahedral smectites by X-ray diffraction. *Clay Minerals*, Vol. **48**: 687–696 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.1180/claymin.2013.048.5.22>
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA).** 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del Salar de Atacama. Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile: 84 pp., Santiago.
- DONOSO, F., GARAY, V., & CANTALLOPES, J.** 2018. Mercado internacional del Litio y su potencial en Chile. Comisión Chilena del Cobre. Dirección de Estudios y Políticas Públicas. Ministerio de Minería, Gobierno de Chile: 36 pp., Santiago.
- GAGNON, C.A.; BUTLER, K.; GAVIRIA, E.; TERRAZAS, A.; MAY, D.; CLAYTON, J.; BUCK, B.; RUGGIERI, M. Y HINMAN, N.** 2022. Paleoclimate controls on lithium enrichment in Great Basin Pliocene–Pleistocene lacustrine clays. *Preprint*, EarthArXiv. Disponible en: <https://doi.org/10.31223/X54D1510.31223/X54D15>.
- GODFREY, L. Y ÁLVAREZ-AMADO, F.** 2020. Volcanic and saline lithium inputs to the Salar de Atacama. *Minerals*, Vol. **10**, Art. 201. Disponible en: <https://doi.org/10.3390/min10020201>
- GOODENOUGH, K.M.; SHAW, R.A.; BORST, A.M.; NEX, P.A.M.; KINNAIRD, J.A.; LICHTERVELDE, M. v.; ESSAIIH, A.; KOOPMANS, L. Y DEADY, E.A.** 2024.

Lithium pegmatites in Africa: A review. *Economic Geology*, Vol. **120**: 513–539 pp.
 Disponible en: <https://doi.org/10.5382/econgeo.5133>

HENRÍQUEZ, S.; BECERRA, J. Y ARRIAGADA, C. 2014. Geología del área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 171, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago.

HENRÍQUEZ, S.; DECELLES, P.G. Y CARRAPA, B. 2019. Cretaceous to Middle Cenozoic Exhumation History of the Cordillera de Domeyko and Salar de Atacama Basin, Northern Chile. *Tectonics*, Vol. **38**: 395–416 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.1029/2018TC005203>

JORDAN, T.; MUÑOZ, N.; HEIN, M.; LOWESTEIN, T.; GODFREY, L. Y YU, J. 2002. Active faulting and folding without topographic expression in an evaporite basin, Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **114**: 1406-1421.

LI, W. Y LIU, X.-M. 2022. Mineralogy and fluid chemistry controls on lithium isotope fractionation during clay adsorption. *Science of The Total Environment*, Vol. **851**, Art. 158138. Disponible en: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.158138>

MARAZUELA, MA, AYORA, C., VÁZQUEZ-SUÑÉ, E., OLIVELLA, S. Y GARCÍA-GIL, A. 2020. Restricciones hidrogeológicas para la génesis del enriquecimiento extremo de litio en el Salar de Atacama (NE de Chile): un enfoque de modelado de flujo termohalino. *Sci. Total Environ.* Vol. **73**: 15 pp. Disponible en <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139959>.

MCKINLEY, J.; WORDEN, R.H. Y RUFFELL, A.H. 2003. Smectite in sandstones: A review of the controls on occurrence and behaviour during diagenesis. Clay Mineral Cements in Sandstones. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, Vol. **34**: 109–128 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.1002/9781444304336.ch5>

MOORE, D.M. Y REYNOLDS, R.C. JR. 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. *Oxford University Press*: 392 pp., Oxford – New York. Disponible en: <https://doi.org/10.1017/S0016756898501501>

- MORAGA, A.; CHONG, G.; FORTT, A. Y HENRÍQUEZ, H.** 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama. Provincia de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.
- MORISSETTE, C.L.** 2012. *The impact of geological environment on the lithium concentration and structural composition of hectorite clays*. Tesis de Magíster en Ciencias, mención Hidrología. University of Nevada, Reno: 252 pp., Reno.
- MPODOZIS, C.; ARRIAGADA, C.; BASSO, M.; ROPERCH, P.; COBBOLD, P. Y 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*, Vol. **399**. Disponible en: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.019>
- MPODOZIS, C.; ROPERCH, P. Y ARRIAGADA, C.** 1999. Cretaceous to Paleogene geology of the Salar de Atacama basin, northern Chile: a reappraisal of the Purilactis Group stratigraphy. Disponible en: <https://www.researchgate.net/publication/32968819>
- MUÑOZ-PARDO, J.F.; ORTIZ-ASTETE, C.A.; MARDONES-PÉREZ, L. Y VIDTS-SABELLE, P. d.** 2004. *Funcionamiento hidrogeológico del acuífero del núcleo del Salar de Atacama, Chile*. Pontificia Universidad Católica de Chile, Vol. **19**, Chile.
- NIEMEYER, R.** 1984. La megafalla Tucúcaro en el extremo sur del Salar de Atacama: una antigua zona de cizalle reactivada en el Cenozoico. Universidad del Norte. Departamento de Geociencias, Vol. **34**: 37-45 pp. Antofagasta.
- NZEUKOU, A.N.; TSOZUÉ, D.; BOMENI, I.Y.; MACHE, J.R.; KWOPNANG, M.R. Y FAGEL, N.** 2024. Clay mineralogy in mylonite weathering products from Njimom (west Cameroon): origin and terracotta suitability. *Discover Geoscience*. Vol. **2**: 1-17 pp. <https://doi.org/10.1007/s44288-024-00078-2>
- PISTINER, J.S. Y HENDERSON, G.M.** 2003. Lithium-isotope fractionation during continental weathering processes. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **214**: 327–339 pp. Disponible en: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00348-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00348-0)

- POGGE, P.S.; DELLINGER, M. Y WEST, A.J.** 2021. Lithium Isotopes: A Tracer of Past and Present Silicate Weathering, Cambridge University Press, DOI: 10.1017/9781108990752, Cambridge – England.
- PUTZOLU, F.; ARMSTRONG, R.N.; BENSON, T.R.; BOUTT, D.F.; BUTLER, K.L.; DOLGOPOLOVA, A.; HERRINGTON, R.J.; IBARRA, D.E. Y MUNK, L.A.** 2025. Volcano-Sedimentary Deposits: Overview of an Emerging Type of Lithium Resource. *Economic Geology*, 37 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.5382/econgeo.5135>
- RAMÍREZ, C. Y GARDEWEG, M.** 1982. Carta Geológica de Chile, Escala 1:250.000, Hoja Toconao, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- RISACHER, F.; ALONSO, H. Y SALAZAR, C.** 2003. The origin of brines and salts in Chilean salars: A hydrochemical review. *Earth-Science Reviews*, Vol. **63**: 249-293 pp. Disponible en: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00037-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00037-0)
- RISACHER, F. Y FRITZ, B.** 2009. Origin of salts and brine evolution of Bolivian and Chilean salars. *Aquatic Geochemistry*, Vol. **15**: 123-157 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.1007/s10498-008-9056-x>
- RUBILAR, J.** 2015. *Arquitectura interna y desarrollo Oligoceno-Neógeno de la cuenca del Salar de Atacama, Andes centrales del norte de Chile*. Memoria para optar a título de Geólogo. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. Informe inédito, 75 pp. Santiago.
- RUBILAR, J.; MARTÍNEZ, F.; ARRIAGADA, C.; BECERRA, J. Y BASCUÑÁN, S.** 2018. Structure of the Cordillera de la Sal: A key tectonic element for the Oligocene-Neogene evolution of the Salar de Atacama basin, Central Andes, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. **87**: 200-210 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.013>
- STEINHOEFEL, G.; BRANTLEY, S.L. Y FANTLE, M.S.** 2021. Lithium isotopic fractionation during weathering and erosion of shale. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **295**: 155–177 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.12.006>

- WILLIAMS, L. Y HERVIG, R.** 2005. Lithium and boron isotopes in illite-smectite: The importance of crystal size. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **69**: 5705–5716 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.08.005>
- WILSON, M.J.** 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Minerals*, Vol. **34**: 7–25 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.1180/000985599545957>
- ZHANG, J.; ZHOU, C.H.; PETIT, S. Y ZHANG, H.** 2019. Hectorite: synthesis, modification, assembly and applications. *Applied Clay Science*, Vol. **177**: 114–138 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.1016/j.clay.2019.05.001>
- ZHONG, W.; YANG, L.; RAO, F.; TONG, L. Y FENG, H.** 2024. Efficient extraction of lithium from calcined kaolin lithium clay with dilute sulfuric acid. *Minerals*, Vol. **14**: 11 pp. Disponible en: <https://doi.org/10.3390/min14040359>

ANEXO

ÍNDICE DE ANEXO

Figura	Página
1. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-01.....	78
2. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-02.....	78
3. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-03.....	79
4. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-04.....	79
5. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-05.....	80
6. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-06.....	80
7. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-07.....	81
8. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-08.....	81
9. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-09.....	82
10. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-10.....	82
11. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-11.....	83
12. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-12.....	83
13. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-13.....	84
14. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-14.....	84
15. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-15.....	85
16. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-16.....	85
17. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-17.....	86
18. Difractogramas correspondientes al agrupamiento de las muestras: T2401-SDA-01, T2401-SDA-03, T2401-SDA-11 y T2401-SDA-13.....	86
19. Difractogramas correspondientes al agrupamiento de las muestras: T2401-SDA-05, T2401-SDA-07, T2401-SDA-14 y T2401-SDA-17.....	87
20. Difractogramas correspondientes al agrupamiento de las muestras: T2401-SDA-02, T2401-SDA-10, T2401-SDA-12 y T2401-SDA-16.....	87
21. Difractogramas correspondientes al agrupamiento de las muestras: T2401-SDA-04, T2401-SDA-06, y T2401-SDA-15.....	88
22. Difractograma de roca total de la muestra T2401-SDA-10.....	88

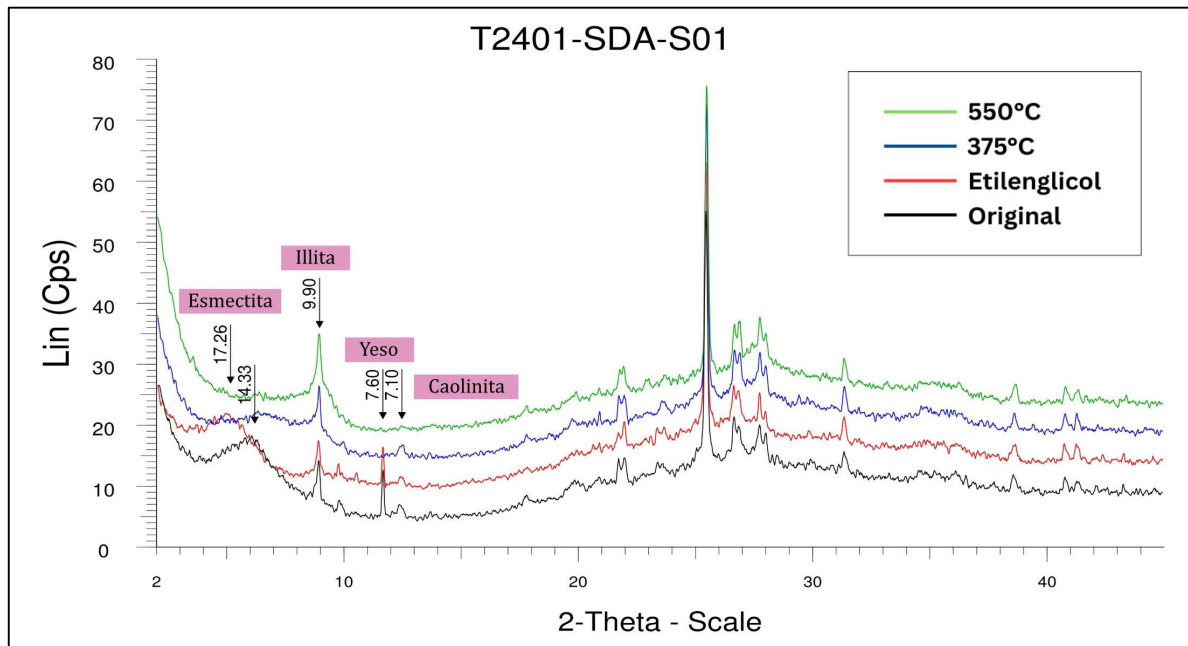


Figura 1. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-01. Muestra contiene esmectita, illita, caolinita como arcillas principales, y yeso como fase evaporítica.

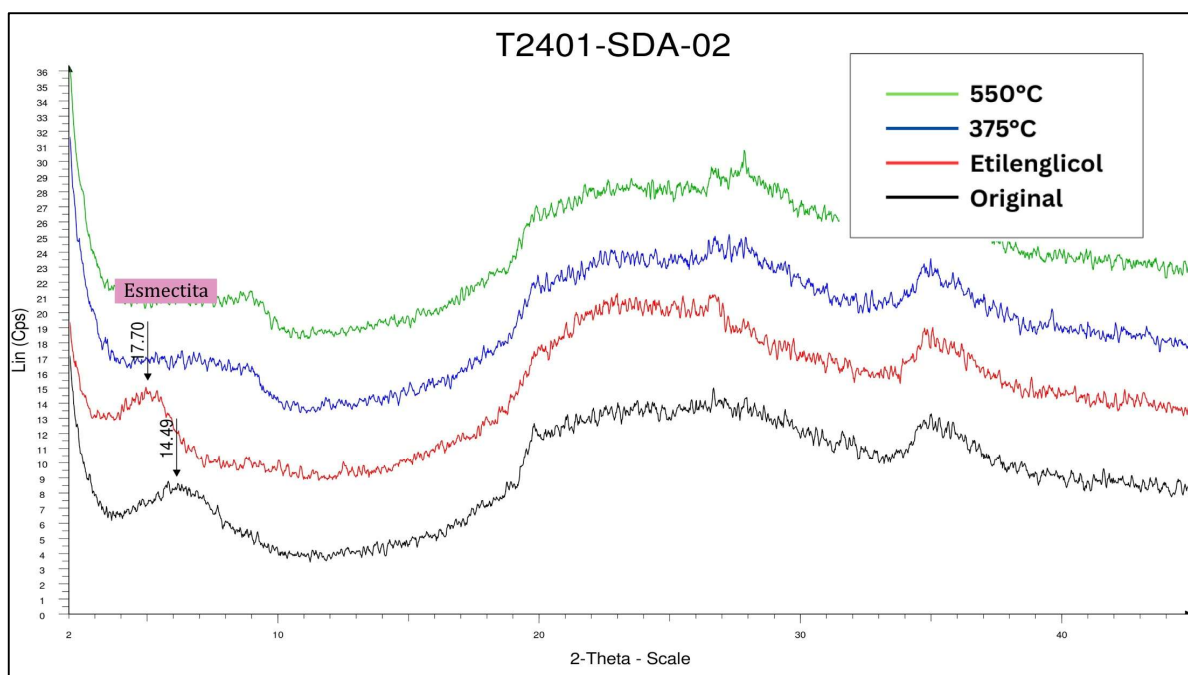


Figura 2. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-02. Muestra contiene esmectita como arcilla principal.

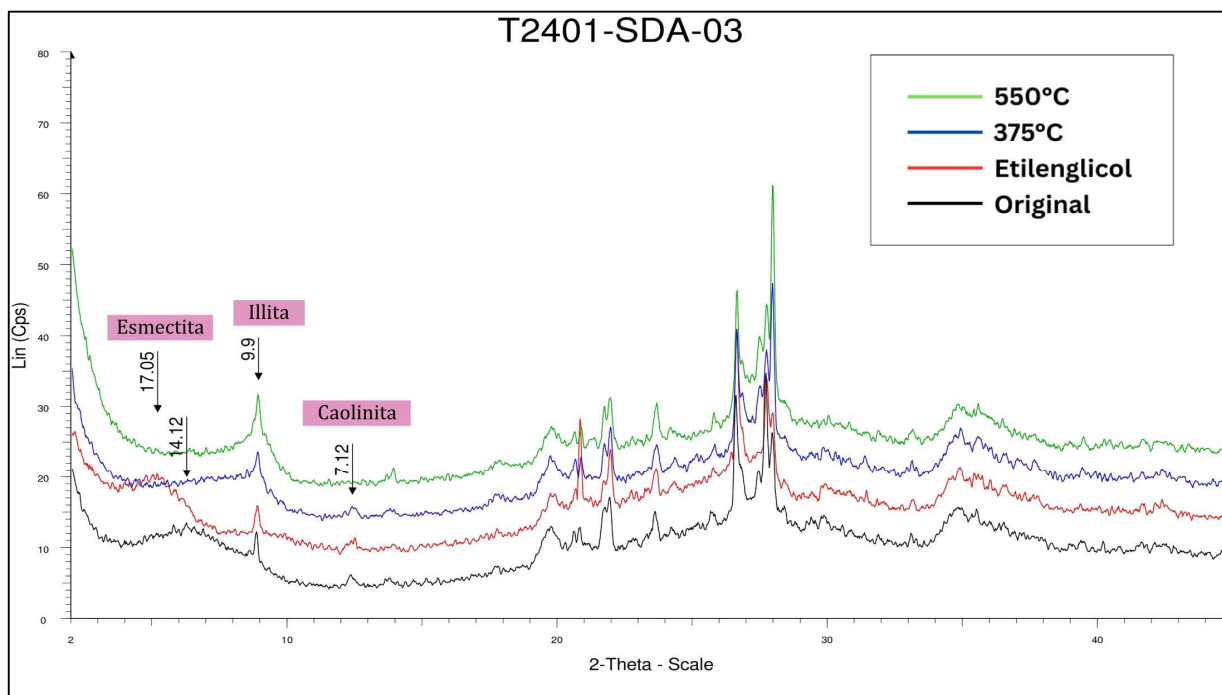


Figura 3. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-03. Muestra contiene esmeclita, illita, caolinita.

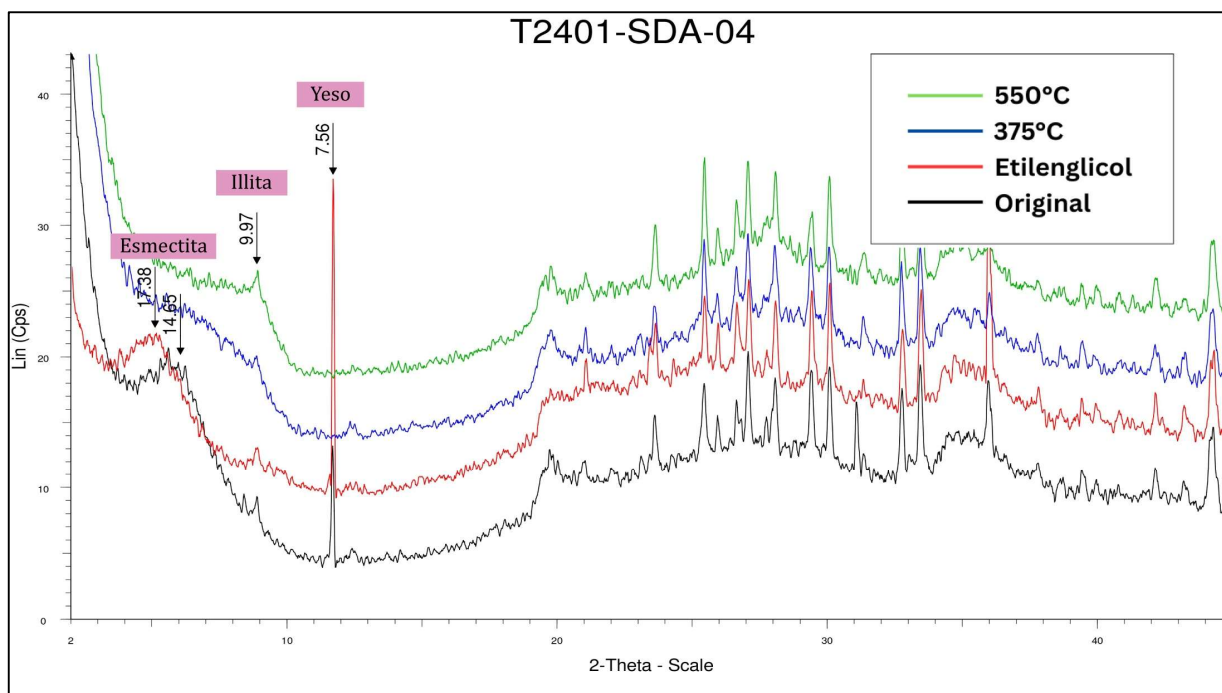


Figura 4. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-04. Muestra contiene esmeclita, illita, como arcillas principales y yeso como fase evaporítica.

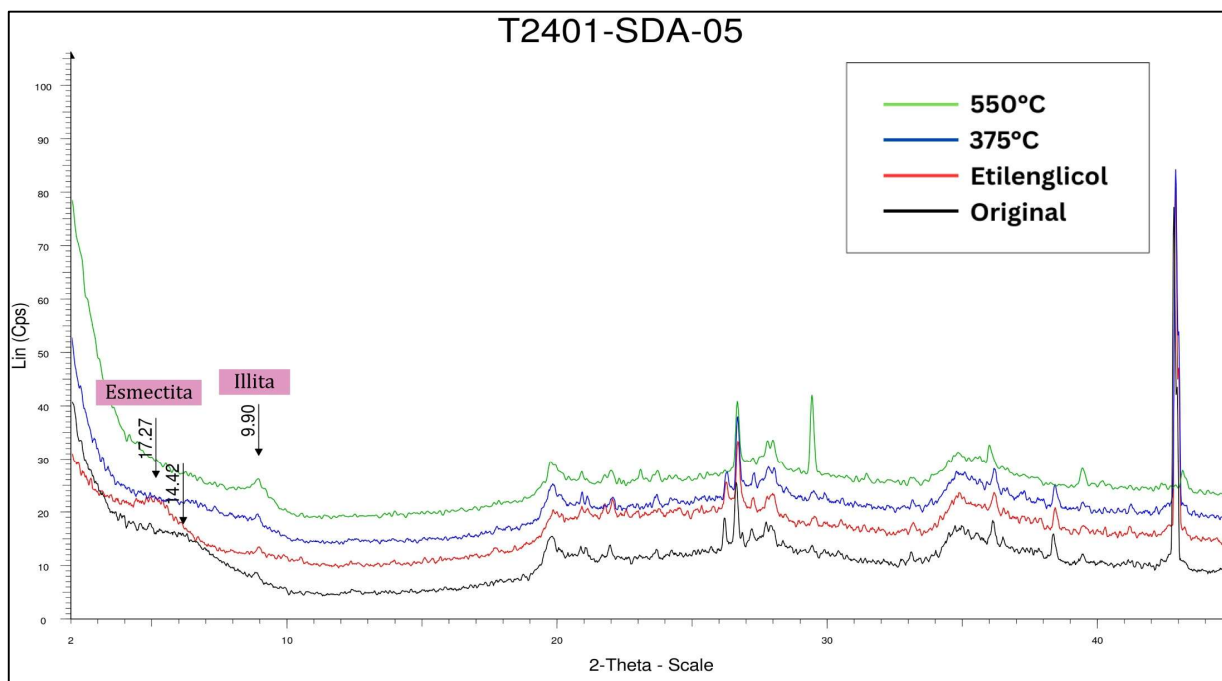


Figura 5. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-05. Muestra contiene esmectita e illita como arcillas principales.

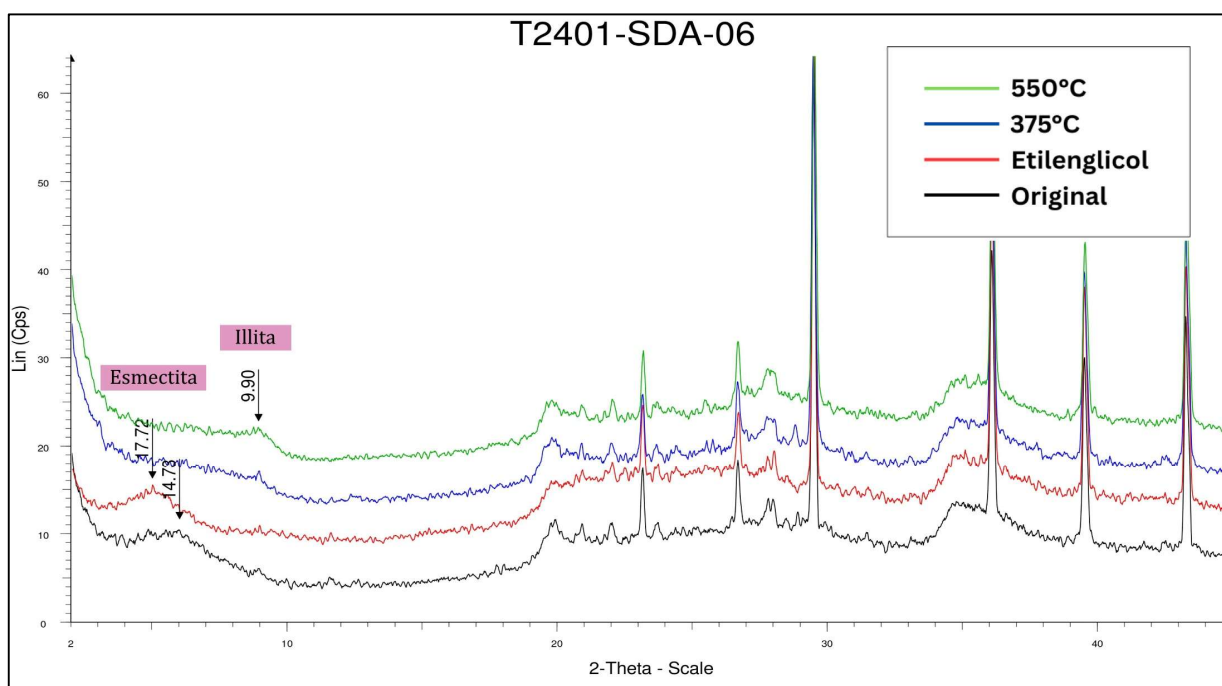


Figura 6. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-06. Muestra contiene esmectita e illita como arcillas principales.

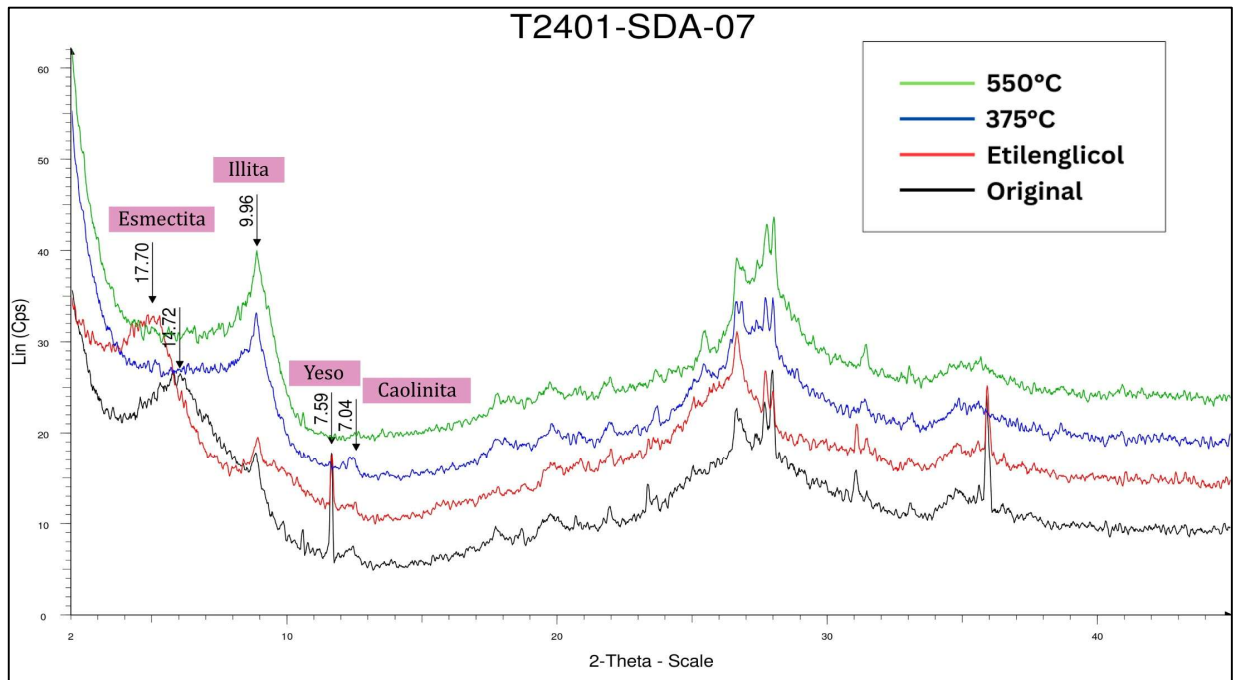


Figura 7. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-07. Muestra contiene esmectita, illita y caolinita como arcillas principales, y yeso como fase evaporítica.

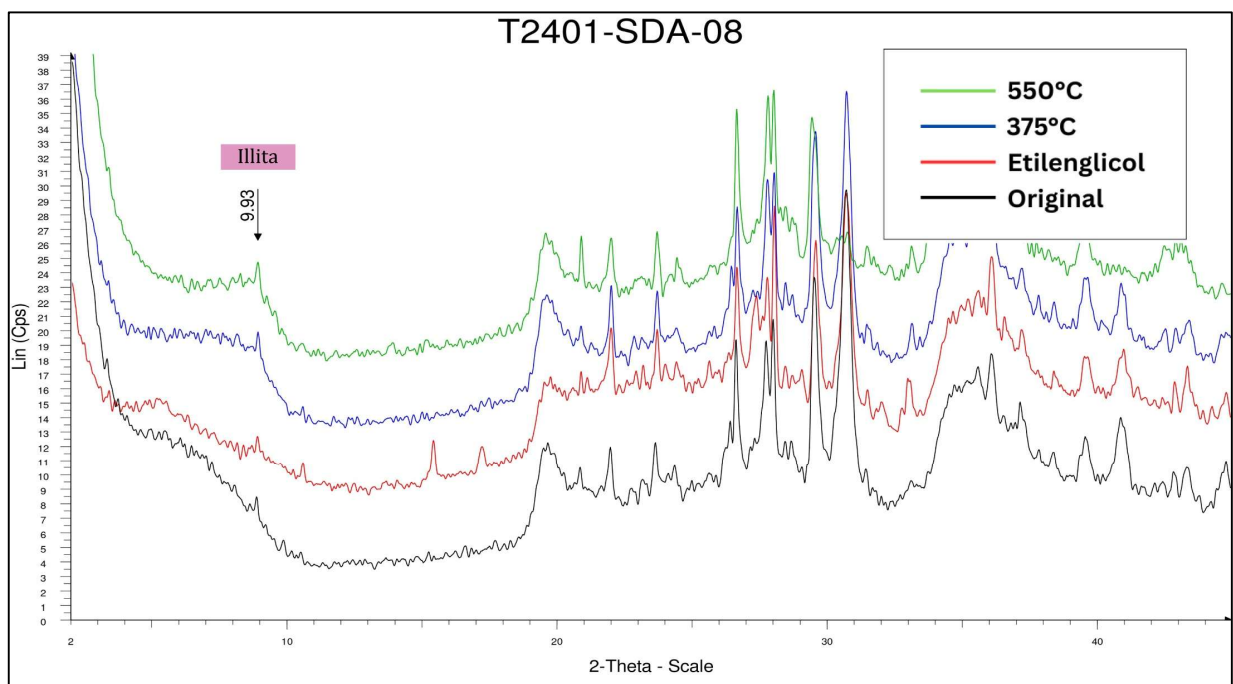


Figura 8. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-08. Muestra contiene illita como arcilla principal.

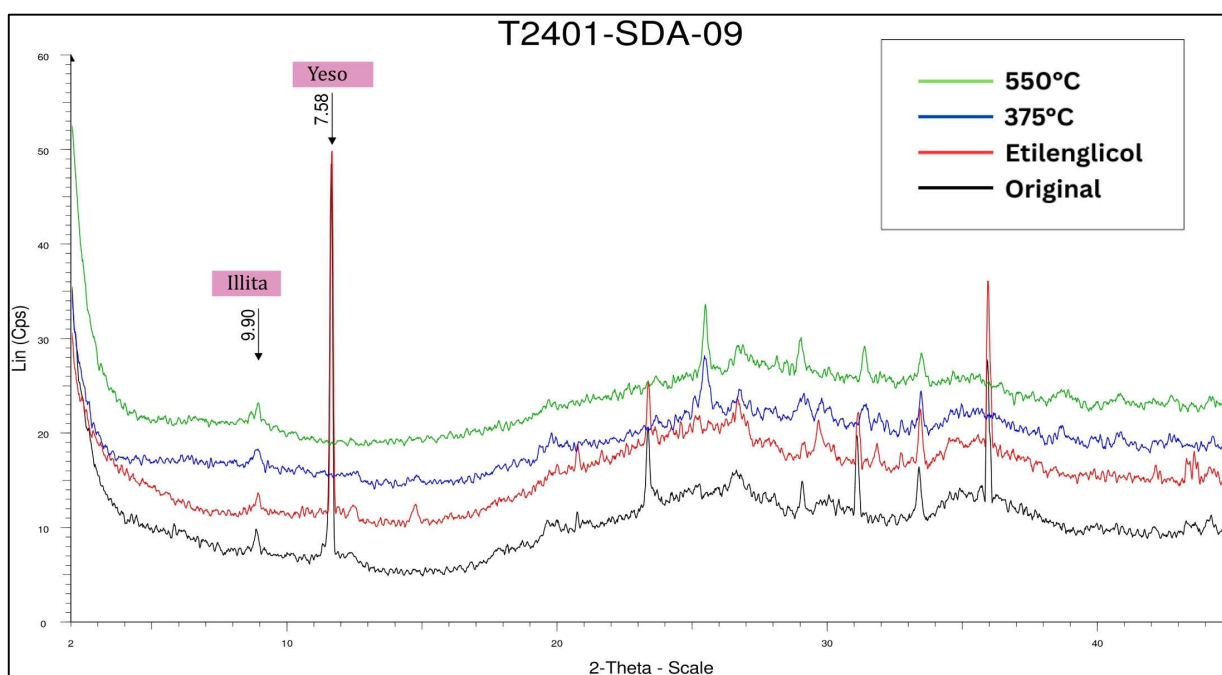


Figura 9. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-09. Muestra contiene illita como arcilla principal, y yeso como fase evaporítica.

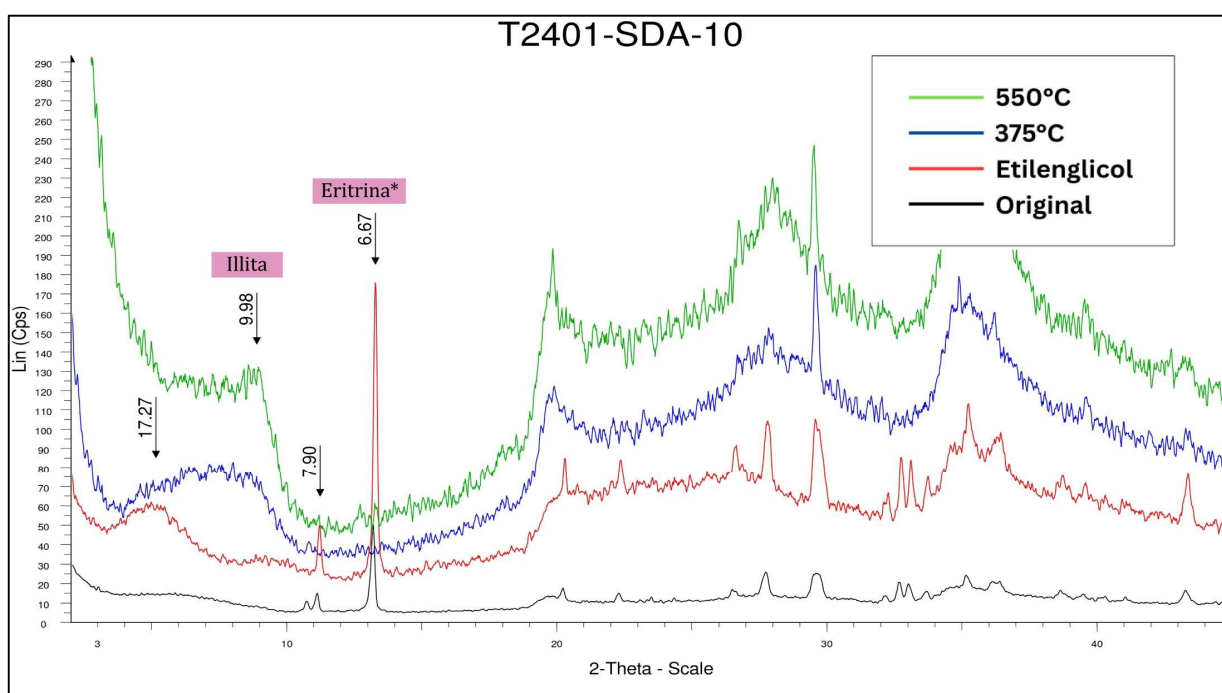


Figura 10. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-10. Muestra contiene illita como arcilla principal, y un mineral no reconocido por DRX en arcillas, que posteriormente fue verificado mediante DRX en roca total como eritrina.

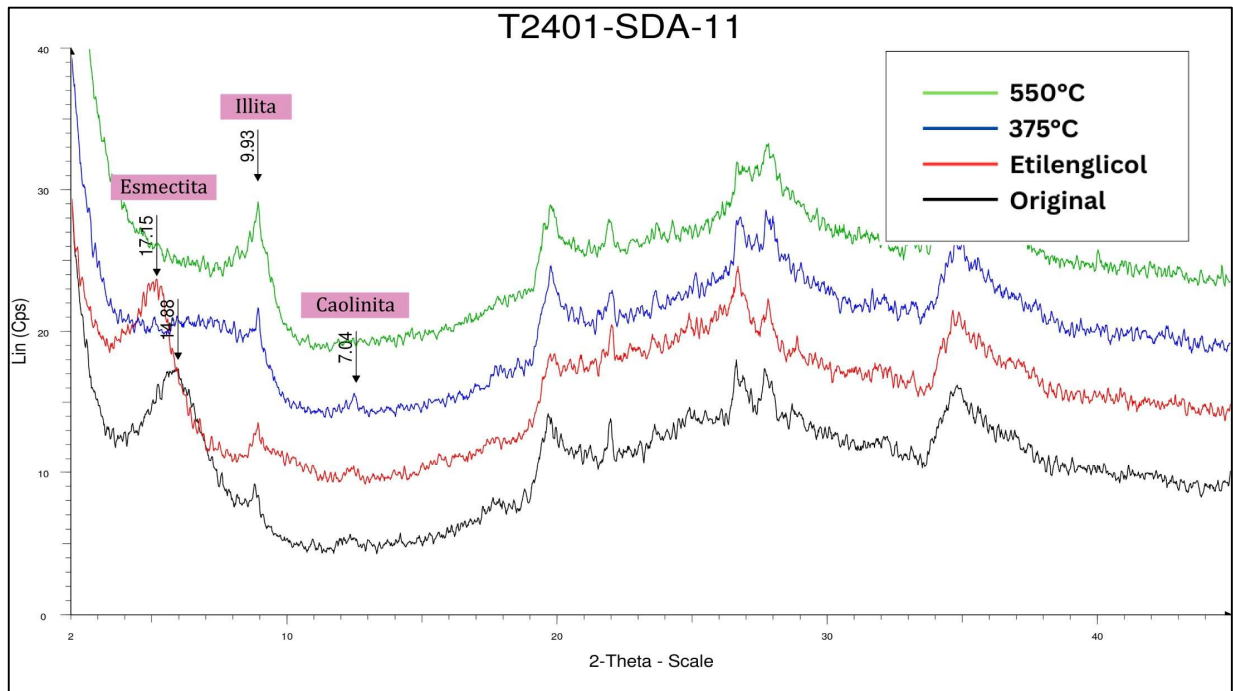


Figura 11. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-11. Muestra contiene esmeclita, illita y caolinita como arcillas principales.

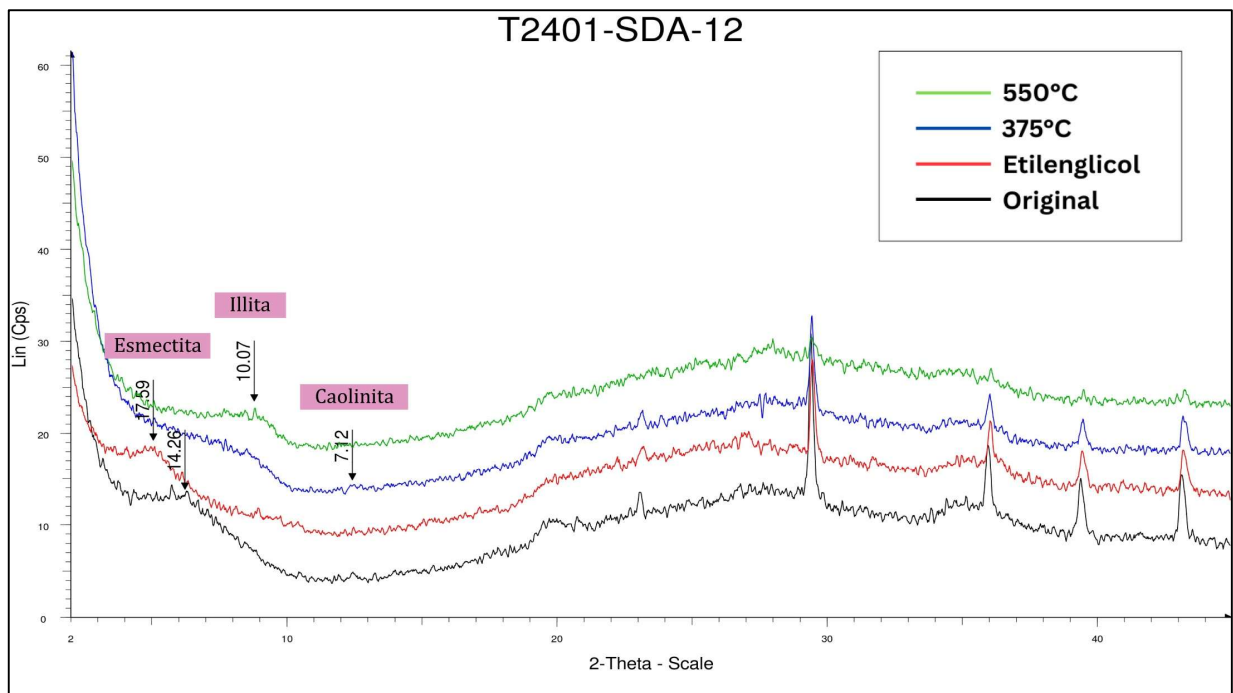


Figura 12. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-12. Muestra contiene esmeclita, illita y caolinita como arcillas principales.

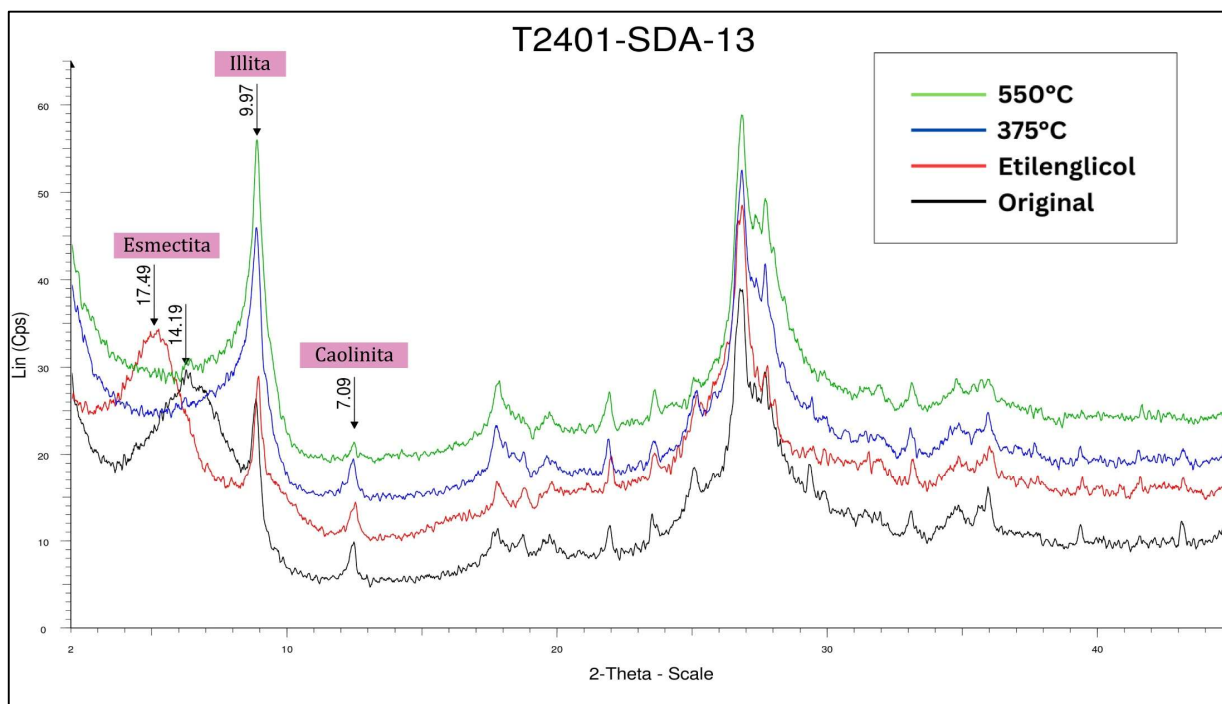


Figura 13. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-13. Muestra contiene esmeclita, illita y caolinita como arcillas principales.

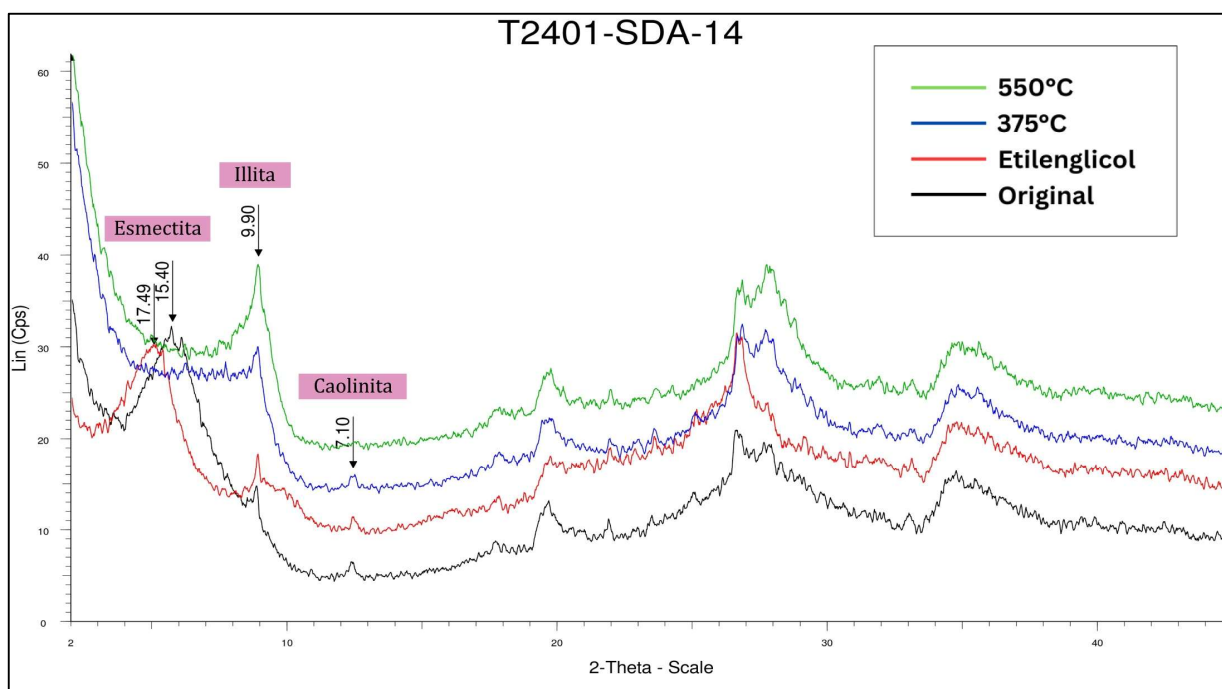


Figura 14. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-14. Muestra contiene esmeclita, illita y caolinita como arcillas principales.

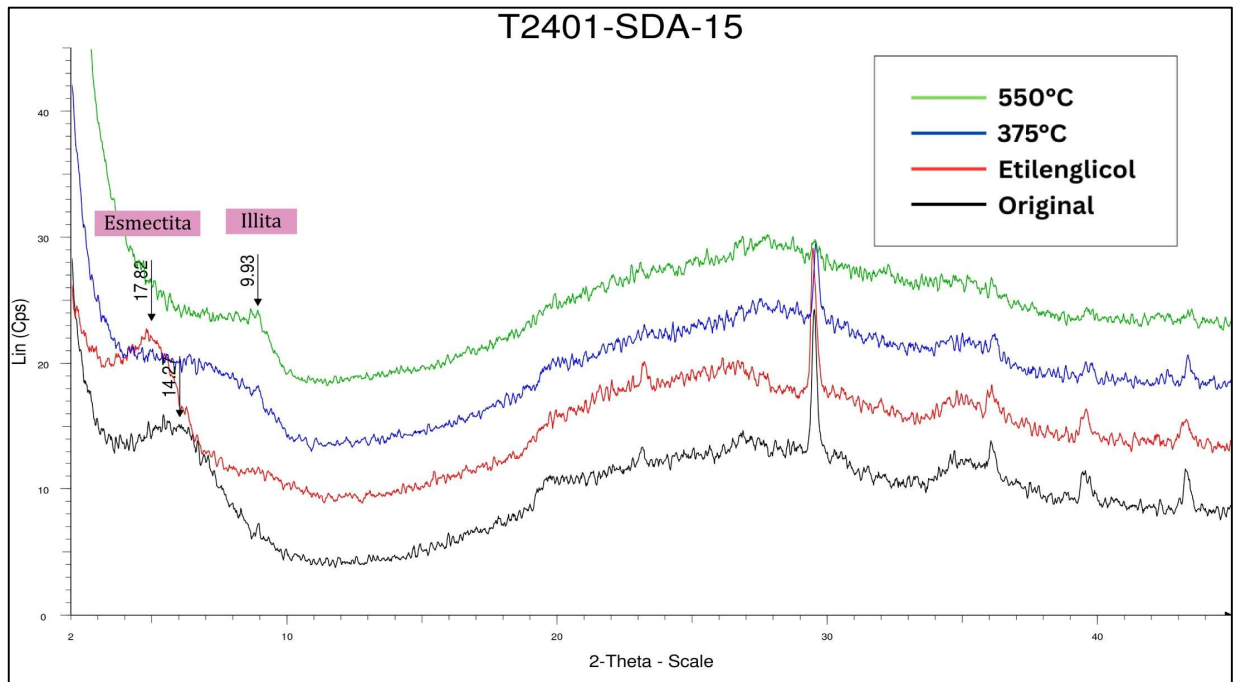


Figura 15. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-15. Muestra contiene esmeclita e illita como arcillas principales.

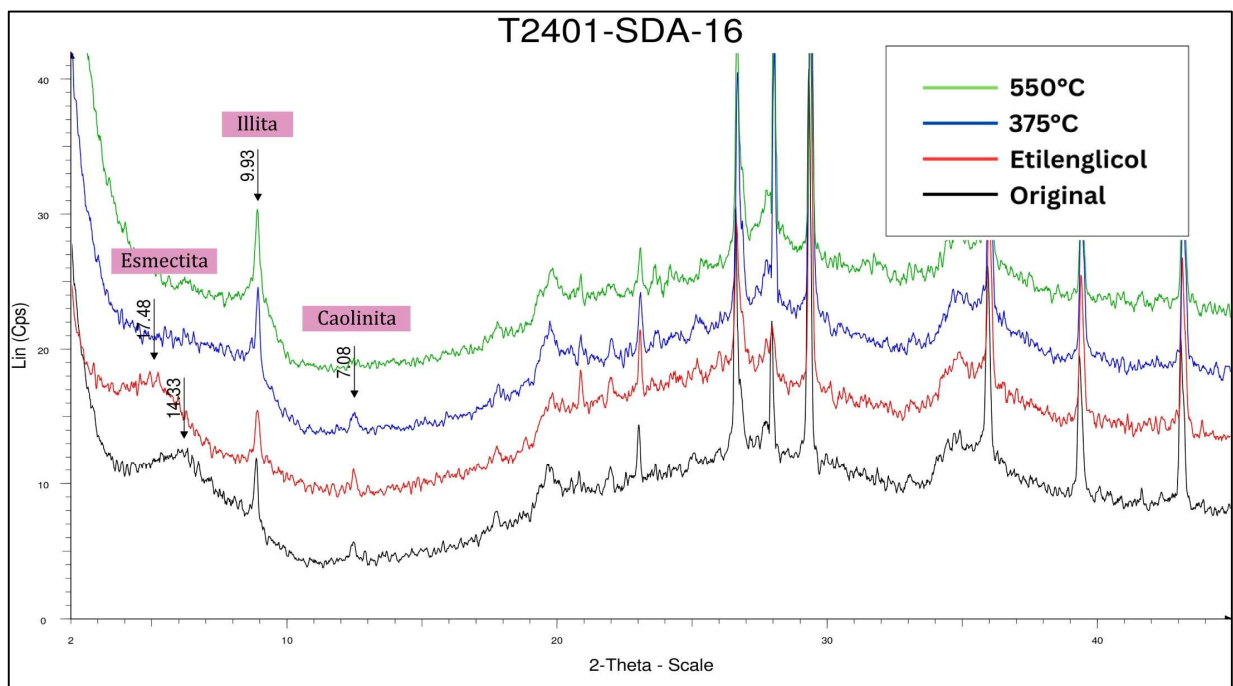


Figura 16. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-16. Muestra contiene esmeclita, illita y caolinita como arcillas principales.

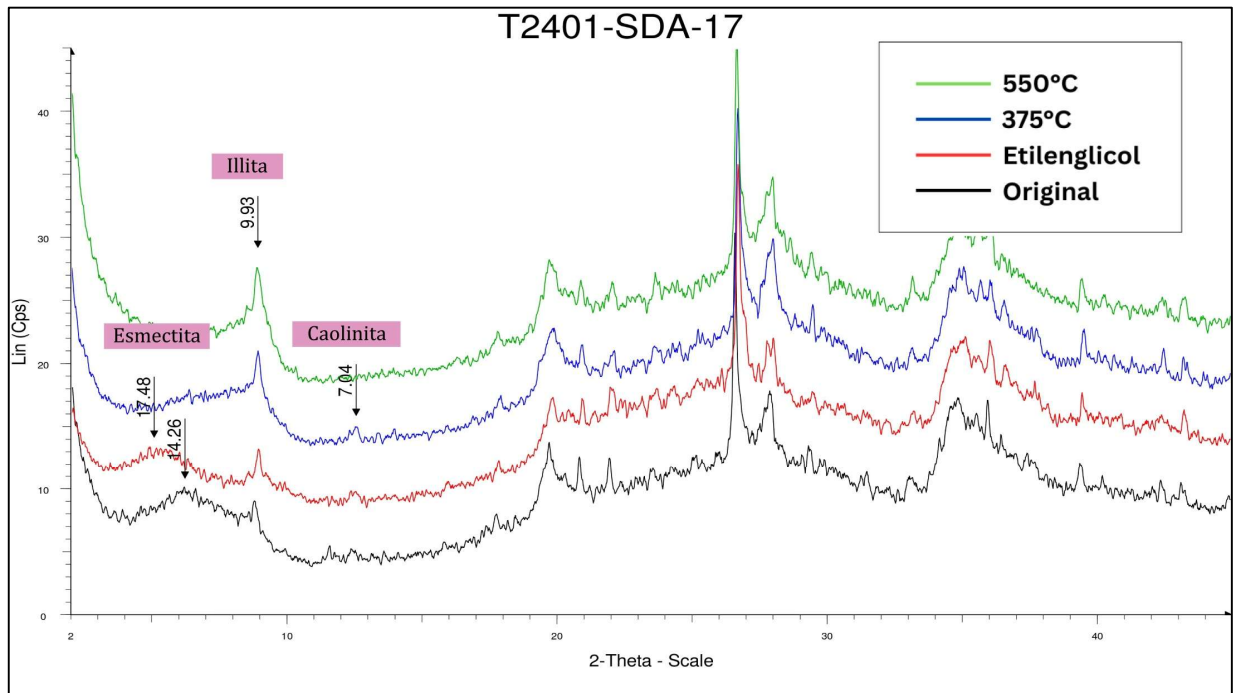


Figura 17. Difractograma correspondiente a muestra T2401-SDA-17. Muestra contiene esmeclita, illita y caolinita como arcillas principales.

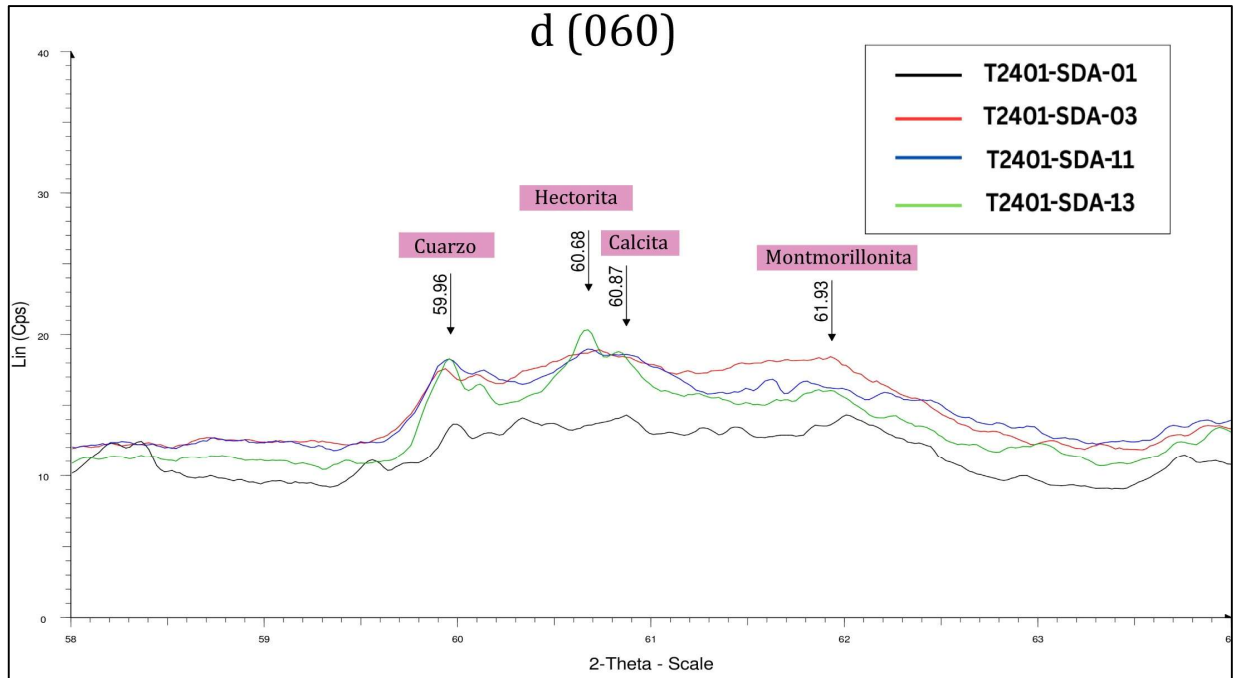


Figura 18. Difractogramas correspondientes al agrupamiento de las muestras: T2401-SDA-01, T2401-SDA-03, T2401-SDA-11 y T2401-SDA-13. Se reconocen los tipos de esmeclita: hectorita (exceptuando muestra T2401-SDA-01) y montmorillonita (exceptuando muestra T2401-SDA-11).

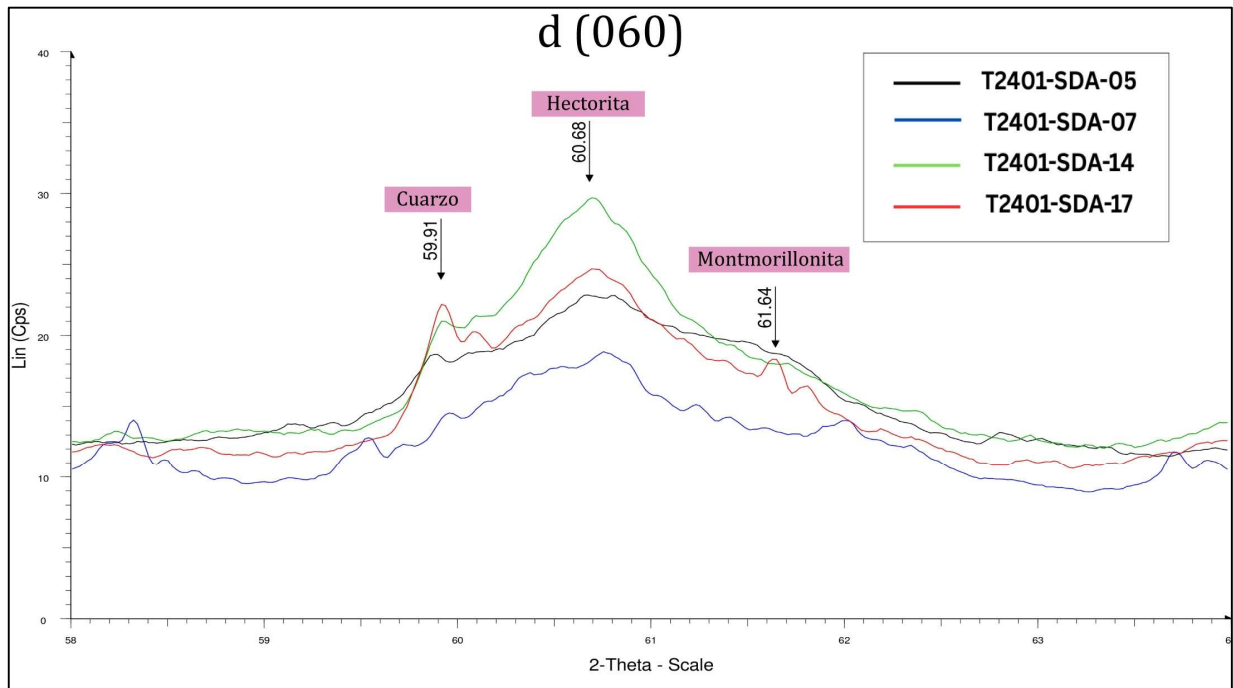


Figura 19. Difractogramas correspondientes al agrupamiento de las muestras: T2401-SDA-05, T2401-SDA-07, T2401-SDA-14 y T2401-SDA-17. Se reconocen los tipos de esmectita: hectorita y montmorillonita (Muestras: T2401-SDA-05 y T2401-SDA-17).

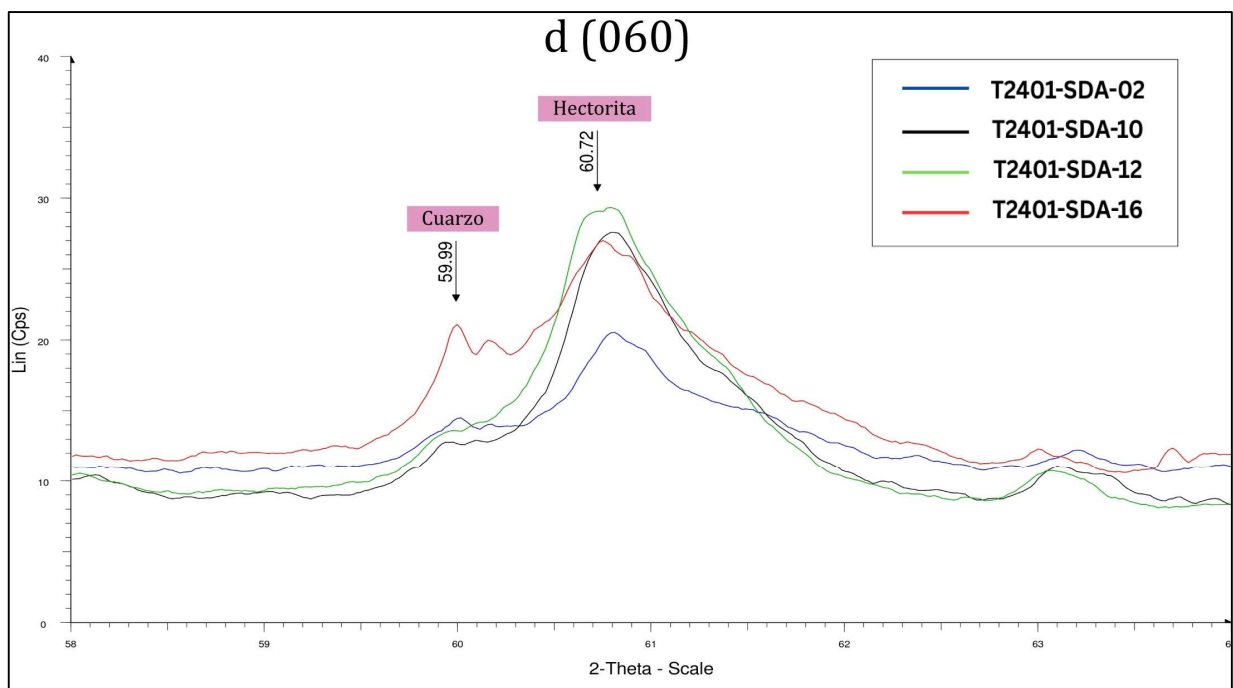


Figura 20. Difractogramas correspondientes al agrupamiento de las muestras: T2401-SDA-02, T2401-SDA-10, T2401-SDA-12 y T2401-SDA-16. Se reconoce la hectorita como tipo de esmectita predominante.

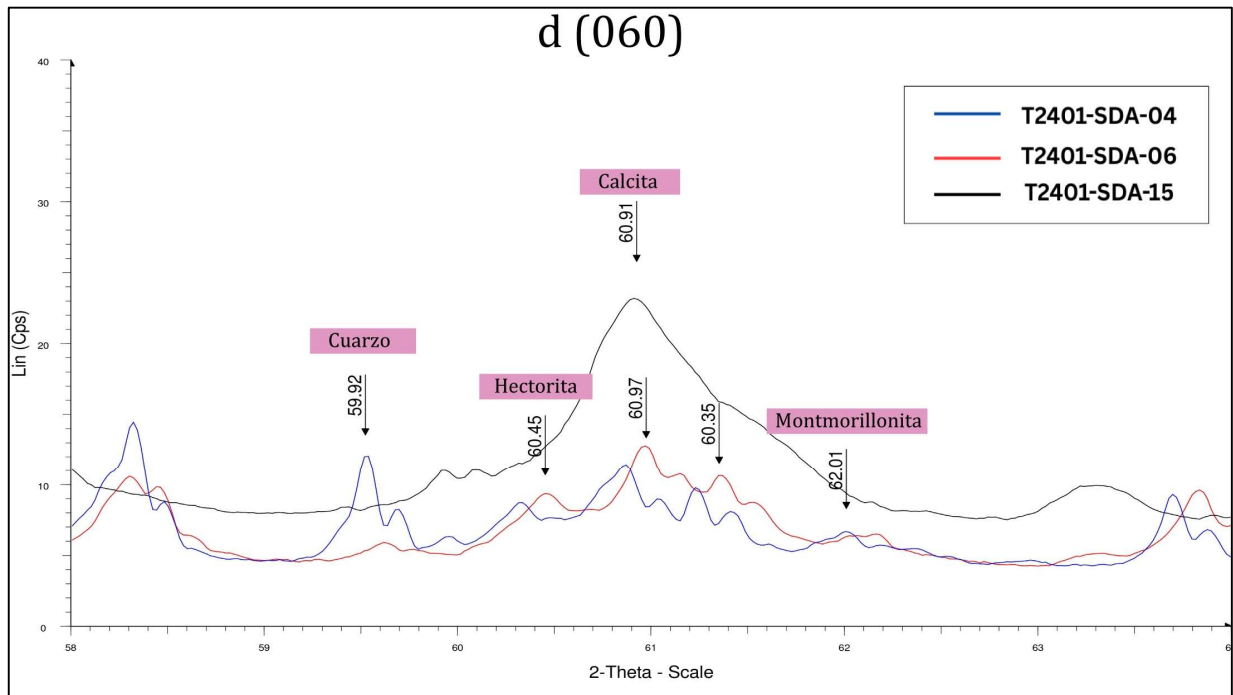


Figura 21. Difractogramas correspondientes al agrupamiento de las muestras: T2401-SDA-04, T2401-SDA-06, y T2401-SDA-15. Se reconoce la hectorita como tipo de esmectita predominante.

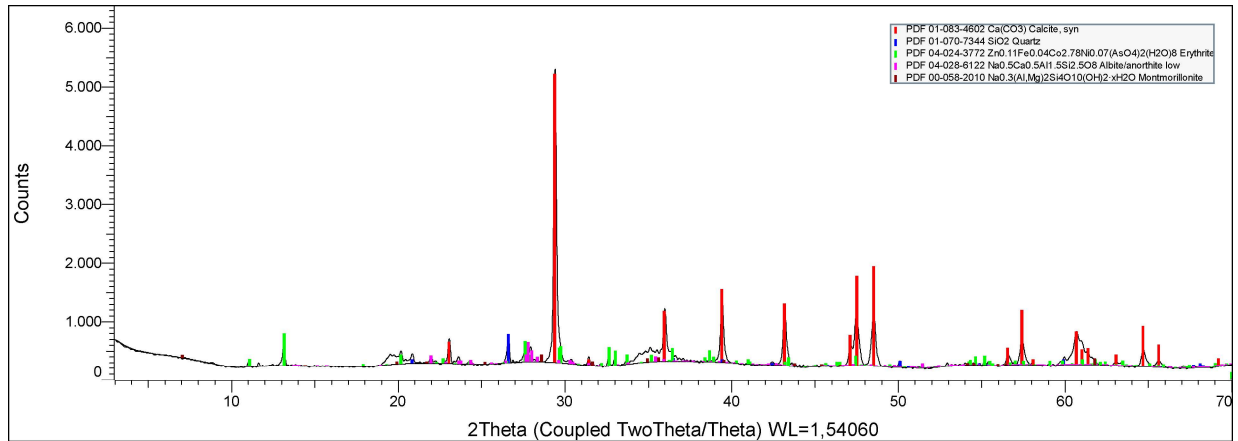


Figura 22. Difractograma de roca total de la muestra T2401-SDA-10. Se observa en color verde mineral de eritrina, razón por la cual se presentaron *peaks* anómalos en DRX de arcilla de la respectiva muestra.