



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

MINERALOGÍA DE LAS ARCILLAS EN EL SISTEMA GEOTERMAL TOLHUACA. IX REGIÓN, CHILE.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

EDUARDO PATRICIO MENARES MENARES

PROFESOR GUÍA:

DIEGO MORATA CÉSPEDES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MARTIN REICH MORALES

MERCEDES VÁZQUEZ VÍLCHEZ

SANTIAGO DE CHILE

2017

RESUMEN

El Sistema Geotermal Tolhuaca, se ubica en el flanco NW del volcán Tolhuaca, el cual se sitúa en la IX región de la Araucanía, muy cerca del límite con la VIII región del Biobío, a aproximadamente 25 km al NE de la ciudad de Curacautín. Estructuralmente, el sistema pertenece a la Zona Volcánica Sur de la Cordillera de los Andes. Se han realizado variadas perforaciones en su período de exploración, destacando el sondaje de diamantina TOL-1, cuya profundidad abarca los 1073 m. Sobre el análisis de este pozo, trata el presente estudio.

El principal objetivo de este trabajo es estudiar detalladamente las características de los minerales de arcilla, su variación - evolución con la temperatura, profundidad y estructuras, además de complementar los resultados con estudios previos, buscando mejorar el entendimiento sobre el Sistema Geotermal Tolhuaca.

El estudio de la mineralogía de arcillas es hecho a través del método de difracción de rayos X. Fueron escogidas un total de 23 muestras, las cuales debieron ser preparadas en el Laboratorio de arcillas del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, para posteriormente ser analizadas en el Laboratorio de Cristalografía, perteneciente al Departamento de Física de la Universidad de Chile. El difractor utilizado se denomina Bruker D8 Advance con 40kV y 30mA.

Los resultados muestran una clara división en cuatro dominios principales de mineralogía de arcillas, que además concuerdan con datos estructurales y de alteraciones: dominio de arcillas I (0-376.30 m), caracterizado por la presencia de esmectita pura, junto con la presencia de heulandita y estilbita y concordante con una zona de alteración argílica; dominio de arcillas II (376.30-696.68 m), definido por la abundante presencia de interestratificados clorita-esmectita (corrensita), algunos interestratificados illita-esmectita (I/S) R1, esmectita y clorita, además de laumontita y heulandita, y coincidente con zona de alteración transicional subpropilítica; dominio de arcillas III (696.68-829.5 m), caracterizado por la ausencia de interestratificados C/S, la progresión de los interestratificados I/S R1 a I/S R3, y clorita; dominio de arcillas IV (829.85- 947.89 m), dominado únicamente por clorita, y con la presencia de wairakita. Al analizar los resultados, se concluye que la variación de las arcillas con la profundidad sigue el clásico patrón ampliamente descrito en la literatura, mostrando el paso de esmectita a interestratificados, y posteriormente a clorita en los niveles de mayor temperatura. Sin embargo, la mineralogía presente evidencia un aparente campo de estabilidad mucho mayor que los típicos sistemas geotermales en relación a la temperatura.

En el dominio de arcillas II (zona transicional subpropilítica) se aloja la capa sello, un sector con baja permeabilidad caracterizado por predominio de fracturas de cizalle, muy baja frecuencia de vetas, estructuras de bajo ángulo y un régimen de transferencia de calor por conducción. La capa sello divide al pozo en dos regímenes distintos: aguas calentadas por vapor en la superficie, y en los niveles profundos, una dependencia muy marcada de la temperatura. Esta capa está controlada fuertemente por las estructuras y no sólo por la mineralogía. La precipitación de las arcillas en este nivel del sistema tiene directa relación con alguna etapa de alta permeabilidad a lo largo de la historia del Sistema Geotermal Tolhuaca, lo que provoca una alta razón fluido/roca e induce una precipitación de minerales variada y heterogénea, con fases metaestables. La cristalización de estas fases sella las fracturas de un evento hidrotermal temprano, que las preserva de un proceso de alteración más avanzado.

De los análisis se desprende una fuerte dependencia de la mineralogía con el control estructural de la zona, teniendo influencia en la temperatura, permeabilidad y consiguiente razón fluido/roca del Sistema Geotermal Tolhuaca. Por otra parte, la litología de la roca caja juega un rol de menor preponderancia.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer, en primer lugar, a mi profesor guía, Diego Morata, por todas las oportunidades que otorgó para realizar esta memoria, por su comprensión, paciencia y buena voluntad al momento de explicarle algunas situaciones difíciles, ajenas al ámbito académico. Muchas gracias. Todo lo anterior se suma a la orientación siempre útil al momento de expresarle cualquier inquietud sobre este trabajo, sobretodo en la etapa de corrección.

Debo agradecer, de la misma manera, a mi profesor co-guía, Martin Reich. Muchas gracias por su infinita comprensión y apoyo. De la misma forma, agradezco su orientación en las correcciones y en el enfoque de la memoria.

A Mercedes Vázquez, agradezco la oportunidad de trabajar junto a ella y aprender sobre un tema totalmente desconocido para mí. Gracias por la amabilidad de siempre, y sobre todo por la buena disposición.

Sin ánimo de ser repetitivo, agradezco a mis tres profesores por su excelente predisposición a ayudarme en tiempos un poco complicados, y por ofrecerme la oportunidad de realizar esta memoria.

Por otra parte, agradezco al Proyecto FONDAP-CONICYT 1509003 del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA); Proyecto FONDECYT 1130030 del profesor Martin Reich; Proyecto FONDECYT 1140629 de la profesora Mercedes Vázquez; a la empresa Mighty River Power Chile (MRP) por el acceso a las muestras del pozo.

También agradezco a Pamela Pérez por su ayuda y aporte de información sobre las estructuras del Sistema Geotermal Tolhuaca; y a Pablo Sánchez por su aporte con material, su buena onda y disposición para resolver dudas.

Gracias a mi familia, a mi mamá, hermano, Papi, agradezco que siempre estén ahí.

Gracias a mis amigos, a los “Herméticos” y a mis amigos de toda la vida, ellos saben.

Pelaito, Bobo, Bill, Kino, Gabrielito, Churro, Flopete, Javi, Aragoles... por algo los nombro, porque son de verdad.

Tania, muchas gracias por estar siempre ahí cuando te necesito, no puedo dejar de agradecerte, eres la mejor amiga del universo, te pasas (te adoro)...

Verito, toda la vida preocupada por mí, no sabes cuánto te lo agradezco.

Mami, Patito, todo esto es para ustedes, se fue lo más importante en mi vida, no saben cómo me hubiera gustado que estuvieran conmigo físicamente, sin ustedes me quedé inmóvil, pero debo seguir caminando. Pensé en dejar todo de lado en algún momento, pero esto te lo debo Patito, te amo, gracias por ser el mejor papá que alguien pudiera tener...

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	OBJETIVOS	2
1.1.1	OBJETIVO GENERAL	2
1.1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
1.2	HIPÓTESIS	2
1.3	UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	3
2	MARCO GEOLÓGICO	5
2.1	MARCO GEOTECTÓNICO	5
2.2	GEOLOGÍA REGIONAL	7
2.2.1	ROCAS ESTRATIFICADAS	8
2.2.2	ROCAS INTRUSIVAS	10
2.2.3	ESTRUCTURAS	11
2.3	GEOLOGÍA LOCAL	14
2.3.1	VOLCÁN TOLHUACA	14
2.4	SISTEMA GEOTERMAL TOLHUACA (SGT)	19
2.4.1	POZO TOL-1	22
3	METODOLOGÍA Y TEORÍA	28
3.1	TEORÍA	28
3.1.1	DIFRACCIÓN DE RAYOS X (XRD)	28
3.1.2	MÉTODO DE POLVO CRISTALINO	29
3.2	METODOLOGÍA	31
3.2.1	SEPARACIÓN DE LA FRACCIÓN ARCILLA	31
3.2.2	PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA ANÁLISIS	33
4	RESULTADOS	38
4.1	INTRODUCCIÓN	38
4.2	MINERALOGÍA DE FRACCIÓN TAMAÑO ARCILLA	41
5	DISCUSIONES	50
5.1	MINERALOGÍA DE ARCILLAS	55
5.1.1	ESMECTITA	55
5.1.2	CEOLITAS	57

5.1.3	INTERESTRATIFICADOS ILLITA-ESMECTITA	60
5.1.4	INTERESTRATIFICADOS CLORITA-ESMECTITA.....	63
5.1.5	CLORITA.....	65
5.2	RELACIÓN ENTRE ESTRUCTURAS Y MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN	66
5.2.1	CARACTERÍSTICAS DE LA CAPA SELLO	68
5.3	FORMACIÓN DE LOS DOMINIOS DE ALTERACIÓN.....	71
5.3.1	DOMINIO DE ALTERACIÓN I.....	71
5.3.2	DOMINIO DE ALTERACIÓN II.....	72
5.3.3	DOMINIO DE ALTERACIÓN III Y IV	72
6	CONCLUSIONES	74
7	BIBLIOGRAFÍA.....	76

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Ubicación y vías de acceso al Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT). El recuadro negro indica la ubicación del SGT; el triángulo negro indica la ubicación del volcán Tolhuaca.	4
Figura 2.1 División de la ZVS en cuatro dominios: NSVZ, TSVZ, CSVZ y SSVZ. Extraída de López- Escobar et al. (1995).....	6
Figura 2.2 (A) Marco tectónico de los Andes del Sur (Modificado de Rosenau et al., 2006). (B) Alineación NW-SE entre el volcán Tolhuaca y Lonquimay, asociado al SFLV: Sistema de Fallas de Larga Vida. SFLO: Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui. El recuadro en rojo muestra la ubicación del proyecto geotermal Tolhuaca (Pérez-Flores et al. 2012).....	7
Figura 2.3 Mapa regional de la zona de Curacautín. Elaborado a partir de Suárez y Emparan (1997).	13
Figura 2.4 Mapa geología local. Elaborado a partir de Moreno et al. (2012).	17
Figura 2.5 Sección transversal de los volcanes Tolhuaca y Lonquimay. Extraída de Moreno et al. (2012).	18
Figura 2.6 Configuración del Sistema Geotermal Tolhuaca. Modificado de Melosh et al. (2012)	19
Figura 2.7 Conductividad total a 400 m de profundidad. Los tonos rojos representan zonas de alta conductividad. Se indica la ubicación de una serie de pozos exploratorios (Melosh et al., 2012).	20
Figura 2.8 Modelo conceptual esquemático del Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT) (Melosh et al., 2012).....	21
Figura 2.9 Temperatura medida del pozo TOL-1. Imagen extraída de Melosh et al. (2009).....	24
Figura 2.10 Relación de la temperatura con mineralogía de arcilla. Imagen extraída de Moore (2009)..	24
Figura 3.1 Diagrama ilustrativo de la Ley de Bragg.	29
Figura 3.2 Ejemplo de difractograma mediante análisis de roca total. Se plotea intensidad versus ángulo 2θ	30
Figura 3.3 (a) Esquema de la preparación de un agregado orientado. (b) Resultado final.....	34
Figura 3.4 Difractograma que ejemplifica el corrimiento típico de la esmectita, de 14 a 17 Å. .	35
Figura 3.5 Ejemplos que ilustra los distintos órdenes de Reichweite.	36
Figura 4.1. Columna estratigráfica del pozo TOL-1, perteneciente al Sistema Geotermal Tolhuaca.	39

Figura 4.2 Difractograma de la muestra 37, se muestran peaks característicos de los minerales Sme: esmectita, Qtz: cuarzo y Ab: Albita.....	42
Figura 4.3 Difractograma de la muestra 104, se muestran peaks característicos de los minerales Sme: esmectita, I/S: illita-esmectita, Ab: albita, Hul: heulandita.....	43
Figura 4.4. Difractograma de la muestra 376, se muestran peaks característicos de los minerales Sme: esmectita, Hul: heulandita, Ab: albita.	44
Figura 4.5 . Difractogramas de las muestras 393(a), 470(b), 578(c), 607(d), 696(e), 767(f), 823(g) y 829(h). Sme: esmectita,	47
Figura 4.6. Difractograma de la muestra 865, se muestran peaks característicos de los minerales Chl: clorita, Ab: albita y Qtz: cuarzo.....	48
Figura 5.1 Litología, profundidad, temperatura y mineralogía de alteración del pozo TOL-1.	54
Figura 5.2 Diagrama de fases de las ceolitas. Modificado de Liou et al. (1991)..	59
Figura 5.3 Modelo conceptual de un reservorio geotermal de alta temperatura (250-300°C) (Cumming et al., 2000).....	69

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1 Profundidad, temperatura y litología de las muestras escogidas para la difracción de rayos X.	40
Tabla 4.2 Mineralogía de alteración detectada en los análisis de difracción de rayos X sobre la fracción arcilla, pozo TOL-1.	49
Tabla 5.5.1 Distribución de la mineralogía de fracción tamaño arcilla a lo largo del pozo TOL-1.	51
Tabla 5.5.2. Resumen de la mineralogía de alteración no perteneciente al grupo de las arcillas (Moore, 2009).	52
Tabla 5.3 Resumen de rangos de estabilidad de minerales de arcilla. Tomado de Harvey & Browne (1991)	62
Tabla 5.4 Resumen de los datos obtenidos en los estudios de Pérez-Flores et al., (2012,2013), Sánchez et al., (2013b, 2013c) y Lizama (2013).	66

1 INTRODUCCIÓN

Los minerales de arcilla, pertenecientes al grupo de los filosilicatos, están ampliamente presente como productos de alteración hidrotermal en muchos de los sistemas geotermales activos, además de sistemas fósiles (Mas et al., 2006). Son variados los estudios que han considerado la distribución secuencial de las esmectitas (minerales expandibles) a silicatos no expandibles y estables a mayor temperatura (clorita e illita) como función de las condiciones termales pasadas o presentes, es decir, están estrechamente ligadas con la temperatura de los sistemas (McDowell et al., 1980; Inoue & Utada, 1983; Cathelineau & Nieva, 1985; Horton, 1985; Kranidiotis & MacLean, 1987; Harvey & Browne, 1991).

Las propiedades mineralógicas de las arcillas no sólo son controladas por la temperatura y la presión, además están presentes diversos factores: composición química de la roca y de los fluidos, tiempo, razón fluido/roca, control estructural, entre otros (Browne, 1984). Todos los factores anteriormente mencionados, tienen algún grado de influencia en las propiedades de los minerales de arcilla, dentro de los que destacan: composición, estructura y textura. Por lo tanto, el estudio de la mineralogía de arcilla es de vital importancia para el mejorar el conocimiento sobre los sistemas geotermales en la actualidad.

El Sistema Geotermal Tolhuaca, ubicado en la zona cordillerana de la IX región de la Araucanía, Chile, ofrece una excelente oportunidad para estudiar la evolución de los minerales de arcilla, y así, mejorar el conocimiento sobre el modelo de alteración en este sistema geotermal. Más en específico, el sondaje de diamantina TOL-1, permite complementar las investigaciones realizadas en Tolhuaca, a través del estudio de las arcillas, buscando correlacionar si la asociación de los minerales de arcilla está relacionada con la intensidad de la alteración y cómo la asociación mineral puede estar controlada por los dominios estructurales definidos por Pérez et al. (2013) y Sánchez et al. (2013c).

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 OBJETIVO GENERAL

Estudiar mediante análisis de difracción de rayos X (XRD), las características de los minerales de arcilla, su variación - evolución con la temperatura y profundidad, además de complementar los resultados con estudios previos, buscando mejorar el entendimiento sobre las características del reservorio del Sistema Geotermal Tolhuaca.

1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Identificar las asociaciones de minerales de arcilla a lo largo del sondaje de diamantina TOL-1.
2. Estudiar cómo varía la proporción de clorita e illita en los interestratificados clorita-esmectita e illita-esmectita, respectivamente.
3. Establecer las condiciones de temperatura a la cual fueron formadas las asociaciones de minerales de arcilla.
4. Estudiar la influencia de los distintos factores geológicos en la distribución de los minerales de la arcilla a lo largo del pozo.

1.2 HIPÓTESIS

Existe una estrecha relación entre la mineralogía de arcillas y la temperatura, es decir, a partir de los minerales formados por la alteración hidrotermal, específicamente de los minerales de arcilla, se puede determinar la temperatura de formación de la alteración hidrotermal. De esta forma, en los sistemas geotermales, es posible encontrar la evolución de esmectita a clorita o illita a través de interestratificados illita-esmectita (I/S) o clorita-esmectita (C/S), desde niveles superficiales a niveles más profundos. Estos cambios químicos y estructurales de los filosilicatos, ocurren a temperaturas acotadas, permitiendo estimar la temperatura de formación de la alteración, incluso la presencia de fases metaestables a la misma profundidad podría indicar distintos episodios de formación de la alteración hidrotermal.

La hipótesis desarrollada en este trabajo es que la configuración estructural ejerce un control de primer orden en la alteración hidrotermal del Sistema Geotermal Tolhuaca, específicamente se busca estudiar la conformación de la capa sello en términos mineralógicos y estructurales, enfatizando en el rol específico que cumple la mineralogía de arcillas en la determinación de este nivel aislante del sistema.

1.3 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El Sistema Geotermal Tolhuaca, se ubica en el flanco NW del volcán Tolhuaca, el cual se sitúa en la IX región de la Araucanía, muy cerca del límite con la VIII región del Biobío, en plena Cordillera de los Andes. El campo geotermal pertenece a la provincia de Malleco, y se ubica espacialmente entre las latitudes $38^{\circ}15'' - 38^{\circ}20''S$, y longitudes $71^{\circ}35'' - 71^{\circ}43''W$, a aproximadamente 25 Km al NE de Curacautín.

La Ruta Internacional Pino Hachado (Ch-181) une las ciudades de Victoria (Chile) con Neuquén (Argentina), a través del Paso Pino Hachado. Esta ruta es la que conduce hasta los sectores aledaños al volcán Tolhuaca. No hay caminos directos, por lo que la empresa GeoGlobal Energy Chile construyó un camino (ruta R-761) que asciende hasta la zona de fumarolas, campamento y zonas de perforación.

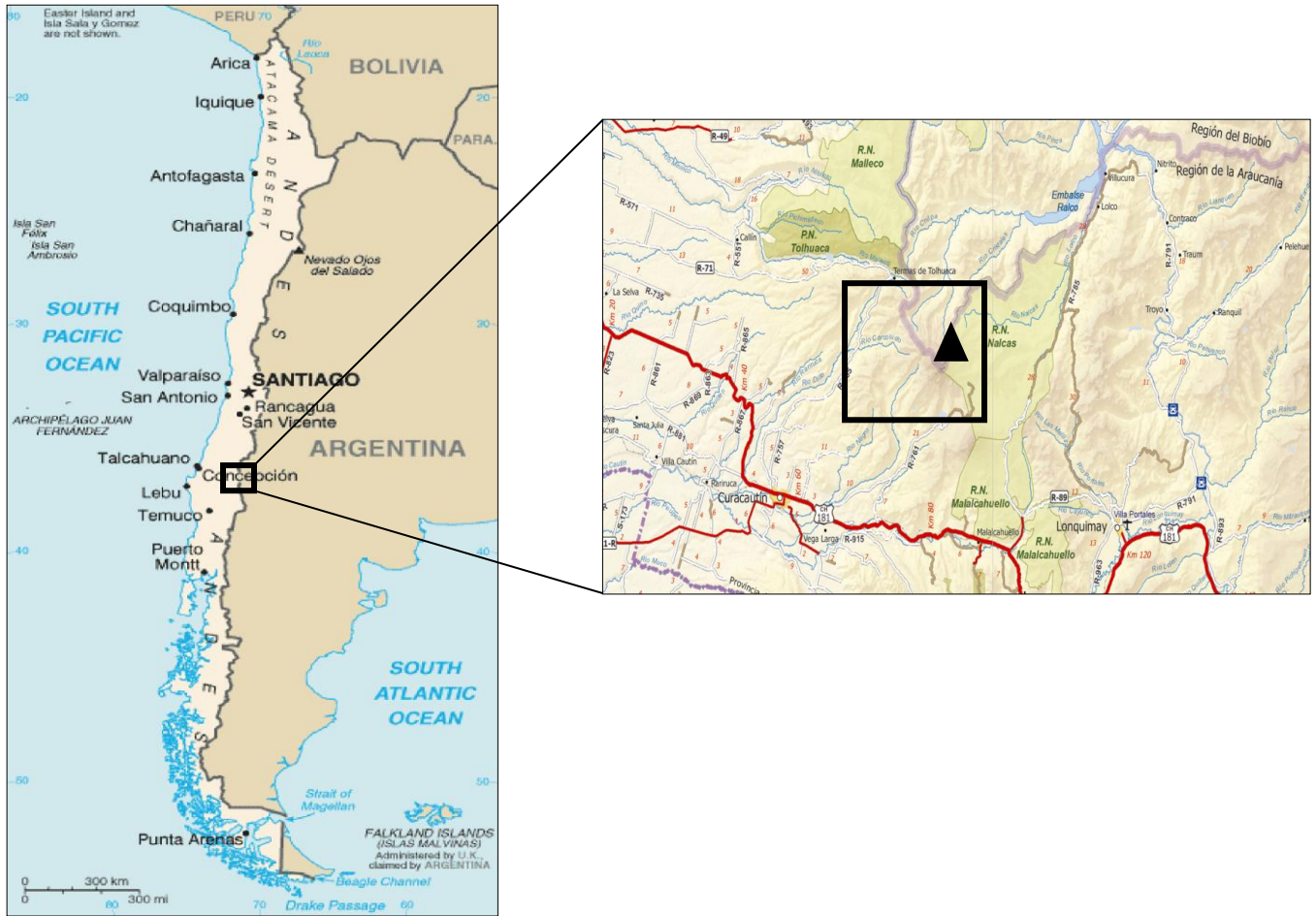


Figura 1.1 Ubicación y vías de acceso al Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT). El recuadro negro indica la ubicación del SGT; el triángulo negro indica la ubicación del volcán Tolhuaca.

2 MARCO GEOLÓGICO

2.1 MARCO GEOTECTÓNICO

El área de estudio se ubica en el borde occidental de la Placa Sudamericana, y se enmarca en un ambiente de subducción casi ininterrumpido desde el Jurásico que se manifiesta activamente en la ocurrencia de plutonismo y volcanismo de arco, el cual ha experimentado una progresiva migración hacia el este (e.g. Charrier et al., 2007). La convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana ocurre a tasas de $\sim 6,6$ cm/año, lo que ha permanecido relativamente constante en los últimos 20 Ma (Pardo-Casas y Molnar, 1987).

Hay cerca de 200 volcanes, pertenecientes al Pleistoceno y Holoceno, a lo largo del arco volcánico sudamericano. Dada la gran cantidad de actividad volcánica, el volcanismo de arco en los Andes de Sudamérica ha sido dividido en cuatro zonas volcánicas, en función de la presencia de intervalos carentes de volcanismo: Zona Volcánica Norte (NVZ; 2°N - 5°S), Zona Volcánica Central (CVZ; 14°S - 28°S), Zona Volcánica Sur (SVZ; 33°S - 46°S) y Zona Volcánica Austral (AVZ; 49°S - 55°S) (Stern et al., 2007).

En particular, el área de estudio se ubica en la Zona Volcánica Sur (SVZ), la cual se encuentra comprendida entre los 33°S y 46°S . La SVZ incluye al menos 60 edificios volcánicos histórica y potencialmente activos y numerosos centros eruptivos menores ubicados tanto en Chile como en Argentina (Stern, 2004). Adicionalmente, en la SVZ se identifican dos sistemas de fallas de escala regional: el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) (Hervé & Thiele, 1987; Hervé, 1994; Cembrano et al., 1996; Cembrano & Lara, 2009), paralelo al arco volcánico; y un Sistema de Falla de Larga Vida y rumbo WNW (SFLA) (Cembrano et al. 1996; Lavenu & Cembrano, 1999; Rosenau et al. 2006; Cembrano & Lara, 2009).

López- Escobar et al. (1995) proponen 4 subzonas dentro de la ZVS (Figura 2.1), definidas de acuerdo a su signatura geoquímica: Segmento norte (NSVZ; 33 - $34,5^{\circ}\text{S}$), con productos volcánicos de composición mayoritariamente intermedia; segmento transicional (TSVZ; $34,5$ - 37°S), con un amplio rango de composiciones, de basaltos toleíticos a dacitas ricas en K; y los segmentos central (CSVZ; 37 - 42°S) y sur (SSVZ; 42 - 46°S), que se caracterizan por la abundancia

de productos volcánicos de composición basáltica y andesítico-basáltica, con afinidad toleítica, con la común presencia de estratovolcanes.



Figura 2.1 División de la ZV en cuatro dominios: NSVZ, TSVZ, CSVZ y SSVZ. Extraída de López- Escobar et al. (1995).

En la Figura 2.2, se aprecia un esquema con el marco tectónico de los Andes de Sur, junto con el lineamiento que muestran el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (NNE) y el Sistema de Fallas de Larga Vida (NW) en el campo geotermal de Tolhuaca.

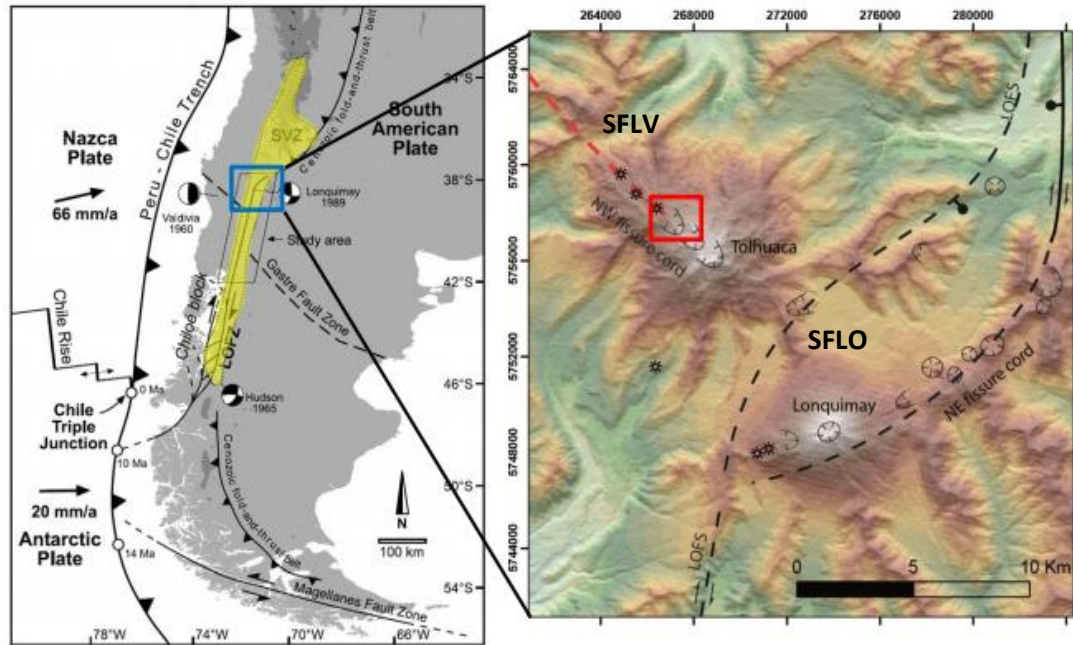


Figura 2.2 (A) Marco tectónico de los Andes del Sur (Modificado de Rosenau et al., 2006). (B) Alineación NW-SE entre el volcán Tolhuaca y Lonquimay, asociado al SFLV: Sistema de Fallas de Larga Vida. SFLO: Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui. El recuadro en rojo muestra la ubicación del proyecto geotermal Tolhuaca (Pérez-Flores et al. 2012).

Por otra parte, las principales unidades morfoestructurales del área de estudio, que presentan una orientación preferencial N-S, corresponden (de oeste a este) a Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal y Cuenca de Antepaís.

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL

En esta sección se presenta una descripción de las principales unidades estratigráficas y rocas intrusivas definidas entorno al área de estudio y que forman parte del basamento del volcán Tolhuaca. La descripción se basa en la Hoja Curacautín, perteneciente a Sernageomin (Suárez y Emparan, 2007). Las formaciones descritas son presentadas en el mapa de la Figura 2.3.

2.2.1 ROCAS ESTRATIFICADAS

2.2.1.1 FORMACIÓN NACIENTES DEL BIOBIO (JURÁSICO INFERIOR A MEDIO)

Formación distribuida hacia el este y sureste del área de estudio. Definida como una secuencia sedimentaria marina y volcánica marina y continental, constituida, en su parte inferior y media, por rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas, y lavas basálticas, de ambiente marino y, en su parte superior, por rocas volcánicas de ambiente, aparentemente, subaéreo en su mayor parte (De la Cruz y Suárez, 1997). Esta unidad presenta un desarrollo litológico vertical, que caracteriza un ciclo marino regresivo de edad jurásica. El espesor mínimo reconocido es de 2450 m. En el sector de la Laguna Icalma y en la Cordillera Lonquimay, está instruida, principalmente, por granitoides del Grupo Plutónico Gualletué, de edad jurásica superior-cretácica superior. Subyace con discordancia angular y de erosión a la Formación Cura-Mallín, de edad miocena, y al Complejo Vizcacha-Cumilao (Cretácico Superior-Paleógeno). En esta formación se distinguen tres miembros que, en parte, engranan lateralmente: Miembro Icalma (basaltos submarinos y turbiditas); Miembro Lolén-Pacunto (turbiditas volcanoclásticas marinas); y Miembro Lonquimay (sedimentitas volcanoclásticas y rocas calcáreas marinas, y rocas volcánicas aparentemente subaéreas en su mayoría, con niveles aparentemente marinos en la base) (Suárez y Emparan, 1997).

2.2.1.2 COMPLEJO VOLCÁNICO VIZCACHA – CUMILAO (CRETÁCICO - PALEÓGENO)

Unidad informal que se presenta al noreste del área de estudio y está compuesta principalmente por secuencias volcánicas, que incluye lavas andesíticas, lavas basálticas y rocas piroclásticas, con menor presencia de intercalaciones sedimentarias clásticas (lutitas, areniscas y brechas sin-sedimentarias). En base a dataciones K-Ar de roca total, se ha establecido una edad comprendida entre 73 ± 5 y 13 ± 3 Ma (Suárez y Emparan, 1997). Esta unidad sería producto de episodios de volcanismo intermedio y de la acumulación de sedimentos en un ambiente lacustre. Su base no ha sido observada. En algunas localidades, se ha reconocido que rocas asignadas a esta

unidad infrayacen discordantemente a la Formación Cura-Mallín y a lavas basálticas columnares asignadas a la Formación Malleco.

2.2.1.3 FORMACIÓN CURA-MALLÍN (MIOCENO INFERIOR-MEDIO)

Formación ampliamente distribuida en la zona, observándose hacia el este, norte y sur del área de estudio. Tiene un espesor superior a 2500 m (Muñoz y Niemeyer, 1984) y se compone por secuencias volcánicas (rocas andesíticas, dacíticas y riolíticas) y sedimentarias, de origen lacustre y fluvial. Esta formación sobryace discordantemente al Complejo Volcánico Vizcacha - Cumilao y se divide en dos miembros concordantes y transicionales:

- a) Miembro Río Queuco: representa el miembro inferior de la Formación y es de carácter fundamentalmente volcanoclástico: tobas, brechas y, en menor medida, lutitas, areniscas, conglomerados y coladas de lava (Muñoz y Niemeyer, 1984). Es equivalente al Miembro Guapitrío definido por Suárez y Emparan (1997).
- b) Miembro Malla-Malla: corresponde al miembro superior de la Formación y es de carácter predominantemente sedimentario: lutitas, areniscas y conglomerados y, subordinadamente, tobas, brechas y calizas (Muñoz y Niemeyer, 1984). Es equivalente al Miembro Río Pedregoso (Suárez y Emparan, 1997) y subyace de manera discordante a rocas asignadas a la Formación Malleco.

En base a fósiles del Miembro Malla-Malla y datación K-Ar sobre rocas del Miembro Río Queuco, esta formación ha sido asignada al Eoceno - Mioceno Medio.

2.2.1.4 FORMACIÓN MALLECO (PLIOCENO - PLEISTOCENO INFERIOR)

Formación distribuida principalmente hacia el oeste y suroeste del área de estudio, el área de tipo de la Formación Malleco es el curso del río Malleco en la Hoja Curacautín. Donde consiste en una secuencia volcánica continental: brechas y conglomerados volcánicos, tobas ignimbríticas y lavas basálticas, andesíticas y dacíticas (Suárez y Emparan, 1997). Esta formación de disposición sub-horizontal, sobryace de manera discordante al Complejo Vizcacha-Cumilao y a la Formación Cura-Mallín, y en discordancia erosiva al Grupo Plutónico Melipeuco. A su vez, la formación está

cubierta por el Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal. Dataciones K-Ar sobre roca total han arrojado resultados comprendidos entre $4,4 \pm 0,5$ y $0,8 \pm 0,3$ Ma (Thiele *et al.*, 1987; Suárez y Emparan, 1997).

2.2.1.5 CONJUNTO DE VOLCANES DE LA CORDILLERA PRINCIPAL (CUATERNARIO)

El conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal comprende, en la Hoja Curacautín, cuatro volcanes activos y uno inactivo, que forman una franja de orientación norte-sur, y que conforman las cumbres más altas de la Hoja Curacautín. De sur a norte estos volcanes son: Sollipulli, Llaima, Sierra Nevada, Lonquimay y Tolhuaca (detalle sobre la geología del volcán Tolhuaca se encuentra en el apartado 2.3.1)

2.2.2 ROCAS INTRUSIVAS

2.2.2.1 GRANITOIDES DEL GRUPO PLUTÓNICO MELIPEUCO (MIOCENO)

Se observan al norte y sur del área de estudio, y corresponden a rocas plutónicas de composición tonalítica, granodiorítica, granítica y monzonítica subordinada de biotita y hornblenda, que se encuentran cortando a estratos de la Formación Cura-Mallín. Dataciones K-Ar han relevado edades comprendidas entre 12 y 9,5 Ma (Suárez y Emparan, 1997).

2.2.2.2 INTRUSIVOS HIPABISALES (MIOCENO - PLIOCENO)

Se observan cuerpos andesíticos mayoritariamente porfídicos con plagioclasa y anfíbola, cortando los estratos de la Formación Cura-Mallín y subyaciendo en discordancia erosiva a la Formación Malleco. Se encuentran bien expuestos en las cabeceras de los ríos Renaico y Villucura, en el sector central-norte de la Hoja Curacautín, y en la exposición de un gabro de piroxeno en el cerro Mocho, al este de la Laguna de Gualletué.

2.2.3 ESTRUCTURAS

2.2.3.1 SISTEMA DE FALLA LIQUIÑE-OFQUI (SFLO)

Zona de fallas de intra-arco de orientación NNE-SSW y un desplazamiento de rumbo dextral que ha permanecido activo al menos desde el Plioceno (Hervé & Thiele, 1987; Hervé, 1994; Cembrano et al., 1996; Cembrano & Lara, 2009). Se extiende por más de 1200 km, desde el volcán Copahue hasta el istmo de Ofqui (Cembrano et al., 1996; Rosenau et al., 2006). Este sistema de falla acomoda gran parte de la deformación ocasionada por la subducción oblicua en el margen chileno, como también de la resultante entre la colisión del Ridge de Chile con la placa Sudamericana (Rosenau et al., 2006).

El SFLO presenta fallas subsidiarias NE-SW a ENE-WSW de desplazamiento dextral a dextral-normal, respectivamente. Estas fallas subsidiarias estarían asociadas a la alineación de estratovolcanes y conos monogénéticos de orientación NE en la SVZ. Junto con esto, una gran cantidad de estudios han llegado a la conclusión de que el estado de *stress* en el intra-arco, a partir del Pleistoceno, ha sido del tipo transpresional, con una dirección principal de esfuerzo (σ_1) N60E (Lavenú & Cembrano, 1999; Rosenau et al. 2006; Sánchez et al., 2013a).

Pérez-Flores et al. (2014) establece que en la terminación norte de la Falla Liquiñe-Ofqui, debido a la configuración tectónica, se forma una geometría de dúplex transtensional, el cual dentro de su dominio, presenta estructuras de inversión tectónica, por lo que se asocia a componentes transpresionales y compresionales. Además, en esta zona, el SFLO está espacial y genéticamente asociado a estratovolcanes mayores (e.g. Copahue, Llaima, Lonquimay y Tolhuaca) y a actividad sísmica superficial (Barrientos & Acevedo-Aránquiz, 1992; Cembrano & Lara, 2009).

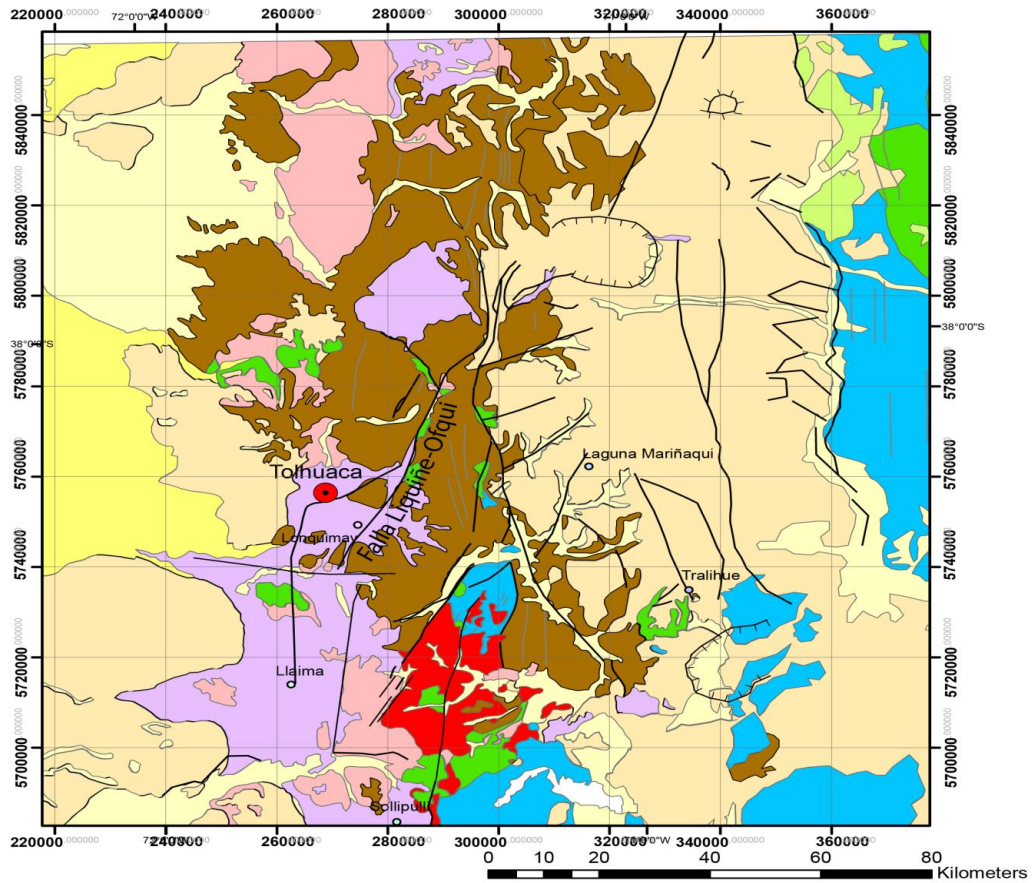
2.2.3.2 SISTEMA DE FALLA DE LARGA VIDA (SFLA)

Corresponde a fallas de rumbo WNW-ESE y desplazamiento sinistral-inverso (López-Escobar et al. 1995; Lara et al. 2006; Melnick et al. 2006; Rosenau et al. 2006), severamente desorientadas respecto al campo de stress actual, en base a lo cual han sido interpretadas como

estructuras heredadas del basamento (Radic, 2010) que habrían sido reactivadas durante el desarrollo del arco.

Algunos autores han propuesto que la tectónica controla la evolución magmática de la ZVS. Las estructuras subsidiarias del SFLO están asociadas espacial y genéticamente a la alineación de estratovolcanes y/o conos monogenéticos de orientación NE, relacionados directamente con el régimen tectónico transpresional dextral imperante en la zona, exhibiendo principalmente magmas primitivos (López-Escobar et al. 1995; Lara et al., 2006; Cembrano & Lara, 2009). En cambio, el volcanismo asociado a SFLA, a diferencia de SFLO, presenta únicamente estratovolcanes en alineaciones WNW y gran variabilidad composicional (magmas basálticos a riolíticos)

En particular, el volcán Tolhuaca está relacionado a la interacción de las estructuras pertenecientes a la terminación norte de SFLO con el Sistema de Fallas de Larga Vida. Lo que provoca una configuración estructural que refleja ambas configuraciones, estos antecedentes se abordan con mayor profundidad en el apartado 2.4.1.3 de este trabajo.



Leyenda

- Depósitos piroclásticos y de avalancha volcánica
- Depósitos cuaternarios no diferenciados
- Conjunto de volcanes de la Cordillera Principal
- Formación Malleco/Volcanismo Plioceno
- Grupo Plutónico Melipeuco
- Formación Cura-Mallín
- Volcanismo Cretácico tardío - Eoceno
- Complejo Vizcacha-Cumilao
- Grupo Plutónico Gualletué
- Formación Nacientes del Biobío



Simbología

- Caldera
- Falla
- Lineamiento
- Pliegue

Figura 2.3 Mapa regional de la zona de Curacautín. Elaborado a partir de Suárez y Emparan (1997).

2.3 GEOLOGÍA LOCAL

2.3.1 VOLCÁN TOLHUACA

El volcán Tolhuaca ($38^{\circ}18'S$ y $71^{\circ}39'W$) está ubicado 25 km al noreste de la ciudad de Curacautín, y alcanza una altitud de 2806 msnm. Corresponde a un estratovolcán mixto (lavas y piroclastos), cuya forma se asemeja a un ancho cono truncado de perfil irregular. Su base es aproximadamente elíptica con diámetros de 20 km (noreste-suroeste) y 13 km (Thiele et al., 1987) (noroeste-sureste), cubriendo una superficie de aproximadamente 200 km². El edificio volcánico está intensamente erodado, especialmente por glaciares. En particular, los flancos oriental y sur presentan circos y valles que han dejado al descubierto gran parte de la secuencia estratificada compuesta esencialmente por lavas macizas de 5-20 m de espesor. Farellones abruptos, rocas aborregadas, acanaladuras, estrías glaciarias y depósitos morrénicos revelan en avanzado desgaste del volcán. En su cima, sobre la cota 1800 m, aún se pueden observar los glaciares en franco retroceso, cuya extensión areal total es de aproximadamente 5 km².

Además del edificio principal, se identifica otro edificio en su flanco noroeste y una fisura de 4 km de longitud y rumbo NW-SE que posee numerosas solfataras (fumarolas y manantiales hirvientes) alineadas en dirección NNW-SSE. Estas manifestaciones geotermales superficiales conforman el denominado Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT) (Melosh et al., 2010)

En base a Moreno et al. (2010) se han definido las siguientes unidades (Figura 2.4):

2.3.1.1 UNIDAD TOLHUACA 1 (PLEISTOCENO MEDIO)

Secuencia estratificada de hasta 400 m de espesor, compuesta por brechas y conglomerados volcánicos, principalmente de origen lahárico, intercaladas con lavas de composición andesítica a dacítica (57-64%). Las rocas de la unidad Tolhuaca 1 se encuentran fuertemente afectadas por procesos de erosión glacial y sus afloramientos se distribuyen de forma radial entorno al edificio principal. Esta unidad sobreyace en discordancia a rocas del basamento y subyace a la Unidad Tolhuaca 2 y a los productos del volcán Lonquimay, ubicado al sureste del volcán Tolhuaca.

2.3.1.2 UNIDAD TOLHUACA 2 (PLEISTOCENO MEDIO - SUPERIOR)

Intercalación de lavas andesítico basálticas a dacíticas (51-68% SiO₂) y, en menor medida, rocas volcanoclásticas, con abundantes inyecciones filonianas; que muestran evidencias de un intenso desgaste glacial y dan forma al edificio volcánico principal, donde es posible observar un cráter erosionado de 800 m de diámetro. La presencia de estructuras del tipo "superficies craqueladas" evidencia la ocurrencia de interacción entre las lavas y el hielo durante los procesos eruptivos que dieron origen a estas rocas. La Unidad Tolhuaca 2 sobreyace en discordancia erosiva a rocas de la Unidad Tolhuaca 1 y del basamento, mientras que subyace a rocas de la Unidad Tolhuaca 3. Dataciones K-Ar en roca total indican una edad de 52 ± 20 ka (Thiele *et al.*, 1987).

2.3.1.3 UNIDAD TOLHUACA 3 (PLEISTOCENO SUPERIOR)

Secuencia de lavas de composición predominantemente andesítico basáltica a andesítica y, con escasas intercalaciones volcanoclásticas; que se distribuyen formando un estratovolcán en el flanco noroeste del edificio principal (Unidad Tolhuaca 2), que exhibe un cráter de 700 m de diámetro. Al igual que las unidades anteriores, la Unidad Tolhuaca 3 presenta erosión glacial, escasas morrenas en sus flancos y nítidas estructuras subglaciales.

2.3.1.4 UNIDAD TOLHUACA 4 (PLEISTOCENO SUPERIOR)

Consiste en una colada de lava andesítico - basáltica (53% SiO₂) emitida desde el cráter del estratovolcán correspondiente a la Unidad Tolhuaca 3, que alcanza una distancia de 6,5 km hacia el norte. Esta Unidad representa el último episodio eruptivo del volcán y presenta evidencias de erosión glacial moderada.

2.3.1.5 UNIDAD TOLHUACA FISURAL 1 (PLEISTOCENO MEDIO - SUPERIOR)

Secuencia de lavas andesítico – basálticas (53-55% SiO₂) muy erosionadas, emitidas desde una estructura fisural de rumbo NW-SE, cuyos centros de emisión generan un cordón de 1,5 km de longitud (además de un punto de emisión aislado, hacia el noroeste). Esta unidad sobreyace de manera discordante a rocas del basamento, y subyace a las Unidades Tolhuaca 3 y Tolhuaca 4.

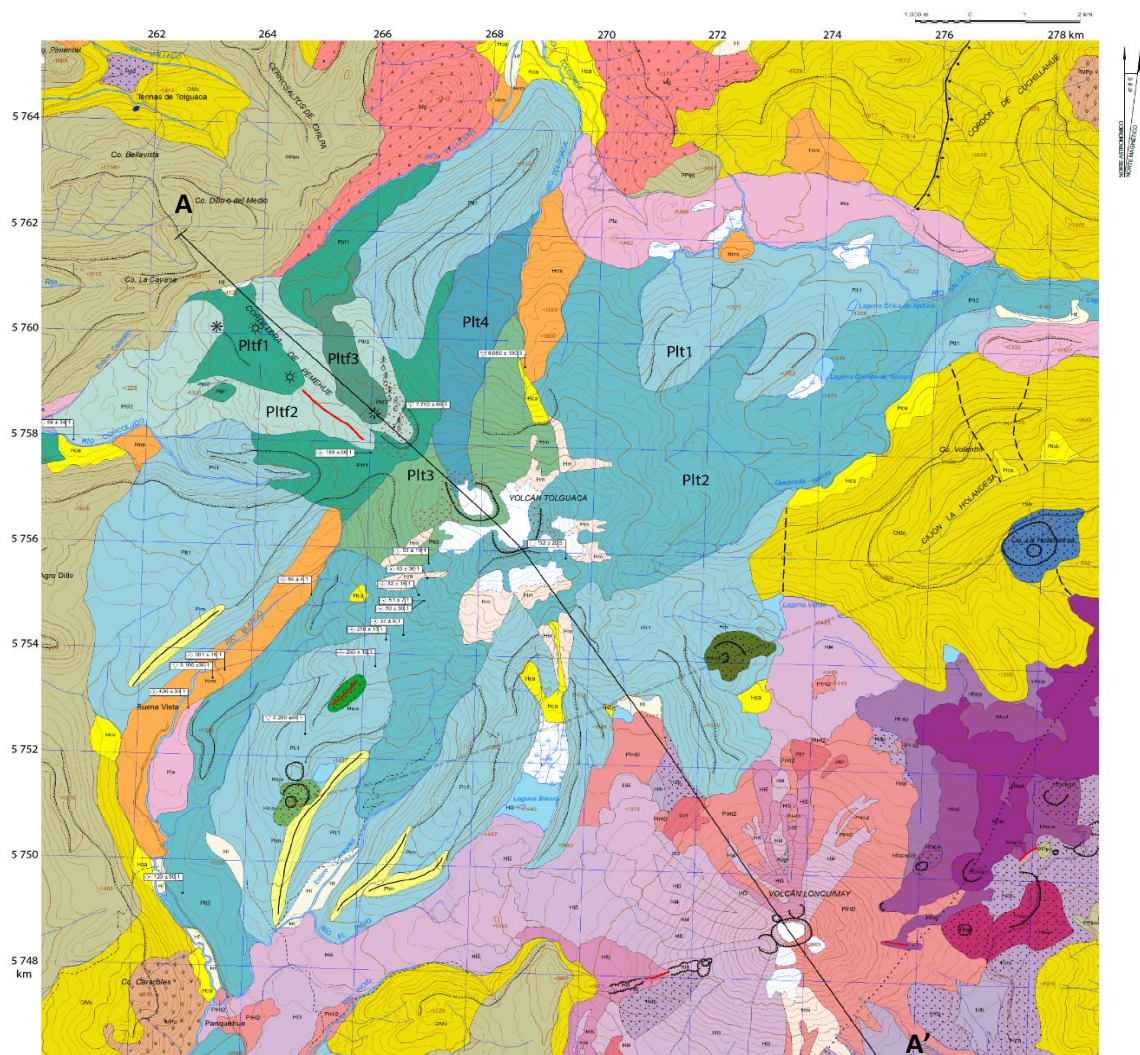
2.3.1.6 UNIDAD TOLHUACA FISURAL 2 (PLEISTOCENO SUPERIOR)

Secuencia de lavas de composición andesítica - basálticas a intermedias (52-60% SiO₂), emanadas desde una estructura fisural ancestral de rumbo NW-SE de 3 km de longitud. Estas lavas exhiben morfologías tipo "aa", en bloques y ha experimentado importantes procesos de erosión glacial.

2.3.1.7 UNIDAD TOLHUACA FISURAL 3 (PLEISTOCENO SUPERIOR TARDÍO)

Unidad compuesta por un domo y una colada de lava andesítica intermedia a silícea (60% SiO₂) de bloques de 4 km de longitud y orientación NW-SE. Representa el producto más reciente de la Unidad Fisural y presenta una zona de fumarolas y solfataras, que han sido sometidas a etapas de exploración y evaluación geotérmica.

A continuación, se presenta el mapa geológico del volcán Tolhuaca (Figura 2.4) con todas las unidades descritas anteriormente, y el perfil geológico A-A' en la Figura 2.5:



H15	Unidad Lonquimay 5 (Holoceno tardío)	H1h	Depósitos laháricos (Holoceno)
H14	Unidad Lonquimay 4 (Holoceno)	Hdp	Depósitos piroclásticos indiferenciados (Holoceno)
H13	Unidad Lonquimay 3 (Holoceno temprano)	Hca	Depósitos coluviales y aluviales (Holoceno)
PIH12	Unidad Lonquimay 2 (Pleistoceno Superior a Holoceno temprano)	Hm	Depósitos Morrénicos Recientes (Holoceno)
PII1	Unidad Lonquimay 1 (Pleistoceno Superior)	HI	Depósitos lacustres (Holoceno)
Pla	Lavas ancestrales indiferenciadas (Pleistoceno Medio)	Hf	Depósitos fluviales (Holoceno)
Hfon	Volcán Navidad (Holoceno histórico)	Hrm	Depósitos de remoción en masa (Holoceno)
Hfod	Lavas de Bloques Diamante (Holoceno histórico)	Plm	Depósitos Morrénicos Antiguos (Pleistoceno Superior)
Hfolp	Lavas de Bloques Las Paramelas (Holoceno histórico)	Plt4	Unidad Tolguaca 4 (Pleistoceno Superior)
Hfod	Lavas de Bloques Diamante (Holoceno histórico)	Plt3	Unidad Tolguaca 3 (Pleistoceno Superior)
HfoFe	Conos, Domos, Lavas y Cráteres de Explosión (Holoceno)	Plt2	Unidad Tolguaca 2 (Pleistoceno superior)
HfoD	Volcanes Portezuelo (Holoceno)	Plt1	Unidad Tolguaca 1 (Pleistoceno medio)
MPp	Intrusivos Hipabisales (Mioceno-Plioceno)	Pltf3	Unidad Tolguaca Fisural 3 (Pleistoceno Superior tardío-Holoceno)
Mg	Granitoides del Grupo Plutónico Melipeuco (Mioceno)	Pltf2	Unidad Tolguaca Fisural 2 (Pleistoceno Superior)
PPlm	Formación Malleco (Plioceno-Pleistoceno inferior)	Pltf1	Unidad Tolguaca Fisural 1 (Pleistoceno medio Superior)
OMc	Formación Cura-Mallín (Oligoceno-Mioceno)	Hicō	Volcán Colli (Holoceno)
		Hicā	Volcán Caracol (Holoceno)
		Hilv	Volcán Laguna Verde (Holoceno)
		Hilh	Volcán La Holandesa (Holoceno)

Figura 2.4 Mapa geología local. Elaborado a partir de Moreno et al. (2012).

2.4 SISTEMA GEOTERMAL TOLHUACA (SGT)

El SGT se localiza en el flanco NW del Volcán Tolhuaca, donde se ubican una serie de manifestaciones geotermales superficiales de alineación NNW-SSE, como manantiales y fumarolas (Figura 2.6). Estudios geoquímicos regionales sobre manantiales en valles adyacentes al SGT han evidenciado un potencial sistema de alta temperatura en el área (Hauser, 1997), por lo que representa una zona altamente atractiva para el desarrollo de proyectos de energía geotérmica. En exploraciones posteriores se descubrieron dos fumarolas en un *ridge* volcánico de orientación NW, y sus datos geoquímicos sugieren que el SGT es potencialmente apto para producir energía geotérmica. En particular, se ha identificado la ocurrencia de un reservorio de alta temperatura en profundidad (300°C) y un acuífero de baja temperatura en niveles someros (160°C) (Melosh et al., 2012).

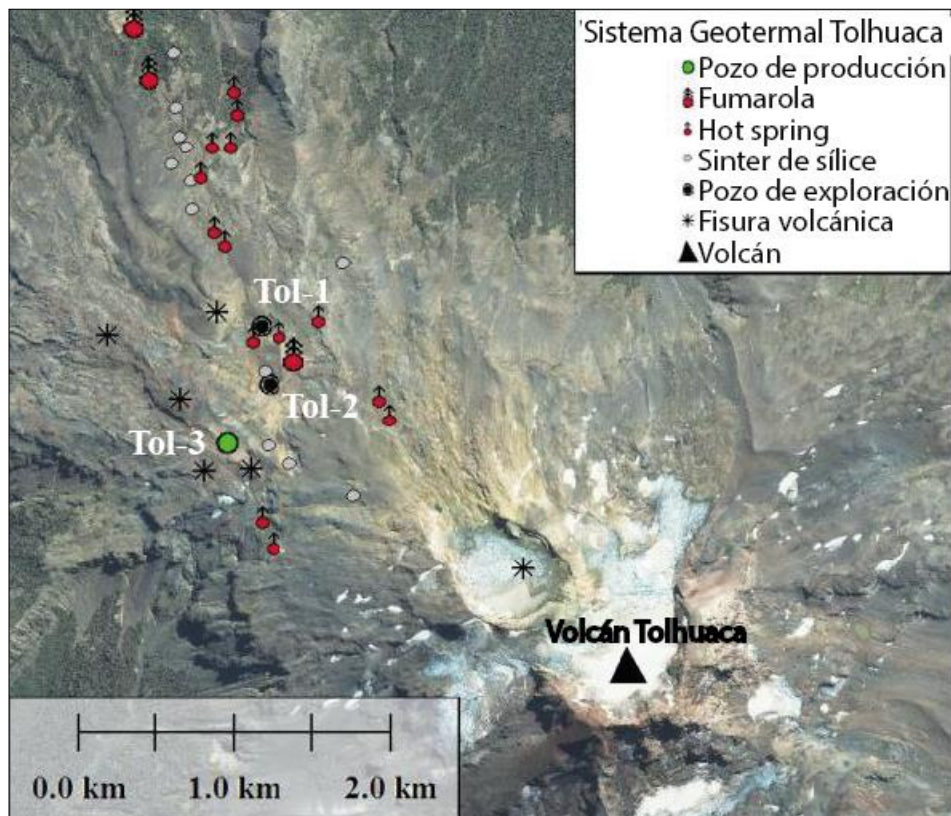


Figura 2.6 Configuración del Sistema Geotermal Tolhuaca. Modificado de Melosh et al. (2012)

En relación a la utilización de métodos geofísicos, se han realizado estudios de resistividad (métodos magneto - telúricos) que permiten identificar la presencia de una capa de arcillas de alta conductividad a una profundidad de 400 m, bajo una zona de intensa alteración hidrotermal (Figura 2.7). Adicionalmente, se ha identificado una delgada zona de alta resistividad a una profundidad de 100 m, caracterizada por tener alta persistencia lateral y una disposición relativamente plana (Melosh et al., 2012).

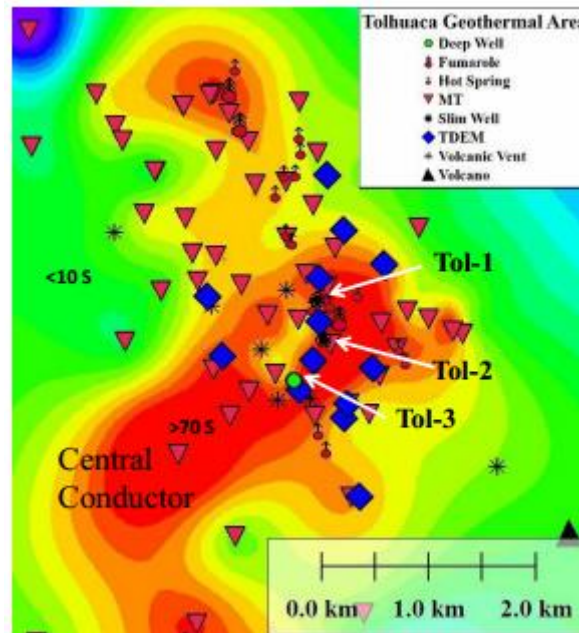


Figura 2.7 Conductividad total a 400 m de profundidad. Los tonos rojos representan zonas de alta conductividad. Se indica la ubicación de una serie de pozos exploratorios (Melosh et al., 2012).

El mapeo de superficie y pozos ha confirmado que la alteración argílica es la causa primaria del conductor cercano a las áreas termales. Cabe señalar, además, que la zona de alteración argílica se observa ampliamente distribuida en superficie, donde también se observan tres terrazas sínter-silíceos y abundantes depósitos de sílice (Melosh et al., 2012).

En base a las observaciones previamente enunciada, Melosh et al. (2012) ha propuesto un modelo del reservorio compuesto por (Figura 2.8):

- a) Reservorio líquido profundo de alta temperatura (300°C) con una fuerte recarga de carácter meteórico.
- b) Acuífero horizontal somero (100 m a 200 m de profundidad) de baja temperatura (160°C).

- c) Zona de *upflow* que une los dos niveles anteriormente mencionados, con una fuerte componente de origen magmático y que sería dominada por vapor hasta los 600 m de profundidad. Adicionalmente, se sugiere que los niveles superiores de la zona de *upflow* serían enfriados por mezcla con aguas derivadas del derretimiento de nieve.

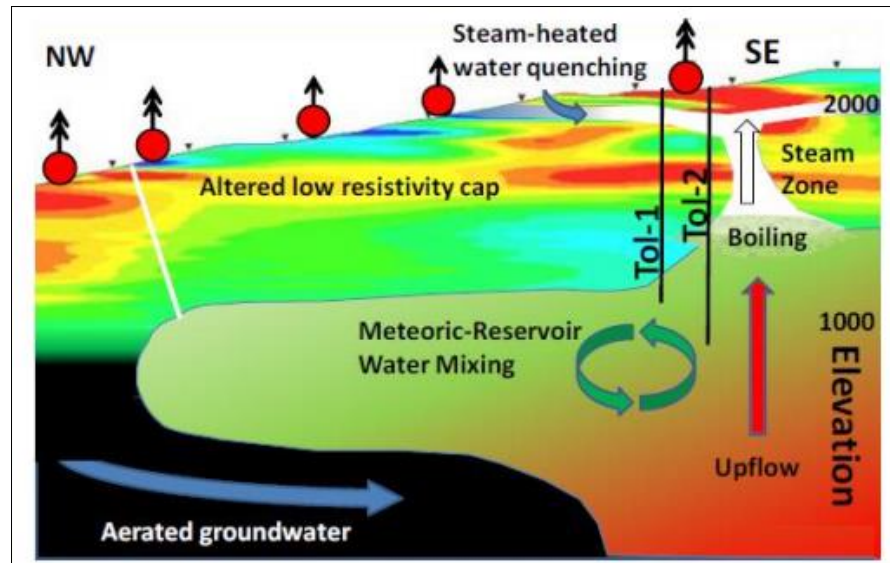


Figura 2.8 Modelo conceptual esquemático del Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT) (Melosh et al., 2012).

2.4.1 POZO TOL-1

2.4.1.1 LITOLOGÍA

El sondaje de diamantina TOL-1 inició su perforación el 9 de marzo del año 2009, mientras que el 23 de abril de ese mismo año, alcanza su longitud total de 1072.8 m. Entre 0 y 650 m, presenta una sección superior volcánica compuesta de flujos de lava andesíticos y brechas volcanoclásticas; mientras que entre los 650 y 1072.8 m, presenta una potente secuencia volcanosedimentaria. (Melosh et al., 2010).

Los flujos de lava andesíticos, en la zona superior del pozo, están intercalados con brechas volcanoclásticas que probablemente fueron producidas por procesos de autobrechización, en donde el enfriamiento diferencial y la posterior brechización de los flujos de lava ocurre cuando éstos entran en directo contacto con la atmósfera.

La secuencia volcanosedimentaria subyacente a los flujos de lava, consiste en una unidad con intercalaciones de brechas sedimentarias y areniscas entre los 650-730 m, sobreyaciendo a una unidad de rocas volcanoclásticas intercalados con flujos de lava andesítica, esta secuencia se encuentra entre los 730-1072.8 m (Melosh et al., 2010).

En Lohmar et al. (2012), se establece que a pesar de que las rocas son principalmente de composición andesítica a basáltica, la química de roca total varía en el rango de basalto a dacita. Además, el autor dice que las hialoclastitas y brechas de almohadilla presentes en cinco diferentes niveles entre los 300 y 100 metros de profundidad en el pozo TOL-1, indican que las lavas fueron eruptadas durante variados períodos en que el volcán estaba cubierto de hielo o agua generada por los glaciares. También menciona que muchas de las lavas reconocidas en superficie, y provenientes de los cráteres principales, han sido afectadas por activa erosión glacial, evidenciado en su alta cantidad de estrías. Además, lavas microcolumnares relleno paleovalle en el flanco S y SW del volcán, forman abruptos acantilados y presentan textura perlítica, lo que sugiere congelamiento a partir del hielo. Todos estos antecedentes expuestos por Lohmar et al. (2012), lo hacen pensar en que las lavas podrían haber sido afectadas por diferentes períodos glaciales durante los últimos 2 Ma.

2.4.1.2 ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Mediante análisis de cortes transparentes y difracción de rayos X (Moore, 2009) se establece una zona superior con una fuerte alteración argílica, entre 20 y 450 m; una zona transicional filica, entre 450-650 m, y por último, una zona profunda de alteración propilítica, desde los 650 m hasta el fin del pozo. Dentro de la alteración argílica superficial, las rocas pertenecientes al tramo 100-165 m, contienen una zona de alteración transicional de mayor temperatura que su entorno, incluyendo illita e interestratificados illita-esmectita. Dicho aumento de la temperatura, se relaciona con la presencia de un acuífero horizontal de temperatura cercana a los 160°C, ubicado entre los 100-200 m (mencionado en Sección 2.4).

Según diversos estudios, incluyendo isótopos de oxígeno, la alteración hidrotermal más intensa está localizada en los niveles superficiales del pozo, en específico, bajo los 500 m de profundidad. De manera similar a las observaciones de intensidades de alteración, los isótopos muestran dos zonas con valores relativamente bajos, entre los 100 y 165 m, y bajo los 500 m, con una zona en su base de aparente baja permeabilidad (Melosh et al., 2012).

En la Figura 2.9 se muestra la temperatura medida del pozo, mientras que en la Figura 2.10 se relaciona la temperatura del pozo con la mineralogía de arcillas identificada:

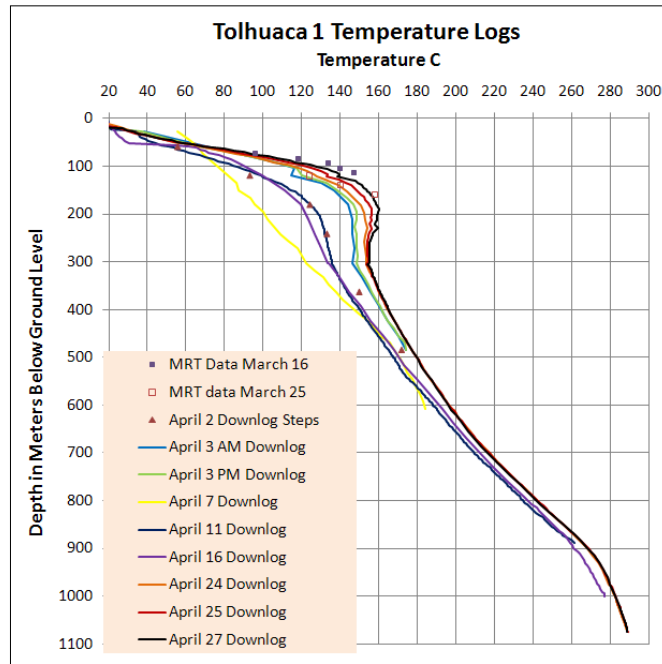


Figura 2.9 Temperatura medida del pozo TOL-1. Imagen extraída de Melosh et al. (2009)

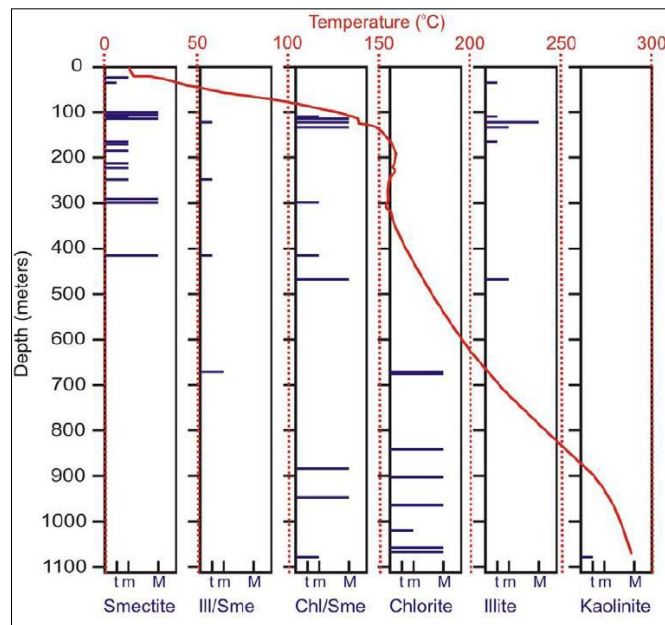


Figura 2.10 Relación de la temperatura con mineralogía de arcilla. Imagen extraída de Moore (2009).

De la Figura 2.10 se puede desprender que las arcillas muestran una gradación controlada aparentemente por la temperatura, pasando por esmectita, interestratificados C/S e I/S, clorita y finalmente illita. Cabe destacar que la caolinita no está presente en el pozo, ya que solamente aparece como traza en un punto en específico, por lo que no puede ser considerada en el estudio. Además, se aprecia la desaparición de la esmectita cerca de los 415 m de profundidad; la aparición de clorita cerca de los 673 m, y la presencia de interestratificados a lo largo de la mayor parte del pozo.

2.4.1.2.1 MODELO DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Estudios de secciones delgadas, XRD e inclusiones fluidas, muestran que el sistema se formó a través de 4 fases (Moore, 2009).

- (1) Calentamiento inicial: esmectita, interestratificados de clorita - esmectita y ceolitas, fueron depositados en la zona argílica. Además, en la zona fílica se también se depositaron interestratificados C/S, mientras que en la zona propilítica fueron depositadas epidota y clorita.
- (2) Amplia ebullición: como resultado de la ebullición, se genera sílice amorfo, calcedonia y cuarzo en la zona de alteración argílica. Por otra parte, en la zona de alteración propilítica, además de calcedonia y cuarzo, se genera *bladed* calcita y brechización hidrotermal. El depósito de múltiples polimorfos del sílice (calcedonia y sílice amorfo) es inusual en los reservorios geotermales, y sugiere una rápida despresurización del sistema.
- (3) Enfriamiento e formación de fluidos bicarbonatados vapor – calentados: el calentamiento de las aguas que percolan hacia los niveles profundos del reservorio, resulta en la precipitación calcita en etapas tardías, como rellenos *vuggy* en los primeros 900 m del pozo, y esporádicamente a mayores profundidades. Bajo los 900 m, el enfriamiento favorece la formación de prehnita después de epidota. Ocurre un depósito ocasional de wairakita, seguida de la precipitación de prehnita, siendo el último mineral

en formarse. La explicación para su depositación, tiene que ver con la mezcla de aguas vapor – calentadas y fluidos profundos del reservorio.

- (4) Aumento de la temperatura: según inclusiones fluidas registradas por la calcita a profundidades intermedias, y a la presencia de cuarzo y prehnita en la base del pozo. En alguna etapa la calcita fue depositada en niveles superficiales con calcita de textura “hojosa” de grano fino, atribuida a ebullición. Por lo tanto, esta calcita se atribuye al flujo de aguas bicarbonatadas calentadas por vapor, y que posiblemente se deban a la intrusión magmáticas de diques o sills, los que elevaron la temperatura del pozo.

2.4.1.3 ESTRUCTURA

Estudios de la estructura del sondaje han sido realizados por Pérez-Flores et al. (2012, 2013), los que se focalizan principalmente en el mapeo y reorientación de estructuras, intentando buscar alguna relación entre la alteración hidrotermal y el control estructural que presenta el pozo.

Específicamente en Pérez-Flores et al. (2012) se hace un mapeo estructural de vetas, vetillas y fallas-vetas en el Sistema Geotermal Tolhuaca. El objetivo específico de este estudio fue investigar la naturaleza de la interacción frágil y la evolución química de los fluidos y la paragénesis mineral. Como resultados, se verifica una fuerte correlación entre abundancia de estructuras y tipo de rocas: los intervalos de lava exhiben un fracturamiento y dominio de vetillas más intenso que el observado en tobas e intervalos volcanoclásticos. Además, en los 300 m superiores del pozo, las estructuras mantean con un dominante sentido de desplazamiento normal, sumado con algún componente dextral. Bajo los 300 m, las estructuras son más variables en manto y sentido del desplazamiento.

En Pérez-Flores et al. (2013) se realiza una orientación paleomagnética de las estructuras con el objetivo de analizar la geometría de la red de fracturas y estudiar su relación con el tectonismo regional. Esta técnica demostró ser bastante fiable para la reorientación del pozo TOL-1. Los análisis estructurales mostraron una orientación N50-60E, preferencial de las vetas. Por otra parte, en las fallas, se presentó una orientación preferencial N40-50E y N60-70W. Un punto importante fueron los análisis cinemáticos, que dieron como resultado un plano de falla

generalizado con orientación N60E y un régimen de fallamiento normal. Como conclusión, la orientación de vetas y fallas muestra una deformación compatible con el *stress* regional (σ_{\max} N238E)

Por otra parte, de acuerdo a los estudios realizados por Pérez-Flores et al. (2012, 2013) se distinguen tres dominios estructurales, separados por zonas de fallas, y con comportamientos diametralmente opuestos:

- (1) 0-300 m: dominio caracterizado por una alta frecuencia de fracturas en espacios abiertos; fallas normales y vetas de alto ángulo; ausencia de fracturas de cizalle; zona cataclástica en la base; acuífero calentado por vapor somero; y un flujo de fluido lateral.
- (2) 300-670 m: se caracteriza por predominio de fracturas de cizalle; muy baja frecuencia de vetas; estructuras de bajo ángulo ($< 35^\circ$); y un régimen de transferencia de calor por conducción.
- (3) 670-1073 m: presenta muy baja densidad de fracturas de cizalle; predominio de vetas sub-verticales y con espacios abiertos; y una marcada tendencia hacia un régimen isotermal.

Complementando este estudio, Lizama (2013) agrega que el primer dominio, junto con poseer las características ya mencionadas, presenta bordes sinuosos y brechización mineral y de la roca caja; el segundo dominio, sigue presentando bordes sinuosos, pero la brechización es únicamente mineral; y en el tercer dominio, los bordes son rectos bajo los 910 metros, además de existir brechización sólo de la roca caja.

Todos estos antecedentes tienen una profunda repercusión y control en la mineralogía y evolución del sistema geotermal de Tolhuaca.

3 METODOLOGÍA Y TEORÍA

3.1 TEORÍA

3.1.1 DIFRACCIÓN DE RAYOS X (XRD)

La mayor parte de las consideraciones teóricas de este capítulo han sido extraídas de Moore & Reynolds (1997).

La difracción de rayos X es posible debido a que el espacio entre planos de los átomos de los cristales es similar a la longitud de onda de los rayos X incidentes. El método, básicamente permite obtener información acerca de la estructura cristalina de los minerales, la cual es característica para cada mineral, sobre este principio se basa la difracción.

Al incidir un haz de rayos X en una red cristalina, generalmente ocurre un fenómeno llamado dispersión, en donde los rayos rebotan en todas las direcciones al cambiar de medio. La gran mayoría de los rayos dispersados interfieren consigo mismos y son eliminados; este proceso se denomina interferencia destructiva.

El fenómeno de la difracción ocurre cuando los rayos que son dispersados en determinadas direcciones, logran estar en fase con los rayos dispersados por otros planos atómicos. A este proceso se le llama interferencia constructiva, y provoca la formación de nuevas ondas realizadas mutuamente con la combinación de las reflexiones.

La difracción ocurre en una relación denominada Ley de Bragg, cuyo principio está basado en que cada material cristalino tiene una estructura atómica característica, por lo que difractará rayos X con un único patrón característico.

La Ley de Bragg, se define así:

$$n\lambda = 2d\sin\theta$$

En donde: n = número entero.

λ = longitud de onda de los rayos X.

d = distancia entre los planos de la red cristalina.

θ = ángulo entre los rayos incidentes y los planos de dispersión.

Es necesario decir que un difractómetro de rayos X involucra una fuente de radiación monocromática, además de un detector de rayos X situado en el borde de una circunferencia, con centro en la muestra.

La Figura 3.1, contiene un diagrama esquemático que especifica de mejor manera los componentes que participan en la Ley de Bragg.

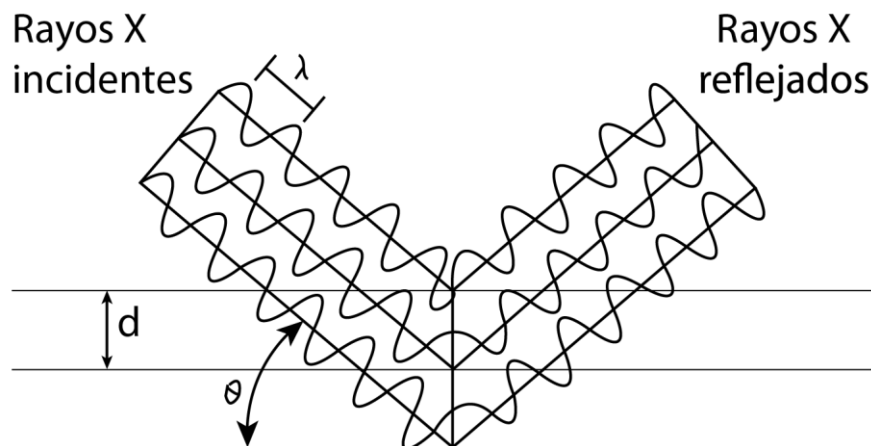


Figura 3.1 Diagrama ilustrativo de la Ley de Bragg.

3.1.2 MÉTODO DE POLVO CRISTALINO

En el método de polvo policristalino las muestras a examinar son reducidas a un polvo muy fino y puestos en un haz monocromático de rayos X. Cada partícula de polvo es un pequeño cristal aleatoriamente orientado con respecto al haz incidente. Basándose solamente en las probabilidades, algunas partículas estarán orientadas correctamente para que, por ejemplo, sus planos (100) puedan reflejar el haz incidente, mientras otras partículas estarán correctamente orientadas para las

reflexiones de otro plano y así sucesivamente. La orientación correcta correspondería a la orientación que cumpla el ángulo de Bragg para su reflexión. El resultado es el que cada set de redes cristalinas sea capaz de reflejar. En definitiva, la masa de polvo es equivalente a un solo cristal rotado en todos sus ejes posibles.

Para que lo dicho en el párrafo anterior sea posible, λ tiene que mantenerse fijo, mientras que el ángulo 2θ debe variar. El análisis es realizado a través de un difractómetro de rayos X, el cual involucra una fuente de radiación monocromática, y un detector de rayos x situados en el borde de una circunferencia, con centro en la muestra de polvo. El haz de rayos X es dirigido hacia la muestra, y el detector va variando paulatinamente el ángulo, a fin de captar las reflexiones en un rango de ángulos.

Finalmente, luego de este proceso, el resultado final es un difractograma que tiene el número de conteos (o intensidades) de reflexiones en el eje de la ordenada y el ángulo 2θ en el eje de la abscisa. El difractograma resultante se analiza y compara con patrones de difracción de minerales dispuestos en bases de datos (Figura 3.2).

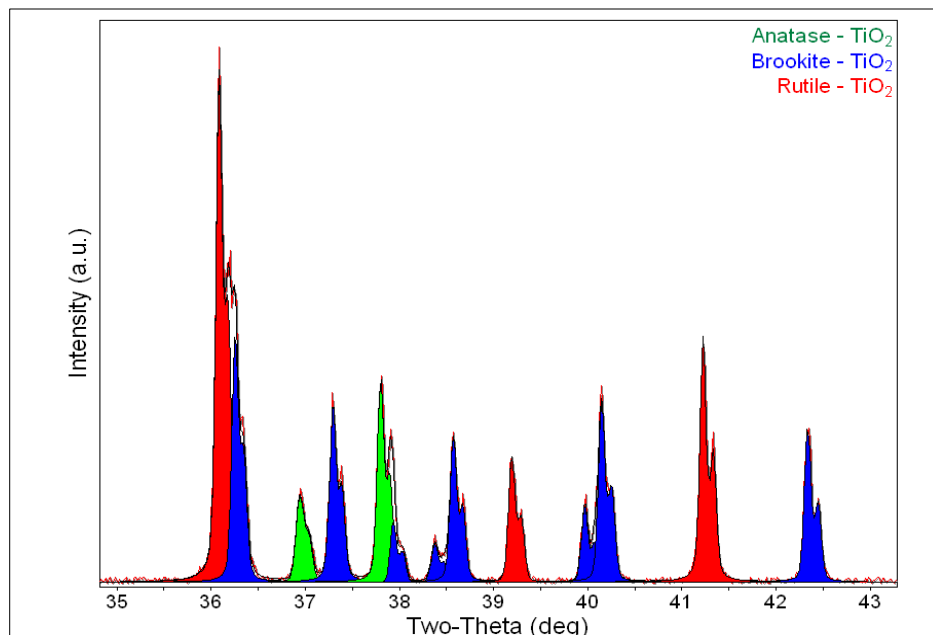


Figura 3.2 Ejemplo de difractograma mediante análisis de roca total. Se plotea intensidad versus ángulo 2θ .

En este trabajo se ocupó la base de datos de los programas *EVA X-Ray Diffraction Analysis* y *XPowder Diffraction*.

3.2 METODOLOGÍA

En este trabajo se realizaron estudios de reconocimiento de minerales de arcilla mediante técnicas de difracción de rayos X. Las muestras seleccionadas para este trabajo fueron 23. Se trabajó en el Laboratorio de Arcillas del Departamento de Geología de la Universidad de Chile en la etapa de preparación de las láminas. Posteriormente, fueron enviadas al Laboratorio de Cristalografía del Departamento de Física de la Universidad de Chile, y fueron analizadas en el difractor Bruker D8 Advance con 40kV y 30mA.

A continuación, se detalla el procedimiento por el que tuvieron que pasar las muestras seleccionadas:

3.2.1 SEPARACIÓN DE LA FRACCIÓN ARCILLA

En el presente trabajo se estudiará la alteración hidrotermal enfocada en filosilicatos, específicamente en los minerales de arcilla.

Para el estudio de los minerales de arcilla es necesario separar la fracción inferior a 2 μm . El método para llevar a cabo la separación se explica detalladamente a través de las siguientes etapas:

- (1) **Disgregación de la roca:** En este paso, es necesario moler la muestra hasta llegar a un tamaño menor a 2 mm. El procedimiento se lleva a cabo con la utilización de un mortero de hierro, en donde lentamente se tritura la muestra, hasta que pase completamente por un tamiz con un enrejado de 2 mm (N° 10 en norma ASTM).
- (2) **Disgregación por ultrasonido:** La muestra molida se mezcla con agua; en este caso fueron cerca de 150 gr de roca por cada muestra, los que se mezclaron con un litro de agua. Posteriormente son expuestos a ultrasonido por un período de 30 minutos. Según Moore & Reynolds (1989), este proceso de disgregación de arcillas es de suma importancia para obtener buenos resultados. La máquina de ultrasonido usada fue Elma - S100 – Elmasonic, utilizando una frecuencia de ultrasonido de 37 kHz.

- (3) **Uso de agente dispersante:** Este paso considera aplicar químicos dispersantes a la solución de agua y sedimento, con el objeto de evitar la captación o aglomeración de la fracción arcilla que se quiere rescatar. Los dispersantes poseen el ión fosfato, que busca ser adsorbido en los bordes de los minerales de arcilla, dejando un borde con carga positiva, y por lo tanto, inhibiendo la floculación. Para este estudio, se utilizó hexometafosfato de sodio, también llamado “calgón”, en una proporción de 20-30 gr por 200 ml de solución (Moore & Reynolds, 1997).
- (4) **Separación de la fracción menor a 2µm:** Se introduce la solución a una centrífuga, con el fin de generar una decantación acelerada, basándose en la Ley de Stokes. El tiempo de centrifugación es de 90 segundos. Luego, el frasco que contiene la solución se saca de la centrífuga con extrema precaución, buscando no agitar el sedimento decantado. Posteriormente, en un nuevo recipiente, se vierte con tan sólo un pulso, aproximadamente la mitad del contenido de la probeta. La solución vertida debiese contener a la fracción arcilla menor a 2µm. Todo este procedimiento, se debe repetir 4 veces.
- (5) **Decantación de arcilla:** Posteriormente, la solución que contiene a la fracción arcilla, se debe dejar en reposo por un par de días, o hasta que la fracción menor a 2µm, decante y se concentre en la base del recipiente que lo contenga. Cuando ya se ha formado un precipitado, se vacía lentamente el agua (o bien se seca en un horno a una temperatura cercana a los 60°C), teniendo el cuidado de no mover las partículas de sedimento que permanecen el fondo del recipiente. Una vez que se desecha la mayor parte del agua, se almacena la arcilla y se prepara para ser enviada a análisis (Sección 3.4).

Resulta necesario indicar que se debe tener la precaución de limpiar cada utensilio utilizado para la preparación de las muestras, entre cada paso, y con la cautela necesaria para no contaminar las muestras con ningún agente externo, ni entre sí.

3.2.2 PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA ANÁLISIS

3.2.2.1 AGREGADOS ORIENTADOS EN LÁMINA DE VIDRIO

Una vez que se ha separado la fracción arcilla de la roca, se prepara el material para ser analizado mediante el método de difracción de rayos X.

Con los minerales de arcilla suspendidos en una pequeña fracción de agua, se prepara un agregado orientado. Recibe este nombre, porque la muestra se introducirá orientadamente en el difractor, buscando colocar los filosilicatos en una disposición que privilegie las reflexiones basales (001) de los minerales de arcilla. Lo anterior se logra intentando que el eje c se encuentre de manera perpendicular a la lámina de vidrio.

El agregado orientado se generó utilizando el método de la lámina de vidrio. El método consiste en verter la fracción arcilla dispersada en agua, sobre una lámina de vidrio. Debido a la tensión superficial del agua, esta mezcla no resbala al verterla en la lámina. Todo este procedimiento se hace sobre una rejilla, a partir de la cual se deja secar el agregado (Figura 3.3)

El método de la lámina de vidrio es comúnmente usado, ya que es bastante fácil de aplicarlo, además de conseguirse una buena orientación. Su única desventaja es la segregación de las partículas gruesas en la parte inferior, mientras las más finas se ubican en la parte superior, generando una disposición controlada por la gravedad (Moore & Reynolds, 1997).

Este método es un análisis cualitativo bastante bueno en lo que respecta a la identificación de minerales de arcilla.

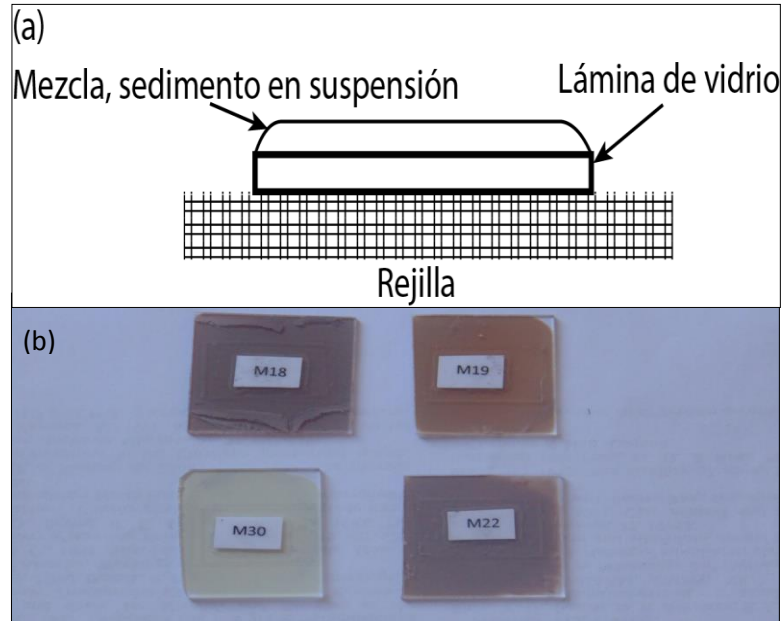


Figura 3.3 (a) Esquema de la preparación de un agregado orientado. (b) Resultado final.

3.2.2.2 SOLVATACIÓN EN ETILENGLICOL

Bradley (1945) descubrió el método de adsorción del etilenglicol, que básicamente consiste en la incorporación de esta sustancia en la estructura de minerales expandibles, como lo son la familia de las esmectita, algunos interstratificados de arcilla y también vermiculita.

Este método es primordial en la identificación de esmectitas e interstratificados con esmectita, al reconocimiento de estos minerales apunta generalmente su uso.

Una vez que se generan los agregados orientados, estos se introducen en un recipiente. Posteriormente, dentro del recipiente se agrega una cantidad de etilenglicol entre 100 y 200 ml. Luego, el recipiente es cerrado, y puesto en un horno a una temperatura de 60°C, por un período mínimo de 8 horas. Finalmente, los agregados orientados con etilenglicol no deben moverse hasta que sea necesario introducirlos en el difractor de rayos X.

3.2.2.3 IDENTIFICACIÓN DE ESMECTITA E INTERESTRATIFICADOS ILLITA-ESMECTITA Y CLORITA-ESMECTITA

Como se ha mencionado anteriormente el principal objetivo de solvatar las muestras con etilenglicol es el reconocimiento de minerales con capas expandibles, como son la esmectita y los interestratificados con esmectita. Particularmente, en esta memoria se han identificado los interestratificados illita-esmectita y clorita-esmectita.

En el caso de la esmectita, se produce un desplazamiento de los *peaks* después de solvatar la muestra con etilenglicol. El cambio más notorio es el desplazamiento del *peak* situado aproximadamente a 14 Å, el cual se mueve a 17 Å en el diagrama de etilenglicol (Figura 3.4).

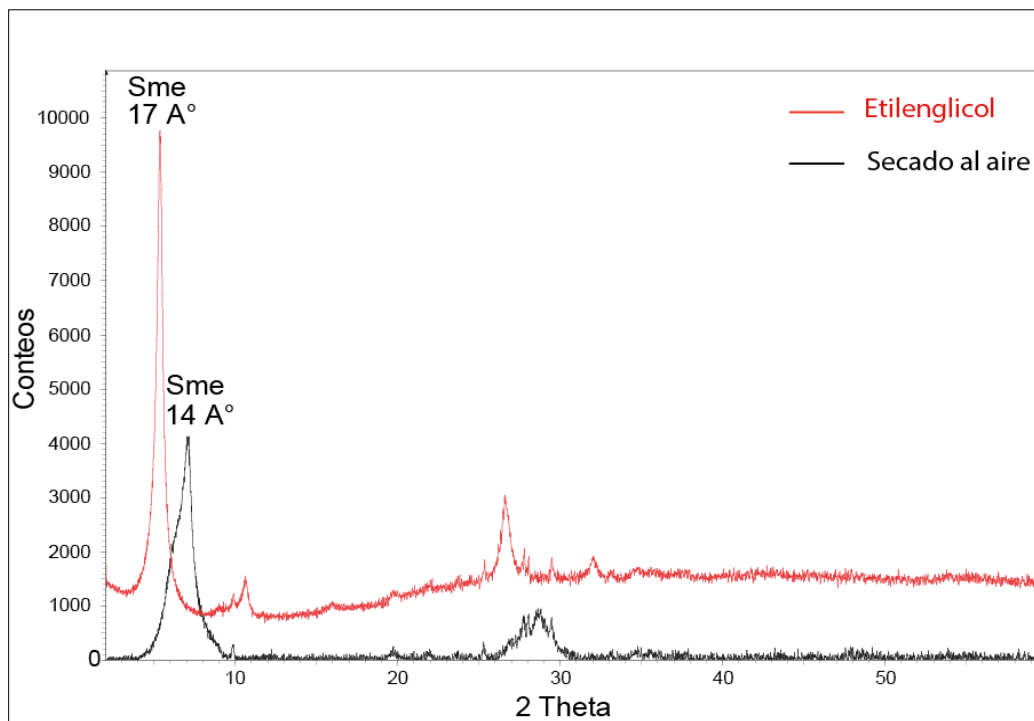


Figura 3.4 Difractograma que ejemplifica el corrimiento típico de la esmectita, de 14 a 17 Å°.

Los interestratificados son fases minerales discretas formadas por dos componentes mezclados a escala reticular. En el caso de esta memoria, los interestratificados que se han reconocido son illita- esmectita y clorita-esmectita. Dichos interestratificados se han identificado de acuerdo a los criterios establecidos por Moore y Reynolds (1989), en donde se utilizan

determinadas reflexiones que indican el Orden de Reichweite y el porcentaje de capas de esmectita en el interestratificado. Concretamente, el Orden de Reichweite se identifica en la región 10.31 a 9.01 (illita-esmectita) y 12.33 a 10.54 en el eje de los ángulos 2θ (clorita-esmectita) del diagrama, mientras que el porcentaje de capas de esmectita, en la región 5.49 a 8.38 $\Delta 2\theta$ (illita-esmectita) y 15.75 a 12.9 $\Delta 2\theta$ (clorita-esmectita)

El Orden de Reichweite se refiere a la probabilidad de que una capa A se encuentre al lado de una capa B, en un interestratificado entre A y B. Una manera más simple de pensarlo es, cuánta influencia tiene A en qué capa será la siguiente, o en la siguiente después de esa. Es implícito que sólo es aplicable a pilas de capas de filosilicatos ordenadas.

En la Figura 3.5 se muestra distintos tipos de interestratificados con distintos órdenes de Reichweite:

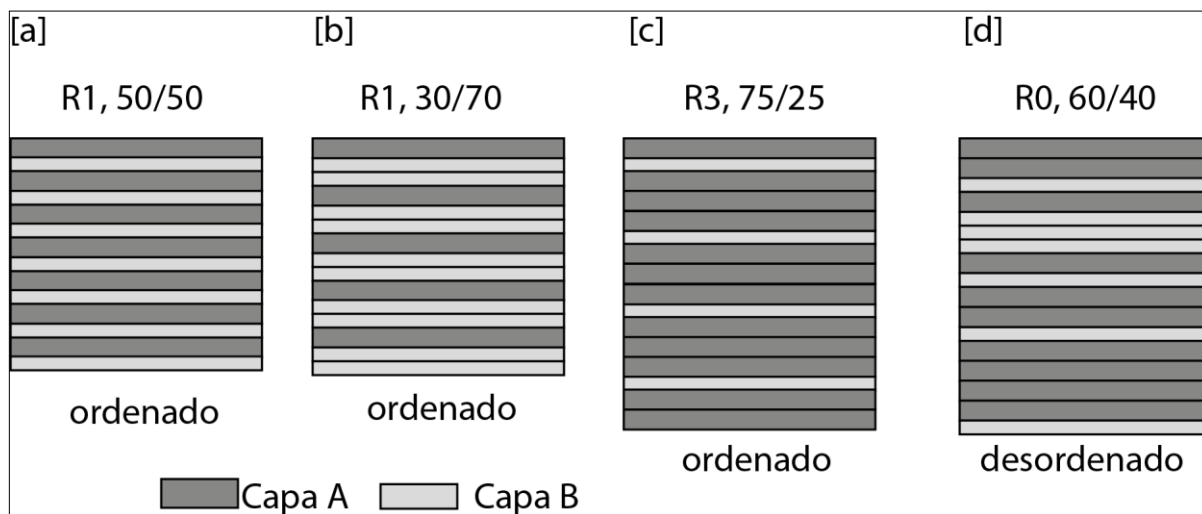


Figura 3.5 Ejemplos que ilustra los distintos órdenes de Reichweite.

La rectorita y corrensita (caso [a] en Figura 3.5), son interestratificados ordenados de 50/50 illita-esmectita y 50/50 clorita-esmectita, respectivamente. Sus dimensiones en el eje c serían entonces para la rectorita de 27\AA , pues el de la illita es de 10\AA y el de la esmectita 17\AA (solvatado en etilenglicol). Asimismo, para la corrensita el eje c sería de 31\AA , pues el de la clorita es de 14\AA y 17\AA de la esmectita solvatada con etilenglicol.

Para el caso [b] (ver Figura 3.5), se encuentra un apilamiento ordenado de 30/70, al igual que en el caso [a], esto correspondería a R1. Esto significa que la probabilidad de que la próxima lámina después de la capa A, sea B, es de 70 %.

En el caso [c] (ver Figura 3.5) se observa un orden R3 y se interpreta como que la primera capa A, tiene influencia que se extiende o alcanza 3 posiciones hasta la última A.

Finalmente, en el caso [d] (ver Figura 3.5) se observa un orden R0, para un apilamiento de 60/40 de A y B.

4 RESULTADOS

4.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo, se presentan los resultados de los análisis de difracción de rayos X practicados a la fracción de tamaño menor a 2 micrómetros, obtenida de las muestras del pozo TOL-1, perteneciente al Sistema Geotermal Tolhuaca.

El pozo tiene una longitud total de 1072.8 metros de profundidad, y en su estudio se ha intentado abarcar la mayor cantidad de muestras posible, apuntando a realizar un análisis homogéneo y acabado en lo que respecta a los minerales de arcilla. Sin embargo, cabe señalar que la disponibilidad de muestras fue acotada, como consecuencia de los siguientes factores:

- a) El primer testigo de roca con el que se contó para el análisis se ubicó a 37.58 metros de profundidad. Esto se debe a que todo el segmento sobreyacente no se encontró disponible producto de la poca consolidación de los testigos, efecto provocado por la baja resistencia al estrés de la perforación de los niveles superficiales de roca.
- b) Por otro lado, la cantidad de roca para cada muestra fue reducida, debido a que éstas han sido sometidas a estudios previos que han disminuido su stock y, por lo tanto, se ha decidido no coger material de segmentos que tuvieran una cantidad muy limitada de roca. En virtud de esto, solo se llegó a los 947.89 metros de profundidad, y no hasta los 1084.96 metros con los que se disponía.

A partir de todo lo anterior, fueron escogidas un total de 23 muestras, las que han sido caracterizadas con el metraje de su ubicación en profundidad, buscando un manejo más eficiente de los datos. Las muestras son las siguientes: 37, 42, 104, 128, 180, 198, 220, 241, 270, 291, 376, 393, 410, 470, 578, 607, 696, 767, 823, 829, 865, 901 y 947, abarcando un tramo comprendido entre 37.58 a 947.89 metros de profundidad.

La Figura 4.1 representa un esquema simplificado de los niveles estratigráficos del pozo TOL-1. A grandes rasgos, en los primeros 700 m se observa una secuencia andesítica con intercalaciones importantes de andesitas basálticas y tobas; posteriormente, hay una marcada predominancia de rocas volcanoclásticas hacia el final del pozo.

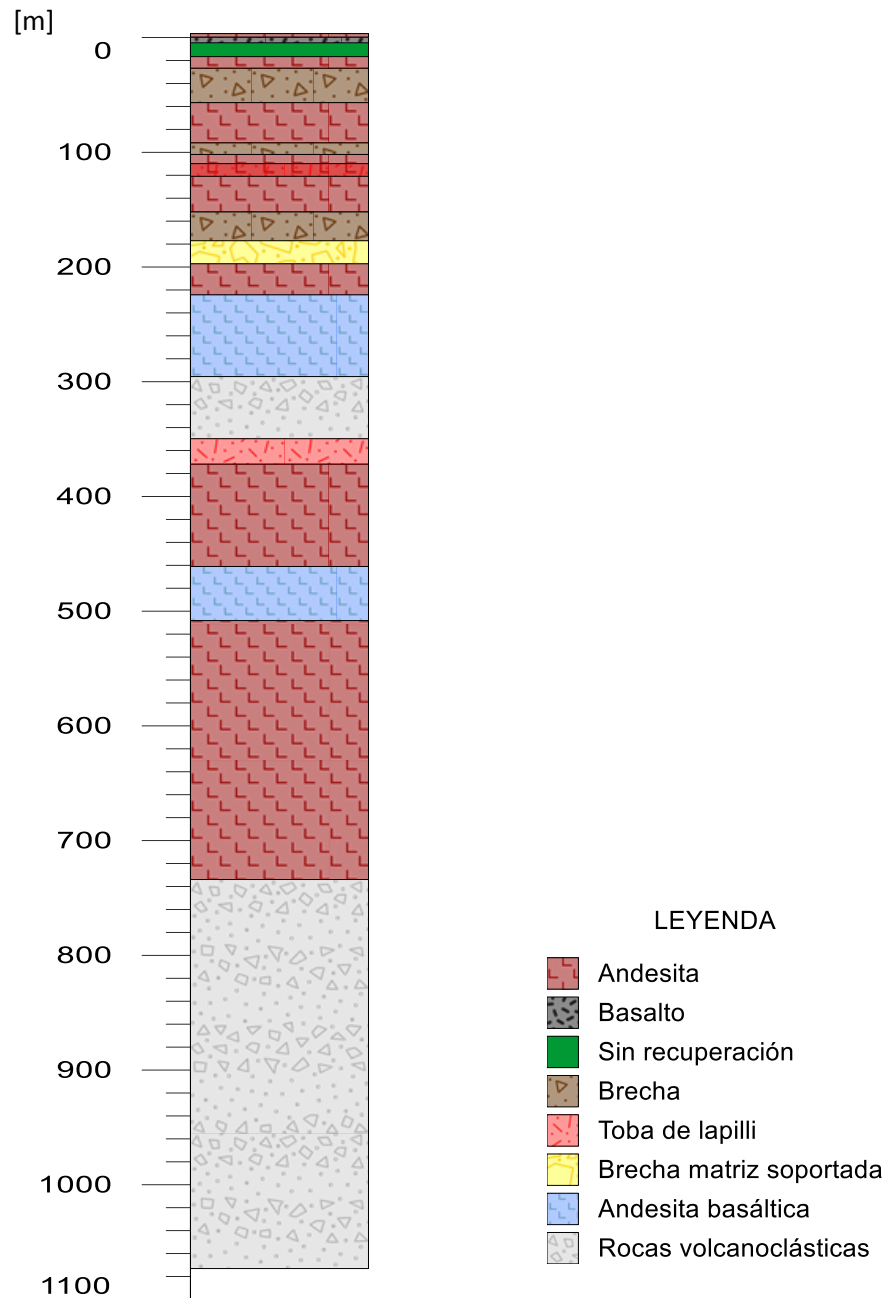


Figura 4.1. Columna estratigráfica del pozo TOL-1, perteneciente al Sistema Geotermal Tolhuaca.

A continuación, en la Tabla 4.1, se presenta un resumen de la profundidad, temperatura *in situ* del pozo -obtenida de Melosh et al. (2010)- y litología de las muestras seleccionadas para los análisis de difracción de rayos X.

Tabla 4.1 Profundidad, temperatura y litología de las muestras escogidas para la difracción de rayos X.

Muestra	Profundidad (m)	Temperatura(°C)	Litología
37	37.58-37.72	25-40	Lava andesítica gris a negra, con fragmentos escoráceos.
42	42.20-42.38	30-40	Lava andesítica gris a negra, con fragmentos escoráceos.
104	103.95-104.02	80-120	Brecha hidrotermal en flujo de lava andesítico, presencia de vuggy cuarzo.
128	128.25-128.35	85-150	Lava andesítica de color verde, con vesículas rellenas con calcita.
180	180.79-180.92	100-160	Lava andesítica gris, con óxidos de hierro rellenando fracturas.
198	198.55-198.65	100-160	Lava andesítica gris, con óxidos de hierro rellenando fracturas.
220	220.53-220.70	105-160	Brecha rojiza polimíctica con clastos subredondeados a subangulosos.
241	240.84-241.00	110-155	Andesita basáltica gris, altamente fracturada.
270	270.42-270.57	120-155	Andesita basáltica gris, altamente fracturada.
291	291.37-291.57	120-155	Andesita basáltica gris, con clorita, hematita, calcita, calcedonia y cuarzo.
376	375.85-376.30	140-160	Lava andesítica verde-grisácea
393	393.17-393.41	150-165	Roca volcanoclástica verde, clasto-soportada.
410	410.60-410.71	150-165	Lava andesítica gris, presencia de vuggy cuarzo.
470	469.83-470.00	165-175	Andesita basáltica gris con presencia de olivino relicto.
578	578.26-578.43	180-195	Lava vesicular andesítica y hialoclastita.
607	606.83-607.06	190-200	Lava andesítica verde porfírica.
696	696.54-696.68	210-220	Roca volcanoclástica verde.
767	767.45-767.78	225-235	Roca volcanoclástica verde.
823	823.35-823.39	240-250	Roca volcanoclástica verde.
829	829.74-829.85	245-255	Roca volcanoclástica verde.
865	865.06-865.20	250-260	Roca volcanoclástica verde.
901	901.40-901.49	260-270	Brecha de falla andesítica verde.
947	947.70-947.89	265-280	Roca volcanoclástica verde.

4.2 MINERALOGÍA DE FRACCIÓN TAMAÑO ARCILLA

A continuación, se presenta la mineralogía de alteración identificada en los análisis de difracción de rayos X practicados a las muestras pertenecientes al pozo TOL-1.

Cabe señalar, que tanto la esmectita como los interestratificados clorita-esmectita (C/S) e illita-esmectita (I/S), han sido identificados comparando los difractogramas de las muestras secadas al aire con las solvatadas en etilenglicol, en donde se busca analizar el corrimiento de sus respectivos *peaks*.

El primer análisis, perteneciente al nivel más superficial, fue practicado a la muestra 37, correspondiente al segmento 37.58 – 37.72 m, en cuyo difractograma (Figura 4.2) se aprecia un claro corrimiento en etilenglicol respecto al secado al aire, del *peak* ubicado en el extremo inferior izquierdo. Este se mueve desde los 13.48 Å a los 16.70 Å (valor teórico es de 16.60 Å), evidenciando el corrimiento típico de la esmectita pura, en este caso, sauconita. Además, es posible distinguir notoriamente la presencia de los minerales feldespato, plagioclasa y cuarzo. El carácter puntiagudo de algunos *peaks* (como el cercano a 10° en el eje de la abscisa) se atribuye al exceso de hexometafosfato de sodio, también llamado “calgón” (dispersante) utilizado en la preparación de las muestras, mientras que el levantamiento con forma de campana en el solvatado en etilenglicol, indica un material amorfo, sin estructura cristalina; en este caso, se presume que se trata del vidrio sobre el cual se posan las muestras.

Muestra 37 - Fracción arcilla

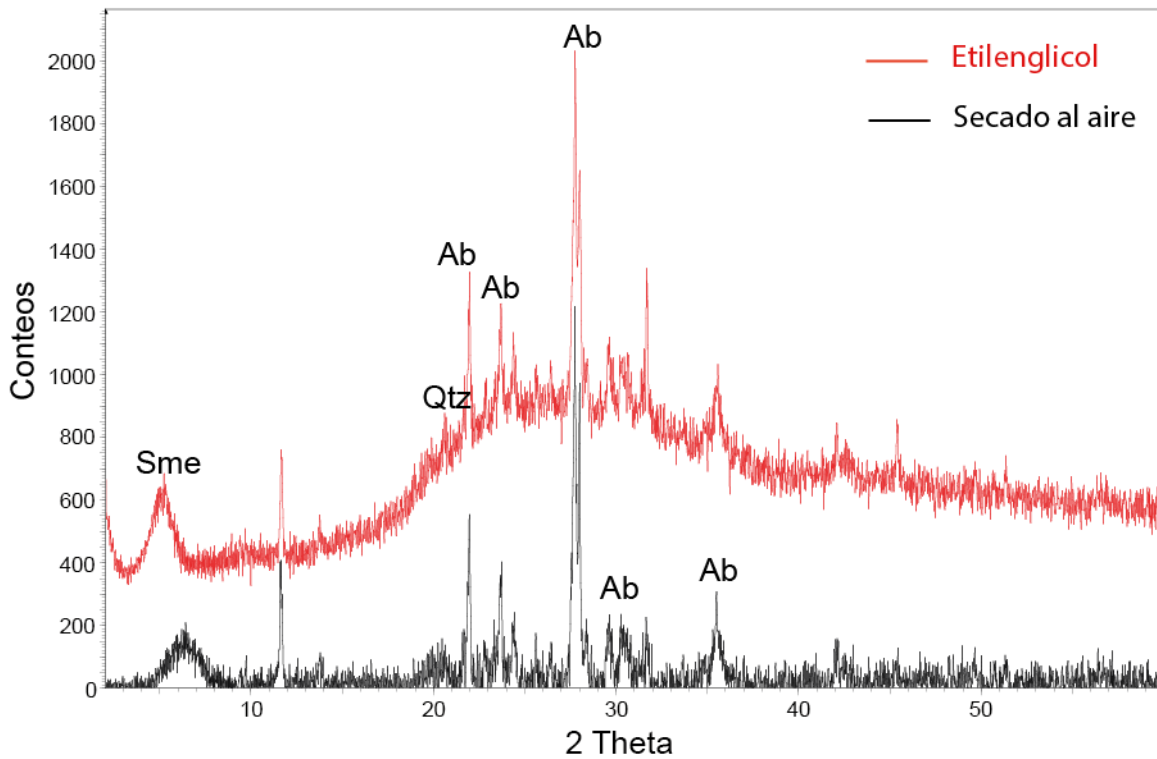


Figura 4.2 Diffractograma de la muestra 37, se muestran *peaks* característicos de los minerales Sme: esmedictita, Qtz: cuarzo y Ab: Albita.

Por otra parte, el diffractograma de la muestra 42 (42.2 – 42.38 m) es bastante similar al arrojado por la muestra 37, presentando la misma mineralogía.

El patrón de difracción de la muestra 104 (Figura 4.3), correspondiente al segmento 103.95 – 104.2 m, permite distinguir de muy buena manera la presencia de esmedictita pura. La comparación de nuestros *peaks* con la base de datos disponible para el programa *Xpoder*, coincide específicamente con la sauconita. Los *peaks* teóricos de la sauconita son: 16.60 Å, 8.33 Å, 4.60 Å y 3.34 Å, valores a los cuales el diffractograma se ajusta estrechamente, con 16.61 Å, 8.33 Å y 3.34 Å, respectivamente. Es necesario indicar que a partir de esta muestra y las siguientes, la esmedictita alcanza un grado de cristalinidad mayor que las dos anteriores, las cuales presentan *peaks* más estrechos y más pronunciados (Mas et al., 2006).

Además, se advierte la presencia de heulandita, marcada en el *peak* 8.94 Å. Sumado a lo anterior, es posible distinguir algunos *peaks* característicos de la albita.

El *peak* ubicado en los 8.95 Å no se puede clasificar claramente. Sin embargo, el patrón más cercano podría ser el de un interestratificado illita-esmectita (I/S), aunque no se puede sostener con seguridad que se trate de este último. Lo mismo ocurre con el *peak* en 5.47 Å, que se atribuye a la esmectita, pudiendo ser también una traza de illita-esmectita.

Muestra 104 - Fracción arcilla

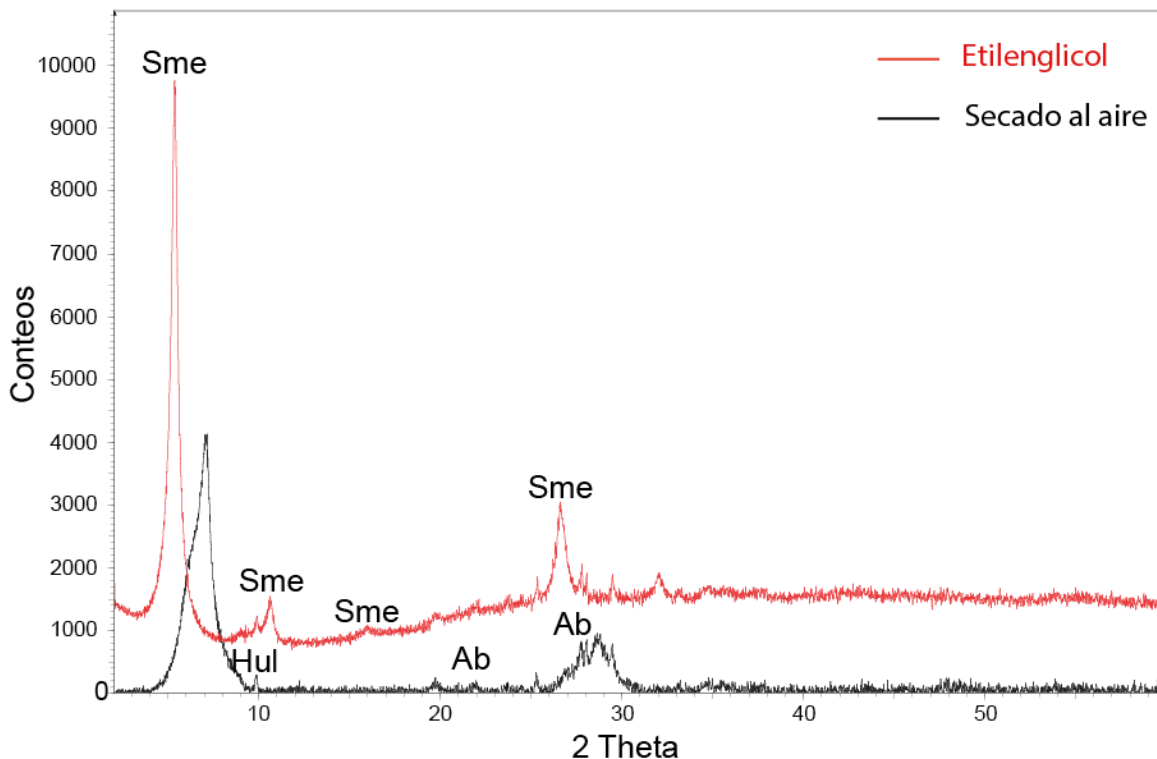


Figura 4.3 Difractograma de la muestra 104, se muestran peaks característicos de los minerales Sme: esmectita, I/S: illita-esmectita, Ab: albita, Hul: heulandita.

Los difractogramas de las muestras 128 (128.25 - 128.35 m), 180 (180.79 – 180.92 m), 198 (198.55 -198.65 m) y 220 (220.53 – 220.70 m) son bastante similares al de la Figura 4.3, con presencia de esmectita (sauconita), albita y cuarzo (Ver Anexos).

La muestra 241 (240.84 – 241 m) presenta esmectita, albita y estilbita, mineral perteneciente al grupo de las ceolitas. Luego, el *peak* cercano a los 30 ° que se escapa de los parámetros normales, nuevamente se atribuye al exceso de dispersante en la preparación de las muestras. El difractograma de la muestra 270 (270.42 – 270.57 m), por su parte, es similar al anterior, con la única salvedad

de que pareciesen existir trazas de illita-esmectita en el *peak* 9.30 Å. Sin embargo, es bastante difícil sostenerlo con seguridad, debido a la poca intensidad que alcanza este punto (Ver Anexos).

Finalmente, las muestras 291 (291.37 – 291.57 m) y 376 (375.85 – 376.3 m) vuelven a presentar el patrón de difracción característico de esta zona, con esmectita (sauconita), albita, feldespato, y escasa presencia de ceolitas (Figura 4.4).

Muestra 376 - Fracción arcilla

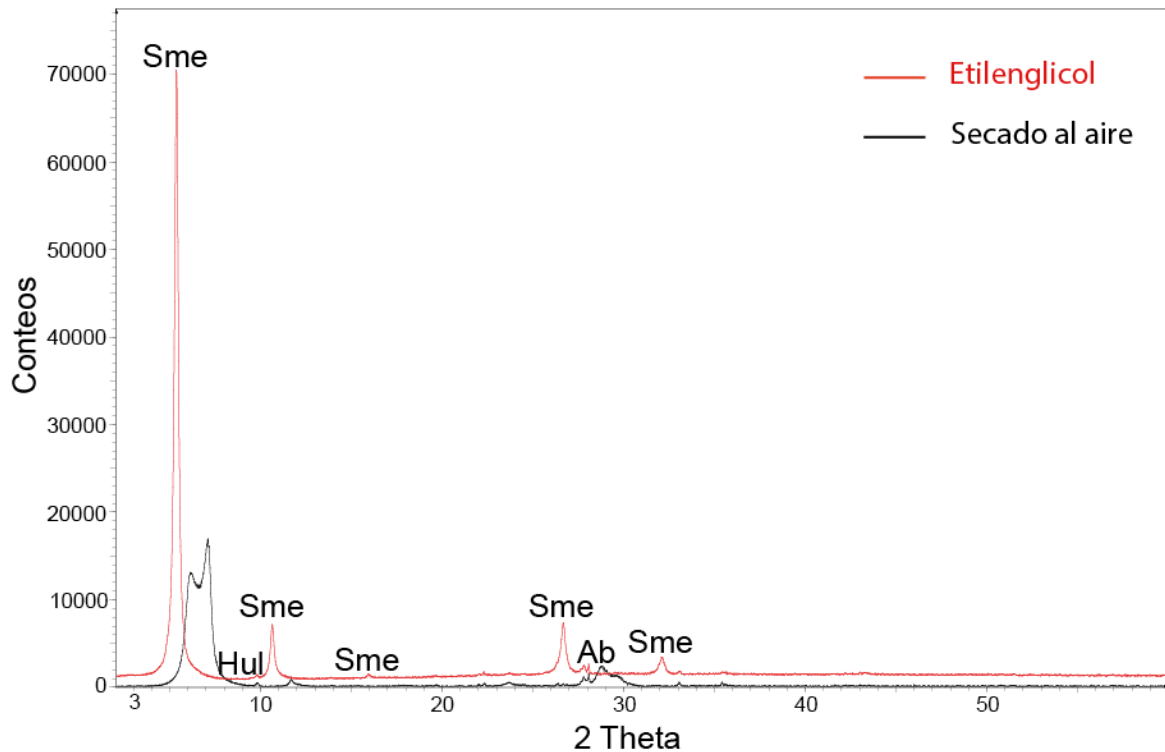


Figura 4.4. Diffractograma de la muestra 376, se muestran *peaks* característicos de los minerales Sme: esmectita, Hul: heulandita, Ab: albita.

A partir de este tramo del pozo (muestra 393), comienza la aparición de interestratificados C/S (clorita-esmectita) y/o I/S (illita-esmectita). Asimismo, es necesario mencionar que será bastante notoria la tendencia de la esmectita a desaparecer en su estado puro para pasar a formar parte de los interestratificados, a medida que aumenta progresivamente la profundidad y temperatura.

La muestra 393 (Figura 4.5.a), se ubica entre los 393.17 y 393.41 m. El diffractograma evidencia un claro corrimiento de algunos *peaks* (además de la aparición de otros nuevos), respecto del secado al aire.

El patrón de difracción permite distinguir corrensitita, un interstratificado ordenado de clorita-esmectita en una proporción fija, 50% de clorita y 50% de esmectita. Los *peaks* que muestra el diagrama son 29 Å, 7.5 Å y 5.08 Å, lo que se acerca bastante a los valores teóricos, que son 29 Å, 7.83 Å y 4.72 Å, respectivamente.

Otro mineral que se puede ver con claridad es la clorita, arrojando los *peaks* de 7.05 Å, 4.67 Å, 3.52 Å y 2.18 Å, valores prácticamente idénticos a los teóricos.

También se observa un interstratificado I/S R1 con 60% de illita, indicado en los *peaks* 9.09 Å y 5.48 Å. Además, se distingue esmectita (sauconita) marcada en el *peak* 16.62 Å y 8.35 Å, cuyos valores teóricos serían 16.60 Å y 8.33 Å, respectivamente.

Por otra parte, la muestra 410 (410.6 - 410.71 m) sólo presenta esmectita (sauconita) y albita, y no se observan interstratificados u otros minerales.

La muestra 470 (469.83 – 470 m) evidencia la presencia de esmectita (montmorillonita), corrensitita y laumontita (Figura 4.5.b). La esmectita, en este caso montmorillonita, se ve reflejada en los *peaks* 15.33 Å y 5.13 Å, los que teóricamente debiesen presentar los valores 15.33 Å y 5.14 Å, respectivamente. El mineral corrensitita, se muestra en los *peaks* 30.8 Å, 15.33 Å y 7.68 Å, valores bastante aceptables, ya que al tratarse de un interstratificado, los *peaks* generalmente presentan variaciones. El primero se mueve en valores cercanos a 30 Å, el segundo en valores cercanos a 15 Å y el tercero en números cercanos a 8 Å. También está presente el mineral laumontita (ceolita), apreciado en los *peaks* 9.51 Å y 3.02 Å, cuyos respectivos valores teóricos son 9.50 Å y 3.03 Å.

La muestra 578 (578.26 – 578.43 m) presenta los minerales corrensitita y clorita, además de un material amorfo, que pudiese ser sílice y posibles trazas de heulandita en el *peak* 9.16 Å (Figura 4.5.c). La corrensitita muestra los *peaks* 30,60 Å, 15.14 Å y 7.57 Å, valores muy cercanos a los teóricos. Asimismo, se observan los *peaks* 14.16 Å, 7.08 Å, 4.72 Å y 3.54 Å, mientras los valores teóricos de la clorita son 14.1 Å, 7.05 Å, 4.71 Å y 3.53 Å, por lo tanto, el patrón de difracción es categórico.

La muestra 607 (606.83 -607.06 m) es la última que presenta esmectita en estado puro, específicamente sauconita; sus valores en los *peaks* son idénticos a los teóricos (16.67 Å, 8.33 Å y

3.34 Å). Adicionalmente, se observa la presencia de clorita, con sus registros característicos, además de albita y heulandita, ambas con valores muy claros, que no dejan duda en su interpretación. No se advierte la presencia de interstratificados (Figura 4.5.d).

La muestra 696 (696.54 – 696.68) tiene en su difractograma a los minerales clorita, cuarzo y albita, además de material amorfo, sin presencia de esmectita ni interstratificados. Se advierte un *peak* difuso, cercano al ángulo de 10 °, que pudiese tratarse de trazas de illita, ya que su espaciado es de 10.34 Å, mientras que su valor teórico, se mueve en valores muy cercanos a 10 Å (Figura 4.5.e).

En la muestra 767 (767.45 - 767.78 m) se observa clorita, interstratificado illita-esmectita, cuarzo, albita y posibles trazas de rectorita, un mineral con interstratificado I/S ordenado, en proporción 50 % de illita y 50% de esmectita (Figura 4.5.f). En relación al interstratificado de illita-esmectita, se puede afirmar que es del tipo R1, con 70% de illita, sus *peaks* son 9.39 Å y 5.21 Å, valores similares a los teóricos, que son 9.4 Å y 5.28 Å, respectivamente. Por otra parte, el patrón de difracción de la clorita es clarísimo, mostrando prácticamente los *peaks* teóricos. Sus valores son 14.07 Å, 7.06 Å, 4.70 Å y 3.53 Å.

La muestra 823 (823.35 - 823.39 m) presenta un interstratificado I/S R1 con 80 % de illita, además de los minerales clorita, cuarzo y albita, todos con un patrón de difracción muy claro en relación a sus valores teóricos (Figura 4.5.g).

Finalmente, la muestra 829 (828.74 – 829.85 m) y su difractograma, evidencian la presencia de clorita, illita-esmectita, cuarzo, albita, y posibles trazas de illita (Figura 4.5.h). Respecto al interstratificado I/S, éste es del tipo R3, con una proporción de 90% de illita, los valores medidos son 9.60 Å y 5.11 Å, mientras que los teóricos son 9.82 Å y 5.1 Å, respectivamente. Los patrones de difracción de los minerales restantes como clorita, cuarzo y albita, son muy claros y definidos, acercándose fielmente a los valores teóricos respectivos.

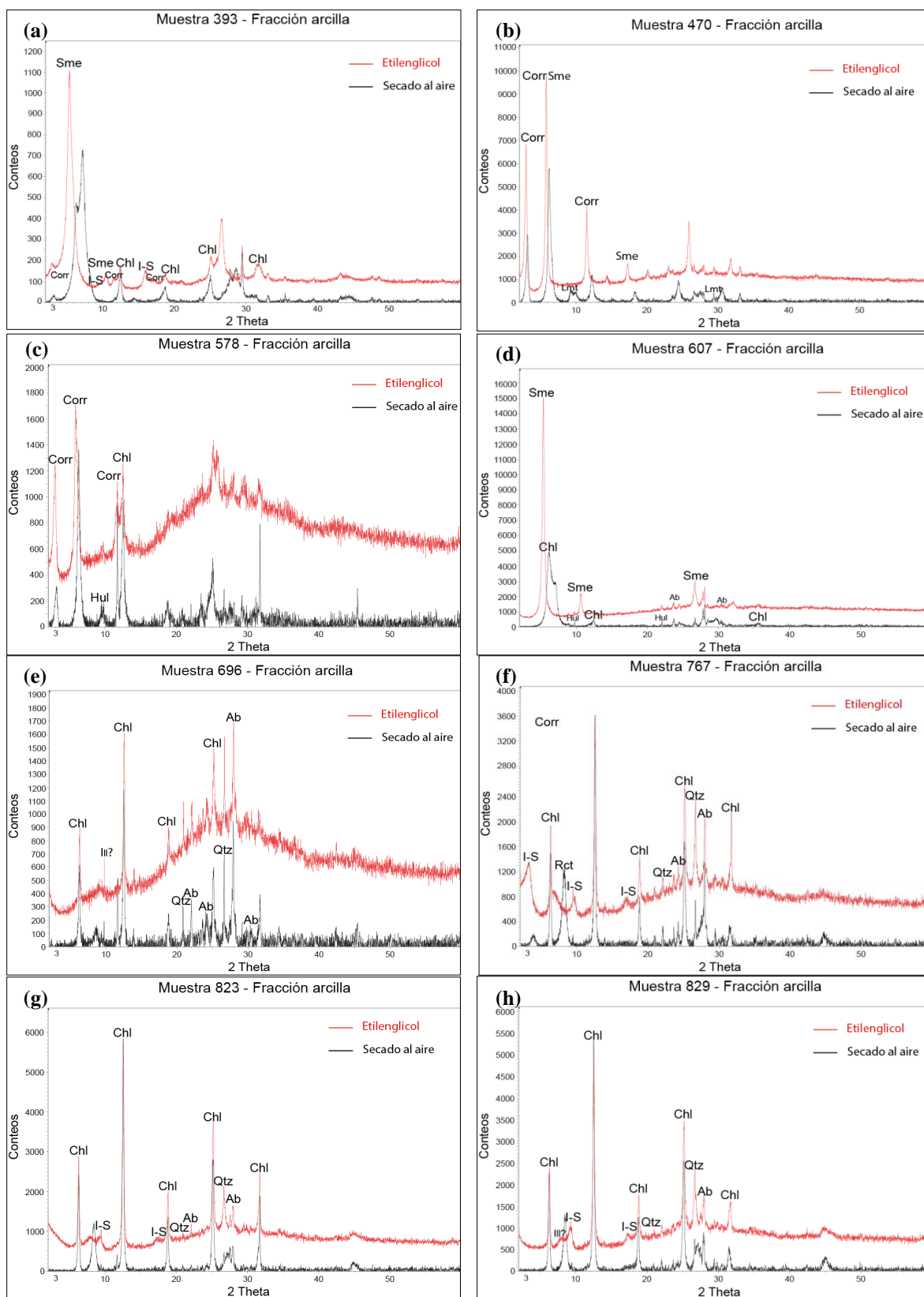


Figura 4.5 . Difractogramas de las muestras 393(a), 470(b), 578(c), 607(d), 696(e), 767(f), 823(g) y 829(h). Sme: esmectita, Corr: corrensitita, Chl: clorita, I-S: illita-esmectita, Hul: heulandita, Ab: albita, Qtz: cuarzo, Rct: rectorita, Ill: illita.

A partir de ahora, el tramo próximo se caracteriza por la desaparición definitiva de los interstratificados clorita-esmectita (C/S) e illita-esmectita (I/S), y la consolidación definitiva de la clorita como mineral característico, lo que claramente indica mayores temperaturas, en donde los interstratificados presentan inestabilidad.

Las muestras 865 (Figura 4.6), 901 y 947 poseen un patrón de difracción muy similar. Se observa claramente la presencia de los minerales clorita, albita y cuarzo. Respecto a la clorita, los *peaks* que se logran observar se ajustan claramente a los valores teóricos 14.1 Å, 7.07 Å, 4.71 Å y 3.53 Å, los cuales se aprecian de manera bastante nítida.

Ya no hay ningún tipo de corrimiento en el difractograma del etilenglicol, respecto al secado al aire.

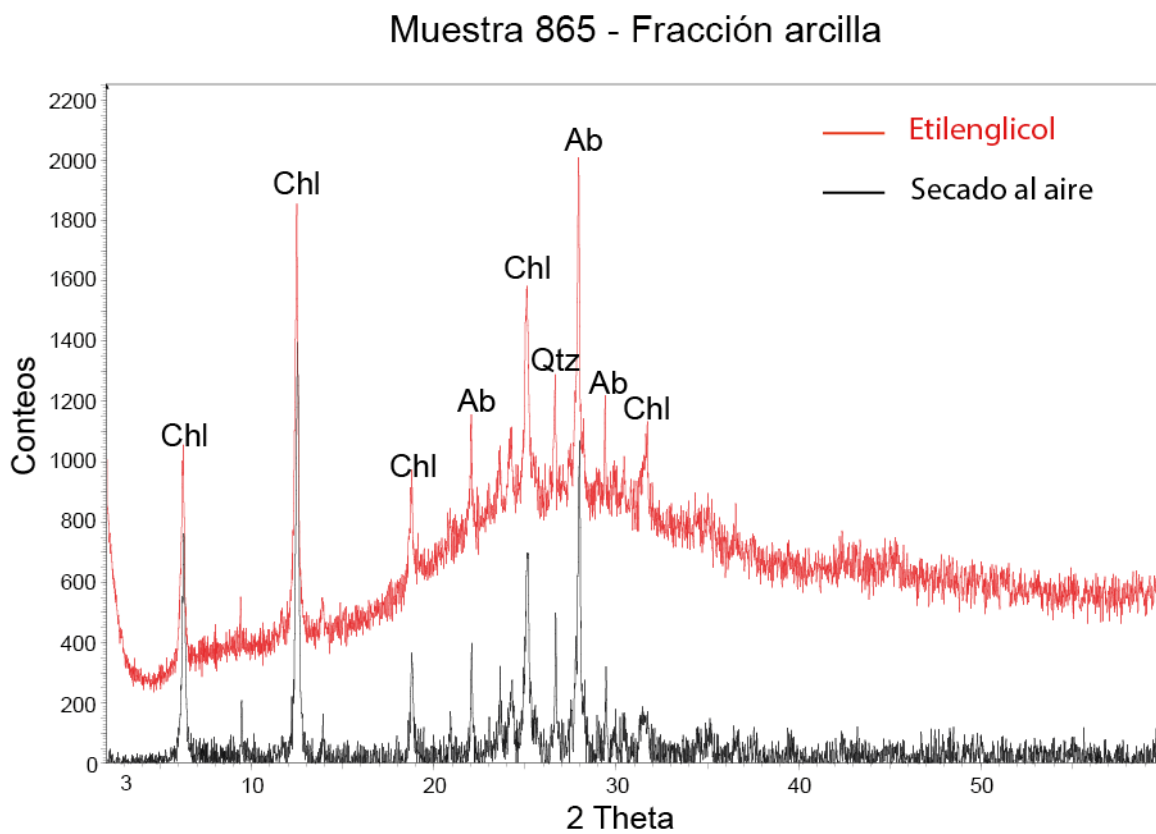


Figura 4.6. Difractograma de la muestra 865, se muestran peaks característicos de los minerales Chl: clorita, Ab: albita y Qtz: cuarzo.

En la Tabla 4.2, se muestra un resumen de la mineralogía de alteración detectada en el pozo TOL-1, luego de los análisis de difracción de rayos X sobre la fracción arcilla.

Tabla 4.2 Mineralogía de alteración detectada en los análisis de difracción de rayos X sobre la fracción arcilla, pozo TOL-1.

Muestra	Mineralogía de alteración									
	Minerales de arcilla					Otros				
	Sme	C/S	I/S	Ill	Chl	Hul	Stb	Lmt	Qtz	Ab
37	x								x	x
42	x								x	x
104	x					x				x
128	x									x
180	x									x
198	x								x	x
220	x								x	x
241	x						x			x
270	x									x
291	x									x
376	x					x				x
393	x		x		x					
410	x	x								x
470		x						x		
578		x			x	x				
607	x				x	x				x
696				x	x				x	x
767			x		x				x	x
823			x		x				x	x
829			x	x	x				x	x
865					x				x	x
901					x				x	x
947					x				x	x

5 DISCUSIONES

En este estudio se han reconocido diferentes asociaciones de arcillas. Dichas asociaciones se han organizado en cuatro dominios principales de alteración para el Sistema Geotermal Tolhuaca (Tabla 5.1):

- (1) Dominio de arcillas I (0 - 376.30 m), caracterizado por la presencia de esmectita pura, junto con esporádica aparición de ceolitas: heulandita y estilbita.
- (2) Dominio de arcillas II (376.30 - 696.68 m), representado por la abundante presencia de interestratificados C/S, específicamente corrensita, interestratificados I/S R1, esmectita y clorita. Además, es posible identificar ceolitas: laumontita y heulandita.
- (3) Dominio de arcillas III (696.68 - 829.85 m), caracterizado por la presencia de clorita, ausencia de interestratificados C/S y la progresión de los interestratificados I/S R1 a I/S R3.
- (4) Dominio de arcillas IV (829.85 m - 947.89 m), dominado únicamente por clorita.

Cabe destacar que los dominios de arcillas fueron concebidos por las características mineralógicas mencionadas en la descripción de cada uno. Sin embargo, estas características, se corresponden de muy buena manera con las zonas de alteración hidrotermal descritas inicialmente por Moore (2009), y mejoradas posteriormente en el trabajo de Lizama (2013). Por lo tanto, la mineralogía de arcillas definida en este estudio, permite avalar y corroborar con mayor seguridad y precisión, la existencia de 3 zonas de alteración principales. En base a esto, el dominio de arcillas I, corresponde a una zona de alteración argílica; el dominio de arcillas II a una zona de alteración transicional, mientras que los dominios de arcillas III y IV corresponderían a una zona de alteración del tipo propilítica.

En la Tabla 5.1 se presenta la distribución de la mineralogía de arcillas a lo largo del pozo TOL-1 identificada en este estudio; separada en los cuatro dominios de alteración propuestos. Junto con esto, se incluye una columna con las zonas de alteración argílica, transicional y propilítica propuestas en estudios anteriores (Moore, 2009; Lizama, 2013).

Tabla 5.5.1 Distribución de la mineralogía de fracción tamaño arcilla a lo largo del pozo TOL-1.

Muestra	Profundidad (m)	Mineralogía de alteración	Dominio	Zona de alteración
37	37,58-37,72	Sme	I	Alteración Argílica
42	42,20-42,38	Sme		
104	103,95-104,02	Sme+Hul		
128	128,25-128,35	Sme		
180	180,79-180,92	Sme		
198	198,55-198,65	Sme		
220	220,53-220,70	Sme		
241	240,84-241	Sme+Stb		
270	270,42-270,57	Sme		
291	291,37-291,57	Sme		
376	375,85-376,30	Sme+Hul		
393	393,17-393,41	Sme+Chl+Corr+I-S R1 60%	II	Alteración Transicional
410	410,60-410,71	Sme		
470	469,83-470	Corr+Lmt		
578	578,26-578,43	Corr+Chl+Hul		
607	606,83-607,06	Sme+Chl+Hul		
696	696,54-696,68	Chl		
767	767,45-767,78	Chl+I-S R1 70%	III	Alteración Propilítica
823	823,35-823,39	Chl+I-S R1 80%		
829	829,74-829,85	Chl+I-S R3 90%		
865	865,06-865,20	Chl	IV	
901	901,40-901,49	Chl		
947	947,70-947,89	Chl		

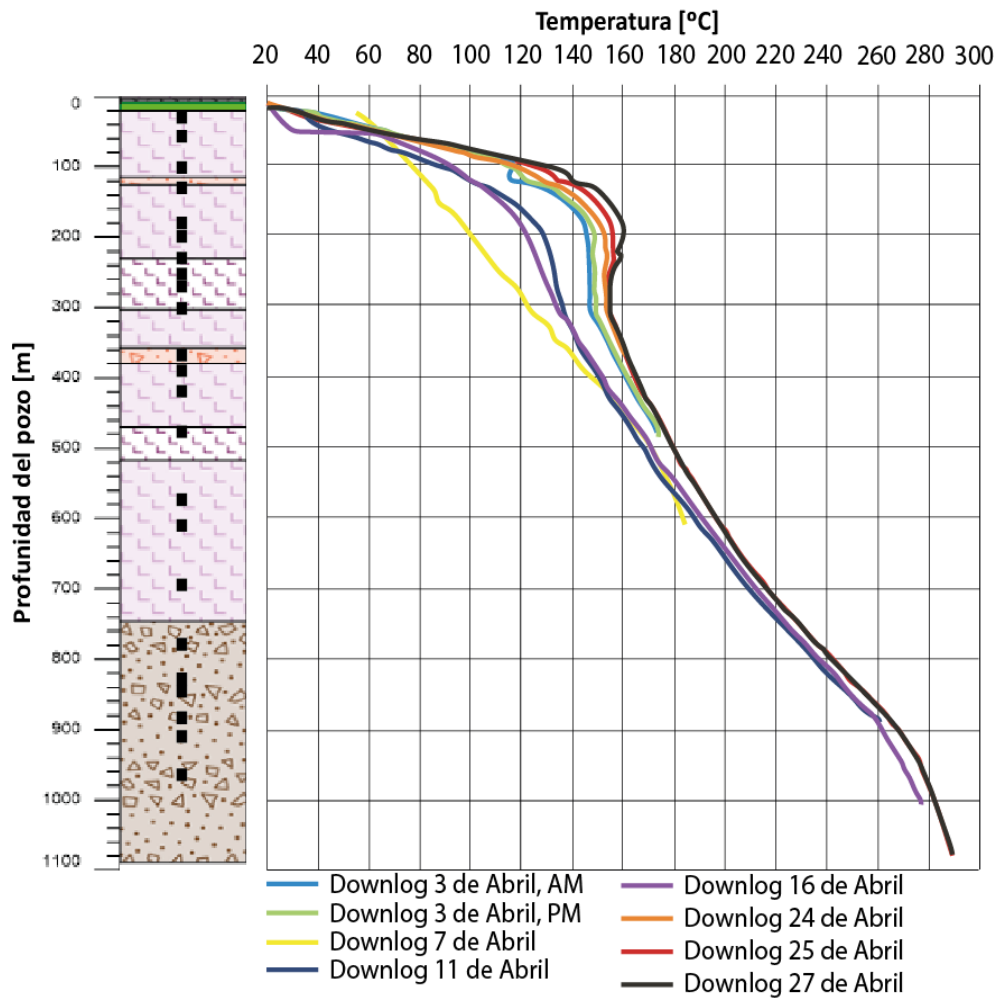
La Tabla 5.2 presenta un resumen de los otros minerales de alteración presentes en el pozo TOL-1 y que no pertenecen al grupo de las arcillas (Moore, 2009). En dicha tabla se han relacionado las muestras presentes en este estudio con los intervalos en los que está presente cada mineral. Estos datos serán ocupados en apartados posteriores, especialmente la wairakita, que aparece en tramos finales del pozo, segmento que esta investigación no pudo analizar.

Tabla 5.2. Resumen de la mineralogía de alteración no perteneciente al grupo de las arcillas (Moore, 2009).

Muestra	Mineralogía de alteración					
	Calcita	Pirita	Cuarzo	Epidota	Prehnita	Wairakita
37	x					
42	x					
104	x	x	x			
128	x	x	x			
180	x		x			
198	x					
220	x	x				
241	x					
270	x					
291	x	x				
376	x	x				
393	x	x				
410	x	x				
470	x		x			
578	x					
607	x	x				
696	x	x				
707	x	x	x			
823	x	x	x	x		
829	x	x	x	x		
865	x	x	x	x	x	
901	x	x	x	x		
947	x		x	x	x	x
1073	x	x	x	x	x	x

Para los análisis de temperatura, se ha confeccionado la Figura 5.1, que incluye la profundidad del pozo, litología y ubicación de las muestras (cuadrados negros); un diagrama de temperatura *in-situ* obtenido de Moore (2009), al igual que la mineralogía de alteración; y finalmente los datos de ceolitas y mineralogía de arcillas, obtenidos en este estudio. Es importante aclarar que la temperatura medida actualmente, no necesariamente es igual a la temperatura de alteración de los minerales (temperatura a la cual se formaron las arcillas).

Según la Figura 5.1, la temperatura actual de los dominios de arcillas es: Dominio I (40-160°C), dominio II (150-220°C), dominio III (225-255°C) y dominio IV (255-280°C).



- Andesita
- Basalto
- Sin recuperación
- Toba de lapilli
- Andesita basáltica
- Rocas volcanoclásticas

Minerales de alteración											Minerales de arcilla				Zonas de alteración
Pirita	Calcita	Cuarzo	Estibita	Heulandita	Wairakita	Albita	Prehnita	Epidota	Laumontita	Esmectita	1/5	Illita	Clorita	Corrensite	
•	—	—	—	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Argílica
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	60R1	—	•	•	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	70R1 80R1 90R3	—	—	•	Propilítica

Figura 5.1 Litología, profundidad, temperatura y mineralogía de alteración del pozo TOL-1.

5.1 MINERALOGÍA DE ARCILLAS

5.1.1 ESMECTITA

La esmectita ha sido identificada desde los 37.58 hasta los 410.71 metros de forma continua, para posteriormente aparecer en forma puntual a los 607.6 m. Se presenta en el dominio de arcillas I y II.

Cabe destacar que los datos de difracción de rayos X (XRD) obtenidos en esta memoria, no han permitido diferenciar el carácter dioctahédrico o trioctahédrico de las esmectitas presentes en el Sistema Geotermal Tolhuaca. Asimismo, en este estudio se ha decidido únicamente hablar de esmectita, sin profundizar en el tipo, debido nuevamente a las limitaciones de los análisis por difracción de rayos X, que sólo permiten reconocer con certeza a grupos de filosilicatos (grupo de las esmectitas, grupo de las cloritas, etc.), sin identificar con precisión el mineral en específico. Teniendo en cuenta lo anterior, los análisis XRD de esta investigación indican sostenidamente que la esmectita predominante es sauconita, cuya fórmula química es $\text{Na}_{0.3}\text{Zn}_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Además, en muestras puntuales, los difractogramas identifican montmorillonita, mineral con fórmula química $(\text{Na}, \text{Ca})_{0.3}(\text{Al}, \text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Según lo observado en los difractogramas obtenidos, a medida que aumenta la profundidad, los peaks de las esmectitas son cada vez más estrechos y pronunciados, lo que indica un aumento de la cristalinidad, es decir, un mayor tamaño de grano y formas cristalinas más definidas, que estaría ligada al aumento de la temperatura (e.g. Mas et al., 2006). En este estudio no se logró medir el índice de cristalinidad, ya que las muestras 37 y 42 solamente presentan un *peak* de esmectita, mientras que el método para el cálculo del índice de cristalinidad propuesto por Person et al. (1995), exige una cantidad mayor de *peaks* para crear un registro semicuantitativo fidedigno.

5.1.1.1 TEMPERATURA

En la literatura, la esmectita generalmente no suelen sobrepasar los 100 °C, temperatura a la cual comienzan a formarse minerales interestratificados, como corrensita (Iijima & Utada, 1971) y/o illita esmectita (e.g. Bauluz et al., 2002; Vázquez et al., 2014). Según otros autores, las esmectitas son estables en un rango de temperatura que varía entre los 50°C y 170°C (Kristmannsdóttir, 1979; Reyes, 1990; Schiffman & Staudigel, 1995; Robinson & Santana, 1999; Guisseau et al., 2007), por lo que estos valores también deben ser considerados.

De acuerdo al diagrama construido en base a los resultados de este estudio (Figura 5.1), la esmectita presente en forma continua en el intervalo 37.58- 410.71 m, se encuentra en un rango de temperatura actual que oscila entre los 40 y 170°C, valores bastante aceptables al compararlos con los datos de la literatura respectiva, por lo que se encontraría dentro de su campo de estabilidad. Sin embargo, la esmectita de la muestra 607, es estable en una temperatura actual de 190-200°C, valores incompatibles con su rango de estabilidad expuesto en el párrafo anterior. Para otorgar una explicación a este hecho, se proponen las siguientes hipótesis:

- (1) El Sistema Geotermal Tolhuaca es puntualmente un caso en donde se exceden las temperaturas registradas regularmente para la esmectita (e.g. Robinson & Santana, 1999; Guisseau et al., 2007). En Guisseau et al. (2007), los valores cercanos a los 200°C en donde se identifican esmectitas (beidellita), se explican por la precipitación directa desde fluidos de alta temperatura provenientes del reservorio, sin existir mezcla con fluidos meteóricos o superficiales, como ocurre generalmente en la mayoría de los sistemas, lo que provoca un aumento termal del campo de estabilidad para la esmectita. Estudios isotópicos de composición de fluidos, revelan que la beidellita está en equilibrio con fluidos de alta temperatura provenientes del reservorio geotermal.
- (2) La esmectita reconocida se trata de un interestratificado I/S R0, cuya composición es bastante similar a la esmectita pura, teniendo un porcentaje mucho más alto de esmectita que de illita.
- (3) En el dominio donde se encuentra la esmectita, las reacciones se llevan a cabo lejos del equilibrio químico, con nucleación sucesiva de fases metaestables, lo que generaría

mineralización en desequilibrio con las condiciones de presión y temperatura de la zona (Morse & Casey, 1988).

- (4) Estudios de inclusiones fluidas (Moore, 2009) indican temperaturas más bajas que las medidas actualmente en el pozo. De acuerdo con esto, la esmectita encontrada se formó a temperaturas comprendidas en rangos normales para su estabilidad, y los 200°C que se miden actualmente en este punto, aún no logran colapsar su estructura por completo, es decir, el sistema no se ha adaptado completamente a las temperaturas actuales.

5.1.2 CEOLITAS

Antes de discutir este apartado, es necesario recalcar que las ceolitas sólo se encuentran como trazas en los difractogramas, esto no quiere decir que se presenten en baja proporción, sino que en el proceso de separado en la fracción arcilla, las ceolitas no son concentradas bajo esta fracción menor a dos micrómetros, lo que finalmente provoca su débil aparición en los análisis.

En el sondaje de diamantina TOL-1 es posible reconocer cuatro tipos de ceolitas: heulandita $[(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca}_{0.3})_7 [\text{Al}_7\text{Si}_{29} \text{O}_{72}] 22\text{H}_2 \text{O}]$ a los 104, 376 y 607 m; estilbita $[(\text{Na}, \text{Ca})_4 [\text{Al}_9\text{Si}_{27} \text{O}_{72}] 30\text{H}_2 \text{O}]$ en los 241 m; laumontita $[\text{Ca}_4 [\text{Al}_8\text{Si}_{16} \text{O}_{48}] 18 - 14\text{H}_2 \text{O}]$ en los 470 m; y wairakita $[\text{Ca}_8 [\text{Al}_{16}\text{Si}_{32} \text{O}_{96}] 16\text{H}_2 \text{O}]$. Estilbita, heulandita y laumontita se presentan en el dominio de arcillas I y II, mientras que la wairakita se identifica en el dominio de arcillas IV. La cantidad de moléculas de agua en sus estructuras refleja la deshidratación sufrida a medida que aumenta la temperatura, de esta forma, en una presión cercana a 1000 bares, con un incremento de temperatura se obtiene la sucesión estilbita- heulandita- laumontita (Liou et al, 1991).

En primer lugar, es oportuno aclarar que los análisis de difracción de rayos X no identificaron la presencia de wairakita, hecho atribuible a que en estudios anteriores (Moore, 2009) su primera aparición ocurre cerca de los 950 metros, precisamente el metraje en el que se encuentra la última muestra analizada en este estudio, por lo que es bastante probable que este sea el motivo de su ausencia en los difractogramas. Sin embargo, se decide incluir en el dominio, porque su presencia tiene variadas implicancias en lo que respecta al sistema geotermal, de modo que debe ser considerada.

Estilbita, heulandita, y laumontita son minerales paragenéticos y comúnmente suelen encontrarse juntos en diversos sistemas geotermales a lo largo del mundo, asociados a áreas de alta y baja temperatura (Kristmannsdóttir et al., 1978). Están presentes en una amplia variedad de ambientes: plutónicos, volcánicos, metamórficos y sedimentarios, también en arcos volcánicos de subducción y sistemas geotermales. Se encuentran usualmente asociados a albita y cuarzo, tal como ocurre en el Sistema Geotermal Tolhuaca (Bish et al., 2001; Kristmannsdóttir et al., 1978).

Por su parte, la wairakita ocurre generalmente en forma diseminada e intermitente, y en todo tipo de litologías (Kristmannsdóttir et al., 1978). En Moore (2009) es reconocida alrededor de los 950 metros, y luego es identificada cerca de los 1060 metros de profundidad. Es inusual que sea reportada en depósitos epitermales que representen sistemas geotermales fósiles (Moore, 2004). La importancia de este mineral radica en la temperatura y en su origen. Su presencia, invariablemente, ocurre en rocas alteradas hidrotermalmente que todavía están siendo afectadas por fluidos profundos del reservorio, y su origen hidrotermal difícilmente puede ser puesto en duda (Steiner, 1955). Su relevancia radica en que se encuentra en sistemas geotermales activos, lugares propicios para la exploración y el estudio de sitios potencialmente explotables.

5.1.2.1 TEMPERATURA

Respecto a la temperatura entregada por las ceolitas, según la literatura, éstas ocurren principalmente en el rango comprendido entre los 80-230°C (a excepción de analcima/wairakita). Su amplio rango tiene que ver con su ocurrencia en sistemas de alta y baja temperatura (Kristmannsdóttir et al., 1978).

Un punto importante, es la ocurrencia de las fases estilbita, heulandita y laumontita en un intervalo acotado, lo que permite restringir los valores de temperatura y presión a un punto triple, en donde coexisten las 3 fases (Liou et al, 1991). Según la Figura 5.2, el punto triple se encuentra a una presión cercana a los 700 bares, y a una temperatura aproximada de 150°C. Por lo tanto, esta sería la temperatura y presión aproximadas a las cuales probablemente se formaron estas ceolitas.

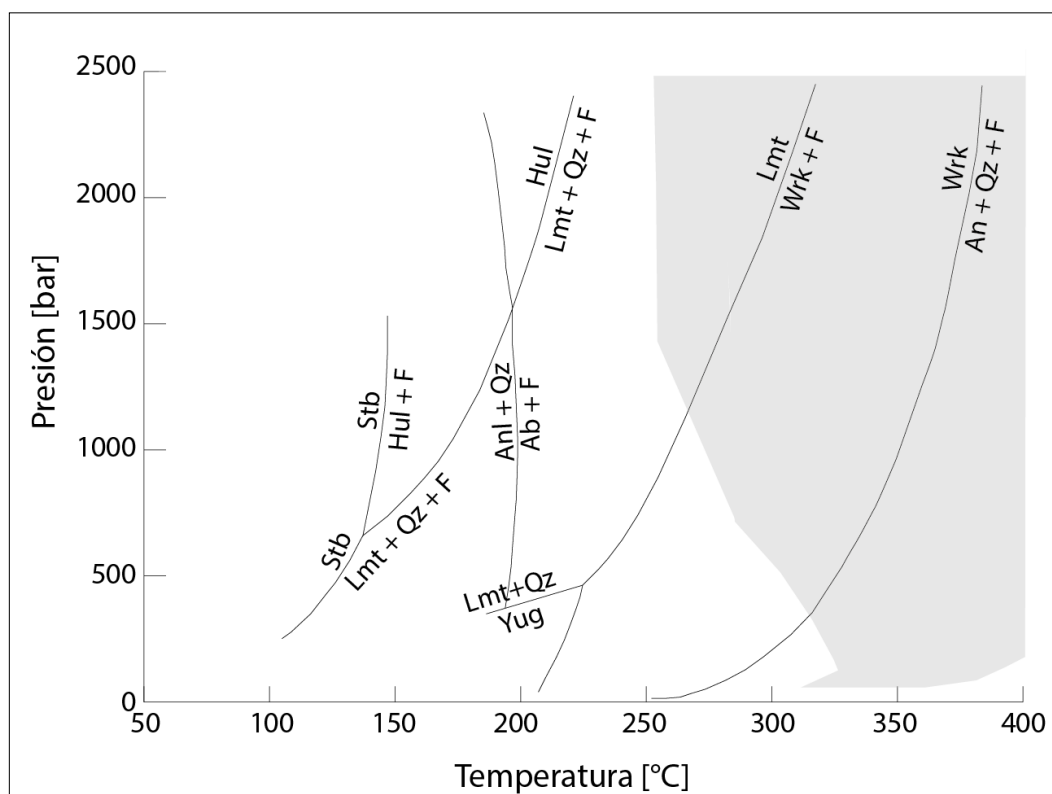


Figura 5.2 Diagrama de fases de las ceolitas. Modificado de Liou et al. (1991).

En Aguirre et al. (2000), ocurre una gradación unidireccional de heulandita a laumontita con el aumento de la profundidad, mientras que en el pozo TOL-1, ocurre el paso de laumontita en los 470 metros, a heulandita en los 578 metros, lo que podría indicar algún evento de disminución de temperatura o aumento de presión, como se puede apreciar en la Figura 5.2. Sin embargo, en Surdam & Bowles (1991) también se establece que variaciones en el flujo de un fluido (razón fluido/roca), y más específicamente en su composición, pueden explicar las variaciones en la mineralogía que la temperatura no lo logra hacer, éste es un indicio importante a tener en consideración en los apartados siguientes. De todas formas, poder discernir el proceso por el cual se desarrolla la configuración de las ceolitas es algo difícil para este estudio, ya que su presencia en trazas dificulta afirmaciones categóricas.

La temperatura actual del pozo TOL-1 (Figura 5.1) en la que se encuentran las ceolitas, a excepción de la wairakita, corresponde al rango 80-200°C, completamente compatible con su campo de estabilidad.

Respecto a la wairakita, su ocurrencia indica temperaturas por sobre los 220°C (Reyes, 1990). Asimismo, compilaciones realizadas por Henley & Ellis (1983), sugieren que su campo de estabilidad se encuentra en el rango de temperaturas 200-310°C. De acuerdo a la Figura 5.1, la temperatura actual en que la wairakita es identificada por primera vez es cercana a los 270°C, mientras que posteriormente se encontraría alrededor de los 290°C, valores perfectamente compatibles con su campo de estabilidad.

5.1.3 INTERESTRATIFICADOS ILLITA-ESMECTITA

La secuencia de transformación de esmectita a illita es dependiente de la temperatura, y consiste en la cristalización de serie de capas de I/S que van incrementando su contenido en illita y disminuyendo el de esmectita progresivamente (Meunier & Valverde, 1989). Por lo tanto, el curso de la reacción es esmectita, I/S R0, I/S R1, I/S R3 y finalmente illita. A medida que se avanza, el grado de ordenamiento y estabilidad aumenta, lo que implica un rango cada vez mayor de temperaturas para la serie. Las reacciones de minerales de arcilla se producen mediante la formación de sucesivos filosilicatos metaestables (interestratificados), que progresan hacia el estado de estabilidad química y equilibrio textural (Nieto et al., 1996). El contenido de esmectita en las capas I/S decrece con la profundidad y temperatura, indicando una reacción progradada de esmectita a illita, vía interestratificados, en presencia de fluidos geotermales neutrales (Reyes, 1990). Los fluidos neutros coinciden de buena manera con la alteración transicional subpropilítica presente en el dominio de arcillas II.

De acuerdo a la difracción de rayos X, la secuencia illita-esmectita es discontinua, ya que en ninguna de las muestras pertenecientes al pozo TOL-1 se pudo identificar el interestratificado I/S R0, cuyo mayor componente es esmectita. Por lo tanto, la transición entre el dominio de arcillas I y el dominio de arcillas II no es continuo. Este fenómeno, eventualmente, puede explicarse por dos razones: (1) Debido al estudio en intervalos intermitentes del pozo, no se incluyó un intervalo en donde se logre identificar el ejemplar I/S R0, por lo cual este interestratificado se encuentra presente. (2) Efectivamente no existe el interestratificado I/S R0, indicando que el proceso de illitización continuo (dependiente de la temperatura) no ocurre, por lo que los mecanismos de

aparición de los filosilicatos tienen relación con una alta razón fluido/roca dentro del dominio de arcillas II, y no están ligados al aumento de la temperatura con la profundidad.

En relación a los interestratificados del tipo I/S R1, se presenta de forma puntual sólo una muestra con contenido de 60% de capas de illita a los 393 metros de profundidad, y perteneciente al dominio de arcillas II. El hecho de que el ejemplar I/S R1 60% se presente en forma puntual, indicaría nuevamente que no ocurre un proceso de illitización dependiente de la temperatura en esta zona. En este caso, la precipitación de este interestratificado puede ser directa a partir del fluido hidrotermal, en donde probablemente el potasio necesario para formarlo es aportado por el proceso de albitización de las plagioclasas. A partir de la misma muestra, otro dato que desestima la temperatura como factor principal en el control de la mineralogía y apoya la alta razón fluido/roca en el dominio de arcillas II, es la coexistencia de esmectita junto con el interestratificado I/S R1, algo incompatible en términos de temperatura (e.g. Mas et al., 2006).

Los interestratificados I/S (excepto el ejemplar I/S R1 60%) están presentes a lo largo de todo el dominio de arcillas III. El interestratificado I/S R1 con un contenido de 70% de capas de illita se encuentra a los 767 metros, I/S R1 con un contenido de 80% de capas de illita aparece a los 823 metros, y finalmente, I/S R1 con un contenido de 90% de capas de illita se identifica a los 829 metros de profundidad.

Harvey & Browne (1991) sugieren una secuencia de illitización, la cual es aparentemente continua, desde esmectita a través de interestratificados I/S para formar illita. La transición de esmectita a illita ha sido considerada como una reacción secuencial de transformación termal de una esmectita precursora hacia la illita, la cual procede vía cristalización de series de capas I/S (Meunier & Valverde, 1989) o bien, como el resultado de cristalización simultánea de todas las series de interestratificados I/S vía precipitación directa desde la solución (Inoue et al., 2004). En el Sistema Geotermal Tolhuaca, la configuración secuencial que presentan los interestratificados I/S en el dominio de arcillas III (incrementando su contenido de capas de illita a medida que aumenta la profundidad) permite correlacionar su variación directamente con la temperatura.

5.1.3.1 TEMPERATURA

Respecto al interestratificado I/S R1 60%, Harvey & Browne (1991) hace un resumen de rangos de estabilidad de acuerdo a la temperatura de variadas estructuras minerales (Tabla 5.3). En ella establece que de acuerdo al grado de ordenamiento en la estructura I/S, se asocia R0 a una temperatura de hasta 90°C, y R1 con una temperatura cercana a los 100 °C.

Tabla 5.3 Resumen de rangos de estabilidad de minerales de arcilla. Tomado de Harvey & Browne (1991)

Permeabilidad y litología	Transformación de temperaturas								
	70°C		90°C		190-220°C				
Sedimentos de baja permeabilidad	Esmectita dioctaédrica	→	I/S aleatorio	→	I /S ordenado +bi-producto clorita	→	Illitización progresiva + clorita	→	illita+clorita (+?/C)
	Esmectita trioctaédrica	→	clorita/esmectita	→	aumento progresivo de orden	→	clorita		
Zonas permeables en sedimentos y rocas volcánicas								Precipitación directa de illita + clorita	

Según otros autores, la temperatura a la cual aparece el interestratificado I/S R1 con un contenido de 50-60% de illita, se encuentra en el rango 75-120°C (Abid et al., 2004; Uysal et al., 2000).

En el sondaje, el ejemplar I/S R1 60%, se encuentra en los 393 m, lo que según la Figura 5.1, otorgaría una temperatura entre 150-165°C. Si comparamos estos datos con los datos de la literatura expuestos anteriormente, se puede advertir de forma clara que el interestratificado se encuentra expuesto a una temperatura en la que sería completamente inestable. Esta característica se correlaciona con los datos de inclusiones fluidas presentados en Moore (2009), en donde establece que la temperatura actual del pozo es mucho más elevada que la registrada en las inclusiones. El metraje registrado por las inclusiones fluidas más cercano a los 393 m, es el punto 415.83 m, y su temperatura registrada corresponde a 142.5 °C, valor aún fuera del campo de estabilidad del ejemplar I/S R1. La presencia fuera de su campo de estabilidad en cuanto a la temperatura, demuestra nuevamente que su precipitación no está relacionada a ésta última, sino más bien a otro factor, que podría ser una alta razón fluido/roca ligada a una elevada permeabilidad en el dominio de arcillas II.

La transición de I/S R1 a I/S R3 con más de 85 % de capas de illita, ha sido restringida en la literatura al rango 150-190°C (Abid et al., 2004; Pollastro, 1993; Nadeu & Reynolds, 1981).

Para el caso del pozo TOL-1, la temperatura actual asociada a los interestratificados I/S es la siguiente (Figura 5.1): I/S R1 con contenido de 70% de capas de illita presenta una temperatura de 225-235°C; I/S R1 con 80% de capas de illita se encuentra en el rango 240-250°C; e I/S R3 con 90% de capas de illita se asocia al rango 245-255°C.

Al contrastar los valores teóricos con los reales, se observa una incompatibilidad marcada entre la temperatura actual del pozo y la temperatura a la cual los interestratificados son estables, es decir, en términos termales, actualmente se encuentran fuera de su campo de estabilidad. De acuerdo a lo anterior, es posible que en el dominio de arcillas III esté ocurriendo un período de adaptación a las temperaturas actuales. Este proceso al finalizar, debería acabar con las estructuras cristalinas de los interestratificados I/S, las cuales probablemente colapsen con la elevada temperatura.

5.1.4 INTERESTRATIFICADOS CLORITA-ESMECTITA

Respecto a los interestratificados clorita-esmectita, resulta importante señalar que sólo se identificó corrensita a lo largo del pozo, un interestratificado C/S ordenado en proporción fija, con 50 % de clorita y 50% de esmectita. No se encontró ningún patrón relacionado a otro tipo de proporción en capas C/S.

La extensión de corrensita está restringida únicamente al intervalo 393.17-578.43 metros. La transición de esmectita a clorita consiste en la formación de interestratificados irregulares de C/S (e.g. Bettison et al., 1991; Schiffman & Fridleifsson, 1991; Robinson & Bevins, 1994) o en cambios discontinuos de esmectita a corrensita, y corrensita a clorita, sin la intervención de interestratificados irregulares (e.g. Inoue et al., 1984; Chau et al., 1990; Inoue & Utada, 1991). Para el caso del pozo TOL-1, y según los resultados obtenidos por los análisis de difracción de rayos X, el paso de esmectita a clorita, tomaría la vía discontinua esmectita-corrensita, corrensita-clorita. De acuerdo a Schiffman & Staudigel (1995), la transición discontinua representa una serie en equilibrio, respondiendo a un incremento en la temperatura y desarrollado en áreas con una alta

razón fluido/roca. En contraste, la transición continua, a través de interestratificados C/S, es propuesta como representativa de un estado de desequilibrio, en donde las capas metaestables son formadas como respuesta a reacciones incompletas o bajas razones fluido/roca.

Por otra parte, Schmidt & Robinson (1997) recomiendan que el concepto de razón fluido/roca podría ser mejorado considerando el mecanismo de transporte del fluido, sugiriendo que en zonas de alta permeabilidad se favorece el transporte advectivo; mientras que en zonas de baja permeabilidad, el transporte predominante es difusivo. El transporte advectivo ocurre cuando la velocidad de las partículas del fluido es diferente de cero. Este fenómeno se debe a que la sustancia disuelta, es arrastrada por el fluido en movimiento, es decir, se genera un movimiento de traslación en dirección del flujo, otorgado por una alta permeabilidad. En el otro extremo, el transporte difusivo aparece al existir una distribución espacial de concentraciones, y ocurrirá aunque el fluido esté estático (no hay flujo). La materia es transportada desde áreas de mayor concentración, a áreas de menor concentración, buscando equiparar concentraciones en todos los puntos del fluido; este mecanismo de transporte se asocia claramente a zonas de baja permeabilidad en donde no hay movimiento de fluidos (Rosas, 2005).

En resumen, la presencia exclusiva de corrensita como interestratificado C/S, implicaría una alta permeabilidad y por consiguiente una alta razón fluido/roca para el dominio de alteración II.

5.1.4.1 TEMPERATURA

Teóricamente, la corrensita ocurre entre 100 y 200°C (Inoue & Utada, 1991). En el estudio de Harvey & Browne (1991) expuesto en la Tabla 5.3, la corrensita debería estar presente entre los 90 y 190°C. El aumento del contenido de clorita en los interestratificados, está directamente relacionado con un incremento en la temperatura (Schiffman & Fridleifsson, 1991).

En el pozo TOL-1, la corrensita se presenta en 3 niveles, a los 393.17 m, 469.83 m y 578.26 m. De acuerdo a la Figura 5.1, los rangos de temperatura actual en los que se encuentra este mineral, desde el nivel más superficial al más profundo son 150-165°C; 165-175°C y 180-195°C, respectivamente.

Tomando en cuenta todos los antecedentes anteriormente expuestos, la temperatura asociada actualmente a la corrensita en dominio de arcillas II, es bastante compatible con la registrada para otros sistemas geotérmicos en la literatura.

5.1.5 CLORITA

Respecto a la clorita, su primera aparición ocurre en los 393.17 metros (dominio de arcillas II), posteriormente, se presenta en forma bastante continua hasta el fin del dominio de arcillas IV, es decir, 947.89 metros. La transición de esmectita a clorita, indica un ordenamiento claro de las estructuras, cercano a la estabilidad. Según Schmidt & Robinson (1997) la presencia de clorita puede estar relacionado en primer lugar a un incremento en la temperatura, y en segundo lugar a una alta razón fluido/roca o un alto grado de alteración, los cuales proveen el aluminio necesario para formarla. De acuerdo a esto, la clorita al igual que la presencia de corrensita, podría indicar nuevamente una alta razón fluido/roca en el dominio de arcillas II.

5.1.5.1 TEMPERATURA

En relación a la clorita, el estudio de Harvey & Browne (1991), establece que está presente en un amplio rango de temperaturas, variando desde 110°C hasta 270°C en el campo geotermal de Wairakei. En adición, el completo cambio de corrensita a clorita ocurre a una temperatura cercana a los 240°C (Kristmannsdóttir, 1976).

En el pozo TOL-1, la clorita se presenta de manera continua a lo largo de gran parte del sondaje, de acuerdo a la Figura 5.1, su temperatura actual en todo su intervalo de aparición corresponde al rango 150-280°C. Por lo tanto, se encuentra dentro de su campo de estabilidad.

5.2 RELACIÓN ENTRE ESTRUCTURAS Y MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN

En el apartado 2.2.3 se menciona que el Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT) se encuentra en la parte terminal del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui, cuya orientación preferencial es de rumbo NNE, con un componente transtensional. Sumado a lo anterior, en esta zona se ubica un conjunto de fallas con estructuras NW, llamado Sistema de Falla de Larga Vida.

Pérez-Flores et al. (2013) propone que las orientaciones de vetas y fallas muestran ejes de deformación compatibles con el campo de stress regional, lo que promovería la circulación de fluidos y generación de fracturas extensionales dado el régimen que controla la zona.

Resulta evidente que el SGT debe ser abordado considerando sus estructuras, razón por la cual en esta sección se buscará complementar la información de los datos estructurales con los obtenidos por el estudio de la mineralogía de arcillas.

A continuación, en la Tabla 5.4, se muestra un compendio de los datos obtenidos en los estudios de Pérez-Flores et al., (2012, 2013), Sánchez et al. (2013a, 2013b) y Lizama (2013). Se reconocen tres dominios estructurales, limitados por zonas de falla.

Tabla 5.4 Resumen de los datos obtenidos en los estudios de Pérez-Flores et al., (2012,2013), Sánchez et al., (2013b, 2013c) y Lizama (2013).

	Dominio estructural I (0-300 m)	Dominio estructural II (300-670 m)	Dominio estructural III (690-1073 m)
Alteración	Argílica	Transicional	Propilítica
Fracturas y vetas	Ausencia de fracturas de cizalle	Predominio de fracturas de cizalle	Muy baja densidad de fracturas de cizalle
	Alta frecuencia de fracturas con espacios abiertos	Muy baja frecuencia de vetas	Predominio de vetas subverticales con espacios abiertos
Fallas	Normales, de alto ángulo	Baja densidad de fallas, de bajo ángulo	Baja densidad de fallas, de bajo ángulo
Brechas	Alto ángulo	Ausencia de brechas	Alto ángulo
Vetas - fallas	Alto ángulo	Bajo ángulo	Alto ángulo
Características	Flujo de fluido lateral	Régimen de transferencia de calor por conducción	Tendencia hacia un régimen isotermal
	Brechización roca caja y mineral	Brechización sólo mineral	Brechización sólo roca caja

De acuerdo a los datos expuestos en la Tabla 5.4, y tal como se ha establecido en la sección 5.1, se puede relacionar el dominio de arcillas I con el dominio estructural I; dominio de arcillas II con el dominio estructural II, y a los dominios de arcillas III y IV con el dominio estructural III. Según esto, existe una clara correlación entre las zonas de alteración hidrotermal, dominios estructurales y dominios de arcillas.

Para el dominio de arcillas I, donde existe un predominio de esmectita, la precipitación de esta última está asociada principalmente a la temperatura, y no a otro tipo de factores. De acuerdo con esto, el depósito de esmectita no estaría influenciado por la elevada permeabilidad que presenta actualmente el dominio estructural I, evidenciado en la alta frecuencia de fracturas y microestructuras con espacios abiertos, y en la brechización tanto mineral como de la roca caja, indicando un comportamiento frágil que favorece la generación de espacios por los cuales el fluido pueda movilizarse.

En el dominio de arcillas II, compuesto por esmectita e interestratificados I/S y C/S, se propone la precipitación de la mineralogía de arcillas en un régimen de alta permeabilidad. El ejemplar I/S R1 60% se presenta en forma puntual, lo que indicaría que no se lleva a cabo un proceso de illitización dependiente de la temperatura, proponiéndose una precipitación directa a partir del fluido geotermal, ligado a una alta razón fluido/roca. Por otra parte, el interestratificado C/S presente en esta zona es únicamente corrensita, por lo que la transición esmectita-clorita utiliza una vía discontinua y en equilibrio, desarrollada generalmente en áreas con una alta razón fluido/roca (Schiffman & Staudigel, 1995). A lo largo de su evolución, el SGT pudo tener una configuración de alta permeabilidad (Moore, 2009; Lizama, 2013), lo que dio origen a la formación de los minerales de arcilla (interestratificados C/S e I/S) alojados en el dominio estructural II. Posteriormente, la permeabilidad disminuye progresivamente a medida que los minerales de arcilla comienzan a precipitar, sellando y aislando el sistema. Lo anterior coincide con la baja permeabilidad que presenta este dominio estructural, evidenciada en la escasa frecuencia de vetas y fallas, ausencia de brechas y fracturamiento, y predominio de fracturas de cizalle, indicando un comportamiento dúctil, asociado al elevado contenido de arcillas e interestratificados en la matriz de la roca, los cuales, dado sus bajos coeficientes de fricción tienden a fluir ante determinados esfuerzos (Davatzes & Hickman, 2010).

La mineralogía del dominio de arcillas III y IV, compuesta de interestratificados I/S y clorita, indica dependencia con la temperatura y/o alta permeabilidad. Según Meunier & Valverde (1989), la configuración secuencial de los interestratificados I/S, incrementando su contenido de capas de illita a medida que aumenta la profundidad, permite correlacionar su variación directamente con la temperatura. Asimismo, Schmidt & Robinson (1997) establece que la presencia de clorita puede estar relacionada en primer lugar a un incremento en la temperatura, y en segundo lugar a una alta razón fluido/roca o un alto grado de alteración. Lo anterior se correlaciona con lo señalado en el dominio estructural III, en donde los estudios de Pérez-Flores et al., (2012, 2013), Sánchez et al. (2013a, 2013b) y Lizama (2013) indican la tendencia a un régimen isoterma, además de la brechización solo de la roca caja, característica que podría indicar un episodio de alta permeabilidad en alguna etapa de la evolución del pozo.

5.2.1 CARACTERÍSTICAS DE LA CAPA SELLO

En la literatura (e.g. Cumming et al., 2000; Ussher et al., 2000) estudios de resistividad mediante métodos geofísicos (MT/TDEM), han permitido definir un patrón característico en los sistemas geotermales, en donde se reconoce una zona superior impermeable denominada capa sello, que sobreyace a un reservorio permeable de alta resistividad ($> 10 \text{ ohm}\cdot\text{m}$). El nombre de la capa superior impermeable, viene de acuerdo al “sellamiento” que produce este nivel en el sistema, debido a su impermeabilidad y alta conductividad. La alteración característica de esta capa es del tipo argílica, lo que explica su capacidad impermeable asociado a las arcillas, específicamente a la esmectita y sus interestratificados.

Ussher et al. (2000) establece que en la zona superior de los sistemas geotermales, generalmente son observadas altas resistividades, relacionadas a temperaturas menores a 70°C . A medida que aumenta la profundidad, es posible encontrar una zona con resistividades mucho más bajas, cuyos valores fluctúan entre 1 y $10 \text{ ohm}\cdot\text{m}$, y con una temperatura comprendida en el rango de $70\text{-}200^\circ\text{C}$. Luego, a temperaturas sobre los 200°C , las resistividades tienden a incrementarse marcadamente, superando a menudo valores cercanos a los $100 \text{ ohm}\cdot\text{m}$, dependiendo de la naturaleza de la litología primaria (Figura 5.3).

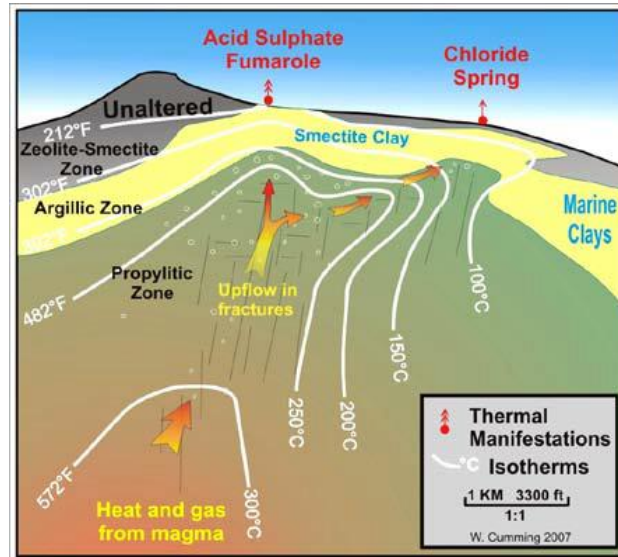


Figura 5.3 Modelo conceptual de un reservorio geotermal de alta temperatura (250-300°C) (Cumming et al., 2000).

Las rocas que contienen esmectita, tienen resistividades 6 a 10 veces más bajas respecto a rocas con una proporción similar de illita o clorita, bajo la misma temperatura, porosidad y salinidad; y 12 veces más baja en relación a rocas que contiene caolinita, bajo las misma proporción y condiciones. No se han encontrado valores de resistividad en la literatura para los interestratificados de esmectita, sin embargo, se presume que probablemente presenten resistividades comprendidas entre los extremos esmectita e illita/clorita, incrementándose progresivamente a medida que aumenta el contenido de capas de illita/clorita (Ussher et al., 2000).

En el Sistema Geotermal Tolhuaca, la capa sello no se ubica en la clásica zona de alteración argílica (e.g. Arcos et al., 2011: Pampa Lirima; Clavero et al., 2011: Tinguiririca), sino en una zona transicional subpropilítica, correspondiente al dominio de arcillas II, conformado por esmectita, corrensita, interestratificados I/S R1 y clorita.

La principal característica de la capa sello es su impermeabilidad, otorgada principalmente a la presencia de esmectita y alteración argílica. Sin embargo, en el dominio de arcillas I no se reúnen las condiciones necesarias para hacer de este tramo una zona impermeable (a pesar de su alto contenido de esmectita), ya que los datos estructurales indican una alta permeabilidad (Tabla

5.4), es decir, la presencia de arcillas junto con una alteración argílica no es suficiente para definir una zona impermeable.

Por el contrario, en el dominio de arcillas II (alteración transicional subpropilítica), los datos estructurales (Pérez-Flores et al., 2012, 2013; Sánchez et al. 2013a, 2013b) arrojan una baja permeabilidad, expresada en fallas de bajo ángulo, predominio de fracturas de cizalle, brechización mineral en microestructuras y régimen conductivo para la transferencia de calor. Lizama (2013) establece una alteración pervasiva de arcillas en la matriz de la roca en esta zona, lo que puede influir considerablemente en su baja permeabilidad. Sumado a lo anterior, los autores Davatzes & Hickman (2009) establecen que un contenido muy alto de arcillas también tiende a inhibir la creación de nueva permeabilidad vía fracturamiento, incluso no siendo esmectitas. Por lo tanto, un alto contenido de arcillas del tipo clorita-esmectita, a pesar de ser más resistivas que la esmectita, si podrían actuar como impermeabilizantes y formar una capa sello.

Según lo anterior, la configuración estructural ejerce un control de primer orden en la determinación de la capa sello dentro del Sistema Geotermal Tolhuaca, no siendo únicamente determinantes sus características mineralógicas. Resulta de suma importancia considerar este antecedente en exploraciones futuras, y complementar la mayor cantidad de análisis en la determinación de este nivel (análisis estructurales, geofísicos y mineralógicos).

5.3 FORMACIÓN DE LOS DOMINIOS DE ALTERACIÓN

Lizama (2013) propone un modelo evolutivo del Sistema Geotermal Tolhuaca consistente en cuatro etapas:

1. Calentamiento y ebullición
2. Formación de fluidos reactivos y carbonatados calentados por vapor
3. Ebullición y despresurización
4. Pérdida de CO₂

De acuerdo a lo anterior se intenta explicar la formación de los dominios de arcillas dentro de esta evolución.

5.3.1 DOMINIO DE ALTERACIÓN I

Según Lizama (2013), la primera etapa consiste en un calentamiento y creación inicial de fracturas, aumentando la permeabilidad y permitiendo el flujo de fluidos. La ebullición permite una brechización a lo largo del sistema. Posteriormente en la segunda etapa, la formación de fluidos reactivos promueve la alteración hidrotermal de la roca caja, formando arcillas, entre otros minerales. La esmectita ubicada en este dominio, es controlada por la temperatura, además de la composición del fluido. La formación de la capa sello en el nivel inferior crea una división del sistema, un límite estructural y mineralógico. Las posteriores etapas evolutivas no afectan la alta permeabilidad de esta zona evidenciada en la alta frecuencia de fracturas y brechización de la roca caja y mineral. Resumiendo, este dominio de arcillas tiene un directo control de la temperatura.

Las ceolitas presentes no son indicativas de algún proceso específico, ya que son identificadas a lo largo de sistemas geotermales con características muy diferentes entre sí (Kristmannsdóttir et al., 1978).

5.3.2 DOMINIO DE ALTERACIÓN II

La formación de este dominio se explica por la alta permeabilidad que se generó en la etapa 1 y la circulación de fluidos reactivos en la etapa 2. Se presenta una asociación de minerales bastante heterogénea, ejemplo de esto es la coexistencia de esmectita junto con los interestratificados I/S R1.

La permeabilidad elevada provoca una alta razón fluido/roca. Luego, en respuesta de abruptos cambios a las condiciones fisicoquímicas (como resultado de ebullición o mezcla de fluidos muy distintos), precipitan minerales de arcilla, entre otros. En este escenario las reacciones minerales tienen lugar lejos del equilibrio químico y da lugar a la explosiva nucleación de fases metaestables con pequeñas tasas de crecimiento. Este proceso induce la ocurrencia de asociaciones minerales muy variadas y heterogéneas donde las fases menos estables se convierten a fases más estables según la regla de Ostwal (Morse & Casey, 1988). La cristalización de estas fases sella las fracturas en un evento hidrotermal relativamente temprano, que las preserva de un proceso de alteración más avanzado (donde se encuentra precisamente la capa sello). Por esta razón, se explica la coexistencia de minerales que no deberían ser compatibles a ciertas temperaturas, como lo son la esmectita y los interestratificados I/S R1 (Mas et al., 2006). La conformación de la capa sello en este dominio crea un límite superior e inferior del sistema, aislando el dominio de arcillas III y IV.

La presencia de laumontita y luego heulandita, se explicaría por etapas de alza y disminución de temperatura y/o presión, controlados por procesos de brechización, ebullición o mezcla de fluidos generados en las etapas evolutivas del SGT (Lizama, 2013)

5.3.3 DOMINIO DE ALTERACIÓN III Y IV

Estos dominios solo presentan brechización de la roca caja, no mineral (Lizama, 2013). Esto sugiere que actualmente el control en esta zona es principalmente termal, ya que se preservan vetas y vetillas. La brechización de la roca caja se puede haber producido en una etapa temprana de calentamiento y ebullición.

La mineralogía presente en esta zona, indica elevadas temperaturas, por sobre los 220°C. Aparentemente la capa impermeable que crean los interestratificados en el nivel intermedio, genera una división del sistema, que provoca un control estrictamente termal en esta zona. En esta zona hay una tendencia hacia un régimen isotermal (Sánchez et al., 2013b, 2013c).

Este dominio presenta una alta permeabilidad: baja densidad de fracturas de cizalle, brechas de alto ángulo, baja densidad de fallas (Pérez-Flores et al., 2012; Sánchez et al., 2013b, 2013c). En zonas de alta permeabilidad, Schmidt & Robinson (1997) sugieren que se favorece el transporte advectivo, el cual ocurre cuando la velocidad de las partículas del fluido es diferente de cero. Este fenómeno se debe a que la sustancia disuelta, es arrastrada por el fluido en movimiento, es decir, se genera un movimiento de traslación en dirección del flujo.

La presencia de wairakita apoya el control termal. La importancia de este mineral radica en la temperatura y en su origen. Su presencia, invariablemente, ocurre en rocas alteradas hidrotermalmente que todavía están siendo afectadas por fluidos profundos del reservorio, es decir, sistemas geotermales activos (Steiner, 1955). El carácter cálcico de la wairakita, sugiere la presencia de fluidos bicarbonatados interactuando con fluidos profundos del reservorio (Moore, 2004; 2009), proceso generado en la etapa 4 propuesta por Lizama (2013).

6 CONCLUSIONES

El presente estudio contribuye a mejorar el conocimiento sobre la distribución vertical de los minerales de arcilla en el pozo TOL-1 del Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT). La variación con la profundidad sigue el clásico patrón ampliamente descrito en la literatura, presentando esmectita pura, luego interestratificados, y posteriormente clorita o illita. Sin embargo, a pesar de seguir un patrón de zonación normal mineralógicamente hablando, en términos termales el pozo presenta una temperatura actual singularmente elevada para cada dominio, en donde principalmente la esmectita y los interestratificados debiesen ser inestables.

Los resultados muestran una clara división en cuatro dominios principales de mineralogía de arcillas, que además concuerdan con datos estructurales y de alteraciones: dominio de arcillas I (0-376.30 m), caracterizado por la presencia de esmectita pura, junto con la presencia de heulandita y estilbita y concordante con una zona de alteración argílica; dominio de arcillas II (376.30-696.68 m), definido por la abundante presencia de interestratificados clorita-esmectita (corrensita), algunos interestratificados illita-esmectita (I/S) R1, esmectita y clorita, además de laumontita y heulandita, y coincidente con zona de alteración transicional subpropilítica; dominio de arcillas III (696.68-829.5 m), caracterizado por la ausencia de interestratificados C/S, la progresión de los interestratificados I/S R1 a I/S R3, y clorita; y finalmente dominio de arcillas IV (829.85- 947.89 m), dominado únicamente por clorita, y con la presencia de wairakita

En términos estructurales y mineralógicos, en la zona transicional subpropilítica (dominio de arcillas II) del Sistema Geotermal Tolhuaca se aloja la capa sello, marcando un punto de quiebre del sistema determinada por su alta conductividad y baja resistividad, atribuida a sus estructuras, mineralogía y forma de precipitación de sus minerales, los cuales son heterogéneos y metaestables, es decir, se encuentran fuera de su estado de equilibrio, ya que la alta razón fluido roca los hizo precipitar directamente del fluido hidrotermal. La capa sello divide al pozo en dos regímenes distintos: aguas calentadas por vapor en la superficie, y en los niveles profundos se evidencia una dependencia muy marcada de la temperatura. Es necesario destacar que no basta con análisis mineralógicos para definir la capa sello, como se hace generalmente según la literatura, sino que también se debe tener en cuenta el control que ejercen las estructuras en su configuración.

En el pozo TOL- 1 los dominios de arcilla I y III están fuertemente relacionados con el control de la temperatura en la precipitación de los minerales de arcilla; en cambio, en el dominio de arcillas II existe una fuerte dependencia con la permeabilidad y consiguiente razón fluido/roca en la precipitación de los minerales de arcilla como esmectita e interestratificados. Para ambos casos, la alteración hidrotermal, según Lizama (2013), no está controlada por la litología.

7 BIBLIOGRAFÍA

- Abid, I.A., Hesse, R., Harper, J.D., 2004. Variations in mixed-layer illite/smectite diagenesis in the rift and post-rift sediments of the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks, offshore Newfoundland, Canada. *Journal of Earth Science*. Vol. 41, 401–429.
- Aguirre, L., Robinson, D., Bevins, R.E., Morata, D., Vergara, M., Fonseca, E., Carrasco, J., 2000. A low-grade metamorphic model for the Miocene volcanic sequences in the Andes of central Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. 43, 83-93.
- Arcos, R., Clavero, J., Giavelli, A., Simmons, S., Aguirre, I., Martini, S., Mayorga, C., Pineda, G., Parra, J., Soffia, J, 2011. Surface Exploration at Pampa Lirima Geothermal Project, Central Andes of Northern Chile. *Geothermal Resources Council Transactions*, vol. 35, p. 689-693.
- Barrientos, S.E., Acevedo-Aránguiz, P.S., 1992. Seismological aspects of the 1988–1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 53, 73–87.
- Bauluz, B., Peacor, D.R., Ylagan, R.F., 2002. Transmission electronmicroscopy study of smectite illitization during hydrothermal alteration of a rhyolitic hyaloclastite from Ponza, Italy. *Clay Mineralogy*. Vol. 50, 157–173.
- Bettison, V., Mackinnon, J.D.R., Schiffman, P., 1991. Integrated TEM, XRD and electronmicroprobe investigation of mixed-layer chlorite–smectite from the Point Salophiolite, California. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 9, 697–710.
- Bish, D.L., W. Ming, D, 2001. Natural zeolites: Occurrence, properties, applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. 45.
- Bradley, W.F., 1945. Molecular associations between montmorillonite and organic liquids. *Journal of the American Chemical Society*. Vol. 67, 975-81.
- Browne, P.R.L, 1984. Lectures on Geothermal Geology and Petrology. UNU Geothermal Training Programme, Iceland, Report 2, 92 pp.

- Cathelineau, M., Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 91, 235–244.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault zone in Southern Chile. *Tectonophysics*. Vol. 259, 55-66.
- Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. Vol. 471, 96–113.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society, 21-114.
- Clavero, J., Pineda, G., Mayorga, C., Giavelli, A., Aguirre, I., Simmons, S., Martini, S., Soffia, J., Arriaza, R., Polanco, E., Achura, L., 2011. Geological, Geochemical, Geophysical and First Drilling Data from Tinguiririca Geothermal Area, Central Chile. *Geothermal Resources Council Transactions*, vol. 35, p. 731-734.
- Cumming, W., Nordquist, G., Astra, D., 2000. Geophysical exploration for geothermal resources: an application for combined MT-TDEM. 70th Anniversary International. Mtg., Society. Exploration and Geophysics. Expanded Abstracts.
- Davatzes, N. C., Hickman, S.H., 2010. The feedback between stress, faulting and fluid flow: lessons from the Coso Geothermal Field, CA, USA. *Proceedings World Geothermal Congress*, Bali, Indonesia, 15 pp.
- De la Cruz, R., Suárez, 1997. El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Biobío (38-39°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. 24, No. 1, 3-24.
- Guisseau, D., Patrier-Mas, P., Beaufort, D., Girard, J.P., Inoue, A., Sanjuan, B., Petit, S., Lens, A., Genter, A., 2007. Significance of the depth-related transition montmorillonite-beidellite in the Bouillante geothermal field (Guadeloupe, Lesser Antilles). *Am. Mineral*. 92, 1800–1813.

- Harvey, C.C., Browne, P.R.L., 1991. Mixed-layer clay geothermometry in the Wairakei geothermal field, New Zealand. *Clay Mineralogy*. Vol. 39, 614–621.
- Hauser, A., 1997. Catastro y caracterización de las fuentes minerales y termales de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Subdirección Nacional de Geología, Boletín n° 50.
- Henley, R.W. and Ellis A.J., 1983. “Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review: *Earth-Science Reviews*.”. Vol. 19, 1-50.
- Hervé, F; Thiele, R. 1987. Estado de conocimiento de las megafallas en Chile y su significado tectónico. *Universidad de Chile, Comunicaciones*. Vol. 38, 67-91.
- Hervé, F., 1994. The Southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to magmatic arc. In: Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer Verlag. 243-248.
- Horton, D.G., 1985. Mixed-layer illite/smectite as a paleotemperature indicator in the Amethyst vein system, Creede district, Colorado, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 91, 171–179.
- Iijima, A. and Utada, M. (1971) Present-day diagenesis of the Neogene geosynclinal deposits in the Niigata Oilfield, Japan: in *Molecular Sieve Zeolites-L R. F. Gould, ed., Advances in Chemistry Series 101*, American Chemical Society, Washington, D.C., 342-349.
- Inoue, A., Utada, M., 1983. Further investigations of a conversion series of dioctahedral mica/smectite in the Shinzan hydrothermal alteration area, northeast Japan. *Clays and Clay Minerals*. Vol. 31, 401–412.
- Inoue, A., Utada, M., Nagata, H., Watanabe, T., 1984. Conversion of trioctahedral smectite to interstratified chlorite/smectite in Pliocene acidic pyroclastic sediments of the Ohyu district, Akita Prefecture, Japan. *Clay Science*. Vol. 6, 103–106.
- Inoue, A., Utada, M., 1991. Smectite-to-chlorite transformation in thermally metamorphosed dy volcanoclastic rocks in the Kamikita area, northern Honshu, Japan. *American Mineralogist*. Vol. 76, 628–640.

- Inoue, A., Meunier, A., Beaufort, D., 2004. Illite–smectite mixed-layer minerals in felsic volcanoclastic rocks from drill cores, Kakkonda, Japan. *Clay Mineralogy*. Vol. 52, 66–84.
- Kranidiotis, P., MacLean, W.H., 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*. Vol. 82, 1898–1911.
- Kristmannsdótti, H., 1976. Types of clayminerals in hydrothermally altered basaltic rocks, Reykjanes, Iceland. *Jökull*. Vol.26, 30–39.
- Kristmannsdóttir, H., 1979. Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100-300°C. International Clay Conference (eds. M. M. Mortland & V. C. Farmer). Elsevier, Amsterdam.
- Kristmannsdóttir, H., Tómasson, J. 1978. Zeolite zones in geothermal areas, Iceland. Sand, L.B., Mumpton, F.A. (Eds.), *Natural Zeolites*. Pergamon Press, Oxford. 277-284.
- Lara, L.E., Lavenu, A., Cembrano, J., and Rodríguez, C., 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 158, no. 1–2, 70–86.
- Lavenu, A., Cembrano, J., 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore-arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*. Vol. 21, 1669-1691.
- Liou, J.G., de Capitani, C., Frey, M., 1991. Zeolite equilibria in the system CaAl₂Si₂O₈-NaAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. 34, 293-301.
- Lizama, M., 2013. Alteración hidrotermal en el sistema geotermal Tolhuaca: Caso de estudio sondaje TOL-1. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile.
- Lohmar, S., Stimac, J., Colvin, A., González, A., Iriarte, S., Melosh, G., Wilmarth, M., Sussman, D., 2012. Tolhuaca volcano (southern Chile, 38.3° latitude S): New learnings from surface

- mapping and geothermal exploration wells. In XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta. T4, 437-439.
- López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37–46°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. 22 (2), 219–234.
- McDowell, S.D., Elders, W.A., 1980. Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 74, 293–310.
- Mas, A., Guisseau, D., Patrier, P., Beaufort, D., Genter, A., Sanjuan, B., Girard, J.P., 2006. Clay minerals related to the hydrothermal activity of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 158, 380–400.
- Melnick, D., Folguera, A., and Ramos, V., 2006. Structural control on arc volcanism: The Caviahue–Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 22, 66–88.
- Melosh, G., Cumming, W., Sussman, D., Benoit, D., Soto, E., Colvin, A., Wilmarth, M., Winick, J., Fredes, L., 2009. Rapid Exploration of the Tolhuaca Prospect, Southern Chile. *GRC Transactions*, Vol. 33.
- Melosh, G., Cumming, W., Benoit, D., Wilmarth, M., Colvin, A., Winick, J., Soto, E., Urzúa, L., Powell, T., Peretz, A., 2010. Exploration results and resource conceptual model of the Tolhuaca Geothermal Field, Chile. *Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010*.
- Melosh, G., Moore, J., & Stacey, R., 2012. Natural reservoir evolution in the Tolhuaca geothermal field, Southern Chile. *Thirty-Sixth Workshop on geothermal Reservoir Engineering*. Stanford University.
- Meunier, A., Velde, B., 1989. Solid solution in illite/smectite mixed layer minerals and illite. *American Mineralogist*. Vol. 74, 1106–1112.

- Moore, J., Bruton, C., Powell, T., 2004. Wairakite: A potential indicator of fluid mixing. *Geothermal Resources Council Transactions*. Vol. 28, 495-498.
- Moore, J., 2009. A Petrologic and Fluid Inclusion Investigation of Selected Samples from GeoGlobal Energy LLC Well Tolhuaca 1, EGI report to GGE, Dec. 18, 2009.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C. 1997. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*, Second Edition. OXFORD UNIVERSITY PRESS, 378 p.
- Moreno, H., Naranjo, J., Polanco, E., 2012. Geología del complejo volcánico Lonquimay Tolhuaca. Regiones de la Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:50.000.
- Morse, J.W., Casey, W.H., 1988. Ostwald processes and mineral paragenesis in sediments. *American Journal of Science*. Vol. 288, 537–560.
- Muñoz, J., Niemeyer, H., 1984. Petrología de la Formación Trapa-Trapa y consideraciones acerca del volcanismo Mioceno entre los 36° y 39° lat. S (Cordillera Principal). *Revista Geológica de Chile*. Vol 23, 53-67.
- Nadeau, P. H. and Reynolds, C.R. (1981) Burial and contact metamorphism in the Mancos Shale: Clays and Clay Minerals. Vol.29, 249-259.
- Navarro, L., 2012. Alteración Hidrotermal asociada al Sistema de Falla "Pocuro - San Ramón". Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile.
- Nieto, F., Ortega-Huertas, M., Peacor, D.R., Aróstegui, J., 1996. Evolution of illite/smectite from early diagenesis through incipient metamorphism in sediments of the Basque-Cantabrian basin. *Clays and Clay Minerals*. Vol. 44, 304–323.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since late Cretaceous times. *Tectonics*. Vol. 6, 233–248.
- Pérez-Flores, P., Sánchez, P., Arancibia, G., Cembrano, J., Veloso, E., Lohmar, S., Stimac, J., Reich, M., Rubilar, J., 2012. Sampling and detailed structural mapping of veins, fault-veins

- and faults from Tolhuaca Geothermal System, Southern Chile. In XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta. T4, 71-73.
- Pérez-Flores, P., Veloso, E., Cembrano, J., Sánchez, P., Iriarte, S., Lohmar, S., 2013. Paleomagnetic Reorientation of Structural Elements in Drill Cores: an example from Tolhuaca Geothermal Field. AGU fall Meeting, San Francisco, EE.UU.
- Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Sánchez, P., 2014. Local Stress fields and paleo-fluid distribution within a transtensional duplex: An example from the northern termination of the Liquiñe-Ofqui Fault System. AGU fall Meeting, San Francisco, EE.UU.
- Person, A.; Bocherens, H.; Saliège, J.F.; Paris, F.; Zeitoun, V. & Gérard, M. (1995). Early diagenetic evolution of bone phosphate: an X-ray diffractometry analysis. *Journal of Archaeological Science*. Vol. 22, 211-221.
- Pollastro, R.M., 1993. Considerations and applications of the illite/ smectite geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Mississippian Age. *Clay Mineralogy*. Vol. 41, 119–133.
- Radic, J.P., 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39 ° S). *Andean Geology*. V. 37, no.1, 220–246.
- Reyes, A.G., 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 43, 279–309.
- Robinson, D., Bevins, R.E., 1994. Mafic phyllosilicates in low-grade metabasites. Characterization using deconvolution analysis. *Clay Mineralogy*. Vol. 29, 223–237.
- Robinson, D. & Santana de Zamora, A., 1999. The smectite to chlorite transition in the Chipilapa geothermal system, El Salvador. *American Mineralogist*. Vol. 84, 607 – 619.
- Rosas, A., 2005. El número de Péclét y su significación en la modelación de transporte difusivo de contaminantes. Tesis para obtener el título de Matemático. Universidad Nacional Autónoma de México.

- Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H., 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*. Vol. 25, TC4013.
- Sánchez, P., Pérez-Flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J., Reich, M., 2013a. Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intra-arc Liquiñe– Ofqui fault system, Southern Andes. *International Geology Review*.
- Sánchez, P., Reich, M., Pérez-Flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J., Lohmar, S., 2013b. The interplay between fault-fracture networks activity, fluid flow and mineralization in the Andes: A case study in the Liquiñe-Ofqui fault system. *Proceedings AGU Meeting of the Americas*, Cancún, México.
- Sanchez, P., Pérez-Flores, P., Reich, M., Arancibia, G., Cembrano, J., Campos, E., Lohmar, S., 2013c. The influence of fault-fracture network activity on fluid geochemistry and mineral precipitation at the Tolhuaca geothermal system, southern Chile. *Mineralogical Magazine*. Vol. 77(5), p. 2122.
- Schiffman, P., Fridleifsson, G.O., 1991. The smectite to chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 9, 679–696.
- Schiffman, P., Staudigel, H., 1995. The smectite to chlorite transition in a fossil seamount hydrothermal system: the basement complex of La PalmaPalma, Canary Islands. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 13, 487–498.
- Schmidt, S.Th. Robinson, D., 1997. Metamorphic grade and porosity and permeability controls on mafic phyllosilicate distributions in a regional zeolite to greenschist facies transition of the North Shore Volcanic Group, Minnesota. *GSA Bulletin*. Vol 109, 683–697.
- Shau, Y.H., Peacor, D.R., Essene, E.J., 1990. Corrensite and mixed-layer chlorite/smectite in metabasalt from northern Taiwan: TEM/AEM, EMPA, XRD, and optical studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 105, 123–142.

- Steiner A., 1955. "Wairakite, the calcium analogue of analcime, a new zeolite mineral." *Mineralogical Magazine*. V. 30, 691-708.
- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, Vol. 31(2), 161-206.
- Stern, C. R, Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J.E., Lara, L., Naranjo, J.A., Parada, M.A., Skewes, M.A., 2007. The Geological Society of London. Chilean volcanoes. *Geology of Chile*, Chapter 5, 147-178.
- Suárez, M., Emparan, C., 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. Vol 71, 105 p., 1 mapa 1:250.000.
- Surdam, R.C., Boles, J.R., 1979. Diagenesis of volcanic sandstones. *SEMP Special Publication*. No, 26, 227-242.
- Thiele, R., Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., Vergara, M., Munizaga, F., 1987. Estudio Geológico Regional a escala 1:100.000 de la hoya superior, curso medio del Río Biobío. Informe 103 para la Empresa Nacional de Electricidad, Convenio ICP-8601 (Inédito), Universidad de Chile Departamento de Geología y Geofísica, 304 p.
- Ussher, G., Harvey, C., Johnstone, R., Anderson, E., 2000. Understanding the resistivities observed in geothermal systems. *Proceedings World Geothermal Congress 2000*. 1915-1920.
- Uysal, I.T., Glikson, M., Golding, S.D., Audsley, F., 2000. The thermal history of the Bowen Basin, Queensland, Australia: vitrinite reflectance and the clay mineralogy of Late Permian coal measures. *Tectonophysics*. Vol. 323, 105–129.
- Vázquez, M., Nieto, F., Morata, D., Droguett, B., Carrillo-Rosua, F.J., Morales, S., 2014. Evolution of clay assemblages in the Tinguiririca geothermal field, Andean Cordillera of central Chile: an XRD and HRTEM-AEM study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 282, 43-59.

8 ANEXO A

8.1 MUESTRA 37

Muestra 37 - Fracción arcilla

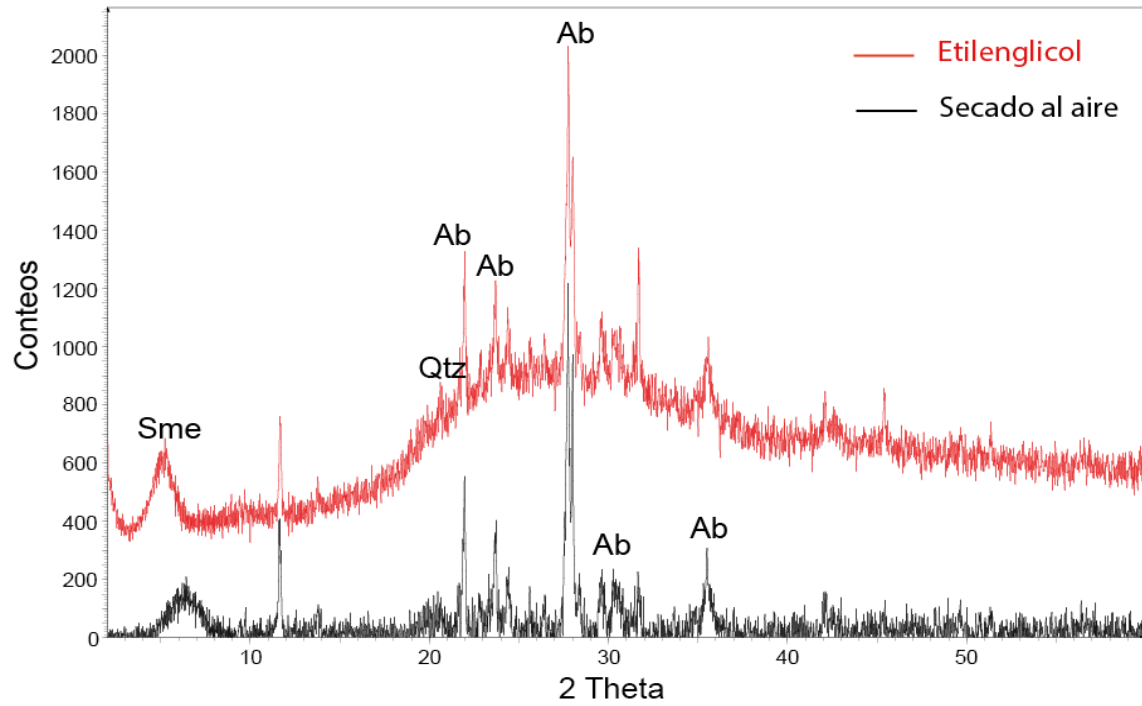


Figura 4. Difractograma Muestra 37.

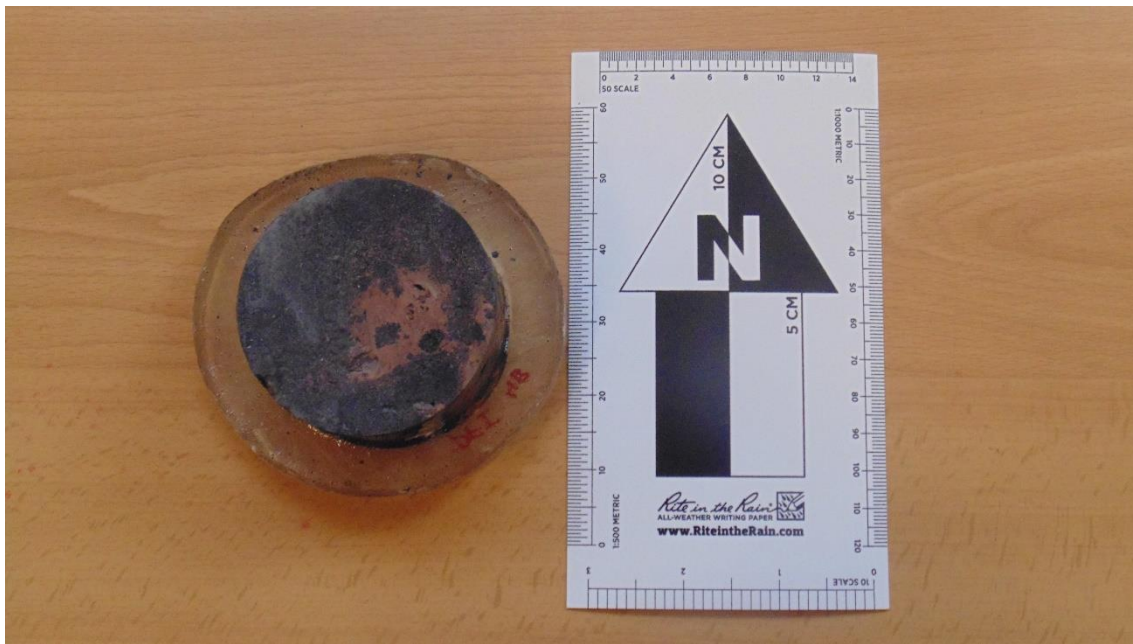


Figura 5. Fotografía rechazo Muestra 37.

8.2 MUESTRA 42

Muestra 42 - Fracción arcilla

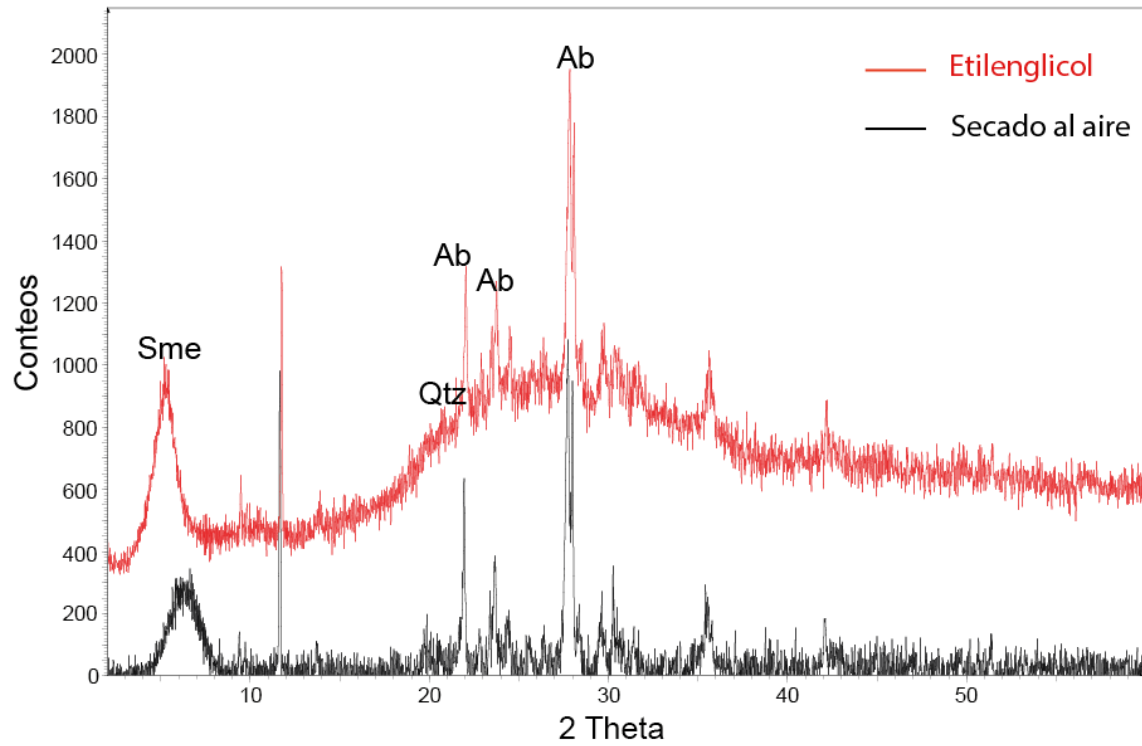


Figura 6. Difractograma Muestra 42.

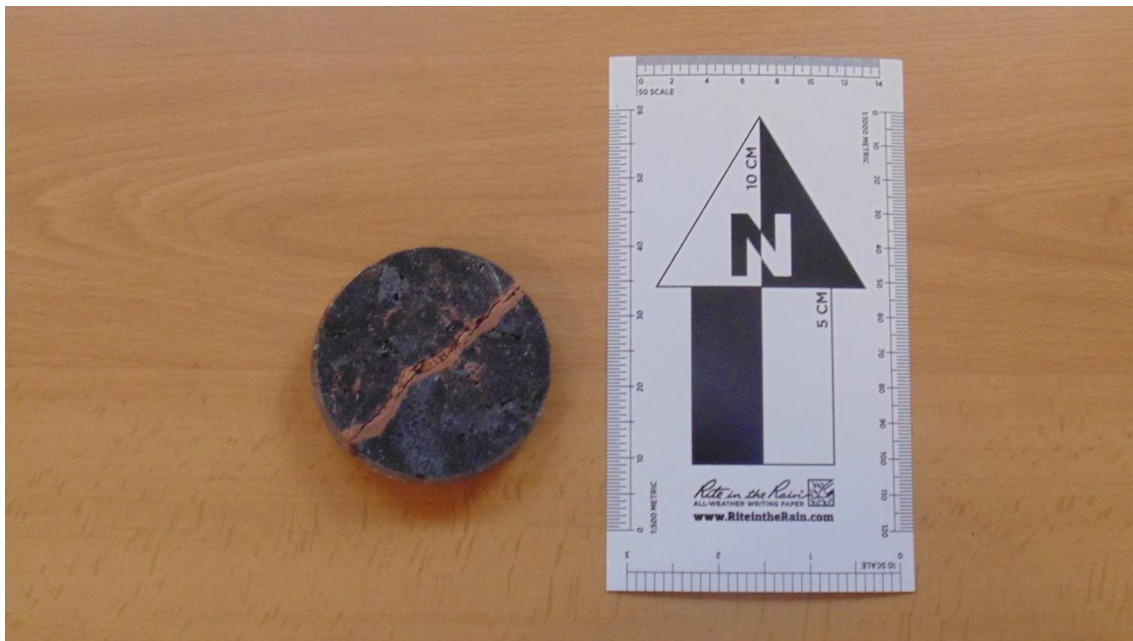


Figura 7. Fotografía rechazo Muestra 42.

8.3 MUESTRA 104

Muestra 104 - Fracción arcilla

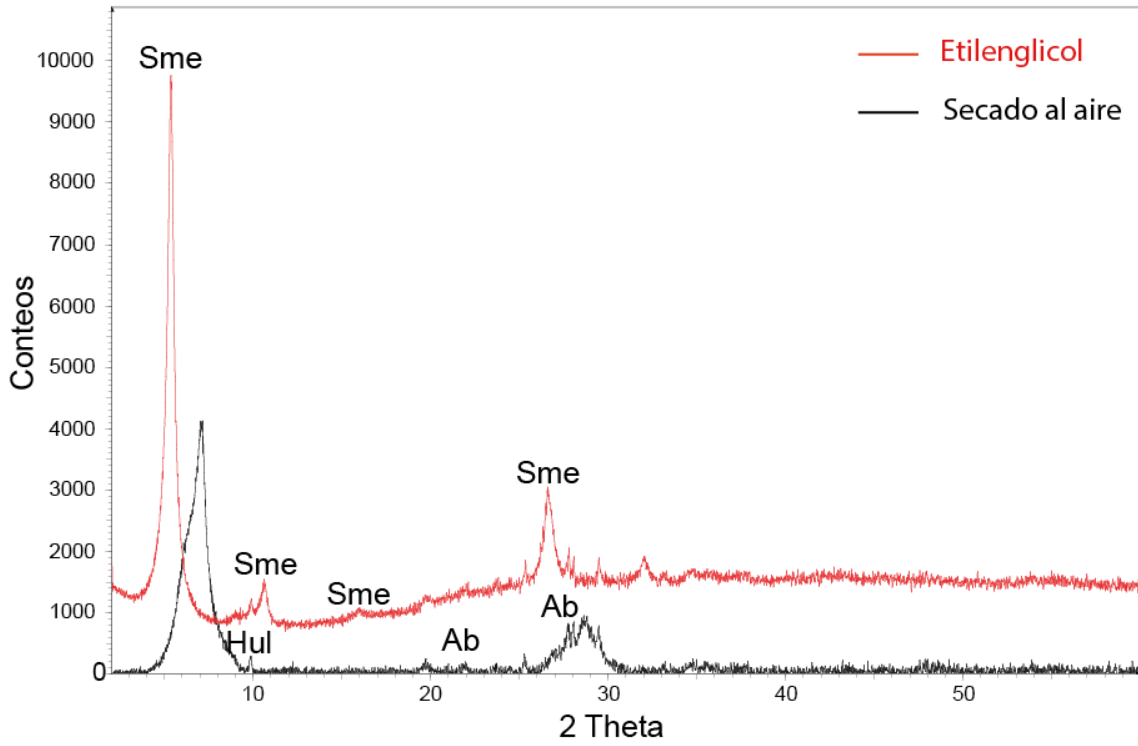


Figura 8 Difractograma Muestra 104.

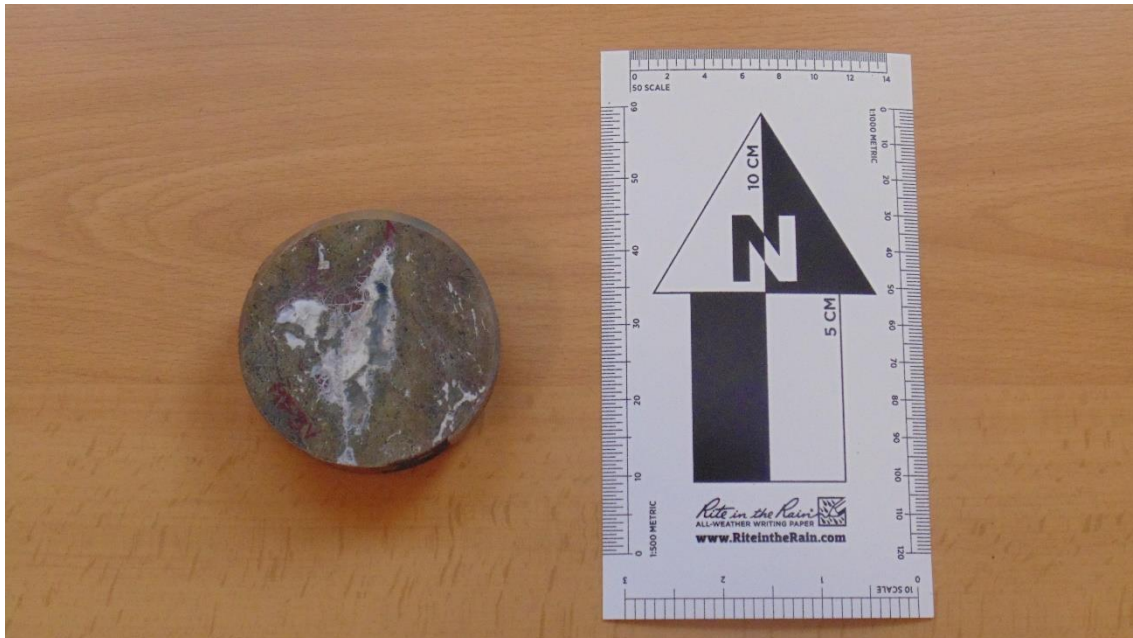


Figura 9. Fotografía rechazo Muestra 104.

8.4 MUESTRA 128

Muestra 128- Fracción arcilla

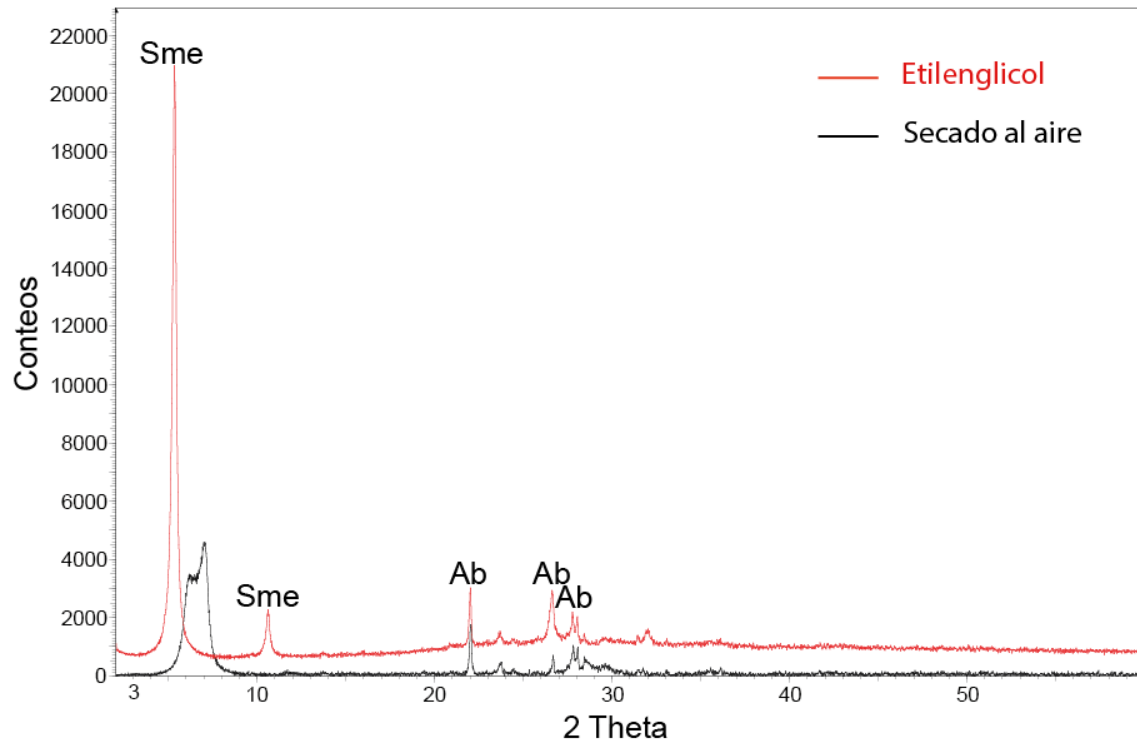


Figura 10. Difractograma Muestra 128.

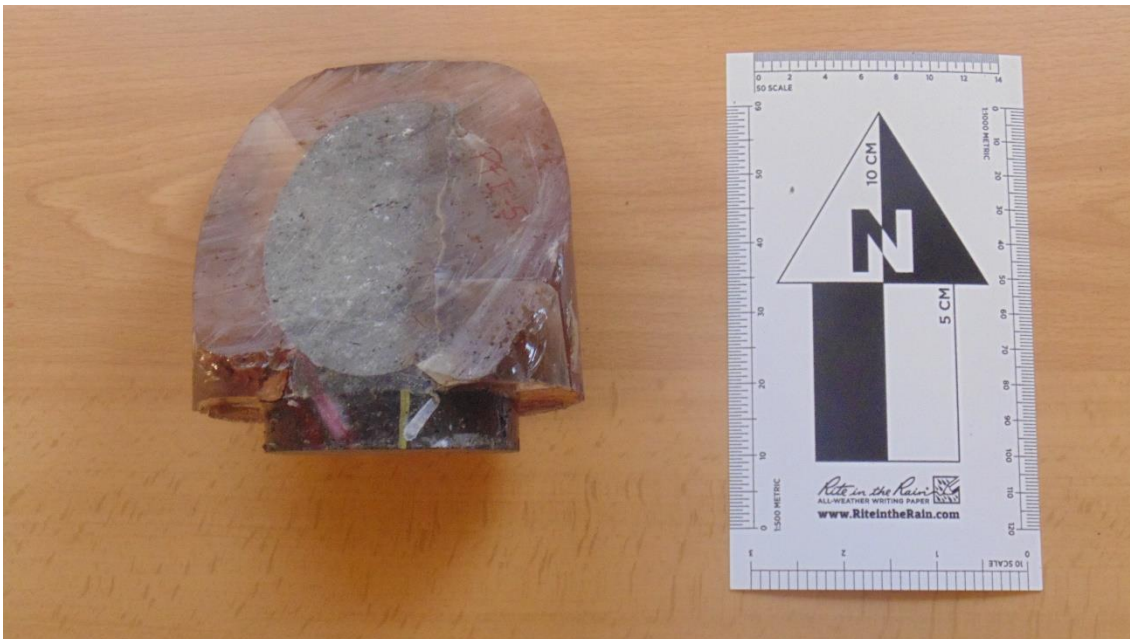


Figura 11. Fotografía rechazo Muestra 128.

8.5 MUESTRA 180

Muestra 180 - Fracción arcilla

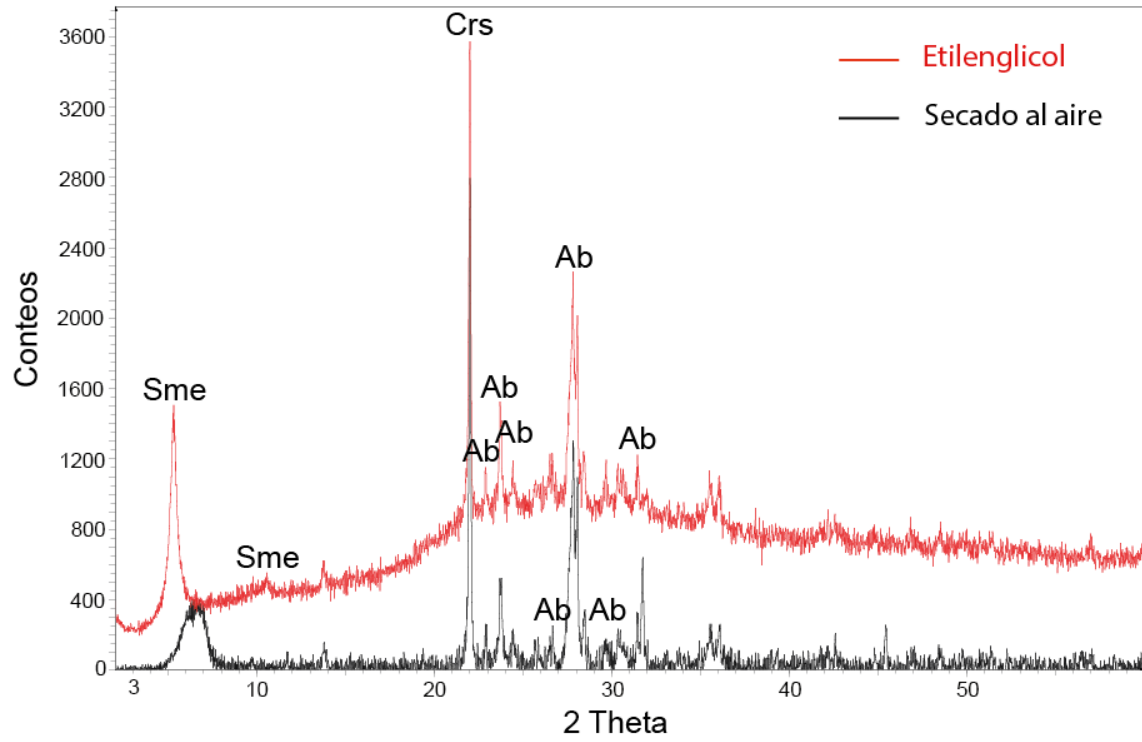


Figura 12. Difractograma Muestra 180.

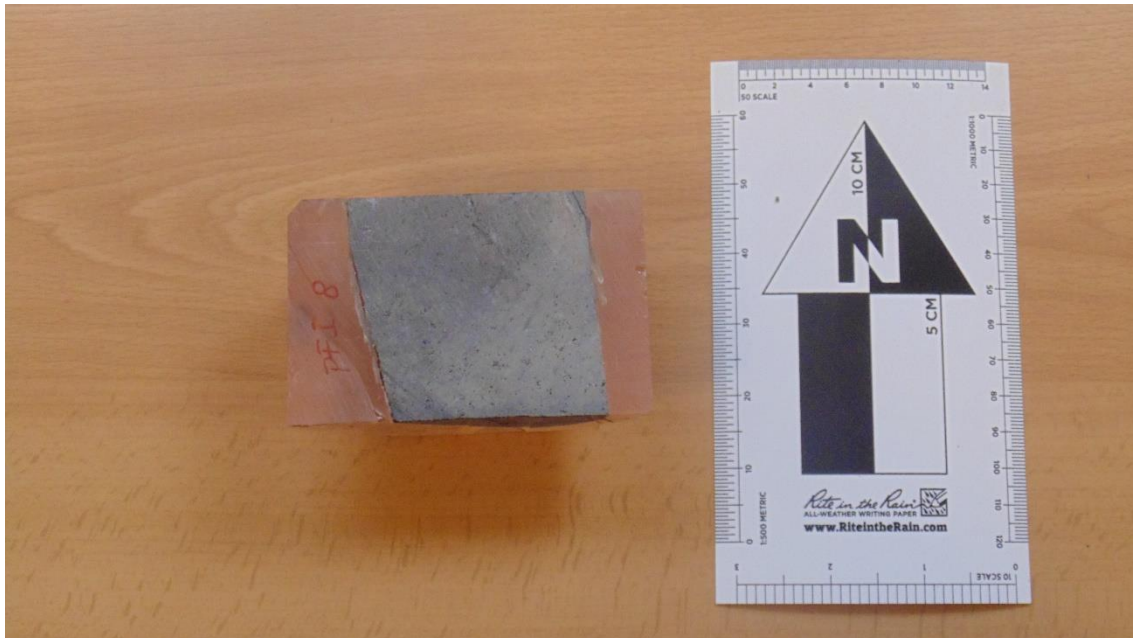


Figura 13. Fotografía rechazo Muestra 180.

8.6 MUESTRA 198

Muestra 198 - Fracción arcilla

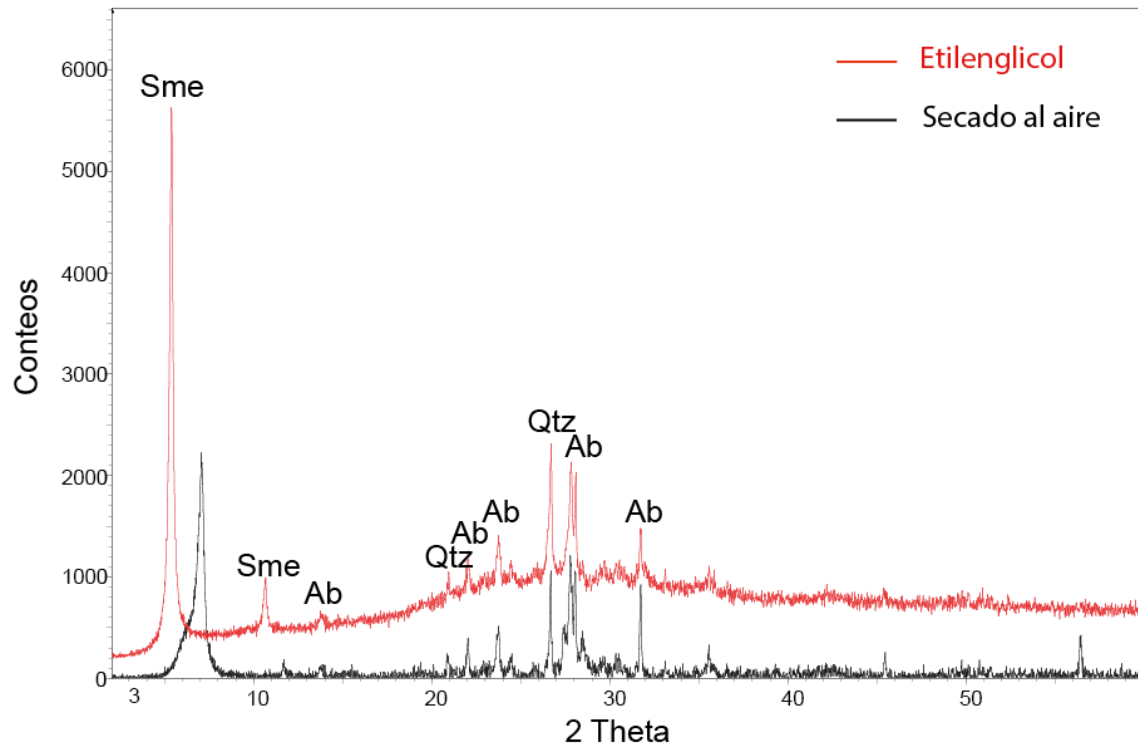


Figura 14. Difractograma Muestra 198.

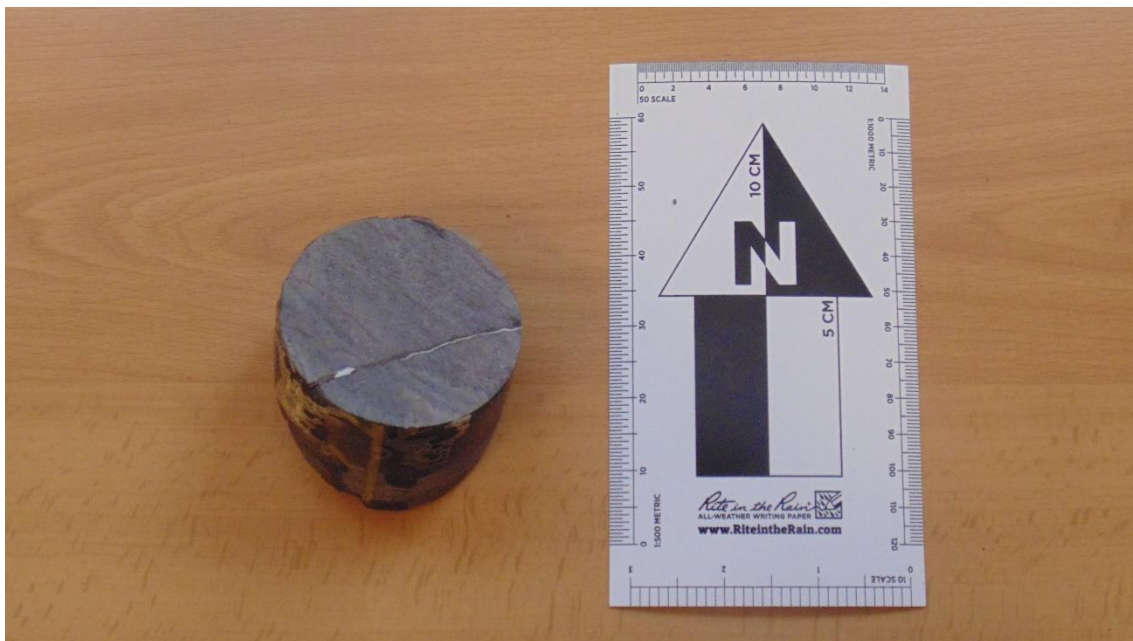


Figura 15. Fotografía rechazo Muestra 198.

8.7 MUESTRA 220

Muestra 220 - Fracción arcilla

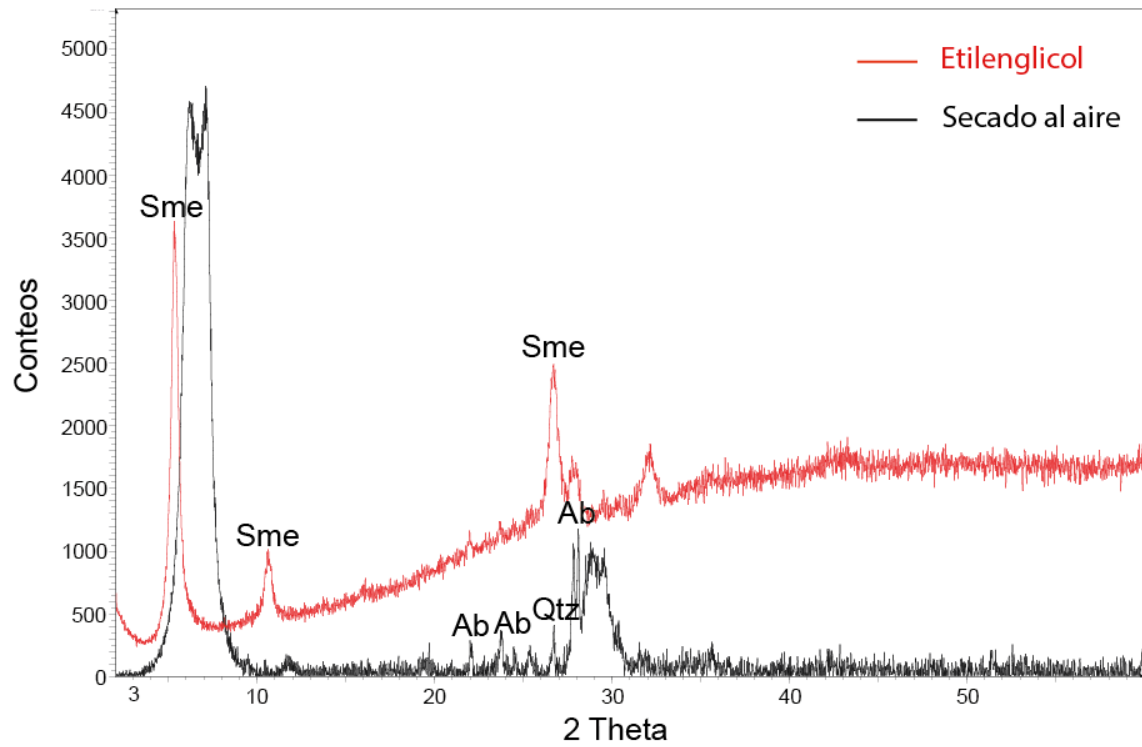


Figura 16. Difractograma Muestra 220.



Figura 17. Fotografía rechazo Muestra 220.

8.8 MUESTRA 241

Muestra 241 - Fracción arcilla

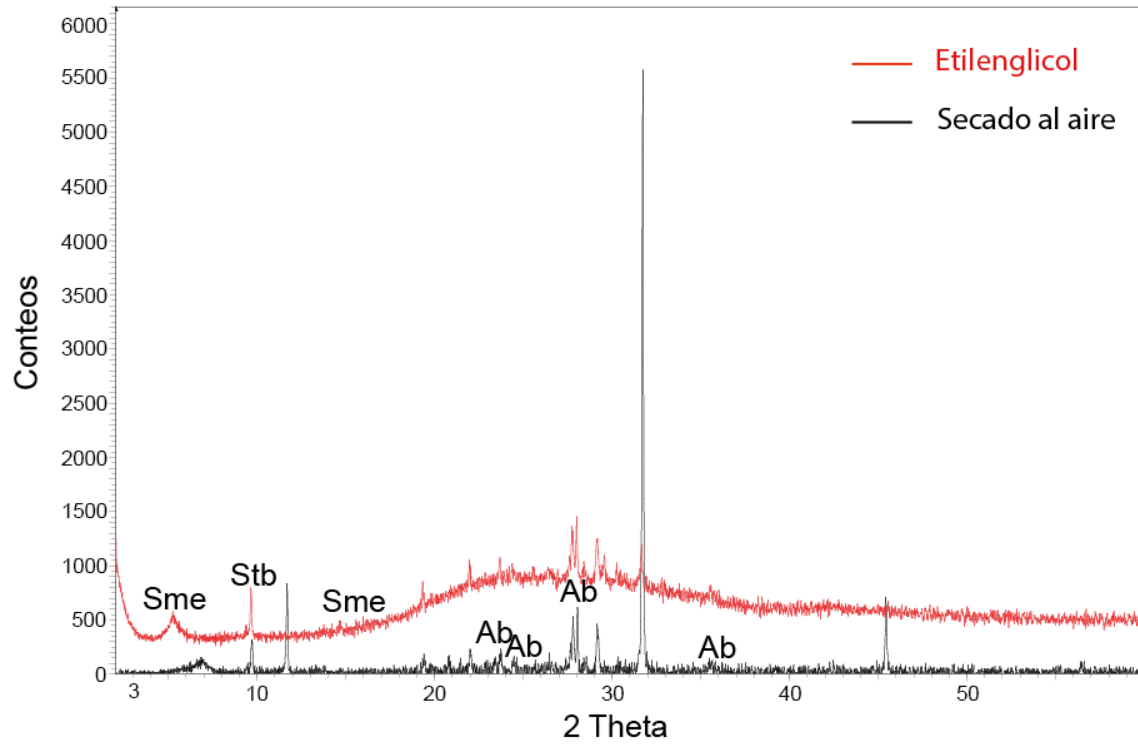


Figura 18. Difractograma Muestra 241.



Figura 19. Fotografía rechazo Muestra 241.

8.9 MUESTRA 270

Muestra 270 - Fracción arcilla

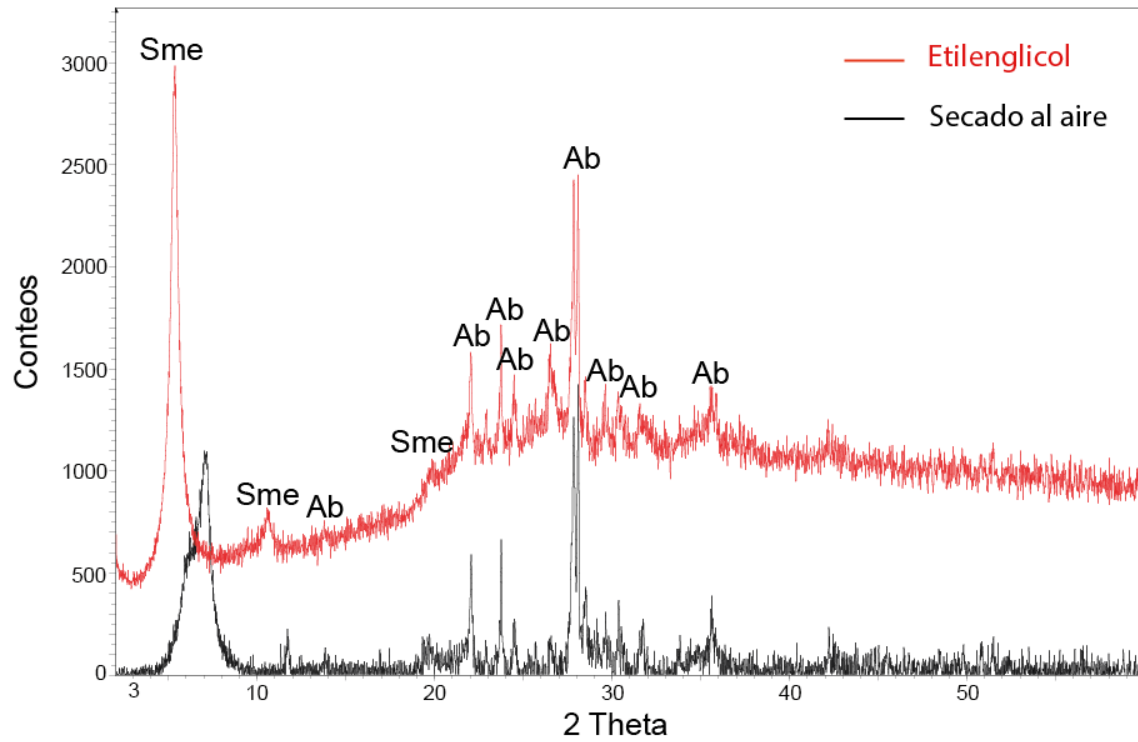


Figura 20. Difractograma Muestra 270.

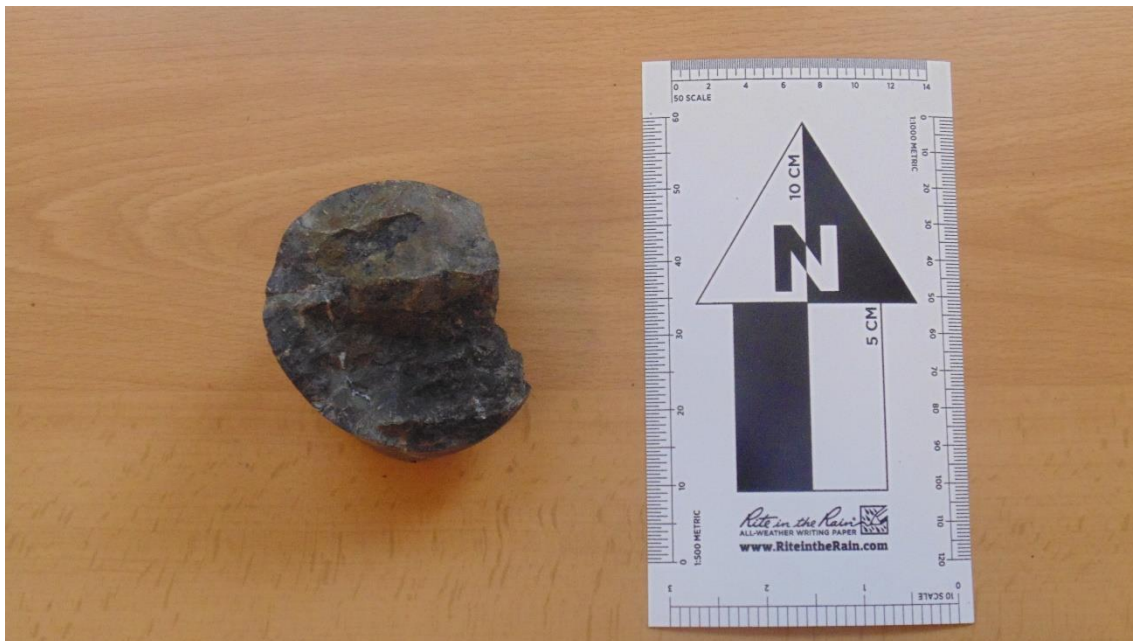


Figura 21. Fotografía rechazo Muestra 270.

8.10 MUESTRA 291

Muestra 291 - Fracción arcilla

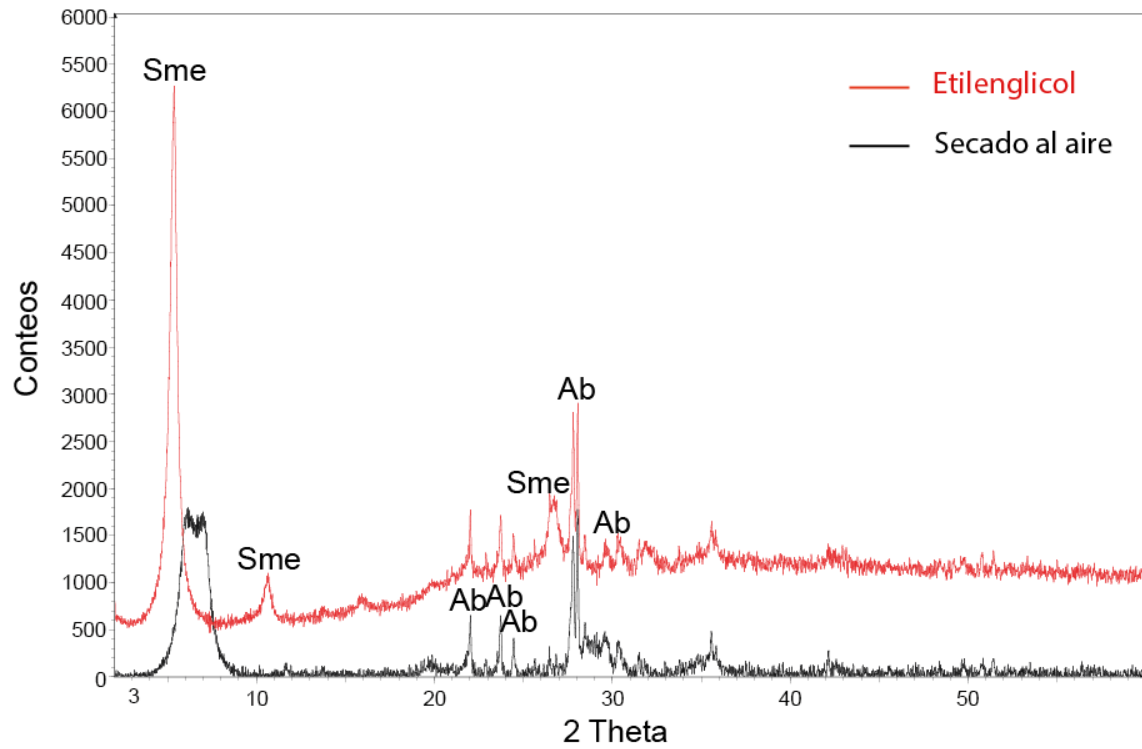


Figura 22. Difractograma Muestra 291.

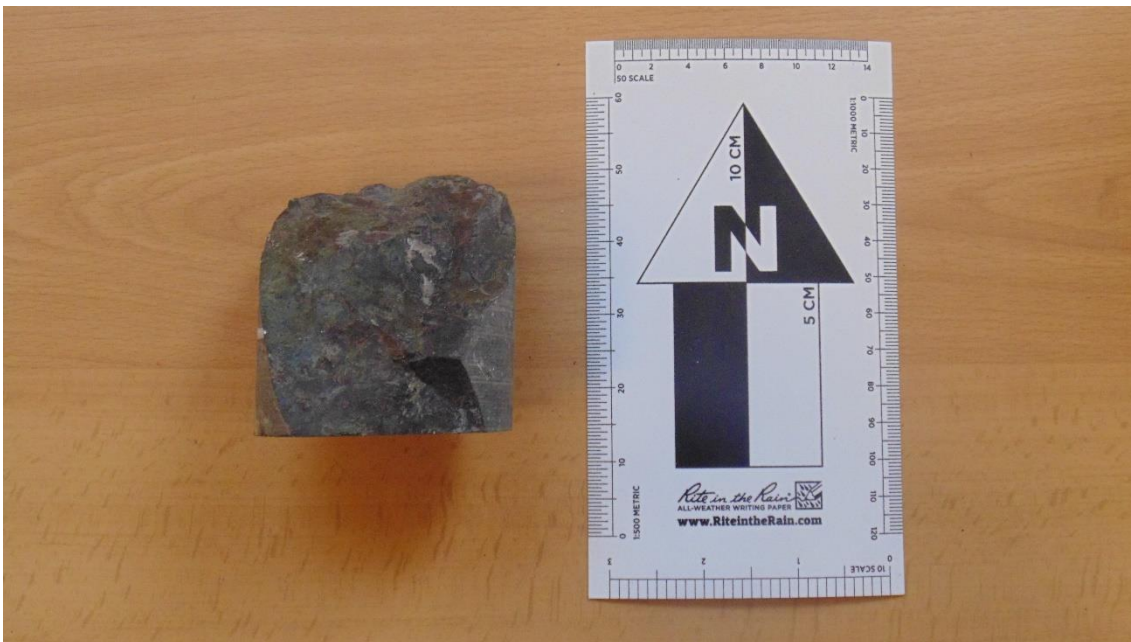


Figura 23. Fotografía rechazo Muestra 291.

8.11 MUESTRA 376

Muestra 376 - Fracción arcilla

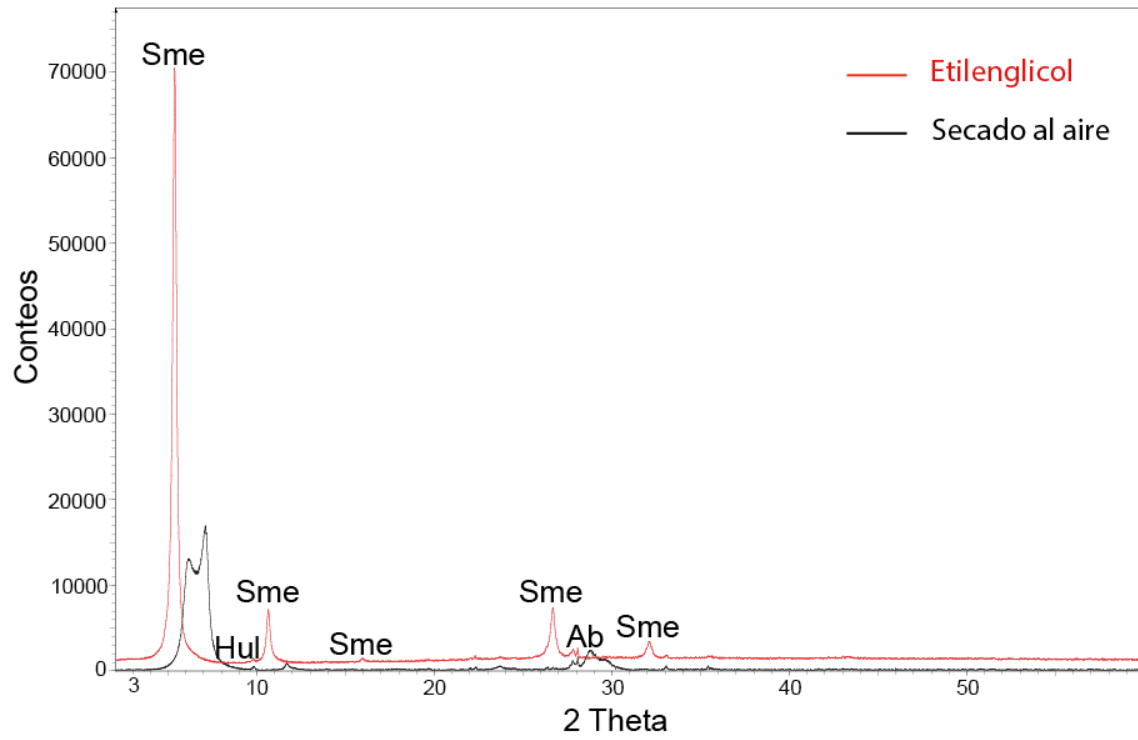


Figura 24. Difractograma Muestra 376.

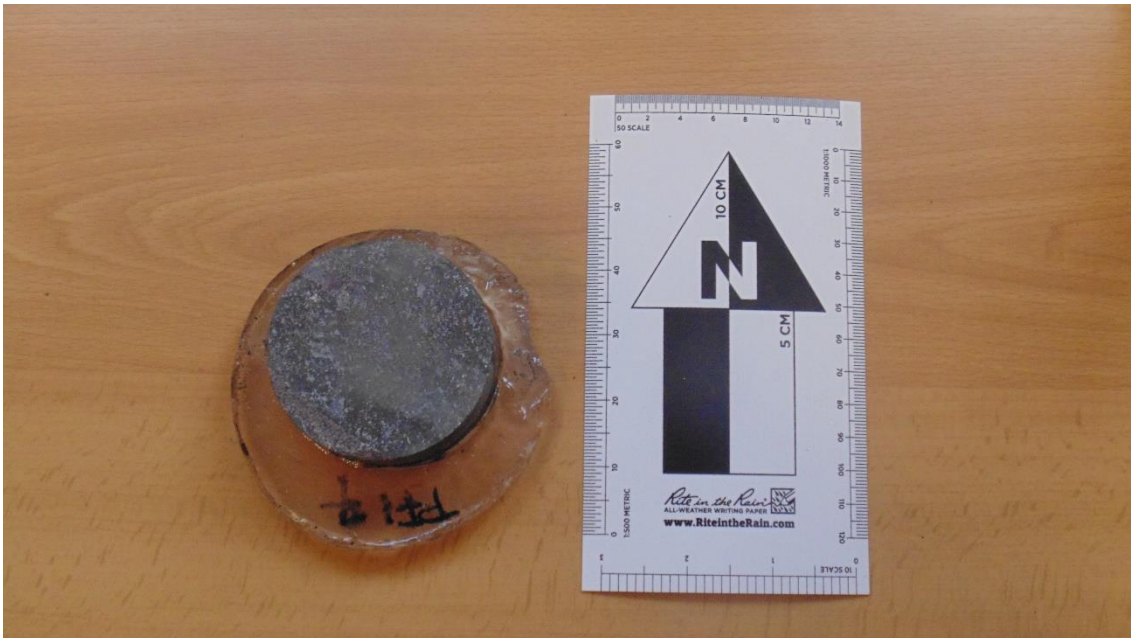


Figura 25. Fotografía rechazo Muestra 376.

8.12 MUESTRA 393

Muestra 393 - Fracción arcilla

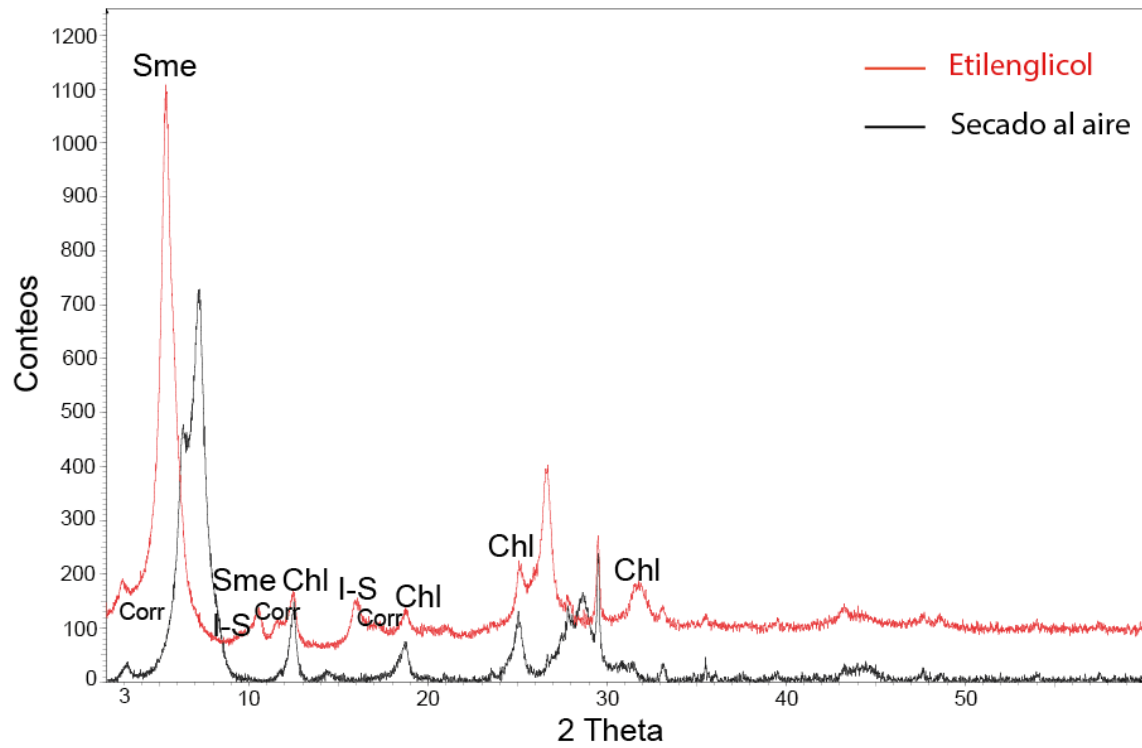


Figura 26. Difractograma Muestra 393.



Figura 27. Fotografía rechazo Muestra 393.

8.13 MUESTRA 410

Muestra 410 - Fracción arcilla

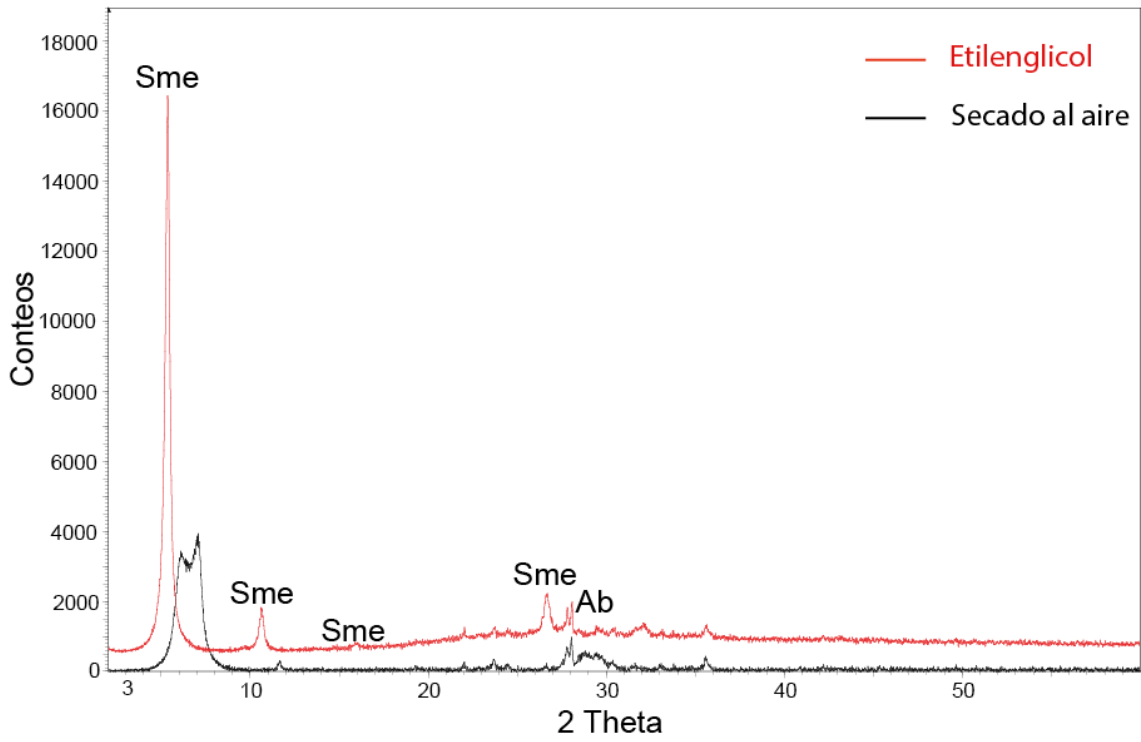


Figura 28. Difractograma Muestra 410.



Figura 29. Fotografía rechazo Muestra 410.

8.14 MUESTRA 470

Muestra 470 - Fracción arcilla

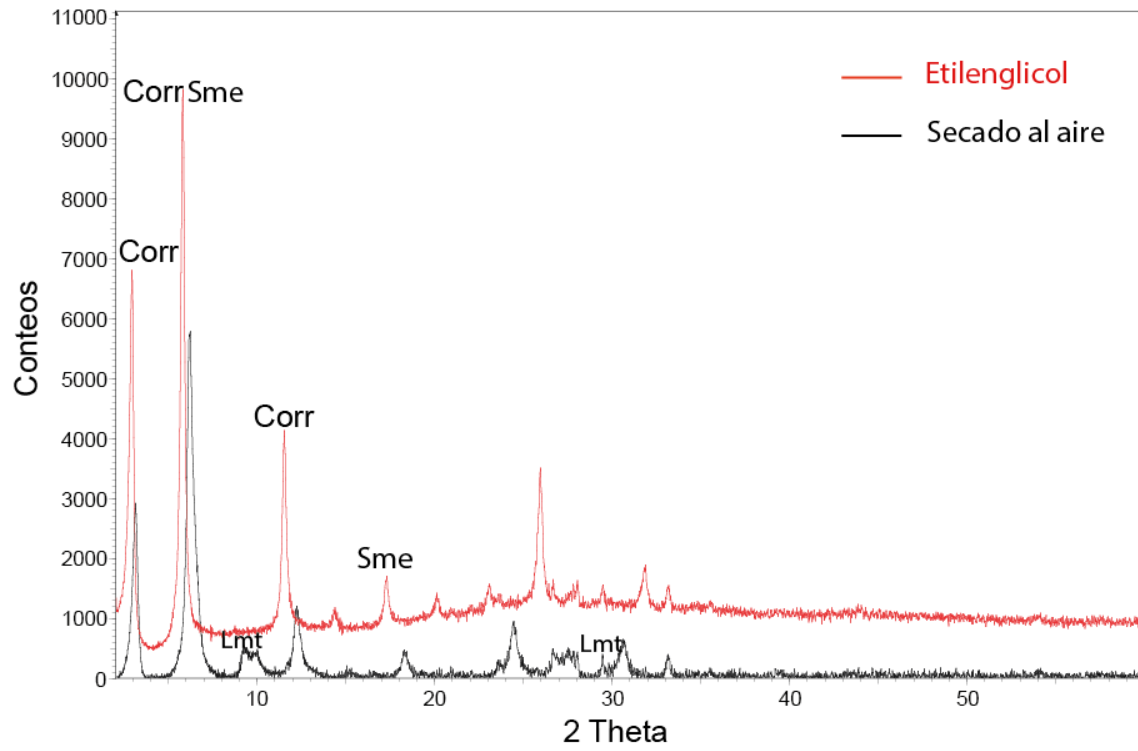


Figura 30. Difractograma Muestra 470.

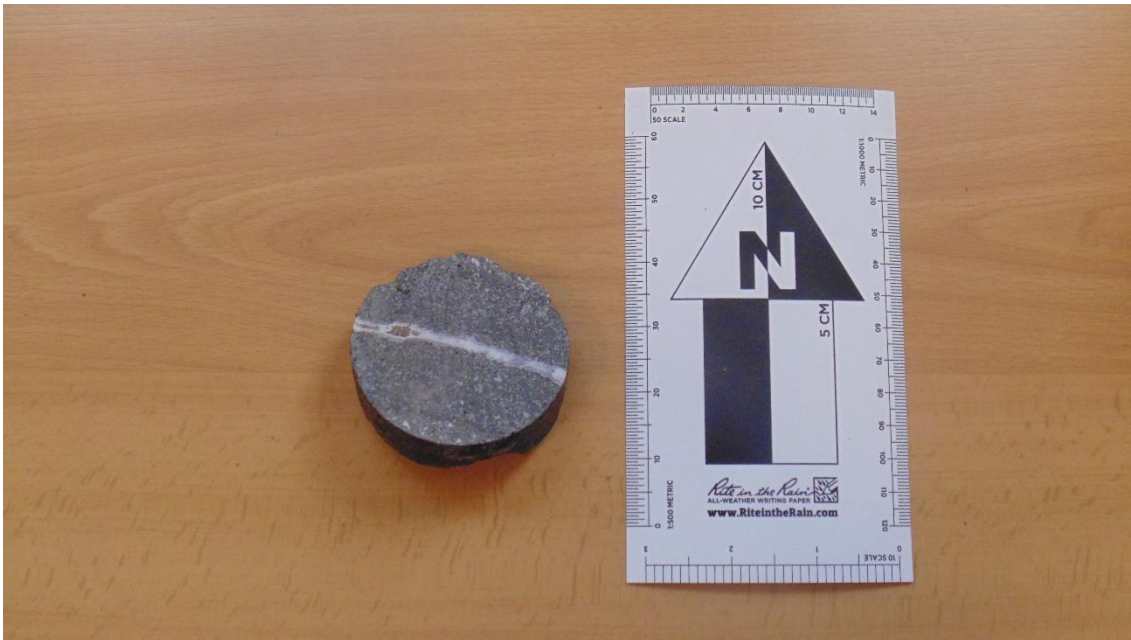


Figura 31. Fotografía rechazo Muestra 470.

8.15 MUESTRA 578

Muestra 578 - Fracción arcilla

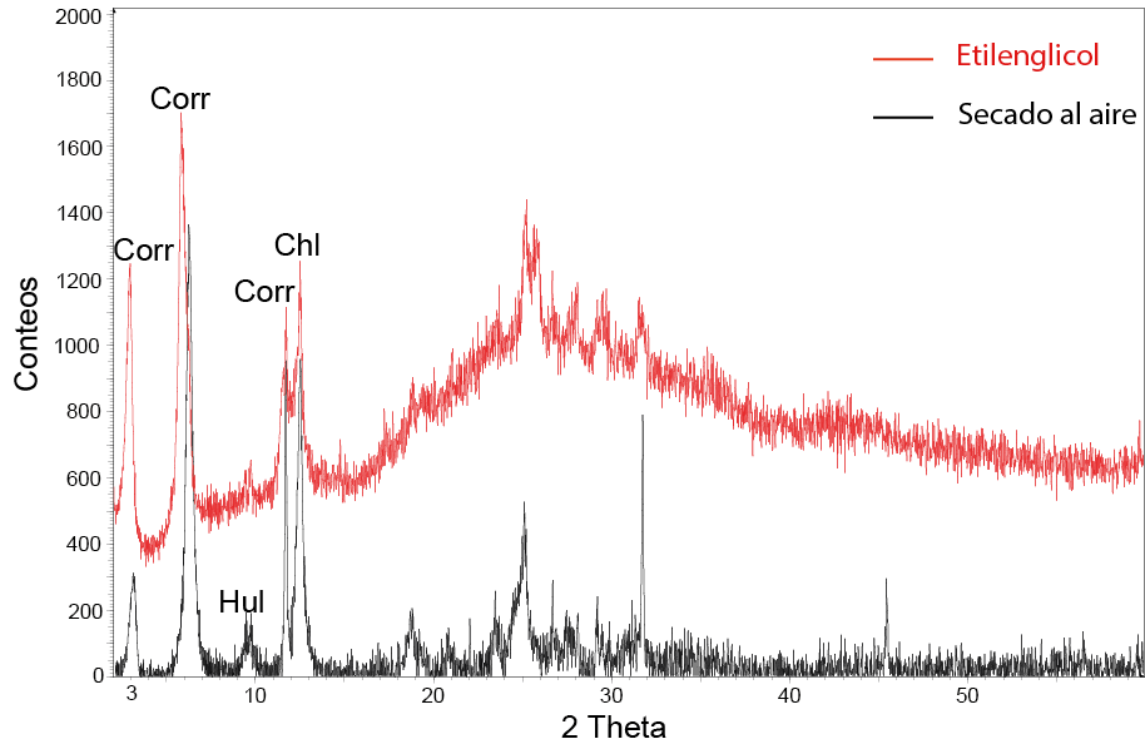


Figura 32. Difractograma Muestra 578.

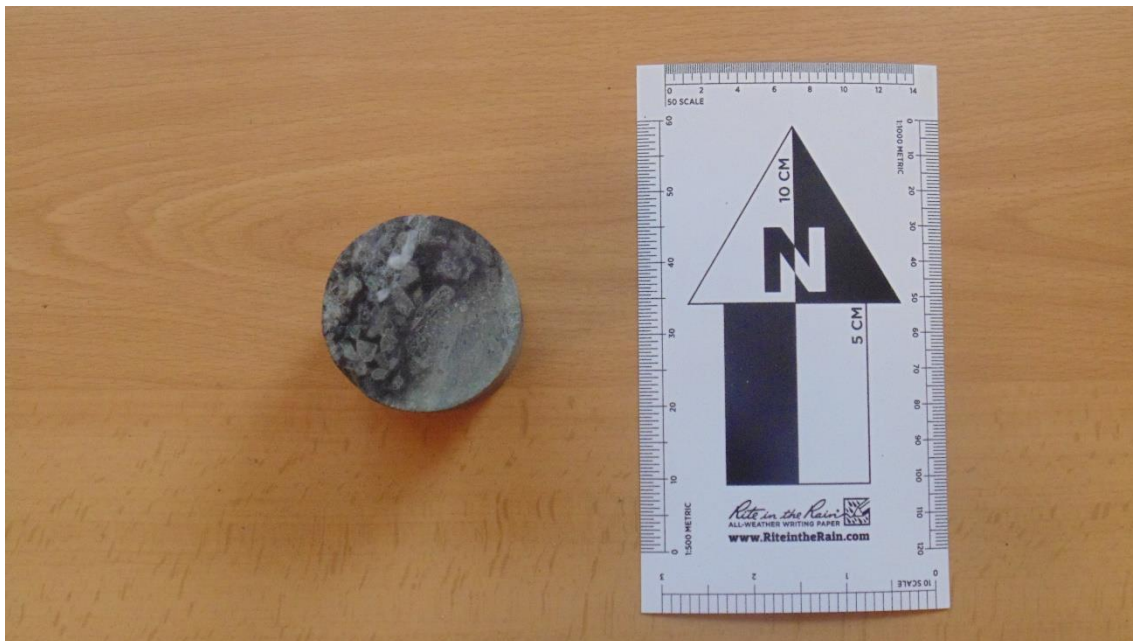


Figura 33. Fotografía rechazo Muestra 578.

8.16 MUESTRA 607

Muestra 607 - Fracción arcilla

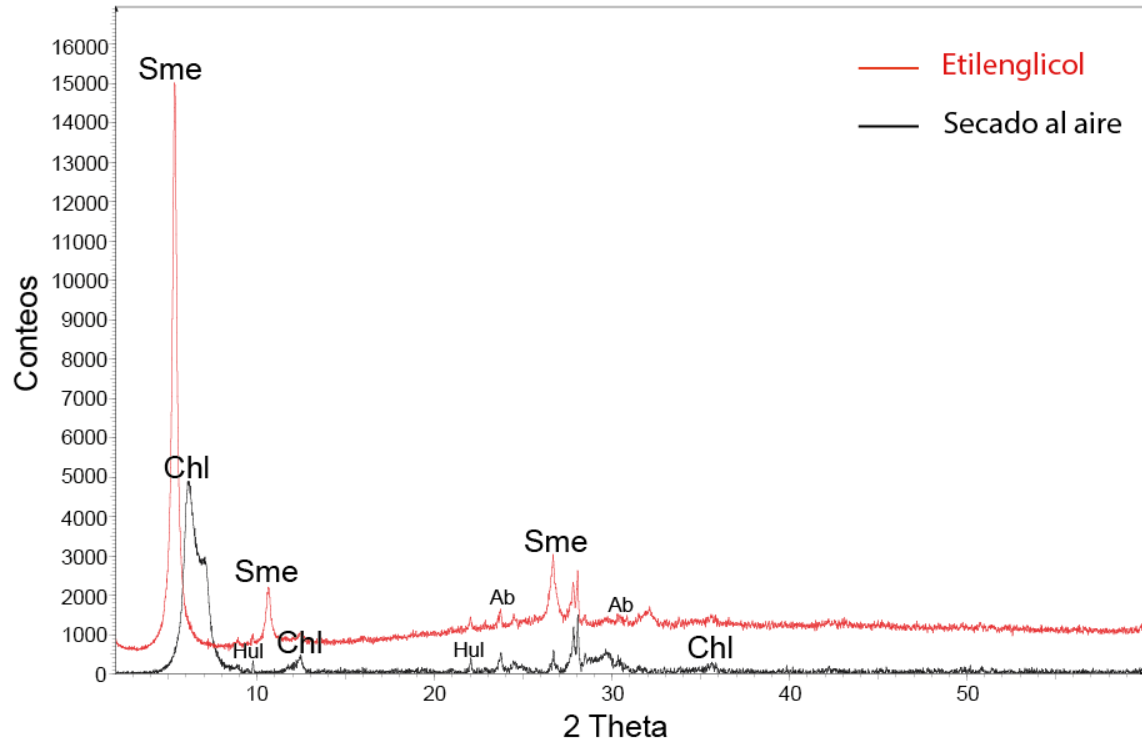


Figura 34. Difractograma Muestra 607.



Figura 35. Fotografía rechazo Muestra 607.

8.17 MUESTRA 696

Muestra 696 - Fracción arcilla

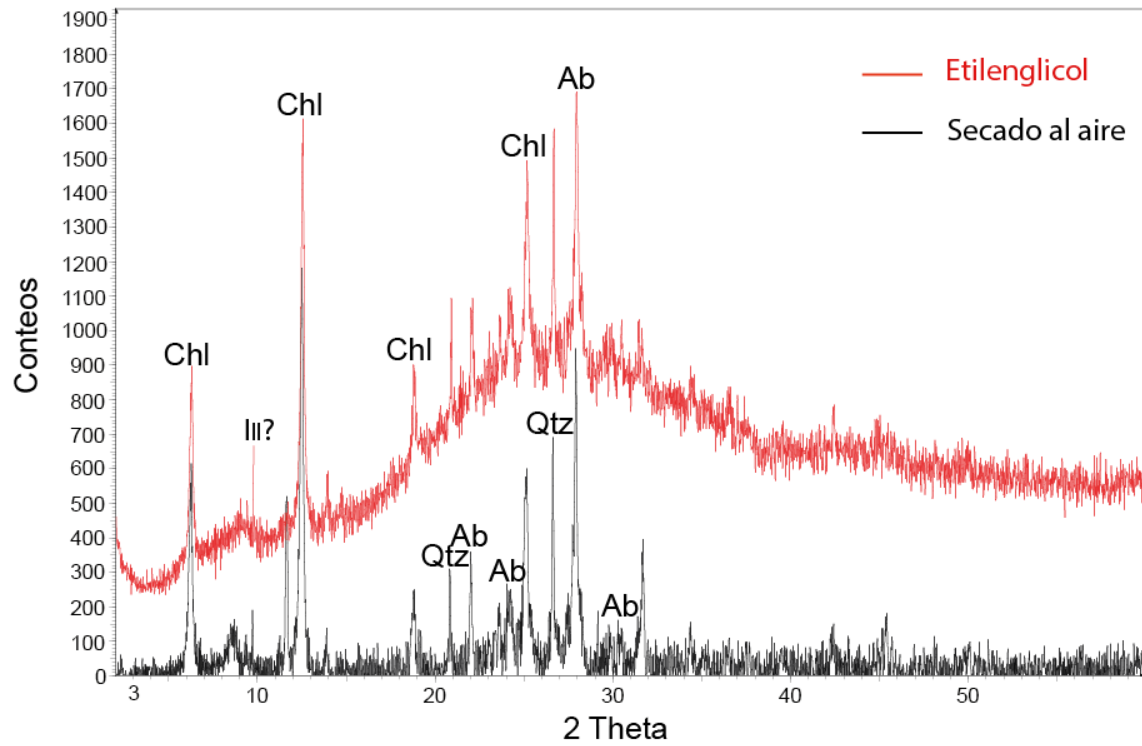


Figura 36. Difractograma Muestra 696.

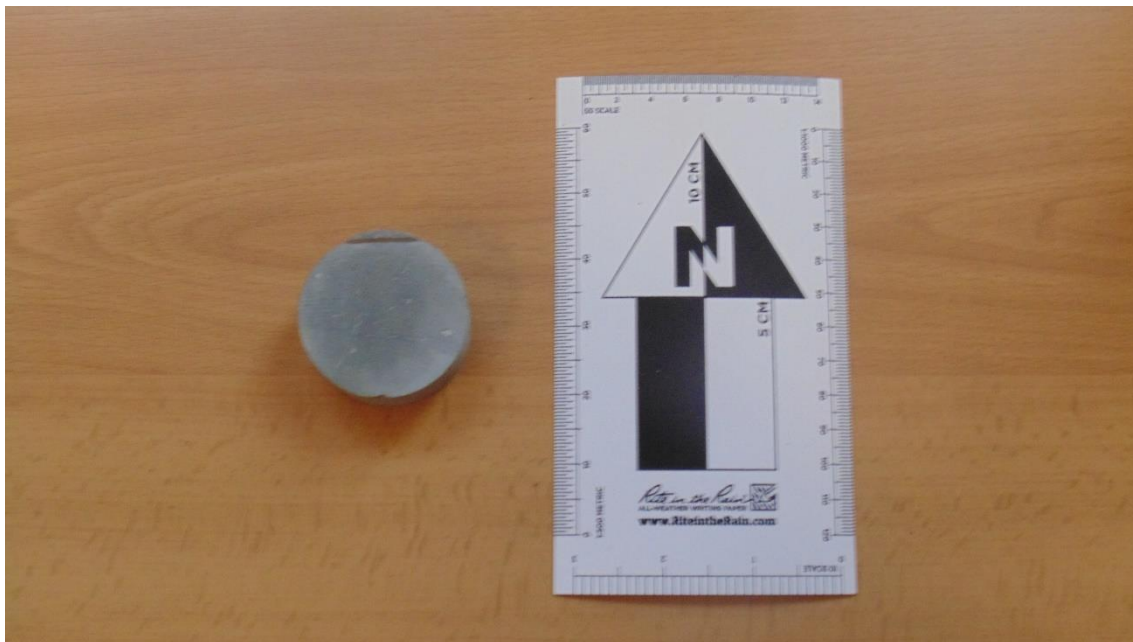


Figura 37. Fotografía rechazo Muestra 696.

8.18 MUESTRA 767

Muestra 767 - Fracción arcilla

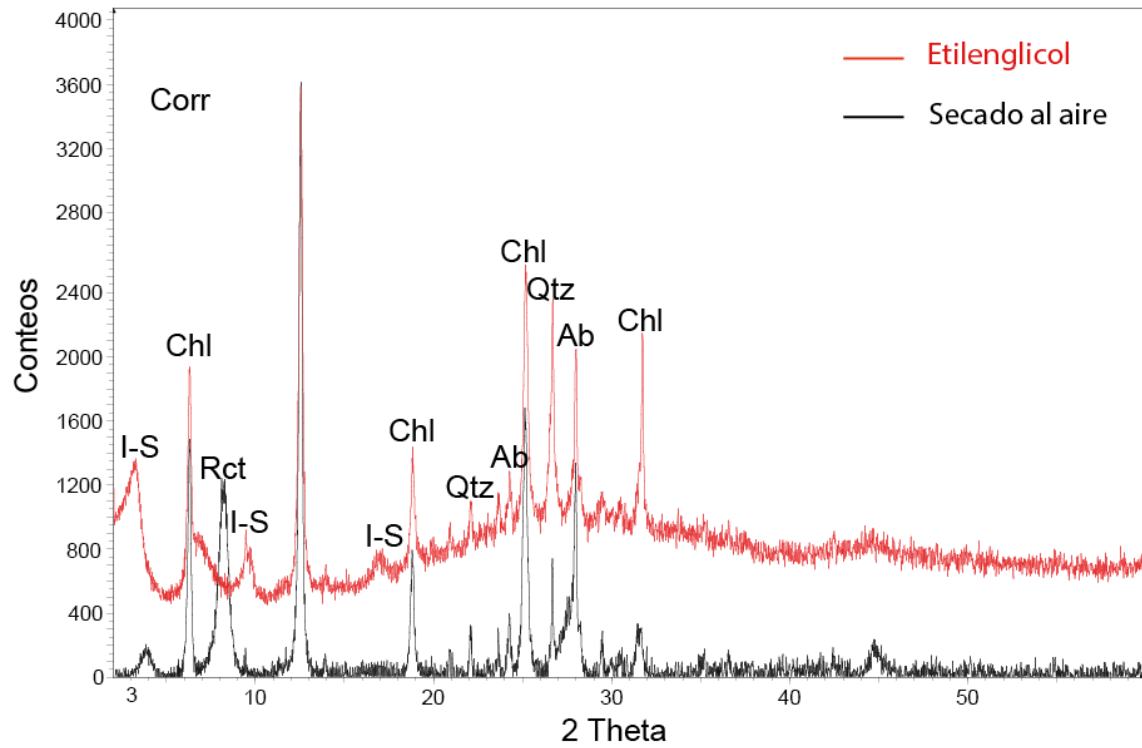


Figura 38. Difractograma Muestra 767.

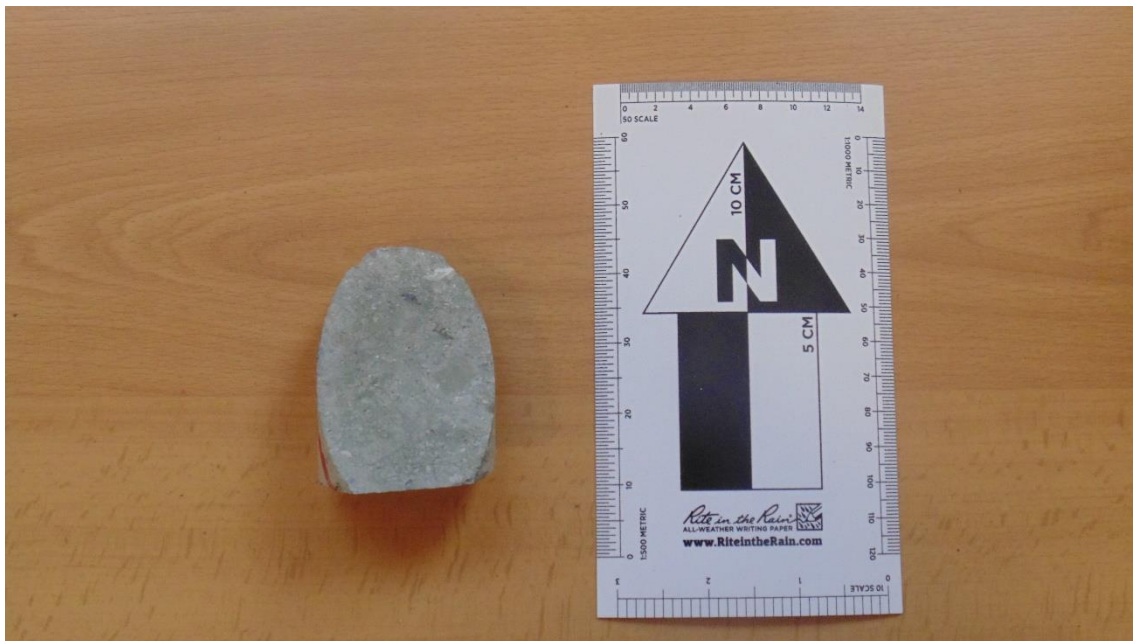


Figura 39. Fotografía rechazo Muestra 767.

8.19 MUESTRA 823

Muestra 823 - Fracción arcilla

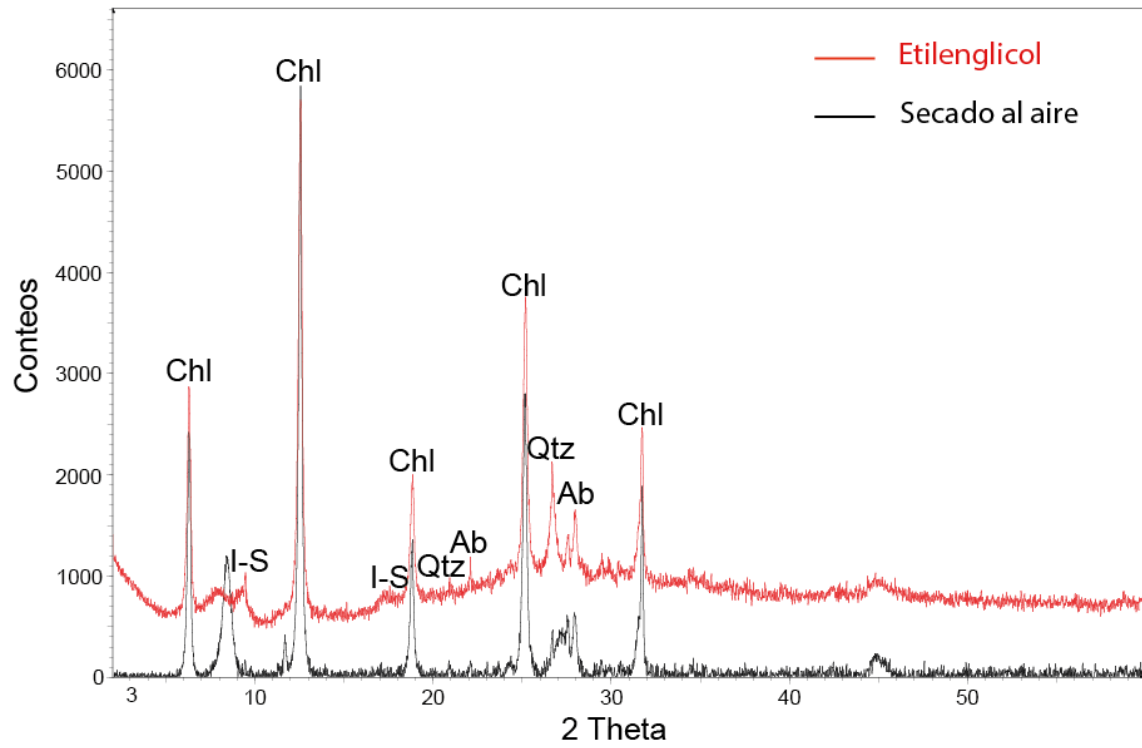


Figura 40. Difractograma Muestra 823.

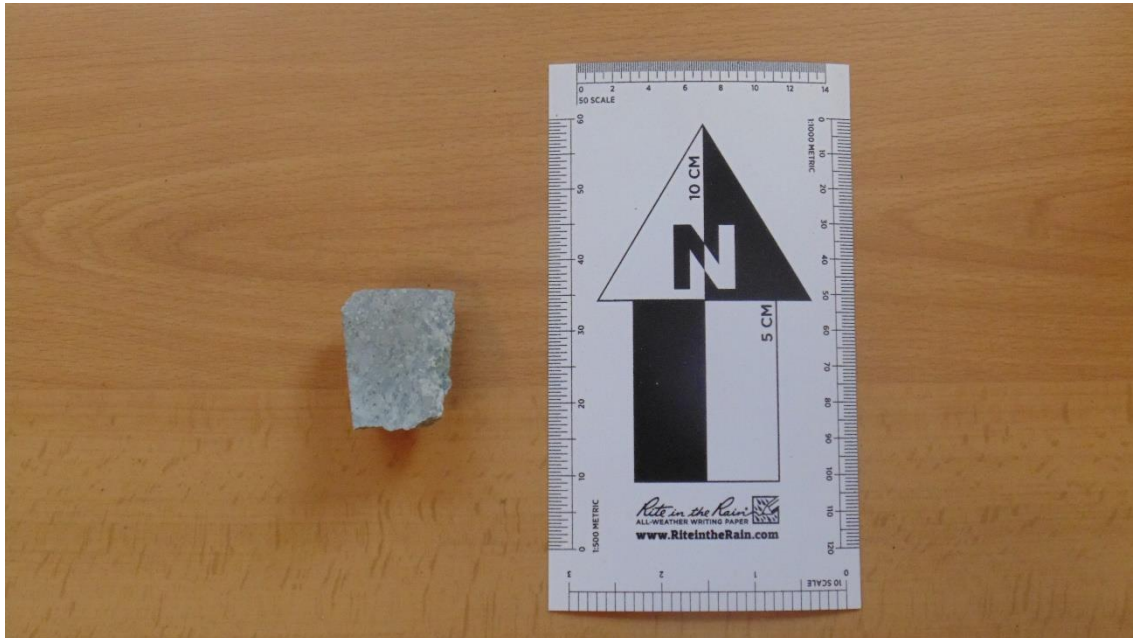


Figura 41. Fotografía rechazo Muestra 823.

8.20 MUESTRA 829

Muestra 829 - Fracción arcilla

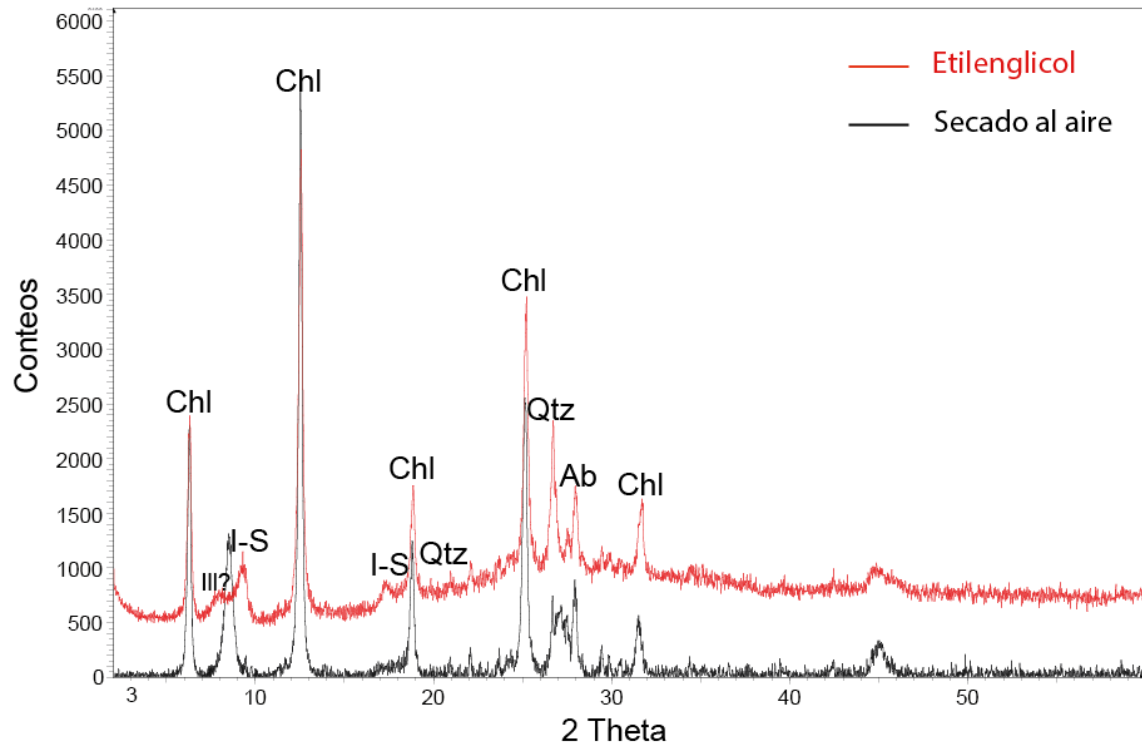


Figura 42. Difractograma Muestra 829.

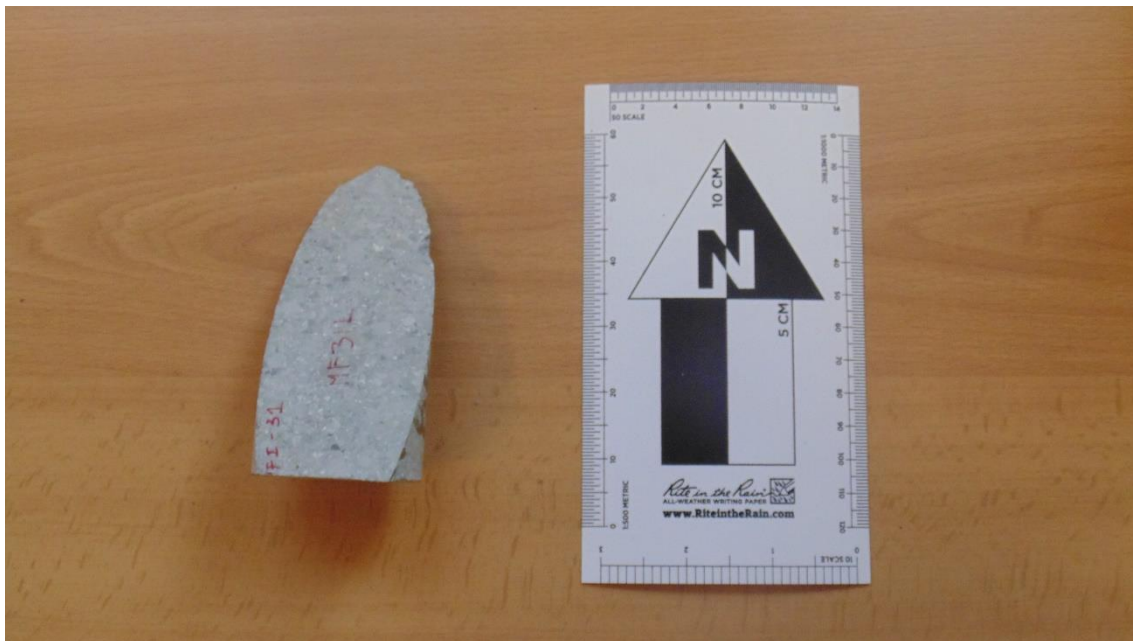


Figura 43. Fotografía rechazo Muestra 829.

8.21 MUESTRA 865

Muestra 865 - Fracción arcilla

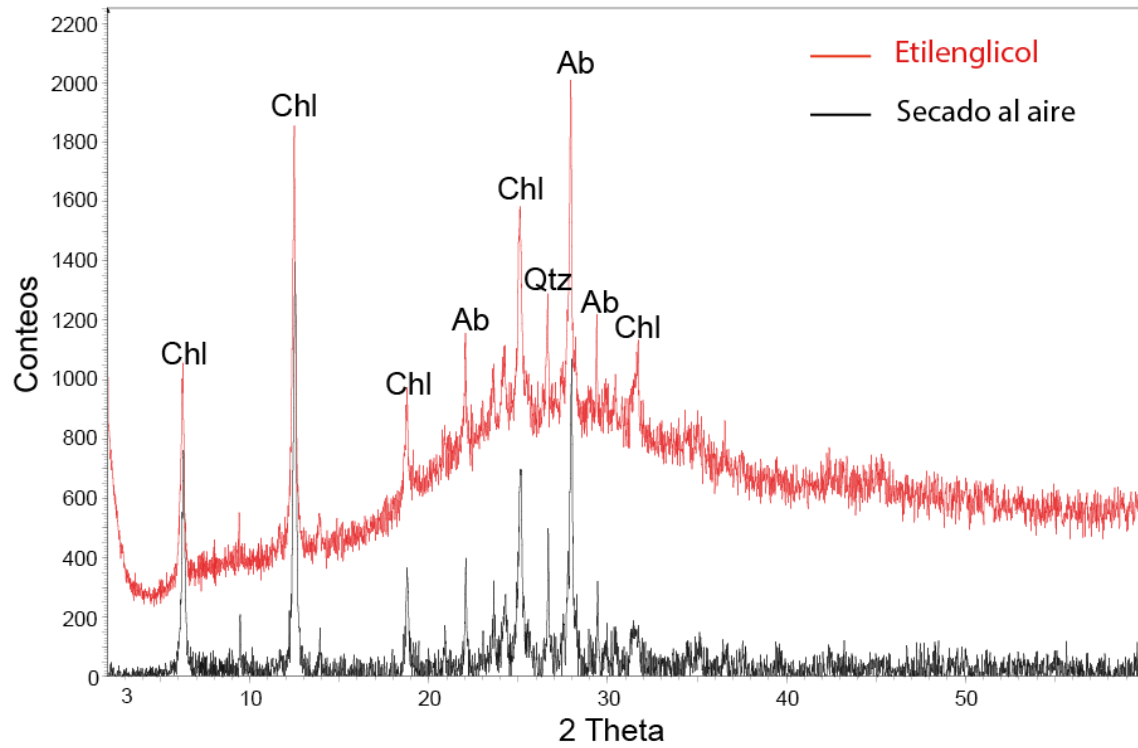


Figura 44. Difractograma Muestra 865.

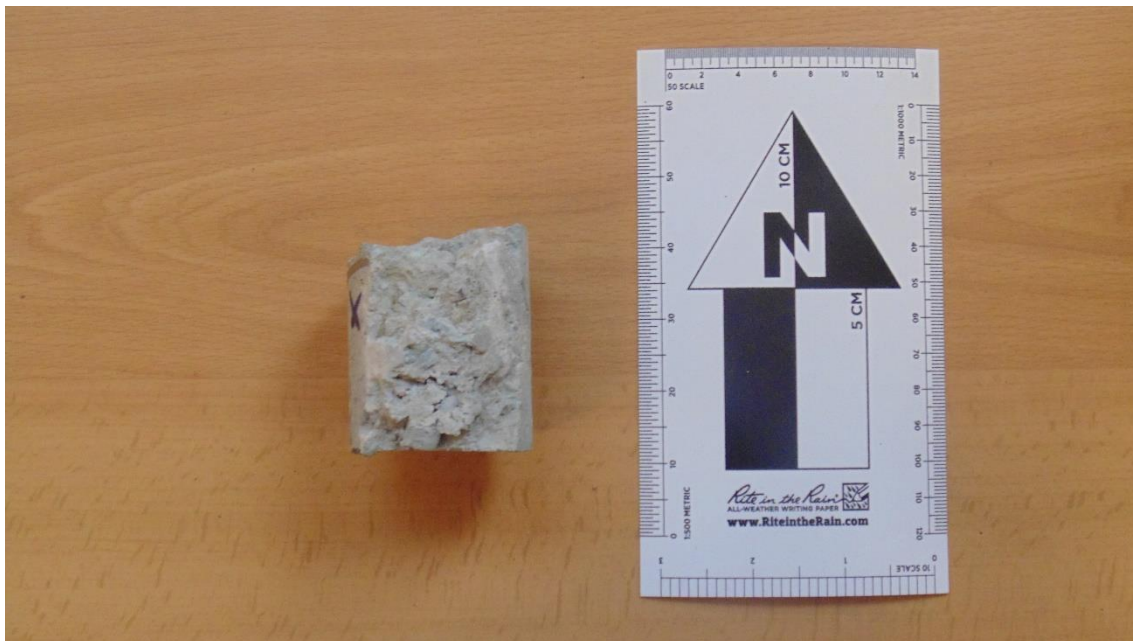


Figura 45. Fotografía rechazo Muestra 865.

8.22 MUESTRA 901

Muestra 901 - Fracción arcilla

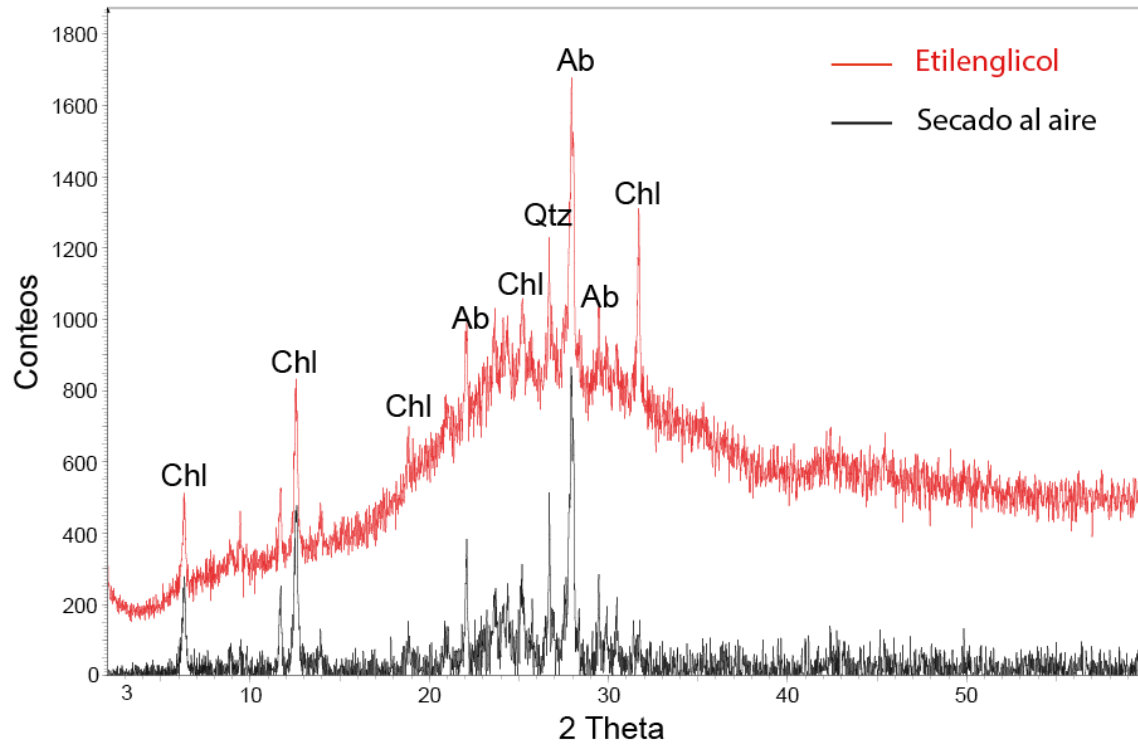


Figura 46. Difractograma Muestra 901.

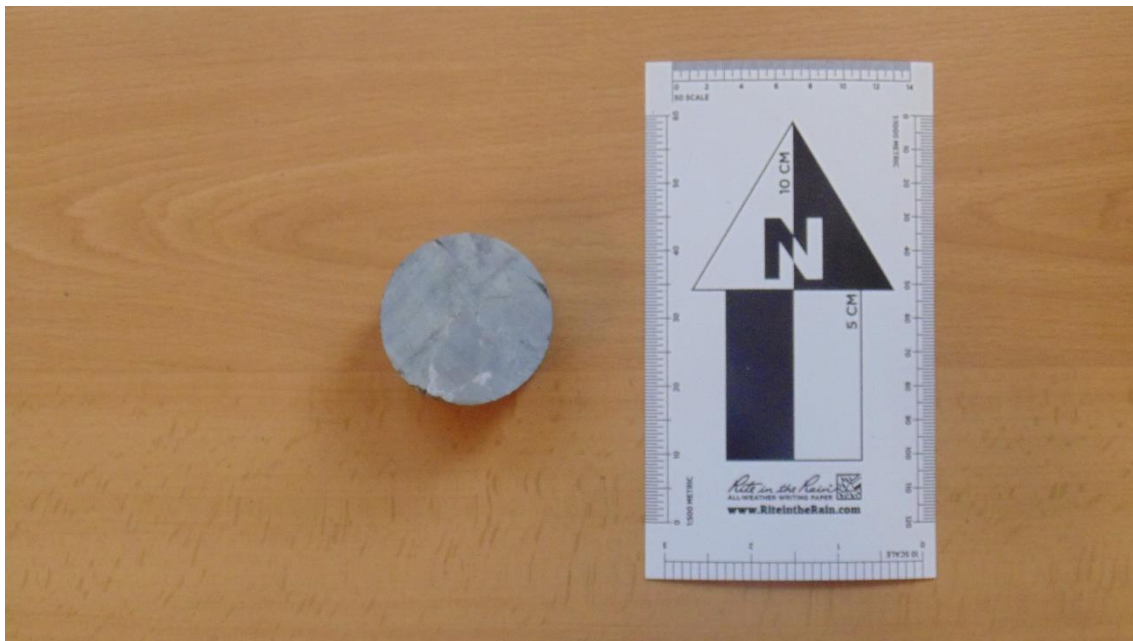


Figura 47. Fotografía rechazo Muestra 901.

8.23 MUESTRA 947

Muestra 947 - Fracción arcilla

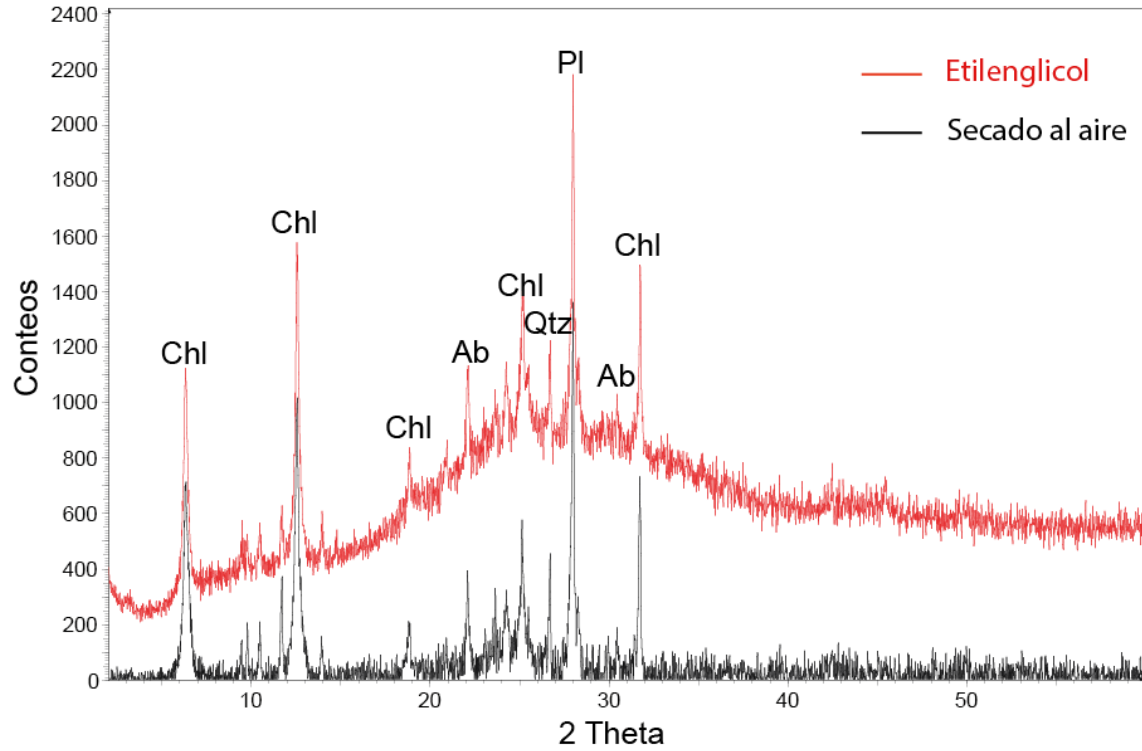


Figura 48. Difractograma Muestra 947.

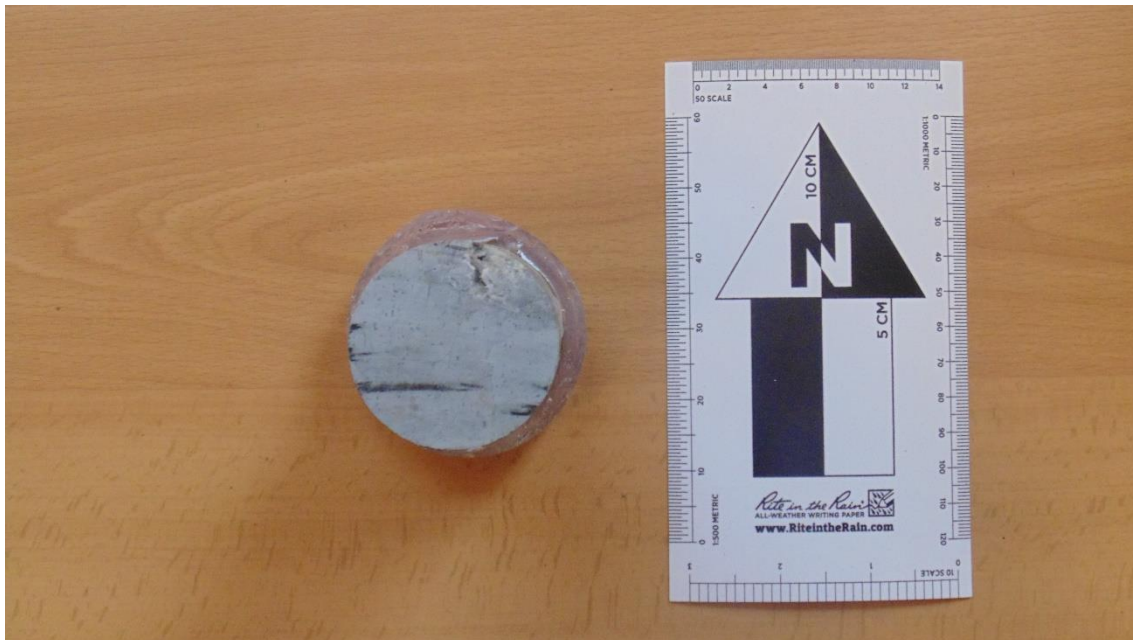


Figura 49. Fotografía rechazo Muestra 947.

