



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ALTERACIÓN HIDROTERMAL EN CERRO PABELLÓN:
CASO DE ESTUDIO SONDAJE PexAP-1**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CAMILA PAZ LIZANA GONZÁLEZ

PROFESOR GUÍA:
DIEGO MORATA CÉSPEDES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SANTIAGO MAZA ROBLES
MARTIN REICH MORALES

Esta memoria fue totalmente financiada por el Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, proyecto FONDAP-CONICYT #15090013

SANTIAGO DE CHILE
2017

**RESUMEN DE LA MEMORIA
PARA OPTAR AL TÍTULO DE:
Geóloga**

POR: Camila Paz Lizana González

FECHA: 13/07/2017

PROFESOR GUÍA: Diego Morata C.

Alteración hidrotermal en Cerro Pabellón: caso de estudio sondaje PexAP-1

El sistema geotermal de Cerro Pabellón está ubicado en la comuna de Ollagüe, en la II Región de Antofagasta, Chile. Corresponde a la primera planta de producción geotérmica de alta entalpía del país y de América del Sur. Este proyecto es llevado a cabo por Enel Green Power (EGP) junto a la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) y permitirá la diversificación de la matriz energética del Sistema Interconectado del Norte Grande (SING). Se espera que entre en funcionamiento durante el año 2017.

El objetivo de este trabajo es identificar la alteración hidrotermal y sus condiciones físico-químicas mediante el estudio de asociaciones minerales de microestructuras y zonas de alteración. Para esto se realizará un estudio en detalle de la alteración hidrotermal presente en la roca a partir de muestras del sondaje exploratorio PexAP-1, con un enfoque principal en las microestructuras (vetas, amígdalas). Esto por medio de petrografía, análisis de difracción de rayos X para roca total y minerales del grupo de las arcillas y microscopía electrónica de barrido.

De los resultados obtenidos se dedujo que la roca caja corresponde a una andesita basáltica con plagioclasas, feldespatos potásico y piroxeno. En los fenocristales de estos minerales se presentó en distintos grados argilización y cloritización, respectivamente. La alteración se encontró de forma principal en las vetillas y amígdalas siendo los minerales principales cuarzo, calcita, clorita, heulandita y óxidos de hierro. Debido a la presencia de clorita pero ausencia de epidota se catalogó la muestra como perteneciente a la zona de transición hacia el reservorio. Esto acotó el rango de temperatura entre 180 y 200°C y dio un pH alcalino. Los minerales pertenecientes al grupo de las arcillas encontrados corresponden a esmectitas, interestratificados I/S como C/S, illita y clorita. Gracias a esta mineralogía se pudo deducir que toda la longitud del sondaje correspondía al *clay cap* del sistema. La formación de esta capa está dominada por las estructuras por lo que no se puede suponer una forma homogénea y horizontal.

Agradecimientos

Primero que todo, me gustaría agradecer al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), proyecto FONDAP-CONICYT #15090013, y al profesor Diego Morata por la oportunidad de trabajar en su equipo adentrándome en el mundo de la geotermia. En especial en este proyecto tan importante para el desarrollo e historia del país y Latinoamérica. Quiero agradecer a mi comisión, Santiago Maza y Martin Reich. Asimismo, agradezco a Enel Green Power y en especial a su gerente D. Guido Capetti su buena disposición para permitirnos estar en sus instalaciones y a todo el personal por el excelente trato que nos dieron, así también a Carlos Ramírez por las facilidades en el acceso al muestreo del sondaje. Quiero agradecer al equipo con el que fui a Cerro Pabellón (Berni, Santiago, Estefa, Benigno y Marce) porque hicieron que la experiencia de mi último terreno de la carrera fuera asombrosa. Sobre todo, gracias por cuidar de mí cuando enfermé y por siempre hacerme sentir parte del equipo. En particular, gracias a Santiago por ayudarme con todo el trabajo relacionado con arcillas, por tu ayuda durante el largo proceso y con el análisis de los datos. Quiero agradecer a las personas que me ayudaron en las distintas etapas como Christian Nievas (Microscopía electrónica de barrido) y Andrés Ibáñez (Difracción de rayos X).

Durante mi vida universitaria, me he topado con varios grupos distintos de personas y todos han formado parte de ella en diferentes etapas. En primer lugar, están mis bachis (Marta, José, Aquiles, Mati, Natu y Mariana): con ustedes aprendí a estudiar, aprendí a ser una ñoña de verdad e hicieron que ese periodo de puro estudio ahora, años después, lo recuerde como uno de los más divertidos que tuve. Luego, vinieron los Sedas. Quiero darles las gracias porque nunca un grupo de amigos míos tuvo un nombre tan fabuloso. Hicieron soportable para mí una época en la que temí no poder seguir adelante. En especial, quiero agradecer a Sergio por pasar todo un día moliendo rocas conmigo: amiga, esos callos los ganamos con amor. También a *mon ami*, Byron, mi primer *roommate*: gracias por aceptarme en tu casa, gracias porque no sé cómo pero encajamos muy bien. Coni, gracias por ser mi primera geoamiga y seguir conmigo incluso ahora. Gracias por tu apoyo, por tu risa, por escucharme cada vez que lo necesitaba. Rocío, gracias por sacarme de mi zona de *confort* y hacerme descubrir que quizá, y solo quizá, me gusta hacer ejercicio. Gracias porque cada día después del gimnasio comíamos algo rico y alto en calorías.

Por último, quienes están en lo más profundo de mi corazón. El diccionario de la RAE tiene más de 80 mil palabras y ni todas ellas alcanzan para describir lo mucho que ustedes, mi familia, significan para mí. Soy lo que soy gracias a ustedes; incluso esas cosas que no saben de dónde salieron. Gracias por las bromas, por la comida en esos momentos precisos, gracias por aceptar el ridículo y formar parte de él. Gracias por ser las increíbles personas que son y aceptarme con mis defectos y todo. Gracias le doy a Dios por ponerme en la familia perfecta para mí. Supongo que al final, simplemente, les doy las gracias por existir. *Es tan lindo saber que ustedes existen.* Los amo.

Tabla de contenido

1.	Introducción.....	1
1.1.	Formulación del estudio.....	1
1.2.	Objetivos	3
1.3.	Hipótesis de trabajo.....	3
1.4.	Metodología de trabajo.....	3
1.5.	Ubicación	9
2.	Marco teórico	11
2.1.	Introducción	11
2.2.	Alteración hidrotermal	11
2.2.1.	Tipos de alteraciones hidrotermales	12
2.3.	Minerales hidrotermales	14
2.4.	Factores que controlan la alteración hidrotermal	17
2.4.1.	Temperatura	17
2.4.2.	Presión	18
2.4.3.	Litología	19
2.4.4.	Permeabilidad.....	19
2.4.5.	Composición del fluido.....	20
2.4.6.	Tiempo	20
2.5.	Texturas del cuarzo y la calcita.....	20
2.5.1.	Cuarzo	21
2.5.2.	Calcita	22
3.	Marco geológico	24

3.1.	Introducción	24
3.2.	Antecedentes generales	24
3.3.	Unidades geológicas de la zona de estudio	25
3.4.	Geología estructural	28
4.	Resultados del sondaje PexAP-1	32
4.1.	Introducción	32
4.2.	Descripción petrográfica	36
4.3.	Texturas en el cuarzo y la calcita	44
4.3.1.	Cuarzo	44
4.3.2.	Calcita	46
4.4.	Paragénesis	46
4.4.1.	Fenocristales	46
4.4.2.	Vetillas	47
4.4.3.	Amígdalas	49
4.5.	Difracción de rayos-X.....	50
4.5.1.	Resultados roca total	50
4.5.2.	Resultados fracción <2µm.....	53
4.6.	Microscopía electrónica de barrido (SEM)	57
5.	Discusiones.....	61
6.	Conclusiones	74
7.	Bibliografía	76
	Anexo A.....	85
	Anexo B.....	117

Anexo C.....	122
Anexo D	128
Anexo E.....	134

Índice de figuras

Figura 1. Ubicación de los pozos existentes y los proyectados. En color rojo, se destaca el pozo base de este trabajo: PexAP-1 (Fuente: modificado del EIA del proyecto Central Geotérmica Cerro Pabellón).....	4
Figura 2. A) Muestra con solución Morgan. B) Muestras en proceso de lavado. C) Centrífuga utilizada. D) Muestras listas para montar. E) Muestras montadas. F) Mufla utilizada.....	9
Figura 3. Ubicación de la II Región de Antofagasta, Chile, y detalle de la zona de estudio. Encerrada, se muestra la Concesión Geotérmica Apacheta (Fuente: EIA del proyecto Central Geotérmica Cerro Pabellón).....	10
Figura 4. Cuadro pH versus temperatura con las alteraciones hidrotermales (Fuente: modificado de Corbett and Leach, 1998).	14
Figura 5. Paragénesis zonal en los tres tipos de sistemas hidrotermales definidos por el valor de cationes/H ⁺ en soluciones (Fuente: modificado de Utada, 1980).....	17
Figura 6. Texturas de la sílice y la calcita (Fuente: modificado de Moncada et al., 2012).	23
Figura 7. Hoja geológica de Ollagüe modificada de la zona de estudio (Fuente: Ramírez y Huete, 1980). En azul oscuro van los estratovolcanes andesíticos (tanto intensa como moderadamente erosionados). En azul claro están los estratovolcanes andesíticos y dacíticos. En rosado claro los domos dacíticos y en amarillo los depósitos no consolidados.....	27
Figura 8. Mapa del área del CVAI. En los polígonos de color blanco se ve el cordón principal. El secundario con triángulos azules. Las fallas principales en amarillo (Fuente: Rivera et al., 2015).	28
Figura 9. Estructuras principales afectando el área de Cerro Pabellón en una imagen Landsat TM (Fuente: modificada de Tibaldi et al., 2009). (1) Urzua et al. 2002 (K-Ar). (2) Renzulli et al. 2006 (Ar-Ar). (3) Mercado et al. 2009 (K-Ar).	30
Figura 10. Reconstrucción esquemática y simplificada de la estratigrafía y estructuras del CVAI (Fuente: Rivera et al., 2015).	31
Figura 11. Correlación lito-estratigráfica entre los pozos profundos y el sondaje exploratorio (Fuente: Geotérmica del Norte).	33
Figura 12. Microfotografías. A) CP-37 vetilla de óxido de Fe. B) CP-35 textura traquítica.....	37
Figura 13. Microfotografías. A) CP-22 clorita reemplazando un mineral ferromagnesiano (posiblemente piroxeno). B) CP-10 vetilla con cuarzo y zeolitas. C) CP-20 hematita con ilmenita (cristal a la derecha) y pirita en el de la izquierda.	39
Figura 14. Fotografías del sondaje con vetillas con Qz, Cal y otros minerales. Arriba, muestra CL-CP-24. Abajo, muestra CL-CP-50. La escala está en centímetros.	40

Figura 15. Fotografías del sondaje con vetillas con Qz o Cal y otros minerales. Izquierda, muestra CL-CP-20. Derecha, muestra CL-CP-31 .La escala está en centímetros.	41
Figura 16. Microfotografías de distintas texturas de cuarzo. A) Corte CP-49 cuarzo con textura crustiforme. B) CP-50 cuarzo con textura en peine. C) CP-45 cuarzo con textura en peine.	45
Figura 17. Microfotografías de la textura rómbica de la calcita en el corte CP-07...	46
Figura 18. Relación paragenética en un fenocristal (corte CL-CP-06).	47
Figura 19. Relación paragenética en un fenocristal (corte CL-CP-37).	47
Figura 20. Relación paragenética en un tipo de vetilla (corte CL-CP-45).	48
Figura 21. Relación paragenética en un tipo de vetilla (corte CL-CP-37).	48
Figura 22. Relación paragenética en un tipo de vetilla (corte CL-CP-50).	49
Figura 23. Relación paragenética en un tipo de amígdala (corte CL-CP-14).	49
Figura 24. Relación paragenética en un tipo de amígdala (corte CL-CP-10).	50
Figura 25. Diagrama de DRX de la muestra CL-CP-01 de roca total con sus peaks característicos.	51
Figura 26. Diagrama de DRX de la muestra CL-CP-12 de roca total con sus peaks característicos.	52
Figura 27. Resumen de los minerales encontrados con DRX y su semicuantificación.	53
Figura 28. Diagramas de DRX de la muestra CL-CP-01, en rojo se observa la muestra secada al aire, en azul la que tiene etilenglicol y en verde la muestra calentada.	54
Figura 29. Diagramas de DRX de la muestra CL-CP-11. En rojo, se observa la muestra secada al aire; en azul, la que tiene etilenglicol; y en verde, la muestra calentada..	55
Figura 30. Diagramas de DRX de la muestra CL-CP-12, en rojo se observa la muestra secada al aire, en azul la que tiene etilenglicol y en verde la muestra calentada	55
Figura 31. Resumen de los minerales arcillosos encontrados con DRX y su semicuantificación.	57
Figura 32. Microfotografía textural de un grano en la muestra CL-CP-11 que muestra un cristal de clorita.	58
Figura 33. Diagrama de composición elemental del cristal de la figura 24.	58
Figura 34. Microfotografía textural de un grano en la muestra CL-CP-8 que muestra un cristal de plagioclasa siendo alterado por esmectita.	59
Figura 35. Microfotografía textural de un grano en la muestra CL-CP-05 que muestra un interestratificado I/S.	60
Figura 36. Diagrama de composición elemental del cristal de la figura 26.	60

Figura 37. Resumen de la mineralogía encontrada versus la profundidad del sondaje.	63
Figura 38. Porcentaje de illita y clorita versus la profundidad.	66
Figura 39. Fotografía de la muestra CL-CP-24. La vetilla presenta Qz, Cal y OxFe. La escala está en centímetros.	118
Figura 40. Fotografía de la muestra CL-CP-26. La vetilla está abierta y presenta Qz y Cal. La escala está en centímetros.	118
Figura 41. Fotografía de la muestra CL-CP-36. La vetilla presenta Qz y Cal. La escala está en centímetros.	119
Figura 42. Fotografía de la muestra CL-CP-45. La vetilla presenta Qz y Cal. La escala está en centímetros.	119
Figura 43. Fotografía de la muestra CL-CP-50. La vetilla presenta Qz, Cal, Chl y OxFe. La escala está en centímetros.	119
Figura 44. Fotografía de la muestra CL-CP-20. Presenta dos tipos de vetillas. La principal con Qz, Cal, Chl y OxFe, y una secundaria con Qz y Chl. La escala está en centímetros.	120
Figura 45. Fotografía de la muestra CL-CP-28. Presenta dos tipos de vetillas. La principal con Qz y Cal, y una secundaria con Qz. La escala está en centímetros.	120
Figura 46. Fotografía de la muestra CL-CP-31. Presenta dos tipos de vetillas. La principal con Qz, Cal y OxFe, y un set con Qz. La escala está en centímetros.	121
Figura 47. Diagramas de DRX de roca total de las muestras CL-CP-01, 02 y 03.	123
Figura 48. Diagramas de DRX de roca total de las muestras CL-CP-04, 05 y 08.	124
Figura 49. Diagramas de DRX de roca total de las muestras CL-CP-10, 11 y 12.	125
Figura 50. Diagramas de DRX de roca total de las muestras CL-CP-15, 18 y 20.	126
Figura 51. Diagramas de DRX de roca total de las muestras CL-CP-27, 39 y 51.	127
Figura 52. Diagramas de DRX de arcillas de las muestras CL-CP-01, 02 y 03.	129
Figura 53. Diagramas de DRX de arcillas de las muestras CL-CP-04, 05 y 08.	130
Figura 54. Diagramas de DRX de arcillas de las muestras CL-CP-10, 11 y 12.	131
Figura 55. Diagramas de DRX de arcillas de las muestras CL-CP-15, 18 y 20.	132
Figura 56. Diagramas de DRX de arcillas de las muestras CL-CP-27, 39 y 51.	133
Figura 57. Microfotografía textural de un grano de interestratificado I/S perteneciente a la muestra CL-CP-05.	135
Figura 58. Microfotografía textural de un grano de interestratificado I/S perteneciente a la muestra CL-CP-05.	136
Figura 59. Diagrama de composición elemental de la figura 58.	136

Figura 60. Microfotografía textural de un grano de plagioclasa alterado a esmectita perteneciente a la muestra CL-CP-08.....	137
Figura 61. Diagrama de composición elemental de la figura 61.....	137
Figura 62. Microfotografía textural de un grano en la muestra CL-CP-11 que muestra un cristal de clorita.	138
Figura 63. Diagrama de composición elemental del cristal de la figura 62.	138

Índice de tablas

Tabla 1. Resumen de los minerales hidrotermales con sus temperaturas de estabilidad (Fuente: modificada de Sigurdsson et al., 2015).	16
Tabla 2. Tipo de vetilla observada según el corte y la profundidad.	42
Tabla 3. Mineralogía de las vetillas con la profundidad.	43
Tabla 4. Paragénesis en los cortes.....	50
Tabla 5. Gradientes geotermales con los datos de temperatura de la EIA (Gutiérrez, 2012).	72
Tabla 6. Descripción corte CL-CP-06	86
Tabla 7. Descripción corte CL-CP-07.....	88
Tabla 8. Descripción corte CL-CP-09	89
Tabla 9. Descripción corte CL-CP-10	91
Tabla 10. Descripción corte CL-CP-14	93
Tabla 11. Descripción corte CL-CP-15	95
Tabla 12. Descripción corte CL-CP-20	96
Tabla 13. Descripción corte CL-CP-22	98
Tabla 14. Descripción corte CL-CP-24	99
Tabla 15. Descripción corte CL-CP-26	100
Tabla 16. Descripción corte CL-CP-28	101
Tabla 17. Descripción corte CL-CP-29	102
Tabla 18. Descripción corte CL-CP-30.....	103
Tabla 19. Descripción corte CL-CP-31.....	104
Tabla 20. Descripción corte CL-CP-33	105
Tabla 21. Descripción corte CL-CP-34	106
Tabla 22. Descripción corte CL-CP-35.....	107
Tabla 23. Descripción corte CL-CP-36.....	108
Tabla 24. Descripción corte CL-CP-37.....	109
Tabla 25. Descripción corte CL-CP-39.....	110
Tabla 26. Descripción corte CL-CP-45.....	112
Tabla 27. Descripción corte CL-CP-49.....	114
Tabla 28. Descripción corte CL-CP-50	115
Tabla 29. Descripción corte CL-CP-51	116

Tabla de abreviaturas¹

Mineral	Abreviación	Mineral	Abreviación
Albita	Ab	Heulandita	Hul
Arcilla	Arc	Hornblenda	Hbl
Beidellita ^{2 3}	Bei	Illita 0.5/esmectita ²	I/S Ro
Biotita	Bt	Illita 0.7/esmectita ²	I/S R1
Clorita/esmectita ²	C/S	Illita 0.9/esmectita ²	I/S R3
Calcita	Cal	Illita ²	Ilt
Calcopirita	Ccp	Ilmenita	Ilm
Clorita ²	Chl	Magnetita	Mag
Clinopiroxeno	Cpx	Ortopiroxeno	Opx
Cuarzo	Qz	Óxidos de hierro	OxFe
Esmectita ²	Sme	Plagioclasa	Pl
Feldespato	Fsp	Pirita	Py
Feldespato potásico	Kfs	Piroxeno	Px
Hematita	Hem	Saponita ^{2 3}	Sap

¹ Se tomó como base el trabajo de Whitney y Evans (2010).

² Pertenecientes a los minerales arcillosos: si no se puede determinar, se generaliza con Arc.

³ Pertenecientes al grupo de las esmectitas (dentro de los minerales arcillosos): si no se puede determinar, se generaliza con Sme.

1. Introducción

1.1. Formulación del estudio

El sistema geotermal de Cerro Pabellón está ubicado en la comuna de Ollagüe en la II Región de Antofagasta, Chile y corresponde a la primera planta de producción geotérmica de alta entalpía del país y de América del Sur.

Este proyecto, llevado a cabo por Enel Green Power (EGP) en colaboración con la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP), permitirá una diversificación de la matriz energética del Sistema Interconectado del Norte Grande (SING). El sistema de Cerro Pabellón tiene el inicio de su funcionamiento en el año 2017.

La planta cuenta con una capacidad estimada de 48 MW, con una producción anual de 300 GWh y una inversión aproximada de US\$320 MM. Utiliza dos turbinas binarias, cada una de 24 MW. Estos datos corresponden al momento en que se presentó el Estudio de impacto ambiental (EIA) (Gutiérrez, 2012).

El proyecto presenta once plataformas de perforación para pozos de producción (siete pozos) y de inyección (cuatro pozos), conectados con una red doble de tuberías para la circulación de líquido y vapor. Además, cuenta con caminos internos y obras auxiliares para su funcionamiento. En la etapa exploratoria se realizaron 4 pozos (CP-1, CP-2, CP-3 y CP-4) y un sondaje de diamantina, PexAP-1, siendo este el que corresponde al objeto de este estudio.

El propósito de este trabajo es poder caracterizar la zona de alteración hidrotermal, debido a que no se ha hecho hasta el momento, con el fin de poder definir mejor el sistema geotermal existente. La importancia de lo recién mencionado radica en que, en los sistemas hidrotermales, el calor de la fuente circula por los fluidos a diferentes temperaturas y presiones; esto, a través de los sistemas de fracturas, fallas y la misma permeabilidad de la roca huésped. Es este proceso el que va produciendo la alteración generando la formación de minerales secundarios. Algunos de ellos se forman bajo condiciones específicas, ya sea de temperatura,

permeabilidad, pH, composición del fluido, etc. Usando la zonación y paragénesis mineral y de alteración es posible identificar los canales del fluido hidrotermal, lo que permitiría encontrar los canales de mineralización y, de esta forma, las etapas evolutivas del sistema (Mauriohoho *et al.*, 2014).

Por otro lado, desde el punto de vista de los minerales del grupo de las arcillas, los sistemas geotermales ofrecen excelentes condiciones para su formación (temperatura, composición, pH, proporción fluido/roca). Esto, a través de dos procesos que pueden operar de forma paralela o alternada dependiendo de los periodos de actividad del sistema: la alteración o disolución de minerales primarios y la precipitación directa en condiciones saturadas. Ambos procesos tienen una elevada cinemática de reacción lo que lleva a que puedan existir varios episodios de formación de arcillas en una misma roca (Meunier, 2005).

Este trabajo se basará, principalmente, en la descripción petrográfica de cortes transparentes pulidos analizados en microscopio óptico, en la descripción de texturas de minerales arcillosos y en la descripción de las fases minerales de alteración a través de difracción de rayos-X (DRX). Ello permitirá caracterizar la mineralogía en detalle, con un enfoque especial en el estudio de las microestructuras y la mineralogía de la fracción arcillosa, pues será esta¹ la que permitirá el estudio de los procesos físico-químicos que pudieron afectar la evolución térmica en la roca.

¹ Este texto está escrito de acuerdo a las normas ortográficas publicadas por la RAE el año 2010.

1.2. Objetivos

Objetivo general:

Identificar la alteración hidrotermal y sus condiciones físico-químicas mediante el estudio de asociaciones minerales de microestructuras y zonas de alteración.

Objetivos específicos:

- i. Describir con detalle la mineralogía no arcillosa presente en el sondaje e identificar distintos dominios de paragénesis.
- ii. Describir de forma cualitativa y cuantitativa las estructuras en el sondaje.
- iii. Caracterizar las asociaciones minerales, textura, distribución e intensidad de la paragénesis en los dominios encontrados.
- iv. Esclarecer los distintos tipos de minerales pertenecientes al grupo de la arcilla presentes en la zona de alteración.

1.3. Hipótesis de trabajo

Por medio de un estudio de la mineralogía de la roca se puede obtener el tipo de alteración hidrotermal que la afectó y las condiciones físico-químicas de su formación.

1.4. Metodología de trabajo

El sondaje estudiado tiene una longitud de 557 m y fue extraído del punto de coordenadas: 587221 m E y 7583854 m S (Figura 1). De este se seleccionaron 51 muestras de distintas profundidades que eran las más representativas.



Figura 1. Ubicación de los pozos existentes y los proyectados. En color rojo, se destaca el pozo base de este trabajo: PexAP-1 (Fuente: modificado del EIA del proyecto Central Geotérmica Cerro Pabellón).

Lo primero que se realizó fue una descripción macroscópica exhaustiva de las muestras con especial detalle en la roca caja –en caso de que fuera observable–, en la alteración y en las estructuras (vetas o amígdalas) que la roca tuviera. Todo, acompañado de fotografías. Esta descripción fue llevada a cabo para cumplir con los objetivos específicos i y ii.

Asimismo, para obtener un detalle mucho más preciso se realizaron 24 cortes transparentes pulidos. Los que fueron descritos utilizando un microscopio petrográfico. Esta descripción se realizó rellenando una tabla (ver Anexo A) para tener, de esta forma, un acceso más expedito a la información recopilada. Nuevamente, se puso un especial cuidado en las microestructuras, en su sinuosidad, relleno y paragénesis. Esto último, en función del cumplimiento de los objetivos específicos i, ii y iii.

Por otro lado, para conseguir un mayor detalle en la descripción de los minerales de arcilla (objetivo iv), se utilizó difracción de rayos-X (DRX). Debido a que las arcillas no son distinguibles con claridad en un microscopio petrográfico y por la importancia que tienen en un sistema geotermal, como se verá en el punto 2.3. Además, se realizó DRX de roca total para verificar lo observado en el microscopio petrográfico. Para este análisis se trabajó con 15 muestras. En primera instancia, se intentó que fueran representativas del sondaje y, al no encontrar una mayor variación en la litología y mineralogía, se decidió que lo mejor era seleccionarlas cada 25 metros. Las muestras CL-CP-01, CL-CP-02, CL-CP-03, CL-CP-04 y CL-CP-05 no están dentro del rango abarcado por los cortes, sino que son más superficiales debido a que la roca era conglomerado no consolidado perteneciente a los primeros 280 m del sondaje. El listado total, con las muestras y sus resultados, se encuentra en el Anexo C.

Para los análisis de DRX, se debió preparar la muestra según el propósito del estudio. Por otro lado, para llevar a cabo un análisis de roca total fue necesario moler la roca hasta que quedó de un tamaño de grano muy fino (32 micras). Este proceso se realizó con un mortero de ágata y con espátulas de acero cuidadosamente lavadas

entre muestra y muestra para evitar contaminación. Por otro lado, para la separación de la fracción < 2 μm el proceso es más complejo y se siguieron las recomendaciones de Moore y Reynolds, 1997.

- i. **Molienda de la muestra y verificación de la presencia de carbonatos y/o materia orgánica:** la muestra se molió a tamaño gravilla hasta obtener una cantidad entre 30-40 gramos. Para verificar la presencia de carbonatos y materia orgánica se tomó una pequeña fracción de la muestra y se le añadió ácido clorhídrico (al 10%) y peróxido de hidrógeno, respectivamente. Si presentaba efervescencia con cualquiera de las dos soluciones, se siguió con el paso ii y iii. En caso contrario, se continuó con el paso iv.
- ii. **Eliminación de carbonatos y/o materia orgánica:** para eliminar los carbonatos se colocó la muestra de 30 gramos en un vaso de precipitado y se le añadió solución de Morgan (250 ml) (Figura 2A) dejándola reaccionar durante 24 horas.² Para eliminar el contenido de materia orgánica se utilizó peróxido de hidrógeno (250 ml, al 30%). En el caso de que hubiera presencia de ambas, se dejó la muestra en una mezcla de las dos soluciones.
- iii. **Lavado de la muestra:** se utilizó agua ultrapura y una centrífuga marca Labnet modelo 1-6481. El procedimiento consistió en separar la muestra en cuatro tubos de centrifugado (Figura 2B) y dejar por un tiempo aproximado de 4 minutos (hasta que las arcillas decantaron). Luego, se botó el exceso de solución y se rellenó, nuevamente, con agua ultrapura. El proceso se repitió unas cinco veces aumentando el tiempo de centrifugado de forma paulatina hasta que el último fue de 30

² La solución de Morgan está compuesta por 82 g de acetato de sodio en 900 mL de agua ultrapura, con 27 mL de ácido acético glacial. Se agita hasta que todo quede en solución. Luego, se rellena hasta los 1000 mL.

minutos. Una vez que la muestra estuvo limpia, se pudo proseguir con la separación de arcillas.

- iv. **Dispersión de los minerales de arcilla:** a la muestra se le agregaron 200 mL de agua ultrapura y 20 mg de hexametáfosfato de sodio que cumple la función de dispersante para que las arcillas se comporten como partículas y no se aglutinen. Luego, se revolvió con una espátula de plástico por 10 minutos de forma continua. Posteriormente, se llevó al ultrasonido durante 10 minutos rellenando con agua hasta un punto en el que la muestra quedó cubierta para evitar su derrame.
- v. **Separación de la fracción <2 μm:** se utilizó la ecuación de Stokes (Moore y Reynolds, 1997). La muestra fue colocada en tubos de centrífuga (Figura 2C) y se le dejó por 26 segundos a 1500 rpm. Luego, se guardó en frascos (Figura 2D). El tiempo de centrifugado se obtuvo de la Ecuación 1.

$$T = \frac{9\eta \ln\left(\frac{R_2}{R_1}\right)}{8\pi^2 N^2 r^2 (\rho - \rho_0)} + \frac{2(ta + td)}{3} \quad (\text{Ecuación 1})$$

Con:

T= tiempo total (s)

ta= tiempo de aceleración (s)

td= tiempo de desaceleración (s)

η= viscosidad (poises)

R1= distancia inicial al eje de rotación (cm)

R2= distancia final al eje de rotación (cm)

r= radio de la partícula (cm)

N= velocidad angular (cm)

ρ= densidad de la partícula (g/cm³)

ρ₀= densidad del medio (g/cm³)

- vi. **Montado de la muestra:** para obtener una muestra de agregados orientados se utilizó una propipeta y un gotero de 1 mL. Se recogió la solución concentrada con la fracción arcilla y se fue vertiendo en una placa de vidrio (la que fue previamente lavada con agua ultrapura y alcohol) desde el centro una gota a la vez hasta que toda la placa quedó cubierta (Figura 2E). Luego, se dejó secar para obtener una muestra de *agregados secado al aire*. Tras la medición con el difractómetro, el mismo agregado fue sometido a una atmósfera de etilenglicol durante 12 hrs., de lo cual se obtuvo un *agregado orientado tratado con etilenglicol*. Otra vez, después de la medición, la muestra de agregado fue sometida en una mufla a 500°C durante 4 horas, de lo cual se obtuvo una muestra de *agregados orientados calentados* (Figura 2F). La comparación y desplazamiento de *peaks* en los tres diagramas facilitó el reconocimiento de las fases de arcilla.

El análisis de difracción de rayos X se llevó a cabo en un equipo BRUKER-binary V3 perteneciente al Departamento de Física de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, usando radiación Cu K α obtenida a 40kV y 30 mA. La medición fue realizada por pasos, siendo este de 0.02° (2 θ) y con un tiempo de conteo de 37.8 s por paso, entre los ángulos 2 y 80° (2 θ). Todos los diagramas se encuentran en el Anexo C y D.

La identificación y semicuantificación de las fases minerales presentes, se realizó usando el *software* X'PERT Highscore Plus 3.0, a partir del valor PRI o RIR (proporción relativa de las intensidades) de cada mineral presente en la base de datos: ICDD, PDF2 y COD 2013 (con un error de <10%).

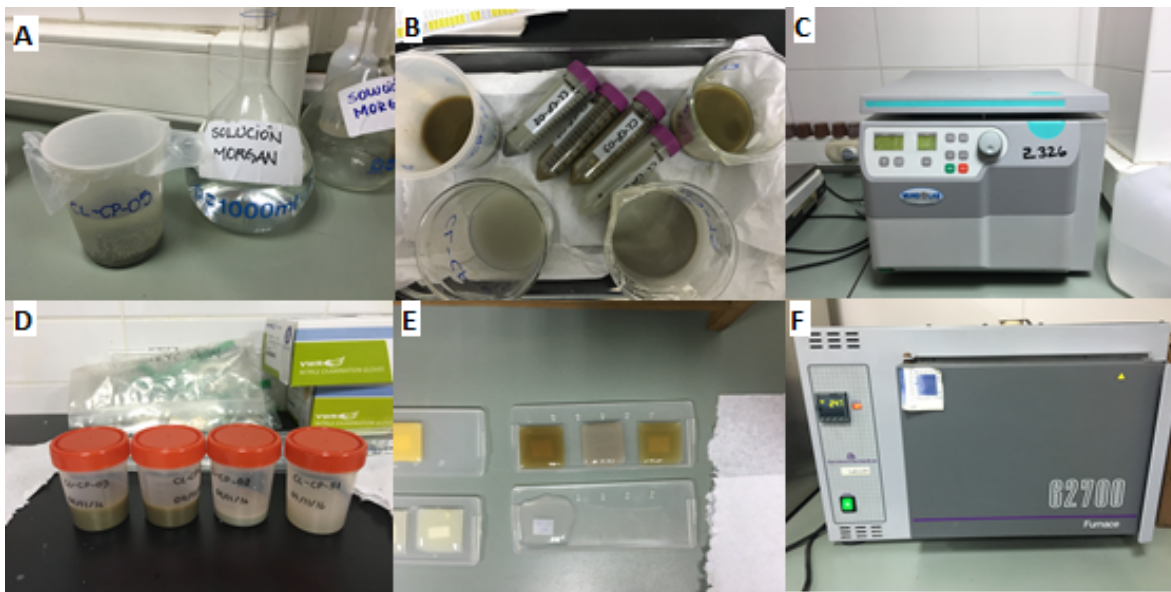


Figura 2. A) Muestra con solución Morgan. B) Muestras en proceso de lavado. C) Centrífuga utilizada. D) Muestras listas para montar. E) Muestras montadas. F) Mufla utilizada.

Finalmente, para complementar la información obtenida, se hizo uso de la microscopía electrónica de barrido (SEM). El equipo corresponde a un FEI Quanta 250 y se encuentra en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Se trabajó con las muestras como granos que fueron recubiertos con oro con una condición del equipo de alto vacío.

1.5. Ubicación

El proyecto Cerro Pabellón se encuentra ubicado en la Cordillera de los Andes en la Región II de Antofagasta, comuna de Ollagüe. Se ubica a 10 kilómetros de la frontera con Bolivia, entre las latitudes $21^{\circ}43' - 21^{\circ}57'S$ y las longitudes $68^{\circ}04' - 68^{\circ}13' W$, a unos 4527 m s.n.m. aproximadamente. Cercano a los volcanes San Pedro y San Pablo, 100 kilómetros al noreste de la ciudad de Calama (Figura 3).

El acceso a esta zona resulta complicado por la falta de caminos en buen estado que recorran el área. Partiendo de la ciudad de Calama se debe tomar la salida al noreste de la ruta 21-CH que une la ciudad con el paso fronterizo Salar de Ollagüe y

seguir por cerca de 77 kilómetros pasando la localidad de Cochi para luego tomar el camino B-145 hacia el este durante otros 40 kilómetros.

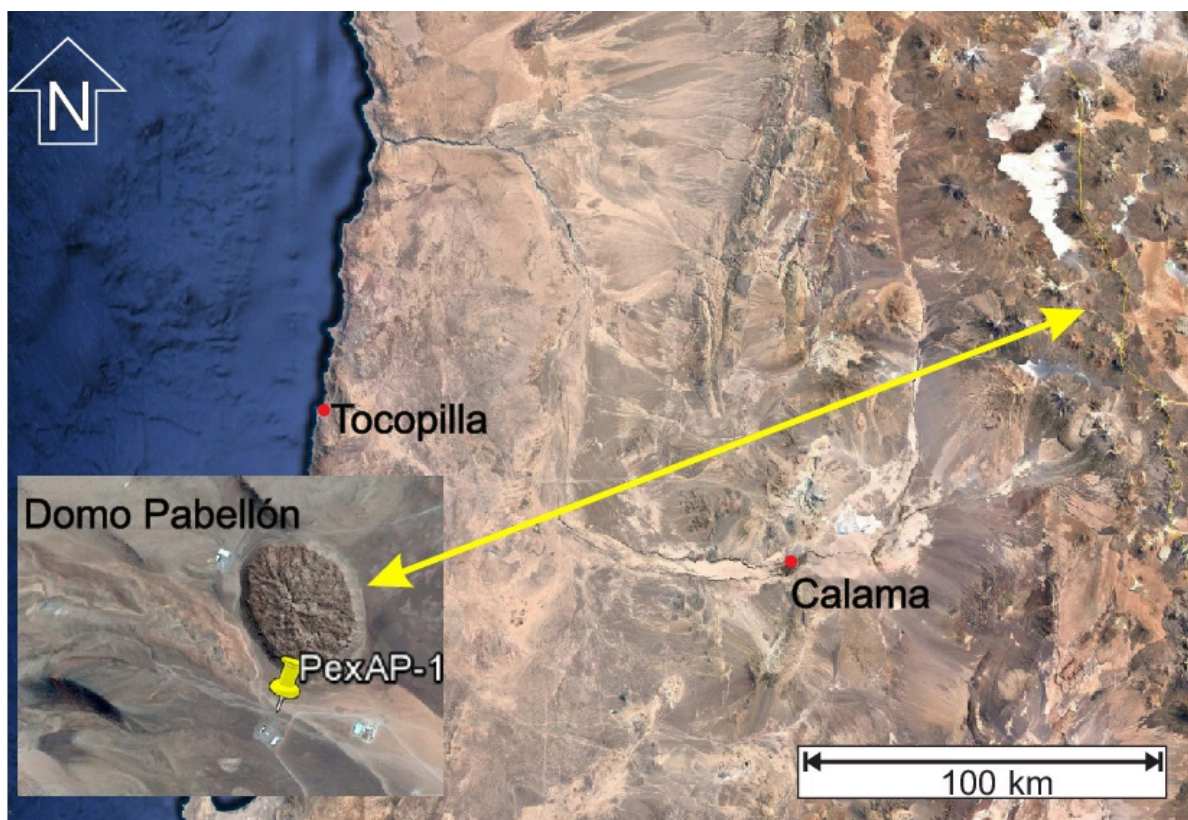


Figura 3. Ubicación de la II Región de Antofagasta, Chile, y detalle de la zona de estudio. Encerrada, se muestra la Concesión Geotérmica Apacheta (Fuente: EIA del proyecto Central Geotérmica Cerro Pabellón).

2. Marco teórico

2.1. Introducción

Al momento de hacer la evaluación para la instalación de una planta geotermal, es de gran importancia un estudio de la geología de la zona además de caracterizar las alteraciones que sufrió la roca, para poder así establecer una cronología de los eventos que ocurrieron. En unos de los estudios realizados en Broadlands (Browne, 1970) ya se destacaba la importancia del estudio de la mineralización de alteración a la hora de estudiar un sistema geotermal, porque permite entre muchas otras cosas:

- 1) Distinguir unidades impermeables de otras permeables.
- 2) Determinar la localización de posibles zonas de producción. Ello incluye la identificación de las zonas de fractura.

Una importante asunción es que la permeabilidad se relaciona directamente con la ordenación mineral hidrotermal existente bajo ciertas condiciones. Sin este supuesto, no se puede realizar un estudio de las alteraciones esperando determinar condiciones previas de la roca y de los fluidos.

2.2. Alteración hidrotermal

En términos generales, corresponde a un proceso complejo en el que se ven involucrados cambios mineralógicos, químicos y texturales. Todo esto, como resultado de la interacción de un fluido caliente con la roca por la que este circula con una estrecha relación frente a las condiciones físico-químicas (Pirajno, 2009).

Básicamente, se tiene que los fluidos hidrotermales alteran los minerales constituyentes de las paredes de la roca, lo que provoca que se produzca un reequilibrio de las condiciones y, a su vez, la formación de nuevas asociaciones minerales en equilibrio con estas. En otras palabras, corresponde a un metasomatismo, es decir, un intercambio químico de componentes entre la roca y el fluido (Pirajno, 2009). Los principales factores que controlan este intercambio son: presión, temperatura, litología, permeabilidad, composición del fluido y la duración de la interacción (Browne, 1978). Asimismo, Henley y Ellis (1983) sugieren que la

alteración en sistemas epitermales no depende tanto de la composición de la roca como de la permeabilidad, temperatura y composición del fluido.

La interacción de los fluidos hidrotermales con la roca caja ocurre por infiltración y/o difusión de las especies químicas (Rose y Burt, 1979). Esta requiere que grandes cantidades de fluido circulen por la roca con una favorable permeabilidad; ya sea primaria, por poros, o, secundaria, por fracturas. Si no es así, o sea, si circula una baja cantidad de fluido, el efecto del agua es prácticamente nulo. La relación agua/roca se mide según radios w/r, los que van desde 0.1 a 4 (Henley and Ellis, 1983).

2.2.1. Tipos de alteraciones hidrotermales

A continuación, se presentan breves descripciones de los tipos de alteraciones más comunes con sus asociaciones mineralógicas, basado en Corbett y Leach (1998), Reed (1997), Titley (1992), Rose y Burt (1979), Pirajno (2009) y Meyer y Hemley (1967).

2.2.1.1. Alteración potásica

Los minerales característicos son: feldespato potásico y biotita (en pórfidos) con adularia (en sistemas epitermales). Esta alteración está usualmente acompañada por sulfuros (calcopirita, pirita y molibdenita). Además, como minerales accesorios, se tiene cuarzo, magnetita, sericita y clorita. La alteración de alta temperatura (400-800°C) presenta alteración selectiva y penetrativa. La biotita en vetillas ocurre entre 355-400°C y el feldespato en vetillas entre 300-350°C. Se sugiere una gradación de alteración metasomática, dominada por transferencia de calor (metamorfismo de contacto), a alteración hidrotermal convectiva (asociada a la exsolución y circulación de fluidos). Se considera un pH de neutro a alcalino (Figura 4).

2.2.1.2. Alteración propilítica

Está caracterizada por una adición de agua y CO₂, con un despreciable metasomatismo de H⁺. Los minerales típicos son: epidota, clorita, carbonatos,

albita, feldespato potásico y pirita. Ocurre, por lo general, como un halo gradacional y distal de la alteración potásica, lo que provoca una gradación desde actinolita-biotita (cerca de la alteración potásica) a actinolita-epidota. En zonas aún más distales, se observa epidota-clorita-albita-carbonatos, gradando a las zonas más ricas en clorita y zeolitas (en bajas temperaturas). Al igual que el caso anterior, el pH va de neutro a alcalino y el rango de temperatura abarca de 200-250°C. La presencia de actinolita indica entre 280° a 300°C (Figura 4).

2.2.1.3. Alteración cuarzo-sericita

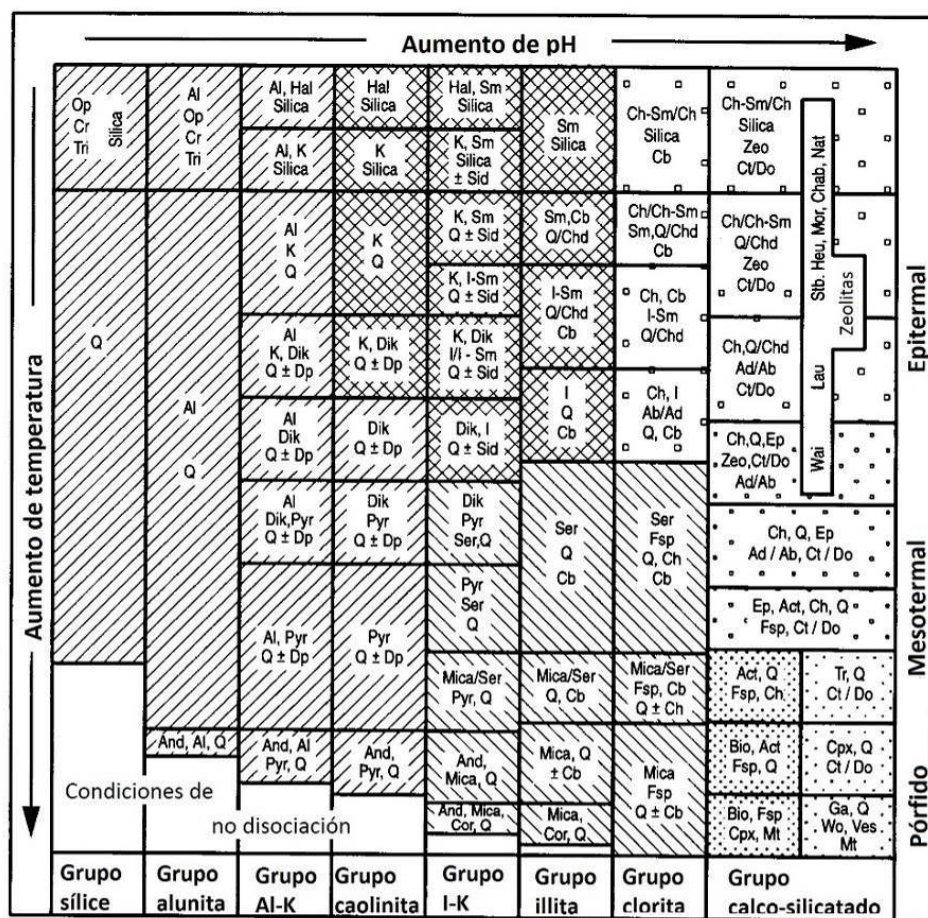
La asociación mineral característica es cuarzo, sericita y pirita. Las fases minerales asociadas son: feldespato potásico, calcita, biotita, caolinita, rutilo, anhidrita y apatito. El rango de pH va de 5 a 6 con temperaturas sobre los 250°C (Figura 4).

2.2.1.4. Alteración argílica moderada

Está caracterizada por la formación de minerales de arcilla (caolinita) y cuarzo. Se produce debido a un intenso metasomatismo de H⁺ en un rango de temperatura entre 100 a 300 °C. Ocurre con un pH entre 3 y 4 (Figura 4).

2.2.1.5. Alteración argílica avanzada

El principal mineral corresponde a cuarzo residual (cuarzo oqueroso o *vuggy silica*). Puede haber alunita, jarosita, caolinita, pirofilita y pirita. Ocurre dentro de un amplio rango de temperatura. Sin embargo, el pH es bajo (1-3.5) (Figura 4). Sobre los 350°C, puede ocurrir andalucita. Bajo un pH de 2, domina el cuarzo mientras que, sobre este, lo hace la alunita.



Abreviaciones minerales

Ab -albita; Act -actinolita; Ad -adularia; Al -alunita; And -andalucita; Bio -biotita; Cb -carbonatos (Ca, Mg, Mn, Fe); Ch -clorita; Chab -chabazita; Chd -calcedonia; Ch-Sm -clorita-esmectita; Cor -corindón; Cpx -clinopiroxeno; Cr -cristobalita; Ct -calcita; Do -dolomita; Dlk -dickita; Dp -diásporo; Ep -epidota; Fsp -feldespato; Ga -granate; Hal -halloysita; Heu -heulandita; I -illita; I-Sm -illita-esmectita; K -caolinita; Lau -laumonita; Mt -magnetita; Mor -mordenita; Nat -natrolita; Op -ópalo; Pyr -pirofilita; Q -cuarzo; Ser -sericita; Sid -siderita; Sm -esmectita; Stb -estilbita; Tr -tremolita; Ves -vesuvianita; Wai -wairakita; Wo -wollastonita; Zeo -zeolita








-  Potásica
-  Propilítica
-  Exterior/Sub Propilítica
-  Skarn
-  Argílica
-  Argílica avanzada
-  Fílica

Figura 4. Cuadro pH versus temperatura con las alteraciones hidrotermales (Fuente: modificado de Corbett and Leach, 1998).

2.3. Minerales hidrotermales

Existe un amplio rango de minerales hidrotermales que pueden ser reconocidos en un campo geotermal activo. Varios ocurren en rocas metamórficas

de bajo grado o en depósitos hidrotermales. Sin embargo, existen otros que no se esperan a bajas temperaturas.

La wairakita, una zeolita cálcica, es el primer mineral que se encuentra en los campos geotermales activos, apareciendo en un gran número de ellos (Browne, 1978). Este mineral suele aparecer en una serie en función de la temperatura: clinoptilolita-stillbita-laumonita-wairakita. Entre otros minerales, los más comunes son: clorita, piritita, calcita y cuarzo; todos estos, fáciles de encontrar en amplios rangos de temperatura (Browne, 1970). Por otro lado, a mayor temperatura, se suele encontrar epidota. Por otro lado, la mordenita, siderita y cristobalita son comunes a baja temperatura.

En sistemas geotermales con fluidos alcalinos clorurados de pH neutro (Cox y Browne, 1998) es normal encontrar, a niveles profundos, cuarzo, calcita, illita, adularia, albita, epidota, clorita y wairakita. A niveles menos profundos, en la alteración parecen predominar las zeolitas, que se presentan en fases discretas o interestratificadas con illita.

La interacción con el fluido suele implicar una adición o pérdida de componentes, como CO₂, Fe y S. De esta forma, las zonas de ebullición suelen estar caracterizadas por la ocurrencia de venas de cuarzo, feldespatos potásico y calcita *bladed* (Cox y Browne, 1998).

Los sorosilicatos, ciclosilicatos e inosilicatos son poco comunes como minerales de alteración en sistemas geotermales activos, con la excepción de la epidota. No obstante, cuando están presentes, es a altas temperaturas.

Un mineral, que es tan sensible a la temperatura como a la presión, es la pirrotita (Browne, 1970), lo que ocurre sobre 180°C y se encuentra restringido a zonas impermeables. Además, se tiene que no coexiste junto con la adularia.

En la Tabla 1 (Sigurdsson *et al.*, 2015) se puede ver el rango aproximado de temperaturas de estabilidad para los minerales más comunes en una alteración hidrotermal. Se observa que en la zona argílica de menor temperatura, <180°C, los

minerales que predominan son la esmectita, mordenita, laumonita, dolomita y cristobalita. Aumentando el rango de temperatura, entre 180°C a 220°C, en lo que denominó la Zona de Transición, los minerales que dominan son los siguientes: illita-esmectita, sericita, laumonita, wairakita, clorita-esmectita, clorita, epidota (a los 220°C), adularia y anhidrita. Luego, entre los 240°C y los 280°C, en la Zona del Reservorio, predominan la illita-sericita, wairakita, clorita, titanita, epidota, prehnita y adularia. Finalmente, en la Zona del contacto con el intrusivo, entre los 300°C y los 340°C, predomina la clorita, titanita, epidota, prehnita, adularia, biotita, granate y actinolita. El cuarzo, la calcita y la piritita pueden encontrarse a lo largo de todas las zonas anteriormente mencionadas.

Tabla 1. Resumen de los minerales hidrotermales con sus temperaturas de estabilidad (Fuente: modificada de Sigurdsson et al., 2015).

APPROXIMATE TEMPERATURE STABILITY OF COMMON HYDROTHERMAL MINERALS													
T° C	100	120	140	160	180	200	220	240	260	280	300	320	340
	Smectite-Kaolinite Argillic Zone				MLC-Chlorite Transition Zone			Propylitic Reservoir Zone			Propylitic + Potassic Intrusive Contact Zone		
Smectite	<-----												
Illite-Smectite													
Mordenite	<-----												
Laumontite													
Wairakite													
Chlorite-Smectite													
Chlorite													
Titanite (Sphene)													
Epidote													
Prehnite													
Adularia													
Dolomite	<-----												
Anhydrite													
Calcite	<-----												
Chalcedony													
Quartz													
Cristobalite													
Pyrite	<-----												
Biotite													
Garnet													
Actinolite													
Advanced Argillic Zone Key Minerals													
Kaolinite	<-----												
Dickite													
Pyrophyllite													
Illite/Sericite													
Diaspore													
Alunite	<-----												
Plagioclase	Sm/Kao				MLC-Chl-Cal-Z-W-(Ser)			Ep-Chl-Ab-Il-W-Cal-Preh			Ep-Chl-Ab-Il-Cal-Ser		
Olivine	FeOx- Py				FeOx-Qtz-Cal			Chl-Qtz			Chl-Qtz		
Pyroxene	Sm/Kao- FeOx				MLC-Chl-Tit			Chl-Ep-Qtz-Cal-Preh			Chl-Ep-Qtz-Cal		
Magnetite-Ilmenite	FeOx- Py				Tit-FeOx-Py			Py-Tit			Py-Tit		
Biotite	Stable/Clays- FeOx				Chl-Tit-FeOx			Chl-Tit			Stable		
Amphibole	Stable/Clays- FeOx				Chl-Tit-FeOx			Chl-Tit			Stable (actinolite)		
Quartz	Stable				Stable			Stable			Stable		
Sm, smectite; Kao, kaolinite; MLC, mixed layer Ill-Sm; Ill, illite; Chl, chlorite; Cal, calcite; Z, zeolites; W, wairakite; FeOx, oxides and hydrated iron oxides; Py, pyrite; Ep, epidote; Tit, titanite; Ab, albite; Ser, sericite; Preh, prehnite.													

Siguiendo la misma línea, Utada (1980) propuso una clasificación en la que combinó dos variables: la temperatura y la proporción de actividad del catión en la solución hidrotermal, lo que llevó a una división de tres zonas: ácida, intermedia y alcalina, según va disminuyendo la razón de actividad. Como se ve en la Figura 5, a temperaturas más bajas, se tiene la formación de arcillas principalmente y, a más altas, otros minerales como feldespatos o epidota.

Tipo de alteración	Cationes	Zonas minerales			
		Ácida	H ⁺	Halloysita	Caolinita
Intermedia	K	Esmectita	Capas mezcladas I/S	Illita	Feldespato K
	Ca+Mg	Esmectita	Capas mezcladas I/S y C/S	Clorita Epidota	Epidota Actinolita
Alcalina	Ca	Estilbita	Heulandita	Laumontita	Wairakita
	Na	Mordenita-Na	Analcima	Albita	

Figura 5. Paragénesis zonal en los tres tipos de sistemas hidrotermales definidos por el valor de cationes/H⁺ en soluciones (Fuente: modificado de Utada, 1980).

2.4. Factores que controlan la alteración hidrotermal

Los factores que se presentan a continuación fueron determinados por Browne (1978).

2.4.1. Temperatura

La temperatura corresponde a uno de los factores más determinantes en las alteraciones, aunque gran parte de los sistemas líquido-dominados tienen temperaturas menores a los 280°C. Hay casos particulares en los que se sobrepasa los 300°C. Por otro lado, los sistemas vapor-dominados tienen temperaturas máximas después de la explotación de 240°C.

La temperatura es primordial para la ocurrencia de ciertos minerales. Por ejemplo: el granate solo aparece sobre los 320°C, mientras que la epidota en un rango de temperatura entre 240-260°C. Sin embargo, se tiene el caso particular en Reykjavik (Sigvaldason, 1963), donde ocurre bajo los 120°C, aunque se tiene como un relicto.

Otros minerales dependientes de las temperaturas son las arcillas. En general, se tiene que, con un incremento de profundidad y temperatura, la arcilla usualmente dominante que es la montmorillonita se comienza a interestratificar con illita, para pasar a convertirse en una intercalación illita-montmorillonita. No obstante, sobre los 220°C, la illita con la clorita se vuelve la asociación más común (Browne, 1978). La caolinita es la única arcilla con una distribución limitada. De menor a mayor temperatura (y profundidad), se tiene: Sme-I/S Ro-I/S R1-I/S R3-Ilt, con I/S siendo un interestratificado de illita y esmectita.

Como suele esperarse, la distribución de las zeolitas es altamente dependiente de la temperatura. En la Figura 4 se puede ver que a menor temperatura se tiene estibilita, heulandita, mordenita, chabazita y natrolita. Mientras que, con el aumento de la temperatura, se pasa primero a laumonita y, luego, a wairakita. Asimismo, cristobalita y siderita ocurren frecuentemente bajo los 100°C.

Por otro lado, muchos minerales, incluida la piritita, calcita y clorita, se forman tanto a bajas como altas temperaturas, como se vio en la Tabla 1.

2.4.2. Presión

La presión de los fluidos en áreas geotermales es baja y rara vez excede los 200 bares. En los sistemas líquido-dominados es cercana, o levemente superior, a la presión hidrostática. En los sistemas vapor-dominados, la presión es generalmente menor a la hidrostática.

A mayores profundidades, la presión tiene poca influencia directa sobre la alteración hidrotermal en la roca. No obstante, el cambio de la presión del fluido

puede afectar la composición de este mediante la alteración de los límites de ebullición, como por ejemplo con la ebullición del CO₂.

Otro efecto de la presión se tiene en el equilibrio entre feldespatos y micas ricas en K y tiene como resultado una solución más alcalina a mayores presiones. De esta forma, un fluido liberado a alta presión tiene tendencia a depositar feldespato potásico.

2.4.3. Litología

La principal importancia de la litología radica en el control de la permeabilidad de la roca por la textura y porosidad de esta, mientras que la mineralogía inicial del reservorio parece tener poca influencia sobre las alteraciones que se forman sobre los 280°C. No obstante, a bajas temperaturas, la litología de la roca huésped tiene, al parecer, una influencia mayor.

2.4.4. Permeabilidad

Esta es uno de los factores más importantes, debido a que controla el depósito de minerales hidrotermales. Ello se debe a que las reacciones que producen las alteraciones necesitan agua para ocurrir y esta se encuentra en los poros de las rocas (permeabilidad primaria) o en las fracturas (permeabilidad secundaria).

En las rocas de baja permeabilidad, el equilibrio entre la roca y el fluido del reservorio es raramente alcanzado y los minerales primarios o vidrio pueden permanecer incluso a altas temperaturas.

La permeabilidad también influye en la formación de los feldespatos. De esta manera, se tiene en orden decreciente de permeabilidad los siguientes: andesina primaria → albita → albita + adularia → adularia. La albita se forma solo como un reemplazo de andesina, generalmente sobre los 230°C, y no ocurre en vetillas. Mientras tanto, la adularia puede ocurrir tanto como reemplazo de la andesina, ya sea sola o junta en equilibrio con la albita.

Aunque las arcillas son buenas indicadores de la temperatura, no son una buena guía para determinar la permeabilidad (Browne, 1970). En general, se puede decir que la intensidad y el tipo de alteración reflejan la permeabilidad de la roca.

2.4.5. Composición del fluido

La relación entre la composición del fluido y la alteración se estableció por primera vez en Yellowstone (Fenner, 1934). Por ejemplo, se destacó el papel importante que juega el CO₂ en la estabilidad de las fases cálcicas. Cuando la concentración de CO₂ es alta, la calcita tiende a depositarse a costa de la epidota (zoisita) o waikirita durante la separación de gases.

Un caso en el que la relación entre ambos es visible ocurre en Otake (Japón), donde las aguas con pH neutro se forma cuarzo, mica potásica, heulandita, wairakita, albita y adularia; mientras que, si el pH es bajo, se produce alunita (Hayashi, 1973).

2.4.6. Tiempo

En general, se sugiere que los sistemas geotermales tienen grandes edades (del orden de los cien mil años desde el emplazamiento de la fuente de calor) y que, durante estos periodos, la actividad geotermal cambia de intensidad y localización. Aunque hay muchos cambios no relacionados con la actividad geotermal, como la erosión. Según la edad que tenga el sistema, este puede estar calentándose o enfriándose: de ahí la importancia de un correcto estudio del reservorio. Además, Meunier (2005) habla de una superposición de los procesos de transferencia de calor que varía con el tiempo, como se verá en el siguiente punto.

2.5. Texturas del cuarzo y la calcita

Trabajos previos mostraron que la textura de los minerales, especialmente cuarzo y calcita, son evidencias de las diferentes fases de ambientes epitermales, así que permiten identificar condiciones físicas asociadas con la mineralización (Bodnaret *al.*, 1985; Camprubí and Albinson, 2007; Henley and Hughes, 2000; Simmons and Christenson, 1994).

A continuación se muestran las texturas más conocidas tomando como base la clasificación de Adams (1920). Refinada por Dong *et al.* (1995), Ramayo (2001) y Rubinstein y Gargiulo (2005), entre otros.

2.5.1. Cuarzo

- Masiva

Este término general se refiere a vetillas de cuarzo que tienen una apariencia homogénea, uniforme y densa con ausencia de texturas (Dong *et al.*, 1995; Demoustier *et al.*, 1998; Ramayo, 2001).

- Crustiforme

Es un término análogo a *crustification banding*, descrito por Adams (1920). Esta textura, en general, involucra bandas estrechas sucesivas subparalelas que pueden ser diferenciadas por la textura, la proporción del mineral, color y/o tamaño de los cristales. Se suele presentar simétrico desde las paredes (Dong *et al.*, 1995).

- Coloforme

El término fue propuesto por Rogers (1917). Básicamente consiste en agregados de calcedonia en bandas finas y rítmicas (Dong *et al.*, 1995).

- En peine

También llamada *comb* (Adams, 1920; Schieferdecker, 1959; Boyle, 1979). Consiste en un grupo de cristales de cuarzo paralelos o subparalelos con el eje c orientado perpendicular a las paredes de la vetilla (Ramayo, 2001). Normalmente, tienen un tamaño uniforme y el extremo libre termina euhedral (Dong *et al.*, 1995).

- Zonal

Esta textura muestra alternación entre zonas claras y otras lechosas dentro de cristales individuales de cuarzo (Dong *et al.*, 1995). Las zonas lechosas suelen

contener innumerables inclusiones fluidas y sólidas, las que se desarrollan paralelas a las caras del cristal (Ramayo, 2001).

- Mosaico

Agregados microcristalinos o cristalinos de cristales de cuarzo que tienen bordes altamente irregulares e interpenetrativos entre ellos (Dong *et al.*, 1995). De esta forma, los cristales son anhedrales (Ramayo, 2001) y de aspecto lechoso (Rubinstein y Gargiulo, 2005).

- Llameante

Textura descrita por Adams (1920) y Sanders y Black (1988). La característica principal es la extinción radial o llameante de los cristales individuales de cuarzo con más o menos contornos redondeados (Dong *et al.*, 1995). Según Rubinstein y Gargiulo (2005), corresponde a bandas de agregados fibrosos radiales de calcedonia. Es usual en espacios abiertos u oquedades existentes entre los fenocristales de cuarzo (Ramayo, 2001).

- Esfera fantasma

Forma esferoidal y mamelar, es un caso particular de la coloforme, pero en estado fantasma (enmascarada por la recristalización) (Demoustier, 1998). Se producen por las impurezas (Dong *et al.*, 1995).

2.5.2. Calcita

- Rómbica

Corresponde a cristales de gran tamaño de calcita que están intercrecidos con bordes rectos (Moncada *et al.*, 2012).

- Cuadrícula de cuchilla

También conocida *comolattice bladed*. Cristales con forma acicular que forman un enrejado (Moncada *et al.*, 2012).

Finalmente, Moncada *et al.* (2012) divide las texturas del cuarzo y la calcita en dos grandes grupos. Primero, las que se producen por la ebullición; entre ellas, se encuentran la textura mosaico, llameante, coloforme y crustiforme. Por otro lado, están las que no se producen por la ebullición: como la textura rómbica de la calcita, la textura masiva, zonal y en peine del cuarzo (Figura 6).

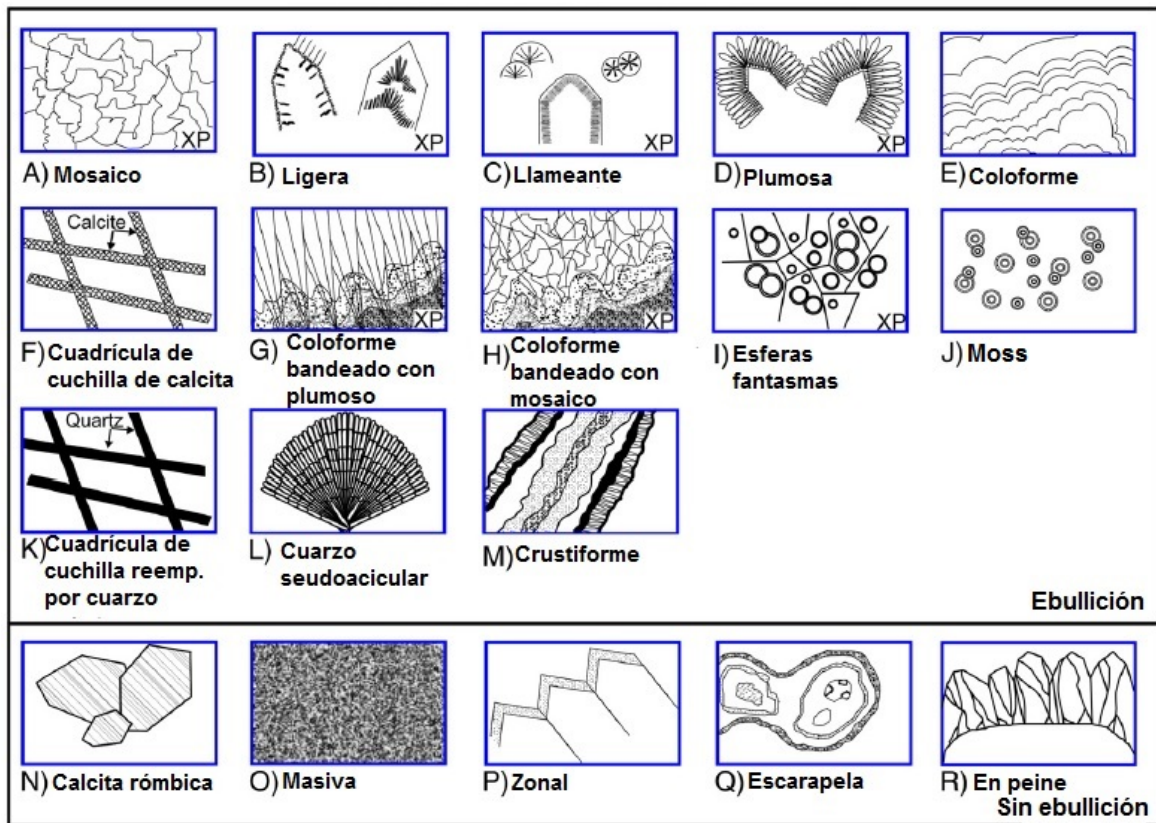


Figura 6. Texturas de la sílice y la calcita (Fuente: modificado de Moncada *et al.*, 2012).

3. Marco geológico

3.1. Introducción

A continuación, se presentará la geología de la zona de estudio correspondiente a la comuna de Ollagüe en la II Región de Antofagasta de Chile. Es importante destacar la reducida información geológica que se cuenta, debido a los pocos estudios que se han realizado. La Carta geológica de Chile, Hoja Ollagüe n°40 (Ramírez y Huete, 1980), que es el lugar del que se obtuvo la mayor parte de la información que se presenta.

3.2. Antecedentes generales

Chile se encuentra ubicado en el borde occidental de la placa Sudamericana, donde es subducida por la placa de Nazca. Esta configuración de placas convergentes con subducción es lo que define en gran parte los procesos geológicos del país con un magnetismo con mineralización de metales que genera sismicidad frecuente y un alto gradiente térmico favorable para sistemas geotermales.

Las unidades morfoestructurales conocidas en el norte son: Depresión central, Precordillera, Cordillera occidental, Altiplano y Cordillera oriental. Estas se formaron en el Plioceno Superior y se han mantenido hasta la actualidad (Charrier *et al.*, 2009). Estudios señalan que en los últimos 4.9 Ma se produjo una etapa de erosión y que fue en ese momento cuando se emplazó el arco actual. Además, se calcula que el alzamiento de superficie fue superior a 1.5 km en la vertiente occidental de la cadena y que este alzamiento fue relativamente rápido (se produjo en, aproximadamente, 2 Ma). Además, se estima que la parte oriental de la Cordillera Principal se habría alzado cerca de 1 km más que la Cordillera de la Costa y la región occidental de la Cordillera Principal 1-2 km más.

Estudios más recientes dataron el Domo Pabellón obteniéndose edades de 50 ± 10 ka (K-Ar, Urzua *et al.* 2002) y otras de 80-130 ka (Ar-Ar, Renzulli *et al.* 2006). Mientras que en los alrededores se tienen dataciones del Domo Chac-Inca de 140 ± 80 ka (Ar-Ar, Mercado *et al.* 2009), La Torta con 34 ka (Renzulli *et al.* 2006) y coladas

de lava en el cerro el Aguilucho con edades de 6.7 ± 0.3 Ma (K-Ar, Mercado *et al.* 2009).

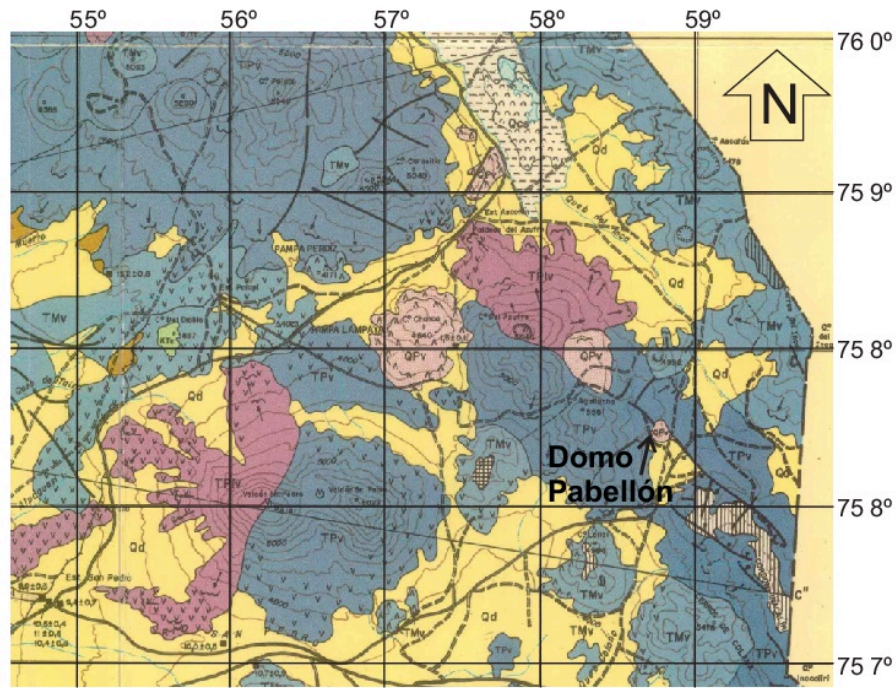
3.3. Unidades geológicas de la zona de estudio

De la Hoja de Ollagüe (Ramírez y Huete, 1980) se puede extraer que en el área de estudio se tienen las siguientes litologías principales (de más viejo a más joven) (Figura 7):

- 1) **Estratovolcanes andesíticos intensamente erosionados (15–8 Ma):** los estratovolcanes de esta unidad presentan conos altamente erosionados, cortados, a su vez, por quebradas de gran profundidad. Se tienen como representantes principales el Cerro Alconcha y los volcanes Tres Moños y Chigliapichina. La composición de las lavas es, en su mayoría, andesítica, acompañado de hornblenda como de piroxeno. En esta zona, la erosión es tal que se ha llegado a alcanzar los núcleos de los volcanes, en los que es común encontrar alteración hidrotermal argílica (TMv).
- 2) **Estratovolcanes andesíticos moderadamente erosionados (5.7–5.6 Ma):** los estratovolcanes de esta unidad presentan, normalmente, un cráter abierto erosionado por una o más quebradas con coladas de lava. De todos modos, no se ha perdido la forma del cono. El exponente típico de esta unidad son los volcanes San Pedro y San Pablo, ubicados a 25 km de la zona de estudio. En estos, se distinguen tres grupos de lavas (de inferior a superior): andesitas de hornblenda y piroxeno con mucha escoria; coladas de andesitas de piroxeno, en algunos casos con andesitas de hornblenda, separadas por escorias rojas y coladas de andesitas de piroxeno rojizas. Por último, de forma subordinada, se encuentran riolitas y dacitas, con niveles de escoria, y pómez (TPv).
- 3) **Estratovolcanes andesíticos y dacíticos (3–2.5 Ma):** las coladas inferiores de estos volcanes presentan características similares a los volcanes pliocénicos. No obstante, las coladas superiores pueden ser individualizadas,

ya que los cráteres no se han visto afectados por una intensa erosión. Como exponentes se tiene a los volcanes San Pedro y Ollagüe. Las lavas de estos volcanes se presentan como coladas de bloques y, ocasionalmente, como espinas. Están compuestas por andesitas, aunque también es posible encontrar andesitas basálticas y dacitas. Asimismo, es posible encontrar depósitos de piroclastos, que evidencian fases explosivas de los volcanes (TPv).

- 4) **Domos dacíticos porfíricos, distribuidos preferentemente en el sector de la Estación Ascotán (1.5 Ma):** consisten en seis domos de composición dacítica a riodacítica. El más popular es el Chanca, que cubre una superficie de 26 km². Los bordes son abruptos debido a la alta viscosidad de la lava que los formó. La roca es una dacita porfírica, gris clara con fenocristales de feldespato, biotita y escaso cuarzo (QPlv).
- 5) **Depósitos no consolidados (1.5 Ma–presente):** de color amarillo en la hoja geológica, están compuestos por coluvios, abanicos, morrenas, lahares y depósitos de piroclastos. Se ubican, de forma preferente, a lo largo de quebradas y en las partes bajas y planas del relieve (Qd).



Escala 1:250.000

Figura 7. Hoja geológica de Ollaque modificada de la zona de estudio (Fuente: Ramírez y Huete, 1980). En azul oscuro van los estratovolcanes andesíticos (tanto intensa como moderadamente erosionados). En azul claro están los estratovolcanes andesíticos y dacíticos. En rosado claro los domos dacíticos y en amarillo los depósitos no consolidados.

Rivera *et al.* (2015) presentó el mapa de la Figura 8 en el que se aprecian con mayor claridad los distintos volcanes y estructuras en la zona del Cordón Volcánico Cerro del Azufre- Inacaliri (CVAI). El cordón principal, en polígonos de color blanco, se originó en el Pleistoceno-Holoceno, mientras que el cordón secundario, con triángulos azules, lo hizo en el Mioceno Superior – Plioceno.

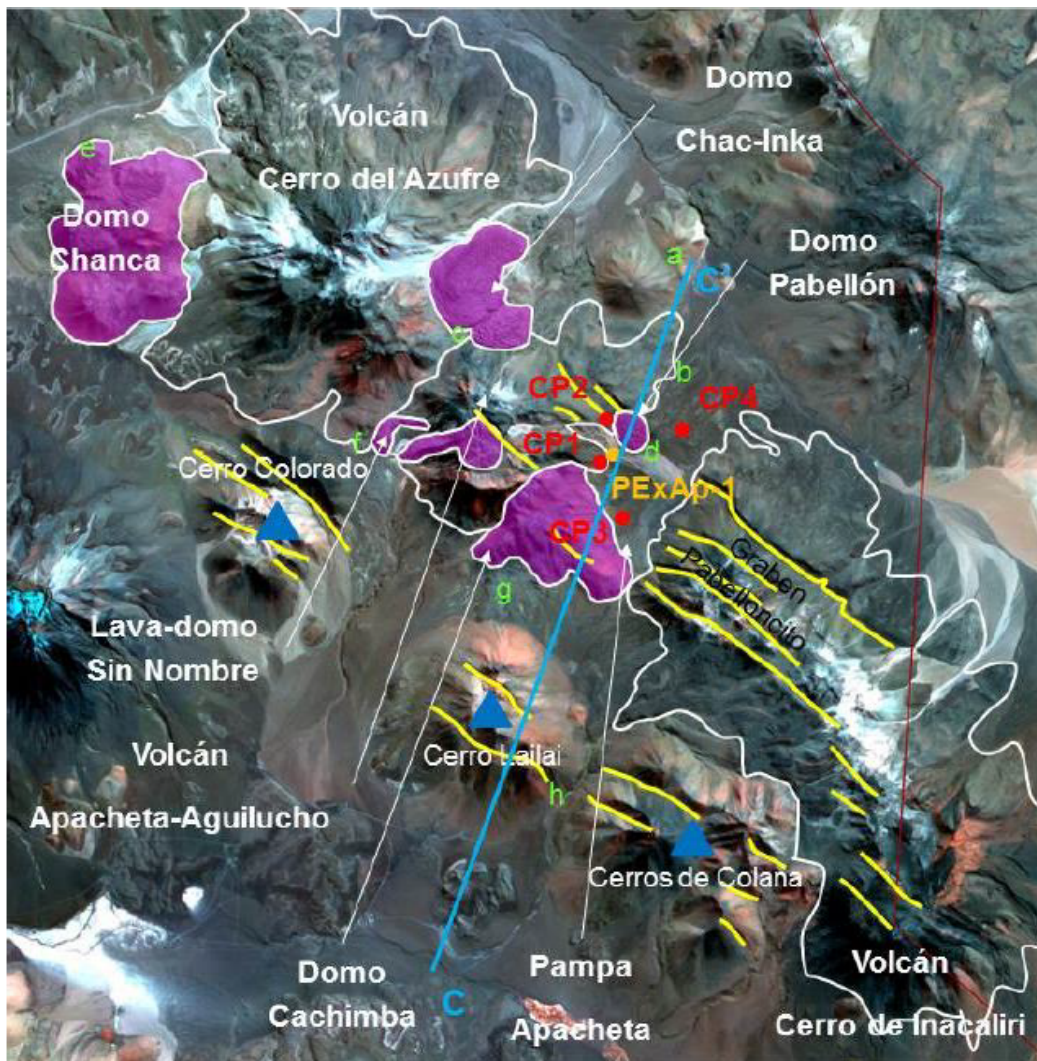


Figura 8. Mapa del área del CVAI. En los polígonos de color blanco se ve el cordón principal. El secundario con triángulos azules. Las fallas principales en amarillo (Fuente: Rivera et al., 2015).

3.4. Geología estructural

Según Tibaldi *et al.* (2009), en la zona norte de Chile, se reconocen tres grupos de estructuras principales: al norte de los 19°S con fallas, pliegues y alineamientos de volcanes NW-SE; entre los 19-23°S, una red de lineamientos NW y NS; y al sur de los 23°S, lineamientos en dirección NS. La zona, además, cuenta con una serie de fallas inversas con orientación NS y fallas transcurrentes dextrales con orientación NE-SW (Riller y Oncken, 2003).

El segundo grupo, entre los 19-23°S, se encuentra caracterizado al este de Bolivia central por escamas de corrimiento imbricadas; en el medio, entre Chile y Bolivia, por una cadena de volcanes; y al oeste, por la Cordillera de la Costa chilena, caracterizada por actividad cuaternaria. En la zona central entre ambos países es donde se localiza el complejo de Cerro Pabellón. Como se dijo, está caracterizado por una cadena de volcanes alineados NW-SE, lo que resulta oblicuo a la alineación general del arco volcánico de los Andes de esta zona.

En la Figura 9 se muestra el área de estudio constituida principalmente de lava y piroclastos. Además, esta zona tiene una alta concentración de volcanes, entre los que se encuentran: conos de lavas, estratovolcanes y edificios monogenéticos. Un sistema mayor de fallas normales con orientación NW se presenta desde el volcán Aguilucho hasta el Inacaliri.

Dos fallas mayores que muestran *dips* convergentes y escarpes de 150 m forman un graben, el que afecta a la serie de estratovolcanes del Plioceno que se encuentran orientados NW-SE; mientras que la falla principal que bordea el graben por el NE está sellado por un domo de lava (datado con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obteniéndose una edad de 80-130 ka por Renzulli *et al.*, 2006). Como este domo se encuentra en la falla, se considera que su emplazamiento fue guiado por ella.

Una falla menor, paralela a la principal, provoca un pequeño desplazamiento horizontal en el piso del graben y también afecta el domo.

A lo largo de la frontera Chile-Bolivia, se tiene otra serie de fallas con orientación NW a NWW, las que tienen escarpes frescos, por lo que se consideran más recientes. Esto las convierte en las estructuras más jóvenes del área, aunque no se han realizado dataciones para obtener una edad exacta.

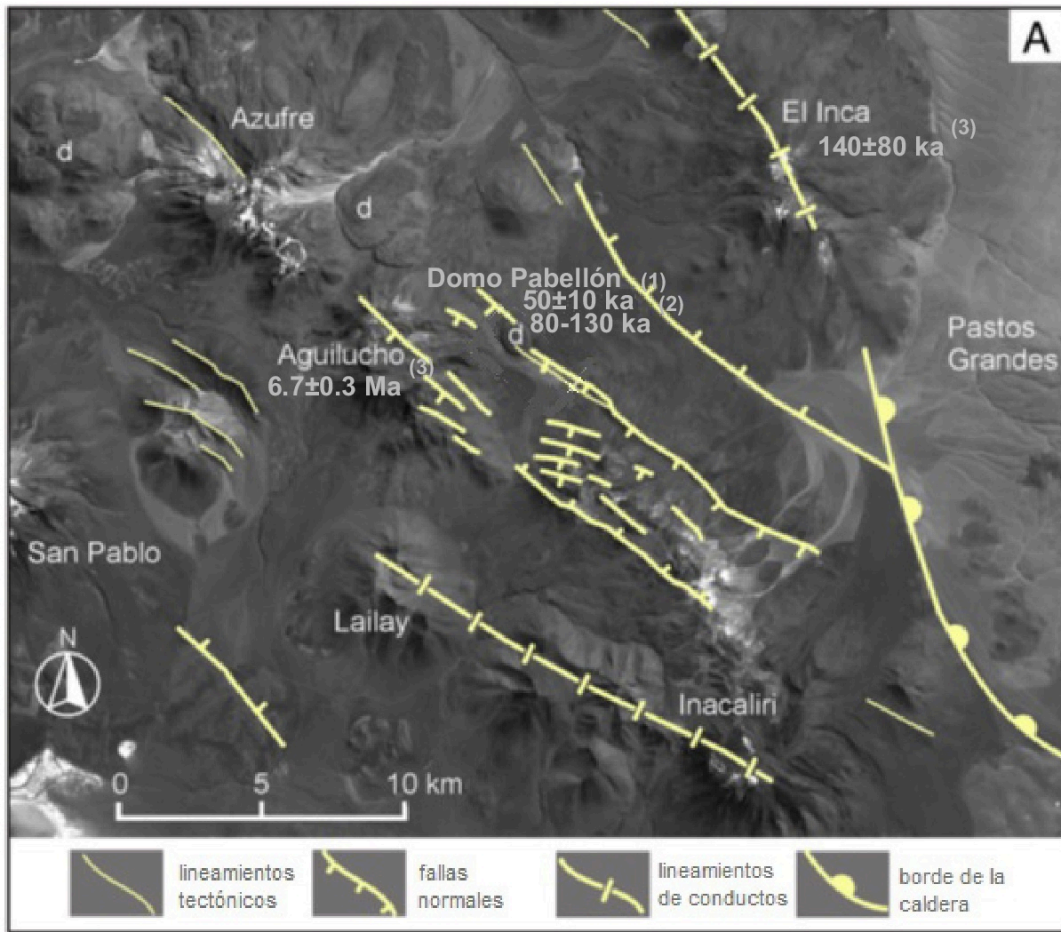


Figura 9. Estructuras principales afectando el área de Cerro Pabellón en una imagen Landsat TM (Fuente: modificada de Tibaldi *et al.*, 2009). (1) Urzua *et al.* 2002 (K-Ar). (2) Renzulli *et al.* 2006 (Ar-Ar). (3) Mercado *et al.* 2009 (K-Ar).

Con respecto a la evolución del área, Tibaldi *et al.* (2009) propone cuatro eventos principales para el norte:

1. Un acortamiento con dirección EW, en la zona norte, y WNW-ESE, en la zona sur, ocurrido durante el Oligoceno-Mioceno medio (Marsh *et al.*, 1992), lo que sería correlacionable y consistente con la fase contraccional Quechua, reconocida en el sur de Perú y norte de Chile. Todo esto, acompañado con fallas inversas de orientación NS a NNE.
2. Durante el Plioceno, se tuvo un fallamiento inverso NE con el esfuerzo mayor en la dirección NW-SE y poco acortamiento.

3. También durante el Plioceno, se tuvo un desplazamiento en el rumbo siguiendo la orientación NW-SE reemplazado por fallamiento inverso. Localmente, este actuó reajustando el fallamiento de desplazamiento horizontal.
4. Finalmente, durante el Plioceno Tardío-Cuaternario, se tuvo un fallamiento normal con componente horizontal, con orientación SW-NE para el esfuerzo menor, mientras que el mayor fue vertical, en la zona norte. Por otro lado, en el sur se tuvo una extensión EW, perpendicular a la cadena montañosa de los Andes. Las fallas normales asociadas este evento ocurrieron en áreas con altos topográficos, sobre 3000-3500 m s.n.m. y paralelas a tendencia de los Andes.

En Rivera *et al.* (2015) se entrega una reconstrucción que muestra la sección transversal del sector de Pampa Apacheta (Figura 10). Este perfil corresponde a la sección cc' presentada en la Figura 8.

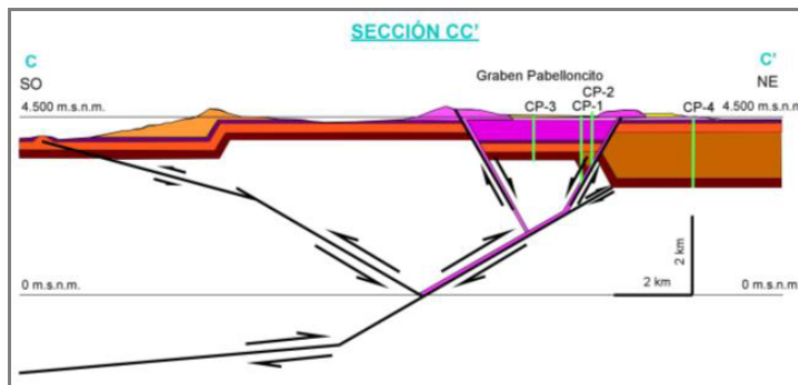


Figura 10. Reconstrucción esquemática y simplificada de la estratigrafía y estructuras del CVAI (Fuente: Rivera *et al.*, 2015).

En el trabajo mencionado se sugiere que las lavas e ignimbritas podrían estar plegadas formando un anticlinal. El que tendría origen en fallas de mayor profundidad que las descritas. Esta estructura habría colapsado con posterioridad a la deposición de todas las unidades del Mioceno Superior-Plioceno lo que tuvo como consecuencia el graben actual. Por estudios de mecanismos focales de microsismicidad superficial se sabe que este se encuentra activo (Belmonte, 2002).

4. Resultados del sondaje PexAP-1

4.1. Introducción

A continuación, se muestran los resultados obtenidos del estudio de la caracterización y análisis de la alteración hidrotermal en el sondaje, con especial énfasis en las microestructuras, es decir, vetas, fallas y amígdalas del sondaje de diamantina PexAP-1 y el análisis de las fases arcillosas. Esto se realizó mediante descripciones macroscópicas, microscópicas, DRX y microscopía electrónica de barrido (SEM, en sus siglas en inglés).

La importancia de un correcto análisis de la mineralogía de alteración y sus características texturales radica en que pueden esclarecer la naturaleza de los procesos por los que pasó la roca pudiendo establecer así un modelo de alteración de esta.

Del Estudio de Impacto Ambiental generado por Geotérmica del Norte se obtuvo la correlación entre los primeros cuatro pozos realizados y el sondaje (Figura 11). Se puede ver que el sondaje exploratorio abarca una profundidad de 557 m, mucho menor que la que se ha alcanzado con los pozos profundos (hasta 2600 m) siendo casi una cuarta parte.

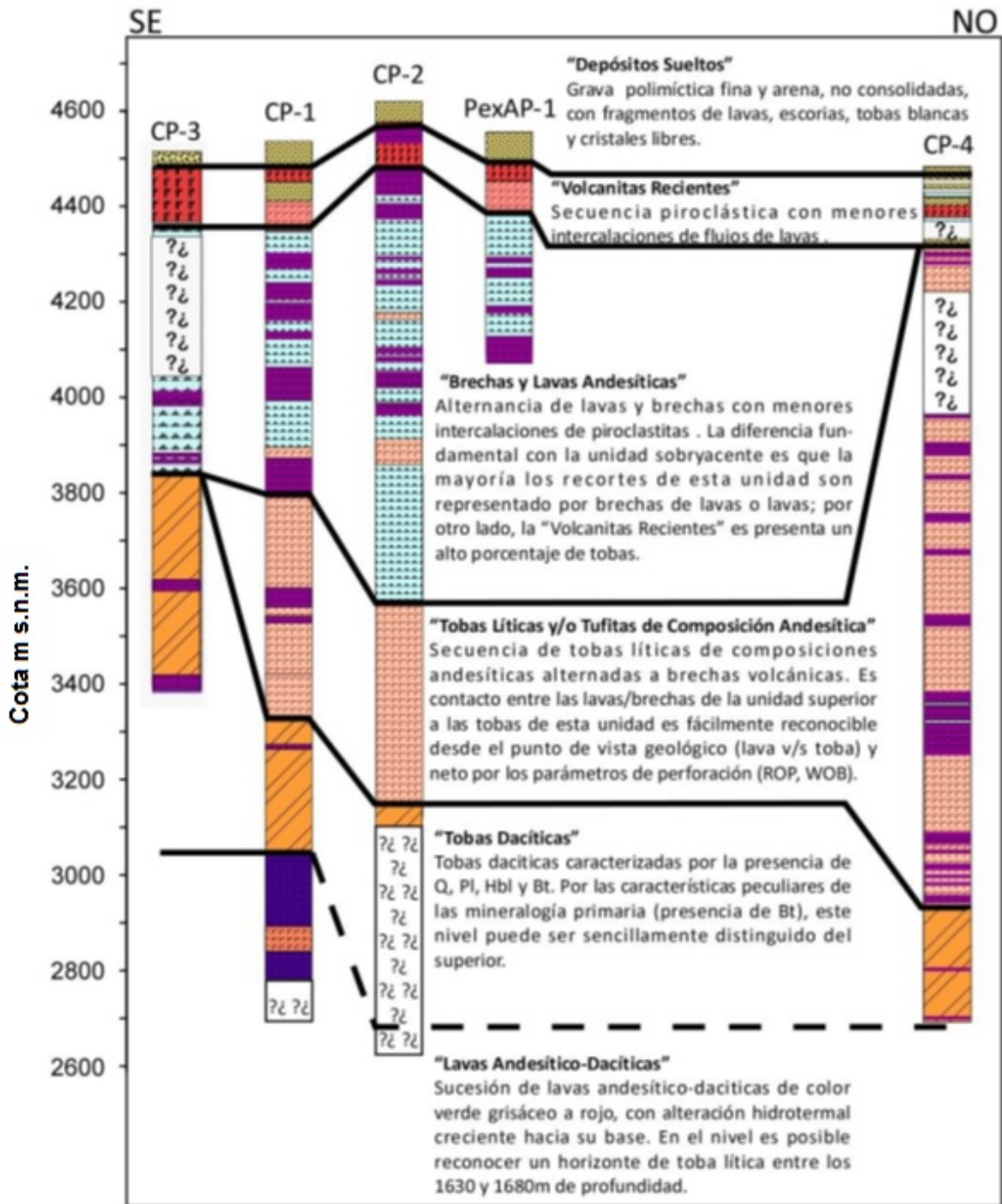


Figura 11. Correlación lito-estratigráfica entre los pozos profundos y el sondaje exploratorio (Fuente: Geotérmica del Norte).

En la secuencia, principalmente volcánica, se puede diferenciar 6 unidades litológicas. La Unidad más superficial corresponde a los “Depósitos sueltos”, cuaternarios no consolidados compuestos por fragmentos de lavas, escorias y tobas con un espesor de 70 m. Luego, viene lo que llamaron “Volcanitas recientes”, constituida por una secuencia piroclástica con intercalaciones de lavas con un espesor variable hasta 150 m. Continúan “Brechas y lavas andesíticas”, que corresponden a una intercalación entre ambas litologías, llegando a un espesor de 900 m. Sigue “Tobas líticas y/o tufitas de composición andesítica”, es una unidad de tobas líticas de composiciones andesíticas alternadas con brechas volcánica. La penúltima unidad es “Tobas dacíticas”, que se caracteriza por la presencia de cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita, con un espesor de hasta 1400 m. Finalmente, la unidad más profunda se tiene “Lava andesítico-dacíticas”, que corresponde a una intercalación de lavas de ambas composiciones mencionadas. Es posible ver que el sondaje PexAP-1 solo cubre las tres primeras secuencias lito-estratigráficas mostradas en la Figura 11.

Con respecto al sondaje estudiado, en cuestión. Descriptivamente, en las zonas más superficiales se mostraba no compacto con granos de tamaño pequeño (en el orden de milímetros) con un color verdoso bien marcado. Además, se podía encontrar clastos de otra composición los que ya eran de mayor tamaño (en el orden de centímetros). Con el aumento de la profundidad, la roca se volvió compacta y adquirió un color gris más oscuro que podía verse acompañado por la presencia de zonas más rojizas entorno a las vetillas y otras de color verdoso. Asimismo, la presencia de vetillas aumentó (Figura 12).

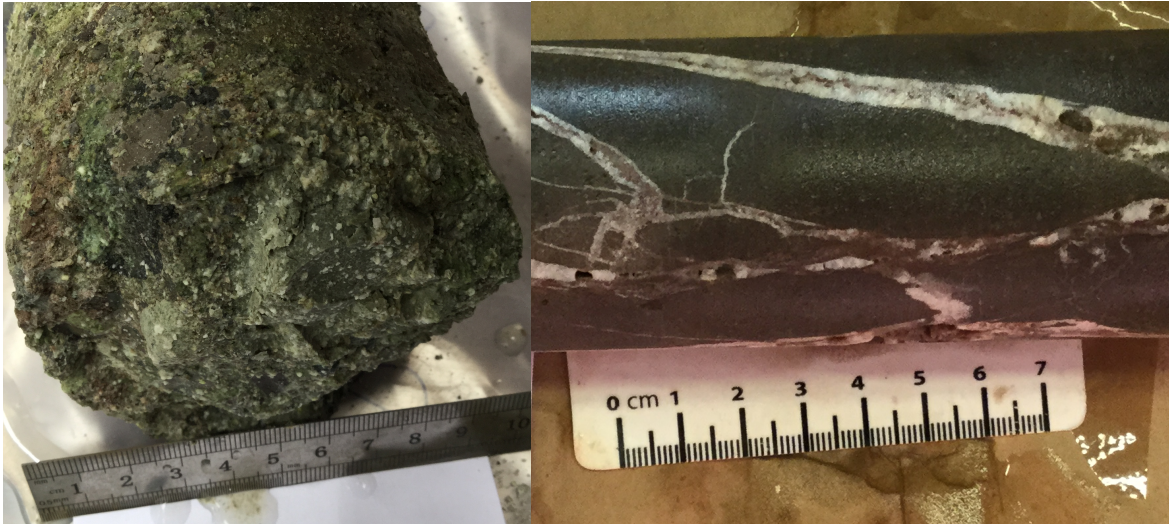


Figura 12. Izquierda. Fotografía de la muestra CL-CP-02 (226-228 m de profundidad). Derecha. Fotografía de la muestra CL-CP-46 (546-550 m de profundidad).

4.2. Descripción petrográfica

En el Anexo A se presenta las descripciones petrográficas realizadas.

Del total del sondaje, 557 m, los primeros 280 m corresponden a material no consolidado del que no se tiene una descripción petrográfica, ya que los cortes transparentes pulidos se comenzaron a hacer desde la profundidad de 310 m. Sin embargo, sí se tiene el análisis de la difracción de rayos X, el que se explicará en el punto 4.4. La descripción petrográfica abarcó un total de 247 m en total. De forma arbitraria se seleccionó que los cristales con tamaño inferior a 0.3 mm pasaran a formar parte de la masa fundamental mientras que los mayores fueron considerados fenocristales.

En la Figura 11 se puede ver que los últimos 200 m, según la descripción entregada por Enel, son brechas y lavas andesíticas. Del estudio realizado con los cortes se tiene que la roca caja corresponde a andesita basáltica (Figura 13A) y tiene porción brechizada que ocurre entre los 512-519 m. La mineralogía principal corresponde a plagioclasas y piroxenos, como primaria; arcilla, cuarzo, zeolitas, calcita y óxidos de hierro (Figura 13B), como secundaria.

En todos los cortes, las plagioclasas se encontraron como fenocristales primarios y mayoritarios, además, como parte de la masa fundamental. En algunos cortes (CL-CP-31, 34 y 35) estas presentaban textura traquítica (Figura 13C), es decir, una orientación preferencial en los fenocristales. En dos de estos cortes se tuvo, además, la brechización anteriormente mencionada (CL-CP-31 y 35).

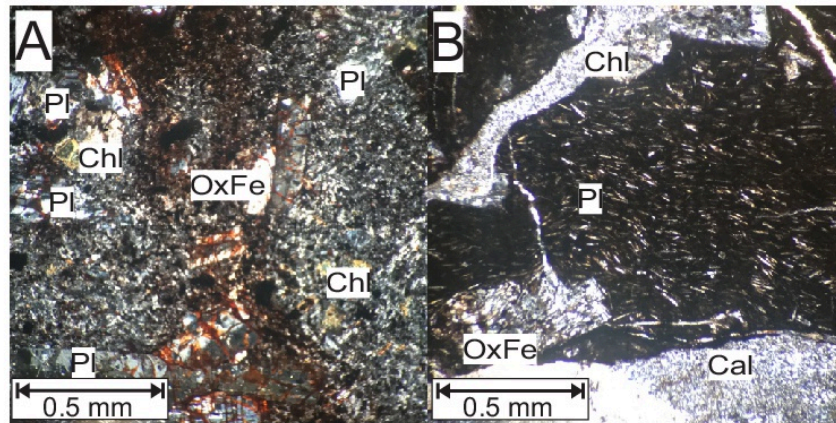


Figura 13. Microfotografías. A) CP-37 vetilla de óxido de Fe. B) CP-35 textura traquítica. Cal: calcita. Chl: clorita. OxFe: óxido de hierro. Pl: plagioclasa.

En general, las plagioclasas se encontraron alteradas a arcillas preservando su forma subhedral y con una integridad media. Esta alteración se notaba en la coloración de los cristales y en la ausencia parcial de las maclas características de estos minerales. La misma solía encontrarse en los cristales de mayor tamaño (>0.8 mm), en caso contrario, era imposible de reconocer. Los cristales de dimensiones mayores se obtuvieron con la ocurrencia de cúmulos, los que llegaron hasta 4 mm. Su porcentaje, como fenocristal, variaba entre un 25 a un 40% del total de los fenocristales.

También se encontró un mineral ferromagnésico primario. Sin embargo, este se presentaba alterado por completo a clorita conservando solo su hábito tabular y perdiendo sus propiedades ópticas. Estos fenocristales solían presentar un color verde de segundo orden a nicoles cruzados y uno amarillo un poco verdoso a nicoles paralelos.

Con respecto a los minerales secundarios, el cuarzo fue el segundo mineral más abundante en la roca, 10-30%. Este se daba tanto como fenocristal y en la masa fundamental, lo que no resultó ser lo más habitual. También solía darse en las amígdalas y vetillas. En el primer caso, se daba rodeando la amígdala con varios cristales de tamaño pequeño (<0.05 mm). En solo algunas el cuarzo se encontró rellenando las amígdalas, por lo general, cuando estas eran de menor tamaño. En las vetillas su ocurrencia se daba en dos casos diferentes. Si las vetillas eran de mayor

espesor (hasta 20 mm) se daba acompañado de calcita, óxidos de hierro y clorita. En ese caso ocurría en el borde de la vetillas. El segundo caso era en vetillas más delgadas (>0.5 mm) en las que solía ser el único mineral rellenándolas y en algunos casos con calcita.

Los minerales opacos reconocidos fueron pirita, calcopirita y un mineral que no se pudo determinar con microscopio petrográfico que consistía en dos minerales con lamelas. Se supuso en un comienzo como hematita con ilmenita (Figura 14C). La pirita y calcopirita aparecieron en proporciones menores a 1% y como fenocristales de tamaños pequeños que llegaban como máximo a los 0.5 mm. La hematita con ilmenita se dio en conjunto, como se muestra en la figura, en cristales de hematita con lamelas de ilmenita. Estos minerales se encontraban a partir de los 344 m hasta los 514 m y, luego, desde los 520 m a los 544 m. Corresponden al mineral opaco más abundante en la roca. Luego, viene la pirita y calcopirita.

La calcita se observó en mayor cantidad en las microestructuras como vetillas y amígdalas. En el primer caso, apareció en todos los cortes en las vetillas más grandes (hasta 20 mm) con cuarzo y clorita, aunque también podía encontrarse en otras de menor espesor (1 mm) sola o con cuarzo. En las vetillas se dio en el centro, era el mineral que las terminaba de sellar, siempre con cristales grandes (5 mm). Similar a lo que ocurrió en las amígdalas donde volvía a aparecer en el centro con cristales de 0.4 mm aprox.

Otros minerales de alteración eran los pertenecientes al grupo de la arcilla siendo la única identificable con microscopio petrográfico, la clorita (Figura 14A). Esta aparecía en distintas estructuras. La más importante de todas era en las vetillas, usualmente, acompañada por calcio y cuarzo. Formaba parte de las paredes de las vetillas en la zona más cercana a la pared de la roca caja. Otra estructura en la que apareció fue en las amígdalas, de forma principal, a partir de los 512 m de profundidad. El ordenamiento era similar a las vetillas con la clorita en el borde. Los porcentajes de clorita en la roca se mantuvieron dentro de un rango entre 5 y 10%.

El resto de los minerales del grupo de la arcilla no fue posible determinarlos con microscopio.

También se encontraron minerales pertenecientes al grupo de las zeolitas (Figura 14B). Con microscopio petrográfico no se pudo determinar cuál en particular. El mineral estaba presente en vetillas y amígdalas. En el primer caso, a diferencia de la clorita, las zeolitas aparecían en la zona central de las vetillas. En las amígdalas también se daban en el centro encontrándose en tres de los cortes (CL-CP-14, 24 y 33). Su cantidad era mucho menor a la clorita sin pasar del 5% del total de la roca.

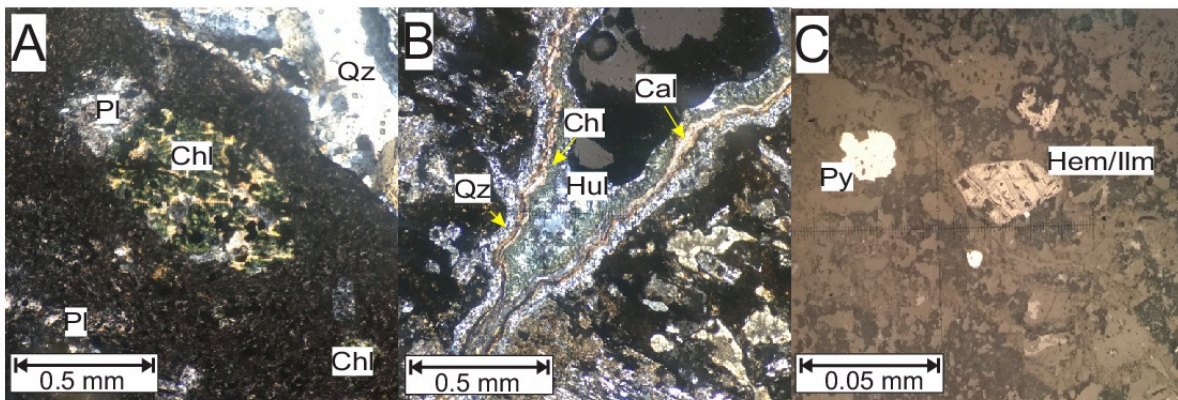


Figura 14. Microfotografías. A) CP-22 clorita reemplazando un mineral ferromagnesiano (posiblemente piroxeno). B) CP-10 vetilla con cuarzo y zeolitas. C) CP-20 hematita con ilmenita (cristal a la derecha) y pirita en el de la izquierda. Cal: calcita. Chl: clorita. Hem/Ilm: hematita/ilmenita. Hul: heulandita. Pl: plagioclasa. Py: pirita. Qz: cuarzo.

Con respecto a las vetillas, correspondían a la microestructura más común en las muestras estudiadas. Estas se generalizaron en los siguientes grupos:

- **Tipo 1 (vetillas rellenas con cuarzo, calcita y otros minerales):** entre estos se encontró clorita, zeolita, óxidos de hierro y pirita. Eran las vetillas de mayor espesor llegando hasta estar abiertas, por lo que no se tenía el valor real. Sin embargo, tenían más de 5 mm y llegaban a 3 cm. En el caso de ser cerradas, tendían a ser simétricas y la calcita correspondía al relleno principal, mientras que en los bordes se encontraban capas de cuarzo y los demás minerales en mayor o menor medida. También podían darse con pequeños espacios entre los cristales, sin estar totalmente selladas (Figura 15). Se

observaban rectas y continuas. Se dieron a lo largo del todo el sondaje, en solo dos muestras (CL-CP-9 y 15) no fue así (Tabla 2). La única vetilla que presentó zeolita fue la CL-CP-33 a 514 m. Con respecto al total equivalían al 49.1% de las vetillas encontradas en las muestras. El mineral acompañante más común eran los óxidos de hierro (18.2% del total de las vetillas encontradas), luego venía la clorita con un 12.7%.



Figura 15. Fotografías del sondaje con vetillas con Qz, Cal y otros minerales. Arriba, muestra CL-CP-24. Abajo, muestra CL-CP-50. La escala está en centímetros. Cal: calcita. Chl: clorita. OxFe: óxidos de hierro. Qz: cuarzo.

- **Tipo 2 (vetillas rellenas solo con cuarzo o calcita):** por lo general, eran de un espesor menor que las anteriores sin pasar los 0.5 mm. Nacían de las vetillas principales y eran continuas y con baja sinuosidad (Figura 16, izquierda). También solían darse como sets de vetillas (Figura 16, derecha). Correspondían al 36.4% del total de las vetillas encontradas. Las más comunes eran las que estaban rellenas por Qz, llegando a un 80% dentro de este tipo de vetillas.



Figura 16. Fotografías del sondaje con vetillas con Qz o Cal y otros minerales. Izquierda, muestra CL-CP-20. Derecha, muestra CL-CP-31 .La escala está en centímetros. Cal: calcita. Chl: clorita. OxFe: óxidos de hierro. Qz: cuarzo.

- **Tipo 3(vetillas con óxido de hierro):** pequeñas vetillas compuestas solo por óxidos. No siempre eran continuas y su sinuosidad era baja. No parecían ser vetillas en sí, ya que no rompían la roca caja sino que viajaban como una

alteración sobre ella (Figura 14B). Correspondían a un 14.5% del total de las vetillas encontradas.

Tabla 2. Tipo de vetilla observada según el corte y la profundidad.

Corte	Profundidad (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3
CP-06	312,87-313,00	Qz,Cal,Chl	Qz	
CP-07	316,88-316,94	Qz,Cal	Qz	
CP-10	345,90-345,97	Qz,Cal,Chl		
CP-09	344,37-344,63		Cal	
CP-14	433,56-433,76	Qz,Cal	Qz,Chl,Zeo	
CP-15	456,53-546,65			
CP-20	493,75-493,80	Qz,Cal,Chl,OxFe	Qz,Chl (set)	OxFe
CP-22	501,30-501,34	Qz,Cal,OxFe		
CP-24	504,86-504,91	Qz,Cal,OxFe		
CP-26	512,39-512,45	Qz,Cal		
CP-28	511,10-511,21	Qz,Cal	Qz	OxFe
CP-29	510,62-510,70	Qz,Cal,OxFe		
CP-30	510,22-510,42	Qz,Cal,OxFe	Qz	OxFe
CP-31	512,8-512,9	Qz,Cal,OxFe	Qz (set)	
CP-33	514,72-514,82	Qz,Cal,Chl,Zeo		
CP-34	519,31-519,43	Qz,Cal,Chl,OxFe	Qz	
CP-35	519,62-519,77	Qz,Cal	Cal	
CP-36	521,6-521,76	Qz,Cal	Qz - Cal	OxFe
CP-37	524,23-524,29	Qz,Cal,Chl,OxFe		OxFe
CP-39	543,89-544,03	Qz,Cal,OxFe	Qz	
CP-45	544,40-544,60	Qz,Cal (set)		
CP-49	550,55-550,65	Qz,Cal	Qz (set)	
CP-50	552,60-552,75	Qz,Cal,Chl,OxFe	Qz,Chl	
CP-51	556,65-556,90	Qz,Cal		

Otras de las microestructuras correspondían a las amígdalas. Estas no pasaban del 10% de la roca total y los minerales con los que solían estar rellenas eran cuarzo y calcita, siendo lo más común un borde de cuarzo y en el centro la calcita. Además, se encontró clorita y zeolita junto con arcillas y óxidos de hierro. Fueron encontradas a lo largo de todo el sondaje (Tabla 3).

Tabla 3. Mineralogía de las vetillas con la profundidad.

Corte	Profundidad (m)	Minerales
CP-06	312,87-313,00	Cal,Arc
CP-07	316,88-316,94	
CP-10	345,90-345,97	Cal,Qz,Chl,OxFe
CP-09	344,37-344,63	Cal,Arc
CP-14	433,56-433,76	Cal,Qz,Zeo
CP-15	456,53-546,65	Cal,Qz
CP-20	493,75-493,80	
CP-22	501,30-501,34	
CP-24	504,86-504,91	Zeo
CP-26	512,39-512,45	
CP-28	511,10-511,21	
CP-29	510,62-510,70	
CP-30	510,22-510,42	
CP-31	512,8-512,9	Qz,Chl,OxFe
CP-33	514,72-514,82	Qz,Zeo
CP-34	519,31-519,43	
CP-35	519,62-519,77	
CP-36	521,6-521,76	
CP-37	524,23-524,29	
CP-39	543,89-544,03	Qz,Chl,Hem/Ilm
CP-45	544,40-544,60	Cal,Qz,Chl
CP-49	550,55-550,65	

CP-50	552,60-552,75	
CP-51	556,65-556,90	Qz

Finalmente, se tuvo la presencia de vesículas. Sus tamaños no superaban el 1 mm y constituían, en promedio, un 10% de la roca total (cuando estaban presentes).

4.3. Texturas en el cuarzo y la calcita

Para las descripciones de las texturas presentes en los cristales de cuarzo se siguió la clasificación de Adams (1920). Refinada por Dong *et al.* (1995), Ramayo (2001) y Rubinstein y Gargiulo (2005), entre otros. Las texturas encontradas fueron:

4.3.1. Cuarzo

4.3.1.1. Crustiforme

En los cortes se encontró una diferencia de la granulometría de los cristales de cuarzo (Figura 17A). Esta textura fue encontrada en 4 de todos los cortes (CL-CP-35, 37, 49 y 50).

4.3.1.2. Coloforme

En el corte CL-CP-49 (Figura 17A), fue posible observar una mezcla de la textura crustiforme con la coloforme, en donde se ven las capas de cristales de cuarzo, además de una curvatura en la disposición de estas.

4.3.1.3. En peine

De forma usual fue encontrada en las paredes de las vetillas (Figura 17B y C) cuando estas no estaban selladas, sino que quedaba espacio entre ambos bordes. Estos cristales se encontraron desde los 500 m en adelante, por lo general acompañadas de otras texturas como la llameante, mosaico o zonal.

4.3.1.4. Zonal

Se observó en cristales de un tamaño mayor que permitieron observar el cambio en la coloración. En el corte CL-CP-31 se dio en cristales con textura en peine, mientras que en los cortes CL-CP-36, 37, 49 y 50 se presentó junto con textura mosaico.

4.3.1.5. Mosaico

En el caso en que los cristales eran de mayor tamaño, fue posible encontrar una leve zonación en ellos, como se mencionó con anterioridad. Además, esta fue una de las texturas de cuarzo más encontradas en los cortes, tanto solas como acompañadas con otras texturas. Asimismo, se dieron en vetillas, fenocristales y amígdalas. El tamaño de los cristales variaba bastante (0.01 – 0.5 mm).

4.3.1.6. Llameante

Esta textura se dio con mayor ocurrencia en las menores profundidades, siendo la única que hay entre los 300 a los 330 m. Sin embargo, con el aumento de la profundidad fue encontrándose menos, pasando a dominar otras de ellas, como la de mosaico. Se dio, por lo general, en los bordes de las vetillas como capas de espesores variables con cristales de cuarzo con textura en peine en los bordes.

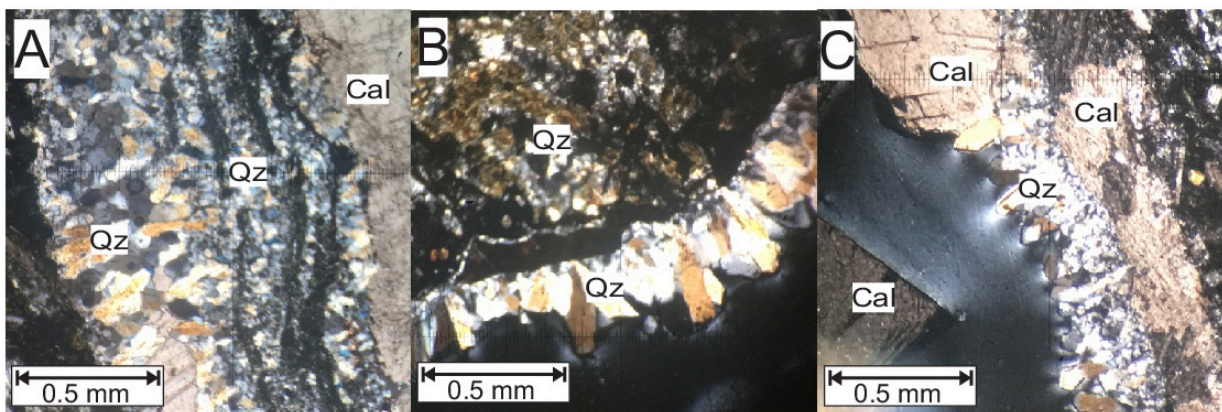


Figura 17. Microfotografías de distintas texturas de cuarzo. A) Corte CP-49 cuarzo con textura crustiforme. B) CP-50 cuarzo con textura en peine. C) CP-45 cuarzo con textura en peine.

4.3.2. Calcita

4.3.2.1. Rómbica

Corresponde a cristales de gran tamaño (1-5 mm) de calcita que están intercrecidos. Sin embargo, los bordes entre ellos son rectos. Se observó que, usualmente, estaban en el centro de las vetillas (Figura 18).

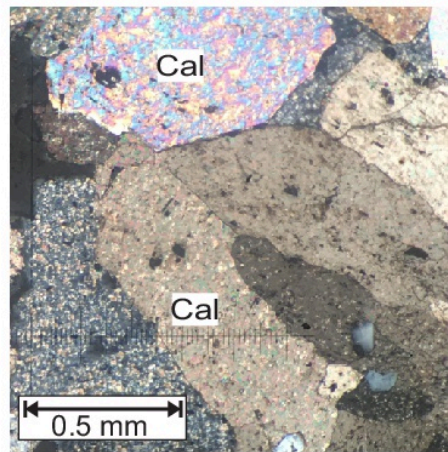


Figura 18. Microfotografías de la textura rómbica de la calcita en el corte CP-07.

4.4. Paragénesis

Realizando un enfoque en el estudio en las asociaciones minerales presentes se pudieron determinar tres zonas importantes:

4.4.1. Fenocristales

En el caso de los fenocristales se dieron dos tipos de asociaciones. La primera enfocada en los feldespatos en que estos estaban alterados a algún tipo de arcilla, presumiblemente esmectita, con la presencia de óxidos de hierro en las fracturas del fenocristal y los fenocristales alterados a clorita que pertenecieron a algún mineral ferromagnesiano, junto con la presencia de óxidos de hierro, también en las fracturas. De esta forma se pudieron definir dos paragénesis:

Moderada, local, selectiva clorita + óxidos de hierro (Figura 19).

Fuerte, local, selectiva esmectita + óxidos de hierro (Figura 20).

Es importante notar el detalle de que a menor superficie la cloritización era más débil que a profundidad, mientras que por otro lado, la argilización era al revés, era más intensa en superficie.

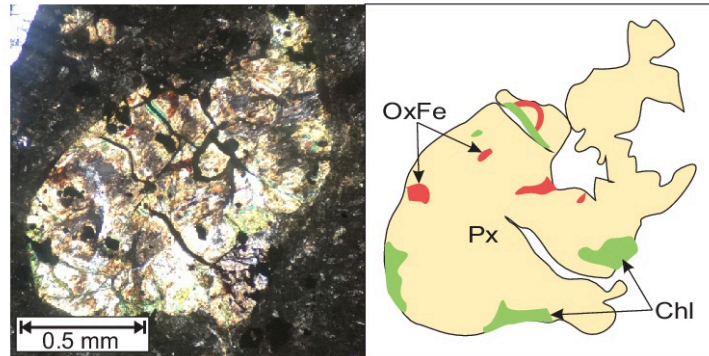


Figura 19. Relación paragenética en un fenocristal (corte CL-CP-06). Chl: clorita. OxFe: óxidos de hierro. Px: piroxeno.

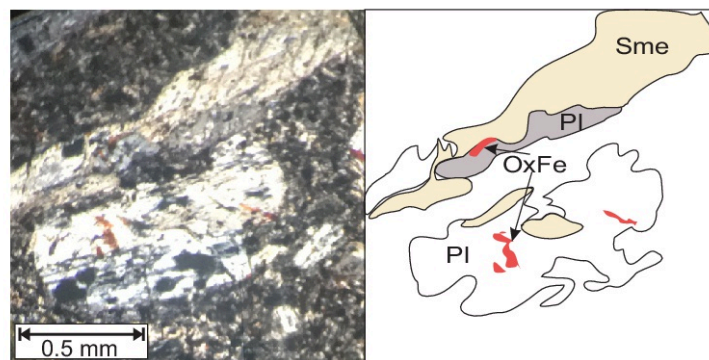


Figura 20. Relación paragenética en un fenocristal (corte CL-CP-37). OxFe: óxidos de hierro. Pl: plagioclasa. Sme: esmeclita.

4.4.2. Vetillas

La asociación mineral base de las vetillas correspondía a cuarzo en las paredes, ya sea con textura en mosaico si la vetilla estaba sellada o en peine si estaba abierta y los cristales tenían espacio para crecer. Por otro lado, la calcita iba en el centro, por lo general sellando la vetilla con textura rómbica, aunque podían quedar espacios en ella. Aunque, también podía darse que antes del cuarzo en los bordes se encontrara otro halo previo de calcita.

Halo de vetilla, calcita + cuarzo (Figura 21).

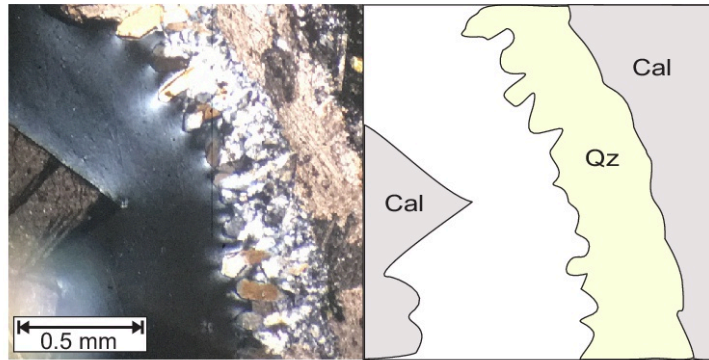


Figura 21. Relación paragénctica en un tipo de vetilla (corte CL-CP-45). Cal: calcita. Qz: cuarzo.

La misma asociación también solía darse con presencia de otros minerales. Tales como clorita y óxidos de hierro, ambos ocurrían en los bordes más cercanos a la roca caja, por lo general como bandas.

Halo de vetilla, calcita + cuarzo + óxidos de hierro + clorita ± heulandita (Figura 22 y Figura 23).

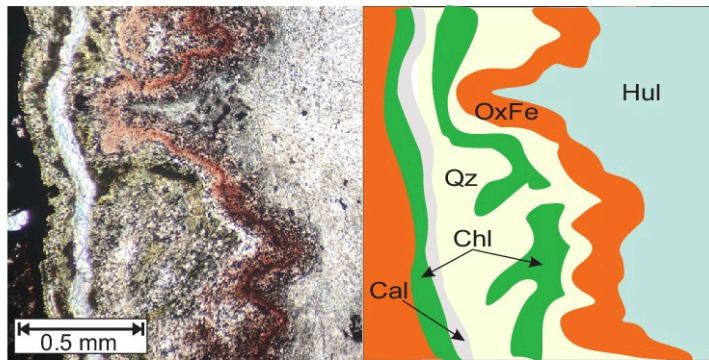


Figura 22. Relación paragénctica en un tipo de vetilla (corte CL-CP-37). Cal: calcita. Chl: clorita. Hul: heulandita. OxFe: óxidos de hierro. Qz: cuarzo.

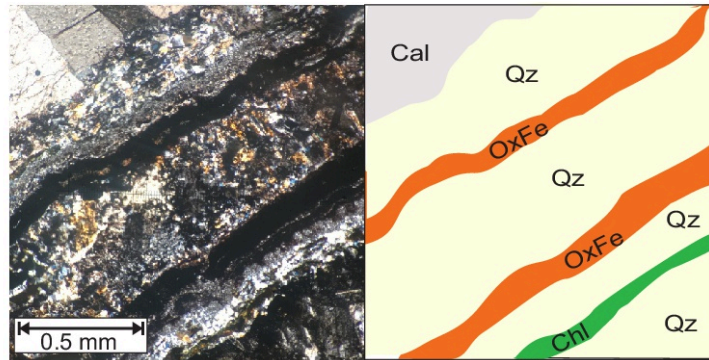


Figura 23. Relación paragénetica en un tipo de vetilla (corte CL-CP-50). Cal: calcita. Chl: clorita. OxFe: óxidos de hierro. Qz: cuarzo.

4.4.3. Amígdalas

Los minerales presentes en las amígdalas correspondían a casi los mismos presentes en las vetillas con un ordenamiento similar. Un borde de cuarzo (podía también haber óxidos de hierro), luego, calcita en el centro. Hubo casos con heulandita en el centro.

Amígdalas, calcita + cuarzo ± óxidos de hierro (Figura 24).

Amígdalas, calcita + cuarzo + clorita + heulandita + óxidos de hierro (Figura 25).

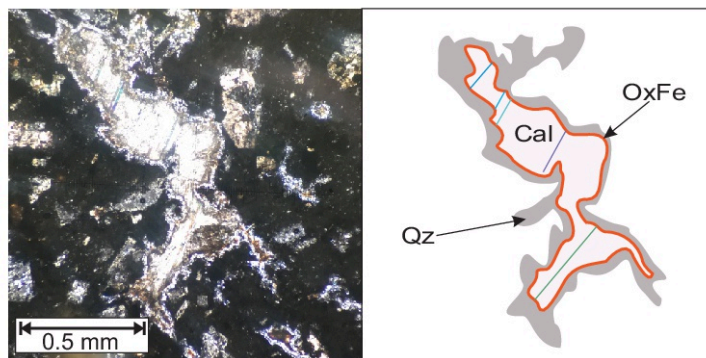


Figura 24. Relación paragenética en un tipo de amígdala (corte CL-CP-14). Cal: calcita. OxFe: óxidos de hierro. Qz: cuarzo.

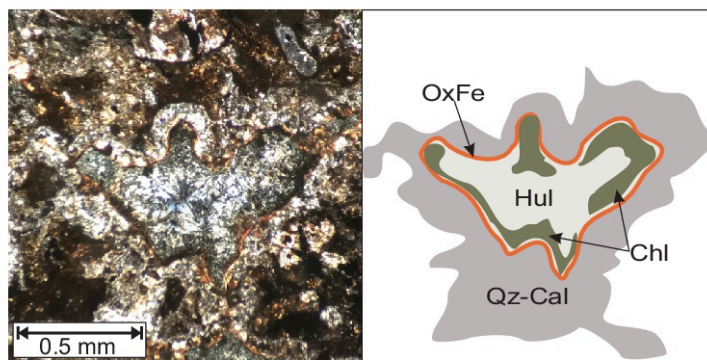


Figura 25. Relación paragenética en un tipo de amígdala (corte CL-CP-10). Chl: clorita. Hul: heulandita. OxFe: óxidos de hierro. Qz-Cal: cuarzo y calcita.

A modo de resumen se tiene la Tabla 4 en la que se sintetizan las relaciones paragenéticas previamente mencionadas.

Tabla 4. Paragénesis en los cortes

	Fenocristales	Vetillas	Amígdalas
Qz		—	—
Cal		—	—
OxFe	—	—	—
Hul		—	—
Chl	—	—	—
Sme	—	—	

4.5. Difracción de rayos-X

4.5.1. Resultados roca total

En el Anexo C se presenta los gráficos obtenidos de la DRX de roca total de las quince muestras analizadas.

De manera general en las rocas de los testigos analizados se identificaron feldespatos, arcillas, piroxenos, zeolitas, cuarzo, calcita, hematita e illita. Siendo consistente con la mineralogía reconocida por microscopio petrográfico.

En microscopio petrográfico solo se pudo distinguir plagioclasa gracias al hábito. Con DRX fue posible determinar que había tanto feldespato potásico como plagioclasa en las muestras. Es más, se determinó que la composición de esta era sódica, por lo que correspondían a albitas. El feldespato potásico se identificó con los *peaks* 3.29 Å, 3.24 Å y 4.22 Å. Mientras que la albita lo hizo con 3.17 Å, 3.21 Å y 3.75 Å (Figura 26).

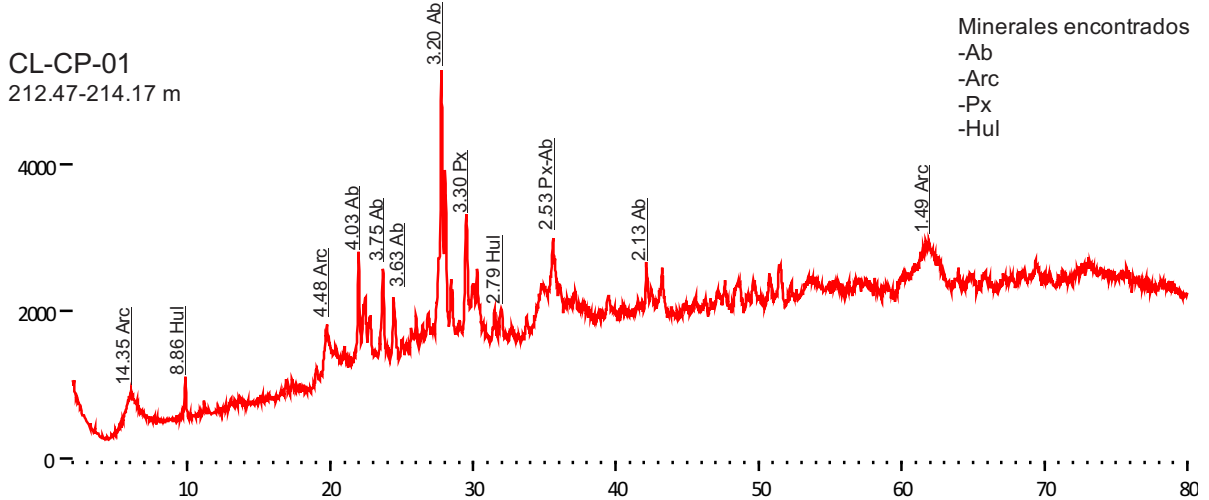


Figura 26. Diagrama de DRX de la muestra CL-CP-01 de roca total con sus peaks característicos.

En particular toda la plagioclasa encontrada fue albita y el feldespato potásico microclina, con excepción de la última muestra (CL-CP-51) que dio ortoclasa.

En el punto 4.2 se habló de unos minerales opacos que podrían ser hematita con ilmenita. Haciendo uso del análisis de DRX se logró determinar que, efectivamente, correspondía a ambos minerales. Estos se corroboraron por la presencia de los *peaks* 2.69 Å, 1.69 Å y 2.51 Å para la hematita y 2.75 Å, 2.54 Å y 1.72 Å para la ilmenita (Figura 27). Conviene subrayar que estos *peaks* eran muy pequeños en comparación a los de los demás minerales. Asimismo no se encontró calcopirita y pirita porque ambas estaban en cantidades aún más pequeñas en las muestras estudiadas.

Haciendo uso del microscopio petrográfico se encontró minerales ferromagnesianos alterados a clorita en los que era difícil determinar el mineral primario. Con el análisis de DRX fue posible determinar que estos correspondían a piroxenos. Hay que tener en cuenta que solo aparecieron en tres muestras (CL-CP-1, 3 y 39). Por los *peaks* identificados, 2.99 Å, 2.52 Å y 2.89 Å, se determinó que el mineral, en los tres casos, era diópsido.

Dando paso a los minerales de alteración fue posible determinar que los minerales del grupo de las zeolitas encontrados en la descripción petrográfica y

presentes en tres muestras analizadas con DRX (CL-CP-1, 3 y 4) correspondían todos a heulandita rica en Ca. Esto debido a la ocurrencia de los *peaks* 3.91 Å, 2.59 Å y 8.84 Å (Figura 26).

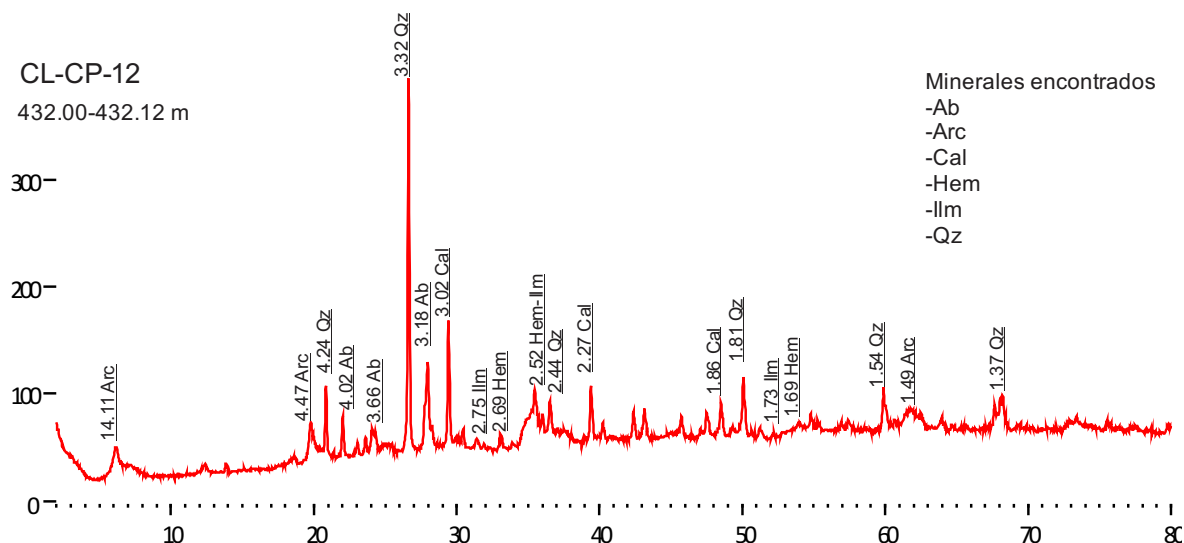


Figura 27. Diagrama de DRX de la muestra CL-CP-12 de roca total con sus *peaks* característicos.

En la Figura 28 se puede observar el resultado de la semicuantificación realizada usando el *software* Highscore Plus 3.0. El mineral encontrado en mayor cantidad fue la albita con rangos que van desde el 45% al 81%. Le sigue el cuarzo con un rango desde el 10% al 55%. Por último, está la calcita que va desde un 5 a un 69%. Cabe destacar que el margen de error de este procedimiento era de un 10% aprox. Además, hubo minerales que fueron encontrados en los diagramas, pero a la hora de la semicuantificación no arrojaron valores por estar en cantidades muy pequeñas como para el rango de detección, como la hematita e ilmenita.

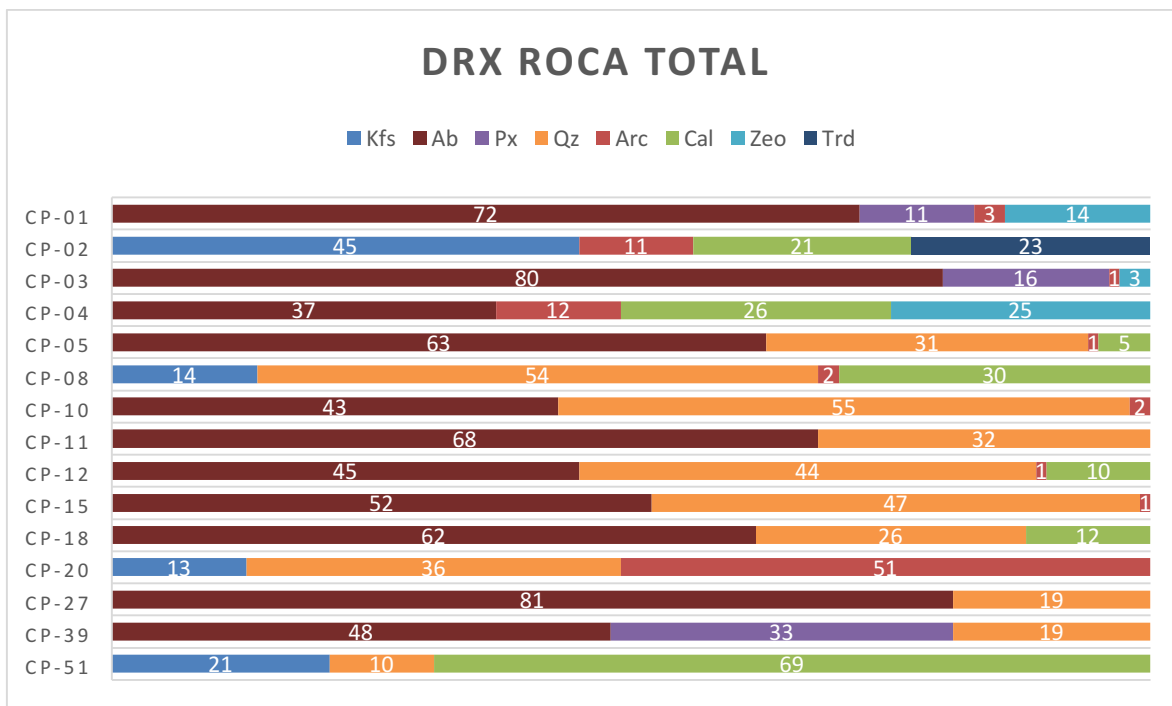


Figura 28. Resumen de los minerales encontrados con DRX y su semicuantificación.

4.5.2. Resultados fracción <2µm

En el Anexo D se presentan los resultados obtenidos del estudio de la fracción <2µm de las muestras.

En los apartados anteriores, microscopio petrográfico y análisis de DRX de roca total, se encontró minerales del grupo de las arcillas sin poder determinar con detalle a cuál correspondían. Haciendo uso del DRX para la fracción <2µm se logró identificarlos. Los minerales encontrados correspondieron a esmectitas, interstratificados (I/S y C/S), clorita e illita.

En los primeros 200 m de profundidad (representados por la muestra CL-CP-01) los minerales del grupo de la arcilla encontrados fueron esmectitas reconocidas por los *peaks* 16.9 Å (con etilenglicol) que en el secado al aire se ubicó a 15 Å y en las muestras calentadas colapsó a 10 Å. Además, se encontraron capas interstratificadas. Tanto I/S (illita/esmectita) con ordenamiento Ro (50% de illita), identificado por los *peaks* 16.8 Å (con etilenglicol) que en el secado al aire era 14.1 Å

y 3.36 Å, también con etilenglicol; como C/S (clorita/esmectita) con los *peaks* 14 Å, 3.53 Å y 7.08 Å (Figura 29).

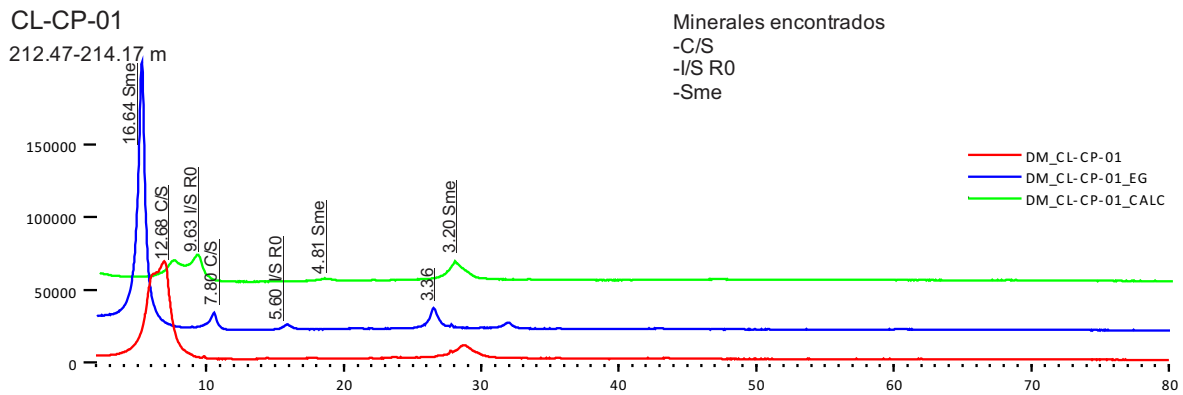


Figura 29. Diagramas de DRX de la muestra CL-CP-01, en rojo se observa la muestra secada al aire, en azul la que tiene etilenglicol y en verde la muestra calentada.

Esta situación se mantuvo similar hasta los 250 m. En el caso de la muestra CL-CP-2 solo se presentó I/S R0. No obstante, en CL-CP-03 volvieron a aparecer las esmectitas y el interestratificado C/S que en la siguiente (CL-CP-04) desapareció.

A una profundidad de 270 m (CL-CP-05) siguieron dominando los interestratificados, pero pasaron a ser I/S R3 (illita 0.9/esmectita) y C/S (clorita/esmectita). Los *peaks* representativos del I/S R3 estaban en el 3.31 Å con etilenglicol. Hubo uno menos intenso en 5.92 Å en la muestra con secado al aire que colapsó a 5.21 Å con etilenglicol. El *peak* característico del C/S (o corrensita) se encontró a 26.82 Å en el secado al aire y pasó a 28.67 Å con etilenglicol. Además, se tuvo el de 3.44 Å, también con etilenglicol. A los 320 m (CL-CP-08) volvió a aparecer la esmectita y desapareció el interestratificado C/S. Similar al caso de los 345 m, salvo que a esta profundidad el interestratificado I/S era R0 no R3 como en el caso anterior.

A los 400 m (CL-CP-11), nuevamente, apareció I/S R3 con C/S, además de clorita. Esta última se identificó con cuatro *peaks*: 3.51 Å, 4.91 Å, 7.09 Å y 14.11 Å (que se mantuvieron en la misma posición, tanto en secado al aire con etilenglicol como en el calentado, Figura 30).

Pasando a los 430 m (CL-CP-12) se obtuvo I/S R1 por primera y única vez en las muestras. Este mineral fue identificado por los *peaks* a 12.06 Å en el secado al aire que se desplazó a 13.7 Å en el etilenglicol (Figura 31), junto con clorita y corrensitita.

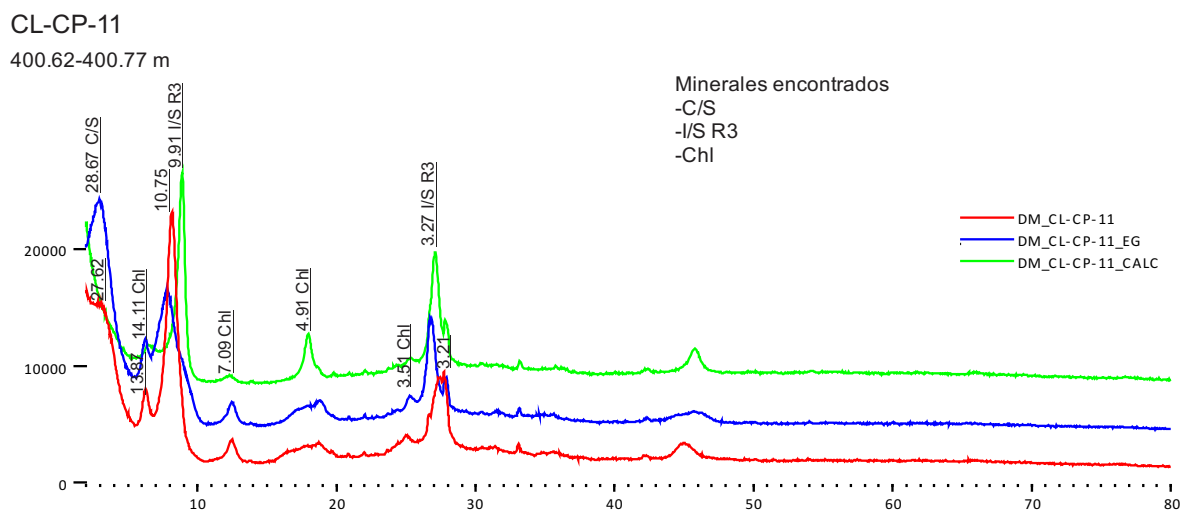


Figura 30. Diagramas de DRX de la muestra CL-CP-11. En rojo, se observa la muestra secada al aire; en azul, la que tiene etilenglicol; y en verde, la muestra calentada

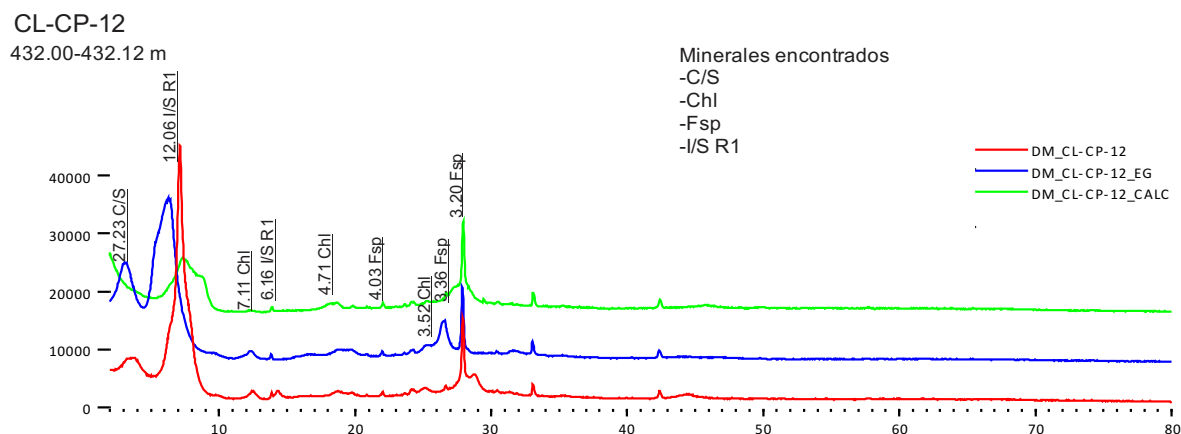


Figura 31. Diagramas de DRX de la muestra CL-CP-12, en rojo se observa la muestra secada al aire, en azul la que tiene etilenglicol y en verde la muestra calentada

En los 450 m (CL-CP-15), dominó I/S R3, C/S y clorita, mientras que desde los 470 a los 500 m (CL-CP-18 y 20) desapareció la capa mezclada C/S lo que se evidenció con la ausencia del *peak* entre los 28-31 Å.

Desde los 500 a los 540 m (CL-CP-27 y 39), se tuvo solo dos minerales: la clorita, con los cuatro *peaks* claramente reconocibles, y la illita. Esta, en particular, se reconoció porque en las muestras calentadas conservó sus tres *peaks* característicos: a los 10.03 Å, 4.94 Å y 3.32 Å. Sin embargo, a modo de excepción, en la muestra CL-CP-27 se encontró illita con cuarzo, lo que agregaba el *peak* del cuarzo a los 4.20 Å.

Finalmente, a los 550 m se tuvo illita y clorita. Además, se encontró esmectita, la que se observó en el *peak* de 16.96 Å en la muestra secada al aire y en el etilenglicol este se desplazó a 17.5 Å.

En la Figura 32, se presenta la semicuantificación de los minerales arcillosos. Para llevar a cabo este proceso, se trabajó con las muestras con EG si se tenía esmectitas y las secadas al aire para la illita y clorita. Usando el *software* Highscore Plus 3.0, se obtuvo el área de cada *peak* de los minerales encontrados cumpliendo ciertos requisitos:

- Que fuera la misma cara, idealmente (001) que corresponde a los primeros *peaks* que aparecen en el diagrama (entre 17 y 10 Å).
- Que se encontraran uno al lado del otro.
- Que fueran *peaks* únicos del mineral, no compartidos.

Seguir estos puntos fue importante para la confiabilidad del valor obtenido. Luego, se tomó el área entregada por el programa y se le multiplicó por el factor MIF (procedimiento sacado de Hillier, 2003) específico de cada mineral arcilloso y de la cara que se tomó. Y por cada uno de estos valores se le calculó el porcentaje con el total de minerales arcillosos encontrados.

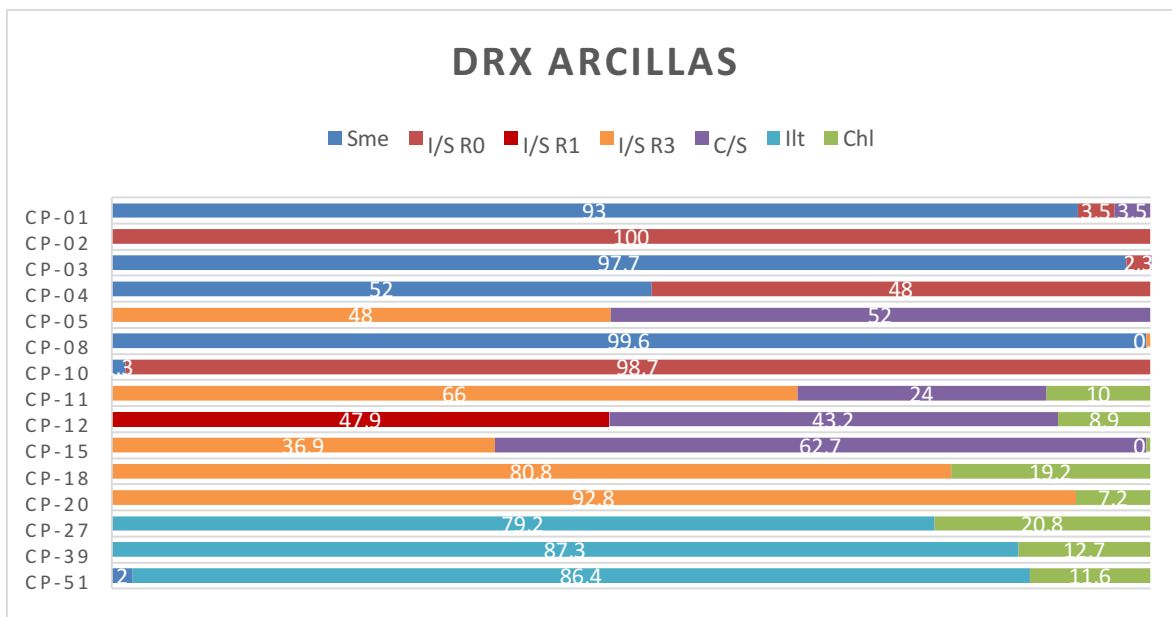


Figura 32. Resumen de los minerales arcillosos encontrados con DRX y su semicuantificación.

4.6. Microscopía electrónica de barrido (SEM)

Haciendo uso de la microscopía electrónica de barrido se pudo hacer un reconocimiento de las texturas de los minerales arcillosos encontrados en el punto anterior. Los resultados se encuentran en el Anexo E.

La clorita se pudo reconocer por su textura de plaquetas ordenadas en forma de roseta (Figura 33). Estas son euédrales con cristales pseudohexagonales, como se describen en Welton (2003). Lo que la diferenció de otros minerales que pueden tomar la forma de una roseta es la composición en la que se destacan los *peaks* de los elementos Si, Al, Mg y Fe (Figura 34). La clorita suele reconocerse por la forma de plaqueta de sus cristales, ya sea formando una roseta o ubicadas una sobre otra como una torre.

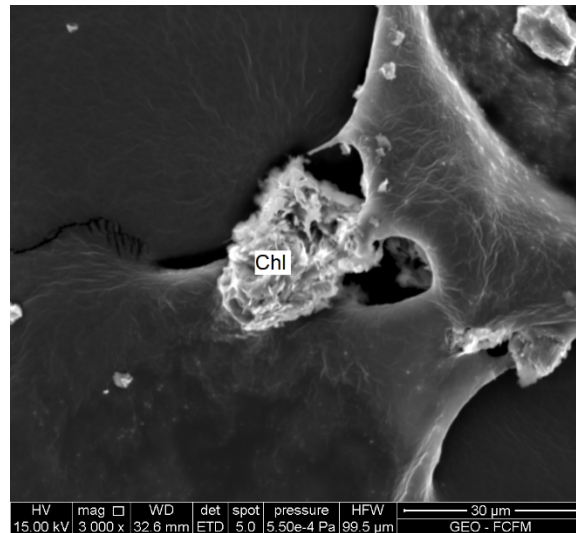


Figura 33. Microfotografía textural de un grano en la muestra CL-CP-11 que muestra un cristal de clorita.

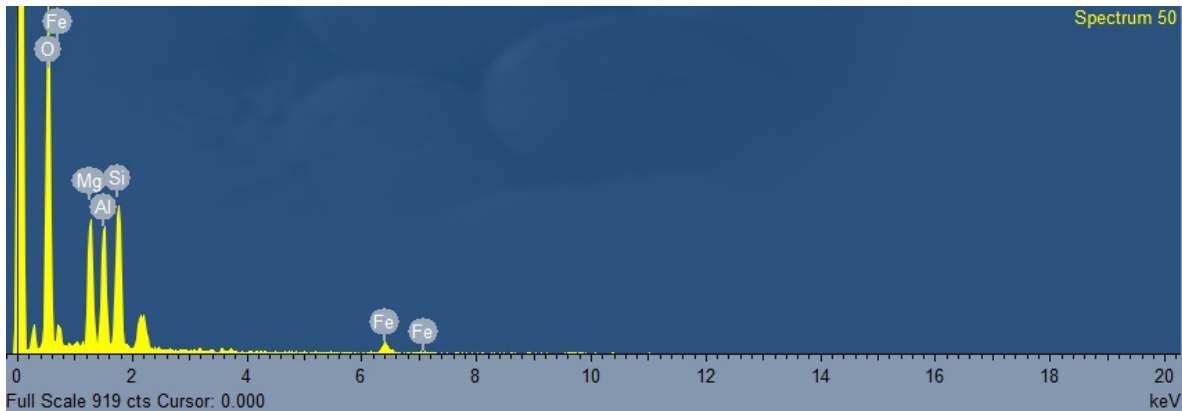


Figura 34. Diagrama de composición elemental del cristal de la figura 24.

Otro mineral del grupo de la arcilla que fue identificado correspondió a las esmectitas. La presencia de estas se determinó con DRX en el punto anterior, sin embargo, ya había sido observada antes alterando a las plagioclasas. Esto fue comprobado con el uso del SEM pues se encontró cristales de plagioclasas siendo alterados a esmectitas (Figura 35). El mineral primario se puede identificar por su hábito tabular con bloques euhedrales sobrecrecidos. No obstante, para estar seguros es necesario un análisis de composición de elementos mayores según Welton (2003). Por otro lado, la esmectita presentó una textura que aparece como corteza *webby* en los cristales de plagioclasa descrita por el mismo autor. Al igual que con este mineral, es necesario otro análisis para comprobar que sea esmectita y, en este

caso, corresponde a la DRX. Luego, si por DRX se tiene esmectita y se observa con la textura de corteza *webby* se puede afirmar que corresponde a ese mineral.

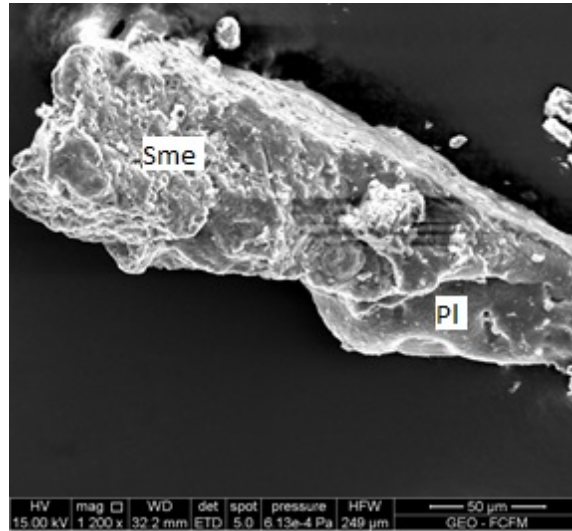


Figura 35. Microfotografía textural de un grano en la muestra CL-CP-8 que muestra un cristal de plagioclasa siendo alterado por esmectita.

Finalmente, fue posible encontrar la textura del interestratificado illita/esmectita. Este fue reconocido por la textura de filamento entre los poros entre granos de cuarzo (Figura 36). Por desgracia, su identificación tomando como base la textura no resulta del todo fácil debido a que es una mezcla de dos minerales. Además, los mismos diagramas de composición (Figura 37) no resultaron del todo concluyentes. Para poder identificarlo con claridad se debe hacer una suma de todo lo antes expuesto, es decir, DRX, textura y diagrama composicional. Que es lo que se hizo aquí.

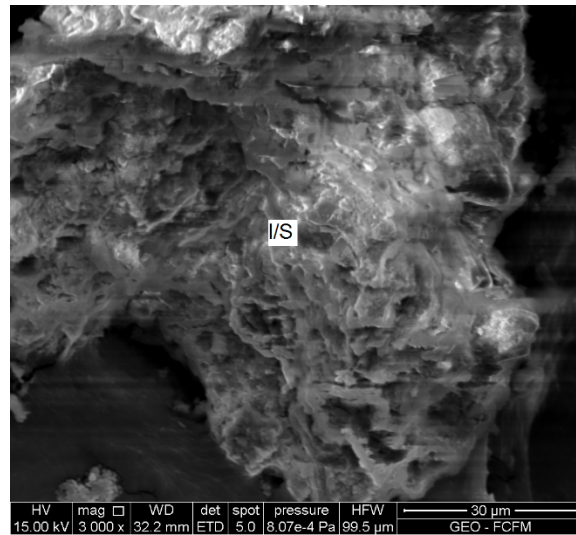


Figura 36. Microfotografía textural de un grano en la muestra CL-CP-05 que muestra un interestratificado I/S.

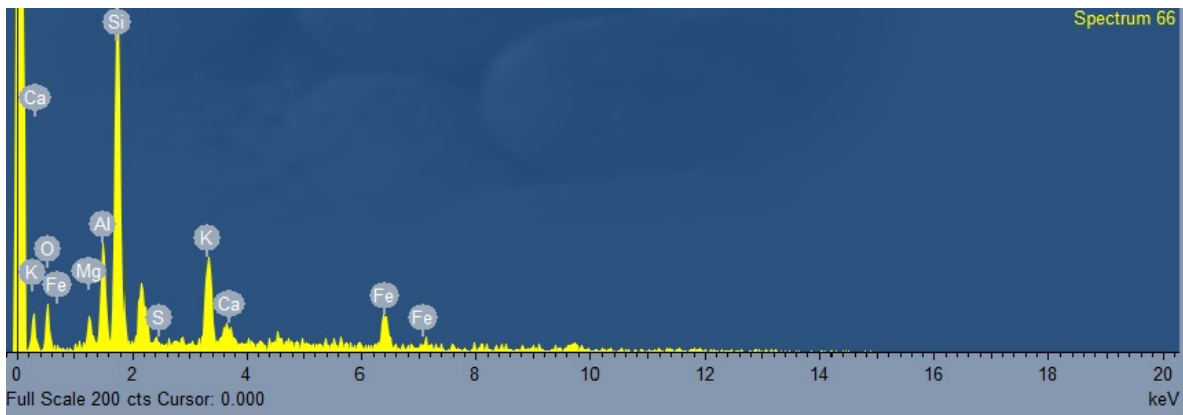


Figura 37. Diagrama de composición elemental del cristal de la figura 26.

5. Discusiones

Haciendo uso de la suma de resultados obtenidos con microscopio petrográfico, difracción de rayos-X y microscopía electrónica de barrido se pudo determinar la mineralogía del sondaje estudiado.

En un comienzo, solo con microscopio petrográfico, se determinó que la roca era una andesita basáltica y como minerales primarios presentaba feldespatos y un mineral ferromagnesiano que no se reconoció con claridad. Gracias a la DRX de roca total se encontró que este mineral correspondía a piroxeno, en particular diópsido. Luego, los minerales primarios eran feldespatos y piroxenos. Dentro del primer grupo, también gracias a DRX, se pudo determinar que había tanto feldespato potásico como plagioclasas de composición albítica sin mostrar tendencia alguna. Haciendo la diferencia entre masa fundamental y fenocristales, los feldespatos aparecían en ambos casos mientras que los piroxenos solo como fenocristales.

Ambos minerales presentaban distintos grados de alteración que se podían definir con dos paragénesis particulares. La primera, para los feldespatos, tenía esmectita –encontrada gracias a la DRX– y óxidos de hierro. Esta alteración se localizaba en los fenocristales mismos y se podía encontrar en distintos grados, siendo más intensa en superficie que a mayor profundidad. Con respecto a los minerales la esmectita se aparecía como una corteza sobre el feldespato, como se demostró en el SEM, mientras que los óxidos de hierro solían encontrarse entre las fracturas. Un caso muy similar ocurrió con los fenocristales de piroxenos, estos se encontraban alterados a clorita con óxidos de hierro entre las fracturas.

Además de los fenocristales se definieron dos zonas más con claras paragénesis marcadas. El primer caso, las amígdalas, estas se encontraban a lo largo del todo el sondaje sin tendencia alguna en especial. No estaban presentes en todos los cortes, pero cuando lo hacían podían llegar hasta el 20% del total de la roca con tamaños que podían alcanzar un 1cm de diámetro. Sus formas eran por lo general irregulares. Con respecto a la paragénesis se definieron dos distintas. En el tipo más simple y

común encontrado las amígdalas presentaban un borde con cuarzo mosaico, un borde de óxidos de hierro y en el centro calcita rómbica. También se podía dar el caso de que el borde tuviera cuarzo mosaico o una mezcla entre cuarzo y calcita, óxidos de hierro, clorita y heulandita en el centro. Este segundo tipo no era el más habitual, pero se encontró en reiteradas ocasiones, por lo general en las amígdalas de mayor tamaño.

El último dominio en el que se definieron dos paragénesis fue en las vetillas. Similar a lo que ocurrió con las amígdalas también se tuvo un caso más básico que otro. En el primero las vetillas presentaban cuarzo en el borde –podía ser mosaico, en peine o llameante– y calcita en el centro. En general, estas vetillas resultaron ser las de menor espesor y se encontraban a lo largo de todo el sondaje sin tendencia especial. Si la vetilla resultaba de un espesor mayor y se generaban espacios, el cuarzo podía tomar la textura en peine y si eran de bajo espesor sellada era mosaico o llameante. También podía darse una mezcla de estos, capas de llameante, mosaico, luego, en peine para terminar con calcita rómbica en el centro. El segundo caso tenía estos dos minerales pero se agregaron otros como: óxidos de hierro, clorita y heulandita. Estos seguían manteniéndose en el borde como el cuarzo y la calcita en el centro. Solían darse como bandas de minerales. El más abundante eran los óxidos de hierro, seguidos por la clorita. El caso con heulandita era más bien escaso.

Los minerales opacos encontrados que no eran óxidos de hierro, correspondían a hematita/ilmenita, pirita y calcopirita. En el caso del primero se encontró desde los 350 m de profundidad de forma casi continua. Mientras que en los otros dos comenzaron a aparecer de forma regular desde los 480 m.

En la Figura 38 se presenta un resumen con la mineralogía encontrada en el sondaje en relación a la profundidad.

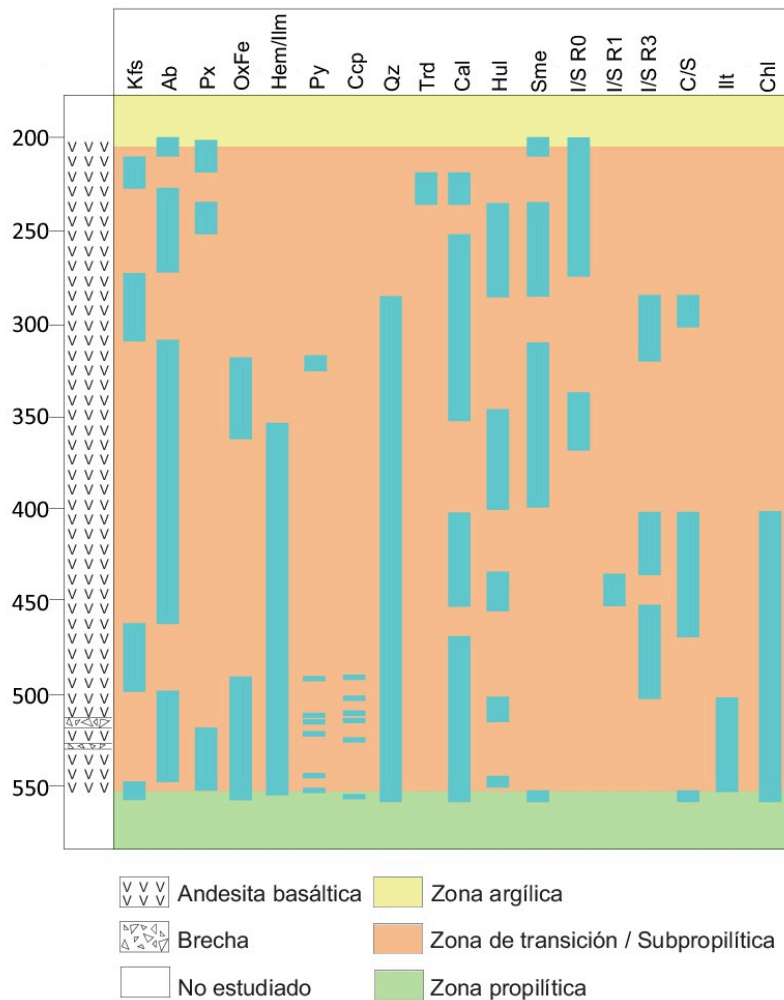


Figura 38. Resumen de la mineralogía encontrada versus la profundidad del sondaje. Ab: albita. Cal: calcita. Ccp: calcopirita. Chl: clorita. C/S: clorita/esmectita. Kfs: feldespato potásico. Hem/Ilm: hematita/ilmenita. Hul: heulandita. Ill: illita. I/S R0: illita/esmectita. OxFe: óxidos de hierro. Px: piroxeno. Py: pirita. Qz: cuarzo. Sme: esmectita. Trd: tridimita.

Según la clasificación de Corbett y Leach (1998) por los minerales presentes el sondaje se ubicaría dentro de lo que llamaron como zona subpropilítica. La ausencia de epidota evita que pase a la zona propilítica. Por la presencia de cuarzo y el tipo de zeolita, heulandita, el sondaje se encuentra a una profundidad epitermal con un pH más alcalino.

Usando la tabla de Sigurdsson *et al.* (2015) la muestra estudiada se encuentra dentro de la zona que denominó zona de transición. Como límite inferior se tiene la presencia del interestratificado I/S desde el comienzo del sondaje y como límite

superior la ausencia de epidota. Eso dejó un rango de temperatura entre 180 y 220°C. Por ese motivo en la Figura 38 se marcó todo el sondaje como la zona de transición o subpropilítica. Sin embargo, hacia el final de este se tiene una presencia exclusiva de illita y clorita que podrían indicar un paso gradual a la alteración propilítica por lo que destacó el fin del sondaje como el inicio de esta zona. Tanto la zona argílica y la propilítica, son asunciones por las variaciones minerales.

En particular, con respecto a las zeolitas, estas resultaron habituales en las vetillas y en las amígdalas lo que concuerda con Kristmannsdóttir y Tómasson (1976) “en rocas con alteración hidrotermal las zeolitas se encuentran principalmente como componente menor en vetillas y amígdalas” (p. 2). Por otro lado, estas zeolitas ocurridas en cavidades de los flujos de lavas se pueden formar tanto durante metamorfismos de enterramiento (Neuhoff *et al.*, 1999) como en basaltos continentales con alteración hidrotermal (Walker, 1960) o en zonas de diagénesis de alto flujo causado por sistemas geotermales (Weisenberger y Selbekk, 2008). En el caso de este estudio, se tiene el segundo tipo y se consideró que las zeolitas aparecieron como consecuencia de una alteración hidrotermal de las rocas volcánicas del sistema geotermal asociado (Triana *et al.*, 2012).

Es conocido que las zeolitas son minerales de alteración. Comúnmente, los componentes químicos necesarios para formarlas derivan de la descomposición de la plagioclasa y vidrio basáltico, con la excepción del H₂O que es provisto por el fluido hidrotermal (Weisenberger y Bucher, 2010). En particular, las zeolitas encontradas con DRX correspondieron a heulanditas ricas en Ca. Según Klein y Hurlbut (1996), esta aparece en cavidades de rocas ígneas básicas asociadas a otras zeolitas y con calcita, como es el caso de las muestras estudiadas. Esto es corroborado en Nesse (2004) el que expone que se da en rocas volcánicas alteradas de forma hidrotermal, tanto en vesículas, cavidades y vetillas dentro de basaltos, gabros, serpentinitas y rocas relacionadas. Aunque no se puede saber con detalle la composición de este mineral, según Passaglia y Sheppard (2001), la heulandita formada en amígdalas es, generalmente, más pobre en Si que la de otros ambientes. El tipo de zeolita que se

forma en una amígdala o vetilla tiene como factor importante la composición del fluido. Por otro lado, la temperatura tiene influencia en la variación química de dicha zeolita (Boles, 1977). Se ha estimado que la temperatura de formación de la heulandita en conjunto con la clinoptilolita es entre 100 y 120°C (Utada, 1980; Bird *et al.*, 1984; Browne *et al.*, 1989; Savage *et al.*, 1993; Zeng and Liou, 1982).

Con respecto a las arcillas se puede ver una leve predominancia de esmectitas en la parte más superficial, luego de interestratificados para terminar con illita y clorita. Esto es lo más esperable en la diagénesis. Sin embargo, lo esperable es un paso gradual de una a otra por el aumento de temperatura con la profundidad y el gradiente geotérmico constante (Meunier, 2005). Lo que no ocurre. En la Figura 38 es posible notar que especies que deberían ir seguidas coexisten. Por ejemplo, esmectitas con capas I/S o clorita con capas C/S. El caso más extremo es el presente en la muestra CL-CP-51 en el que habiendo clorita e illita vuelve a aparecer esmectita.

Dentro de lo mismo se realizó una estimación del porcentaje de illita en interestratificados I/S y clorita en C/S. Lo normal, en un proceso diagenético, sería encontrar un aumento gradual del porcentaje de illita en la roca. En otras palabras, a medida que aumenta la profundidad y con ella la temperatura debería aparecer mayor cantidad de illita y clorita por ser minerales del grupo de la arcilla de alta temperatura.

Esto se realizó siguiendo el cálculo de Morre y Reynolds (1997) y lo que se obtuvo no fue un aumento gradual de los distintos porcentajes (Figura 39). Aunque para la illita sí que existió un paso de menor a mayor porcentaje, este no fue gradual sino que presentó saltos bruscos. Asimismo, en la muestra más profunda (CL-CP-51) se decidió representar la esmectita con un punto con 0%. Lo mismo ocurre en el caso de la clorita. No hay aumento continuo, además, se tiene tanto interestratificado C/S como clorita, por lo que en una misma profundidad existe un punto de 100% de la clorita y otro con un porcentaje menor.

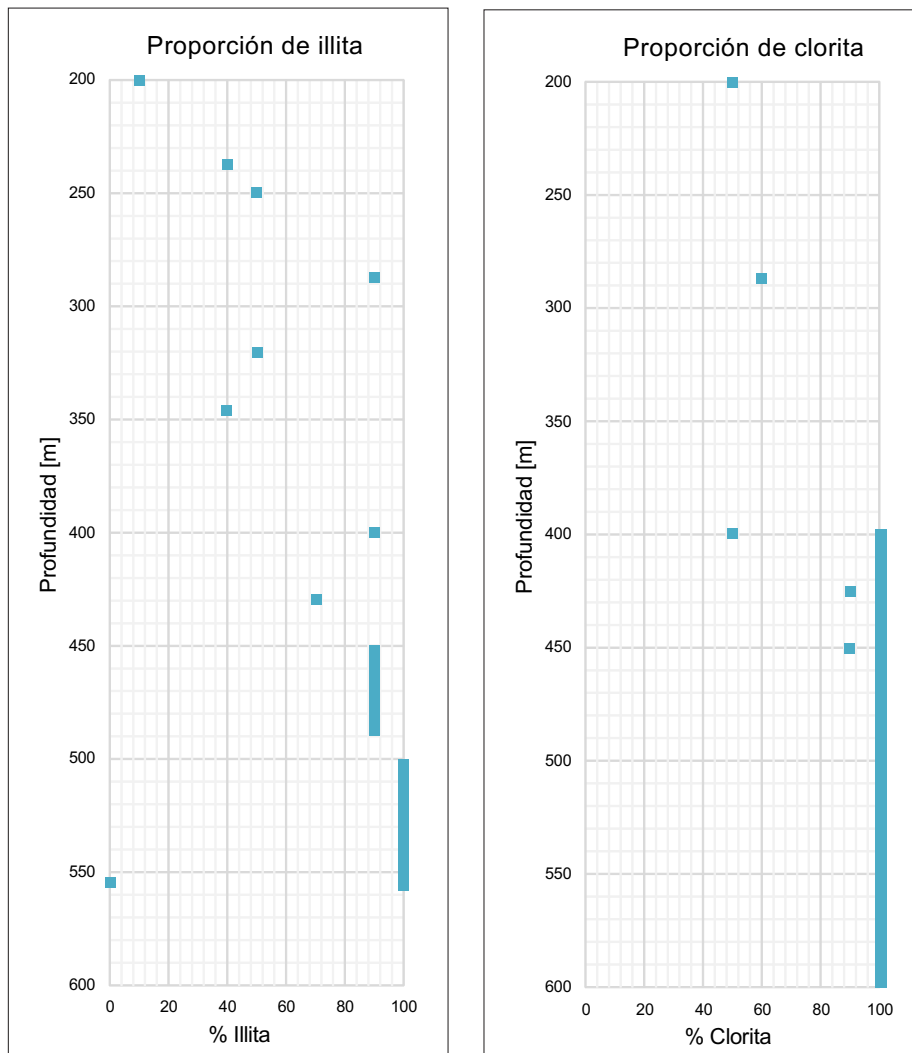


Figura 39. Porcentaje de illita y clorita versus la profundidad.

En Inoue y Utada (1991) se tiene que la corrensita (interestratificado C/S) ocurre entre los 100 y los 200°C y que el paso de esmecita a clorita es dependiente de la temperatura. De igual forma, se estima que en los sistemas geotermales activos este proceso ocurre entre los 150-200°C (Kristmannsóttir, 1979; Liou *et al.*, 1985; Robinson *et al.*, 2002). Mientras que la desaparición de la corrensita, para dar lugar por completo a la clorita, ocurre sobre los 240°C (McDowell y Elders, 1980; Keith y Bargar, 1988).

Una posible explicación para este comportamiento podría ser la superposición de eventos de alteración en la roca. Es decir, ocurre primero un set de vetillas que

generan un halo de alteración con esmectitas. Con el paso del tiempo se forman interestratificados, luego, lo hace la illita y clorita. Entonces ocurre otro proceso de fracturamiento que vuelve a generar otras vetillas y se repite el proceso de alteración. Esto podría llevar a que junto con minerales del grupo de la arcilla de alta temperatura (como la illita y clorita) ocurran otros de menor como las esmectitas. Que es lo que se tiene en la muestra CL-CP-51. También podría deberse a un enfriamiento del sistema. En otras palabras, en un comienzo se tuvo la temperatura de formación de minerales como illita y clorita a una profundidad determinada, pero luego los minerales que se formaron a la misma profundidad correspondieron a esmectitas. Para esto se tendría que verificar si la esmectita de la muestra es posterior a las cloritas.

Con respecto a las texturas en el cuarzo Dong *et al.* (1995) concluyó que es sumamente difícil la interpretación de estas. Debido a que se requiere tener un conocimiento profundo de la solubilidad de los minerales de la sílice, procesos cinéticos como polimeración, coagulación, nucleación, cristalización, disolución y recristalización. Lamentablemente, ese conocimiento no se tiene al menos al nivel necesario como para entender la formación de cuarzo en ambientes hidrotermales. Sin embargo, gracias al trabajo de varios autores previos es posible tener una explicación que sirva como guía. Teniendo en cuenta que debe ser complementada con más estudios.

Las texturas encontradas en el cuarzo se pueden dividir en dos tipos definidos por Dong *et al.* (1995). El primero, las de crecimiento primario, son las que representan las morfologías formadas durante el crecimiento del cristal o el depósito de sílice amorfa. Entre ellas se encuentran la crustiforme, coliforme, en peine y zonal. El otro grupo, las texturas de recristalización, son las que resultan por recristalización de calcedonia o cristalización, y subsecuente recristalización, de sílice amorfa a cuarzo. Como la mosaico y la llameante. Apoyando esto en Rubinstein y Gargiulo (2005) se expone que la existencia de texturas de recristalización permite suponer la presencia de calcedonia previa.

Sobre las texturas primarias, Buchanan (1981) consideró que cualquier proceso que genere un cambio en la composición del fluido (como enfriamiento, *mixing* de dos fluidos, reacciones roca caja y fluido, y *boiling*) puede generar una textura crustiforme simple. No obstante, para tener una más compleja con numerosas bandas con variación de minerales o de textura en ellas se requiere un mecanismo algo más complejo. Las gotas en la presión de confinamiento permiten que el fluido hierva lo que lleva a la pérdida de gases, enfriamiento, aumento de pH y precipitación de minerales (ganga y mena). A medida que estos minerales se depositan las superficies de las vetas cercanas a la superficie comienzan a llenarse con ellos formando una capa sello. Una vez sellado el sistema la presión aumenta y el *boiling* en profundidad se detiene. De forma posterior, se tiene un rompimiento hidrofracturado que rompe la capa sello permitiendo un segundo y posterior episodio de *boiling* y mineralización que vuelve a sellar el sistema. Si este proceso se repite se irán generando las distintas capas, como las que se observaron en la textura crustiforme de las muestras (Figura 17A). Esta textura se presentó en los cortes que estaban a mayor profundidad partiendo a 520 m (CL-CP-35 y 37) y a 550 m (CL-CP-49 y 50). En ambos casos se logró observar distintas capas de cuarzo con variación de textura (no se encontró variación mineral), pero sí un cambio en el tamaño de grano entre capa y capa. Sin embargo, no solían encontrarse composiciones complejas sino que de una o dos bandas lo que da cuenta de pocos procesos de sellamiento salvo por el de la figura mencionada en la que se tienen varias bandas con distinta granulometría. Esto es un indicador de la existencia de una serie de sellamientos y posteriores rompimientos.

En relación a la textura coliforme se tienen dos procesos que pueden generarla. El primero, descrito en Rogers (1971) y Adams (1920), consiste en la precipitación de sílice gel en un espacio libre de forma que este es controlado por la tensión superficial –fuerza intermolecular en la superficie– lo que lleva a remodelar las superficies no esféricas a esféricas con un mínimo de energía libre (Adamson, 1976). El segundo proceso consiste en la segregación de impurezas por la cristalización de sílice gel (Adam, 1920; Keith and Padden, 1963, 1964; Oehler, 1976). Este

mecanismo necesita de una tasa muy baja de difusión de impurezas en comparación con la tasa de crecimiento del cristal. Para que la textura sea coliforme esta nucleación debe generarse en las paredes de una veta o vetilla. En el corte (CL-CP-49) en que se observó la textura coliforme no se encontró sola sino que en combinación con la crustiforme generando unas pequeñas curvaturas a lo largo de estas. Debido a que en los cortes se tienen varios minerales opacos y no una textura coliforme tan desarrollada es posible que la generación de esta se deba al segundo proceso mencionado tomando como base impurezas en el cuarzo. En Demoustier *et al.* (1998) se menciona que la textura coliforme parte con calcedonia fibrosa que se organiza en agregados generando así superficies externas redondas, que es lo que se podría tener en este caso.

Con respecto a la textura en peine (*comb*) Grigor'ev (1961) expone que la competición por el espacio de los cristales adyacentes debe ocurrir completamente. Lo que termina con el desarrollo solo de los cristales en los que la dirección de máximo crecimiento es perpendicular a la superficie. Esto requiere que las condiciones se mantengan estables en un espacio abierto en que el cristal crece (Dong *et al.*, 1995). Esta textura es clara en la Figura 17B y C, en los cortes CL-CP-50 y CL-CP-45, respectivamente. También ocurre acompañada de grandes espacios abiertos en las vetillas sugiriendo un periodo en su mayoría estable para la formación de estos cristales. En el caso estudiado la competición solo fue entre cristales de cuarzo no con algún otro mineral. En mayor o menor medida fue de las texturas más encontradas cambiando el tamaño del cristal que se lograba formar. Obteniéndose los mayores en los cortes ya mencionados. Sin embargo, resultó habitual encontrarla mezclada con textura mosaico y llameante dándose primero una de estas dos en el borde de la vetilla y en la zona interior la textura en peine.

Al igual que ocurre con la textura en peine la textura zonal también requiere un cambio muy bajo de las condiciones durante el crecimiento del cristal. Debido a que esta textura está confinada a los cristales de cuarzo que crecen directamente en contacto con el fluido hidrotermal (Fourier, 1985). Esta textura fue encontrada, de

forma principal, en los cristales de mayor tamaño junto con la textura mosaico (CL-CP-36, 37 y 51), que se mencionará más adelante, y la textura en peine (CL-CP-31). En todos los casos la profundidad superaba los 510 m.

Pasando a las texturas de recristalización en Demoustier *et al.* (1998) se menciona que la textura llameante es la recristalización de la textura coliforme. Los componentes iniciales son agregados fibrosos de calcedonia con una superficie externa redondeada. Luego, se produce la cristalización de la calcedonia alrededor de los cristales de cuarzo euhédricos y límpidos en los que se mantienen los ejes de extinción de los previos cristales de calcedonia otorgando esa extinción ondulante. Esta textura resultó ser de las más comunes y apareció en la zona más superficial (300 m). No obstante, también fue encontrada en profundidades superiores a los 500 m pero esta vez junto con cristales con textura en peine y con la textura en mosaico (CL-CP-24, 500 m de profundidad).

La textura mosaico es propuesta en Lovering (1972) como el producto de la recristalización de calcedonia masiva o sílice amorfa. Harker (1950) y Augustithis (1985) encontraron la misma textura en mármol de calcita. Es posible que cada grano haya recristalizado localmente siguiendo la forma del grano original formando bordes altamente irregulares e interpenetrativos. Fourier (1995) y Saunders (1994) reportaron que esta textura indica una recristalización a temperaturas sobre los 180°C. Temperatura que se aproxima al límite superior de estabilidad de la calcedonia. Esta textura resultó ser la más abundante de todas las encontradas: se observó desde los 433 m (CL-CP-14) hasta el último corte a los 550 m (CL-CP-51). Es así que se puede afirmar que en todo este rango de profundidad se tiene una temperatura superior a los 180°C. En otras palabras, siendo a los 433 m de profundidad donde aparece por primera vez se puede suponer una temperatura de recristalización mínima de 180°C. Esto concuerda con la mineralogía en la que, por la presencia de clorita pero ausencia de epidota, la temperatura máxima se estimó entre 180 y 200°C.

Con respecto a la calcita, la textura habitual era la rómbica formando grandes cristales, por lo general, en la zona interior de las vetillas en casi todos los cortes. Aunque también fue posible encontrarla en amígdalas en los menos profundos (CL-CP-10 y 15, a 330 y 345 m, respectivamente).

Volviendo a la zona de alteración presente en el sondaje, zona de transición o subpropilítica, se puede estimar que corresponde en su totalidad al *clay cap* del sistema geotermal. A grandes rasgos este suele ser definido por los minerales: interestratificados (I/S y C/S), illita, clorita, calcita, cuarzo y piritita (Sigurdsson *et al.*, 2015). Todos estos encontrados en cantidades considerables en las muestras. Es así que se puede estimar que el *clay cap* del sistema de Cerro Pabellón tiene un espesor mínimo de 345 m. Hay que tener en cuenta que este valor en ningún momento se supone constante, sino que se asume que es el espesor en este punto específico del *clay cap*.

A diferencia de los típicos sistemas neozelandeses que suelen presentar un *clay cap* horizontal. Los sistemas geotermales andinos no se corresponden de igual manera. Esto debido a que están controlados fuertemente por las estructuras. En el caso de Cerro Pabellón se tiene un fuerte dominio estructural por parte del graben y se estima que es por medio de las fallas que se generan por este que es por donde asciende el fluido, debido a que la mayor parte de los minerales de alteración se encuentran en las vetillas y al gran número presentes. En otras palabras, la alteración en el sistema geotermal es controlada por la permeabilidad secundaria de la roca. Esto debería tener como consecuencia que su *clay cap*, en particular la forma de este, también se encuentre controlada por él. Lo que lleva a considerar que su disposición no es de una capa horizontal homogénea sino que una que sigue las estructuras bajo la superficie.

Todo lo mencionado puede llevar a imaginar que es este mismo *clay cap* con sus particularidades como el gran espesor y su dependencia de la permeabilidad secundaria el responsable de que el sistema sea ciego. Sería útil tener una mejor

imagen tridimensional del *clay cap* para poder estar seguros. Sin embargo, no se puede descartar la relación entre los factores.

Con los datos de temperatura entregados en el EIA (Gutiérrez, 2012) fue posible calcular los valores de los gradientes geotermales en profundidad (Tabla 5). Es fácil ver que son valores que superan por mucho lo normal en otros sistemas. Sin embargo, esos valores suelen ser presentados para sistemas geotermales definidos bajo condiciones diferentes a las de Cerro Pabellón. Como se mencionó con anterioridad, los sistemas andinos se encuentran fuertemente dominados por las estructuras y pueden ser por esto que los gradientes geotermales muestren valores tan elevados.

Tabla 5. Gradientes geotermales con los datos de temperatura de la EIA (Gutiérrez, 2012).

Pozo	Prof. (m)	T (°C)	Corrección Harrison et al. 1983	T post correc. (°C)	T superf. + 3°C	Gradiente (°C/km)
CP-1	762	240	-4	236	13	293
CP-2	1500	230	6	236	13	148
CP-2	1950	240	10	250	13	122
CP-3	1034	170	0	170	13	152
CP-4	1775	212	8	220	13	117

Dentro de lo mismo se puede suponer que estos valores que presentan una gran variación (de más de 100°C en los casos extremos) también puede deberse a la condición fuertemente dominada por estructuras de los sistemas andinos. Luego, no se puede generalizar el gradiente geotermal y la *clay cap* con valores únicos sino que son valores que cambian según donde se estén midiendo, regidos así por las fallas

que existan. De ahí la importancia de un correcto estudio de estas que permitan una mayor descripción y comprensión del sistema tomándolas como base.

6. Conclusiones

La roca corresponde a una andesita basáltica. La mineralogía no arcillosa encontrada en el sondaje corresponde a feldespatos potásicos, plagioclasa, piroxeno, óxidos de hierro, hematita/ilmenita, pirita, calcopirita, calcita, cuarzo y heulandita. Con respecto a los minerales del grupo de la arcilla se encontró esmectitas, interstratificados I/S (tanto R0, R1 y R3), interstratificados C/S, illita y clorita.

Estos minerales fueron encontrados en tres dominios paragenéticos. El primero, los fenocristales, se caracterizó por presentar alteración de los minerales primarios, intenso fracturamiento y la presencia de óxidos de hierro por las fracturas del fenocristal. Las asociaciones eran esmectita+óxido de hierro y clorita+óxido de hierro. El primer caso como mineral primario se tuvo plagioclasas y en el segundo piroxenos. El segundo dominio paragenético correspondió a las amígdalas. En estas las asociaciones presentes eran calcita+cuarzo±óxidos de hierro y calcita+cuarzo+clorita±heulandita±óxido de hierro. En ambos casos la distribución de los minerales era similar. El cuarzo, clorita y óxido de hierro en los bordes, mientras que la calcita y/o heulandita en el centro. También se dio que la calcita se encontraba en el borde con el cuarzo, pero no era lo más común. El último dominio paragenético definido fue en las vetillas. En estas las asociaciones minerales eran calcita+cuarzo y calcita+cuarzo+óxidos de hierro+clorita±heulandita. El ordenamiento seguía la misma lógica que en las amígdalas. Bandas de cuarzo, clorita, heulandita y óxidos de hierro en los bordes con la calcita en el centro. El orden de las bandas de minerales podía variar. Si la vetilla era abierta se tenía cuarzo con textura en peine en el borde, si no era así este presentaba textura llameante o mosaico. La textura de la calcita siempre era rómbica.

Con respecto a los minerales arcillosos estos no se suceden por medio de un cambio gradual, es decir, de esmectita a interstratificados a illita y clorita. Por el contrario, sino que coexisten especies de distintas temperaturas como en el caso de la muestra CL-CP-51 en la que esmectita, clorita e illita se encuentran juntas. Esto puede ser explicado por una serie de pulsos de fracturamiento, alteración y

sellamiento (Meunier, 2015), como por un posible enfriamiento del sistema. No obstante, para que se de el último caso se requiere verificar que la esmectita es posterior a la illita y clorita, además de tener más información ya que eso no sería concluyente por sí solo.

Tomando como base todo lo anterior se puede considerar que el sondaje se encuentra en la zona de transición (Sigurdsson *et al.*, 2015) equivalente a una zona subpropilítica (Corbett y Leach, 1998). Esto da un rango de temperatura de 180 a 200°C y un pH más bien alcalino. Además, siguiendo la mineralogía esperada en un *clay cap* se estableció que toda la muestra estudiada pertenece a esta capa, es decir, se estimó que tiene un espesor de 345 m. Sin embargo, debido al fuerte control estructural de la zona no es posible suponer que el *clay cap* sea homogéneo. Por lo tanto el espesor de 345 m corresponde solo para el punto en particular del sondaje.

Finalmente, aunque se puede sospechar una relación entre las particularidades de este *clay cap* –gran espesor y regulado por fallas– y el hecho de que el sistema geotermal de Cerro Pabellón sea un sistema ciego no se puede asegurar. Resultaría de mucha utilidad realizar estudios en otros puntos y estudios geofísicos con la intención de armar una imagen tridimensional del *clay cap*. Asimismo se recomienda hacer un análisis de la composición actual del fluido para hacer un proceso inverso y determinar, por medio de *softwares* como PHREEQC, la mineralogía de equilibrio.

7. Bibliografía

- Adams, S.** (1920). A microscopy study of vein quartz. *Economic Geology*. Vol. 15: 623-664.
- Adamson, W.** (1976). *Physical chemistry of surfaces* (3rd ed.). New York. John Wiley and Sons., 698 p.
- Augustithis, Y.** (1985). Atlas of the textural patterns of metamorphosed (transformed and deformed) rocks and their genetic significance. Ahtens, Greece: Theophrastus Publications., 401 p.
- Belmonte, A.** (2002). Sismicidad Cortical y Reología de la Corteza Terrestre entorno al Salar de Atacama, Norte de Chile (Tesis doctoral). Universidad de Libre de Berlín, Alemania.
- Bird, D. Schiffman, P. Elders, W. Williams, A. McDowell, S.** (1984). Calc-silicate mineralization in active geothermal systems. *Economic Geology*. Vol. 79: 671-693.
- Bodnar, R. Retnolds, T. Kuehn, C.** (1985). Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. *Reviews in Economic Geology*. Vol. 2: 73-97.
- Boles, J.** (1977). Zeolites in low-grade metamorphic grades. In *Mineralogy and Geology of Natural Zeolites*, Mumpton (ed.), Mineral. Soc. Amer., *Reviews in Mineralogy*. Vol. 4: 103-135.
- Boyle, R.** (1979). The geochemistry of gold and its deposits. *Canada Geological Survey Bulletin*. Vol. 280: 584.
- Browne, P.** (1970). Hydrothermal Alteration as an Aid in Investigating Geothermal Fields. U. N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources. Vol. 2. Part 1.
- Browne, P.** (1978). Hydrothermal Alteration in Active Geothermal Fields. *Ann. Rev. Earth Planet*. Vol. 6: 229-50.

- Browne, P. Courtney, S. Wood, C.** (1989). Formation rates of calc-silicate minerals deposited inside drill hole casing, Ngatamariki geothermal field, New Zealand. *American Mineral*. Vol. 74: 759-763.
- Buchanan, L.** (1981). Precious Metals Deposits Associated with Volcanic Environments in the Southwest. *Arizona Geological Society Digest*. Vol. 14: 237-262.
- Camprubí, A. Albinson, T.** (2007). Epithermal deposits in Mexico – update of current knowledge, and an empirical reclassification. *Geological Society of America Special Paper*. Vol. 422: 377-415.
- Charrier, R. Farías, M. Maksae, V.** (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en Los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* Vol. 65: 5-35.
- Corbett, G. Leach, T.** (1998). Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization. *Society of Economic Geologist special pub*. Vol. 6: 237.
- Cox, M. Browne, P.** (1998). Hydrothermal alteration mineralogy as an indicator of hydrology at the Ngawha Geothermal Field, New Zealand. *Geothermics*. Vol. 27: 259-270.
- Demoustier, A. Castroviejo, R. Charlet, J.** (1998). Clasificación textural del cuarzo epitermal (Au-Ag) de relleno filoniano del área volcánica de Cabo de Gata, Almería. *Boletín Geológico y Minero*. Vol. 109-5: 449-468.
- Dong, G. Morrison, G. Jaireth, S.** (1995). Quartz textures in epithermal veins, Queensland – Classification, origin and implications. *Economic Geology*. Vol. 90: 1841-1856.
- Fenner, C.** (1934). *Trans. Am. Geophys. Union*, 15th Meet., Washington, Pt. 1.

- Fournier, R.** (1985). The behavior of silica in hydrothermal solutions. *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, Reviews in Economic Geology*. Vol. 2: 45-59.
- Grigor'ev, D.** (1961). *Ontogeny of minerals*. Jerusalem. Israel Program for Scientific Traslations Ltd., 250 p.
- Gutiérrez, C.** (2012). *Evaluación de Impacto Ambiental. Proyecto: Central Geotérmica Cerro Pabellón*. Servicio Evaluación Ambiental, II Región de Antofagasta.
- Harker, A.** (1950). *Metamorphism: A study of the transformations of rock-masses*. London, England: Methuen and Co., 362 p.
- Hayashi, M.** (1973). Hydrothermal alteration in the Otake geothermal area, Kyushu. *J. Japan Geotherm. Energy Assoc.* Vol. 10: 9-46.
- Henley, R. Ellis, A.** (1983). Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth Science Reviews*. Vol. 19: 1-50.
- Henley, R. Hughes, G.** (2000). Underground fumaroles: "Excess heat" effects in vein formation. *Economic Geology*. Vol. 95: 453-466.
- Hillier, S.** (2003). Quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by X-ray powder diffraction (XRPD). *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* Vol. 34: 213-251.
- Inoue, A. Utada, M.** (1991). Smectite-to-chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, northern Honshu, Japan. *American Mineralogy*. Vol.
- Keith, H. Padden, E.** (1963). A phenomenological theory of spherulitic crystallization. *Journal of Applied Physics*. Vol. 34: 2409-2421.

- Keith, H. Padden, E.** (1964). Spherulitic crystallization from melt. II. Influence of fractionation and impurity segregation on the kinetics of crystallization. *Journal of Applied Physics*. Vol. 35: 1270-1285.
- Keith, T. Bargar, I.** (1988). Petrology and hydrothermal mineralogy of U. S. Geological Survey Newberry 2 drill core from Newberry caldera, Oregon. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 93: 10174-10190.
- Klein, C. Hurlbut, C.** (1996). *Manual de Mineralogía* (4ta ed.). Barcelona, España: Editorial Reverté S.A.
- Kralj, P.** (2016). Hydrothermal alteration of chlorite to randomly interstratified corrensite-chlorite: Geological evidence from the Oligocene Smrekovec Volcanic Complex, Slovenia. *Applied Clay Science*. Vol. 134: 235-245.
- Kristmannsdóttir, H.** (1979). Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100-300°C. In: Mortland, M., Farmer, V. (Eds.), *Developments in Sedimentology*. Elsevier: 359-367.
- Kristmannsdóttir, H. Tómasson, J.** (1976). Zeolites zones in geothermal areas in Iceland. *Zeolite Meet. Tucson*.
- Liou, J. Seki, Y. Gillmette, R. Sakai, H.** (1985). Compositions and parageneses of secondary minerals in the Onikobe geothermal system, Japan. *Chemical Geology*. Vol. 49:1-20.
- Lovering, T.** (1972). Jasperoid in the United States – its characteristics, origin, and economic significance. *U. S. Geological Survey Professional Paper*. Vol. 710: 164.
- Marsh, S. Richter, D. Ludington, S. Soria, E. Escobar, A.** (1992). Geological map of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia. U.S. Department of the Interior – U.S. Geological Survey, *Bulletin 1972, Plate 1*.

- Mauriohooho, K. Barker, S. Rae, A. Simpson, M.** (2014). Hydrothermal alteration of the Tauhara Geothermal Field, an active hydrothermal system. AusIMM New Zealand Branch Annual Conference.
- McDowell, D. Elders, W.** (1980). Auriferous layer silicate minerals in borehole Elmore #1, Salton Sea geothermal field, California, U.S.A. *American Mineralogist*. Vol. 68: 1146-1159.
- Mercado, J. Ahumada, S. Aguilera, F. Medina, E. Renzulli, A. Piscaglia, F.** (2009). Geological and Structural Evolution of Apacheta-Aguilicho Volcanic Complex (AAVC), Northern Chile. XII Congreso Geológico Chileno.
- Meunier, A.** (2005). *Clays*. Berlin, Germany: Springer.
- Meyer, C. Hemley, J.** (1967). *Wall Rock Alteration. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Hubert L. Barnes (1st ed.). Rinehart and Winston Inc. Publication, 166-235 p.
- Moncada, D. Mutchler, S. Nieto, A. Reynolds, T. Rimstidt, J. Bodnar, R.** (2012). Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag-Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. 114: 20-35.
- Moore, D. Reynolds, R.** (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. New York, United States: Oxford University Press.
- Nesse, W.** (2004). *Introduction to Optical Mineralogy* (3rd ed.). New York, United States: Oxford University Press.
- Neuhoff, P. Fridriksson, T. Arnórsson, S. Bird, D.** (1999). Porosity changes and mineral paragenesis during low-grade metamorphism at Teigarhorn, eastern Iceland. *American Journal of Science*. Vol. 299: 467-501.
- Oehler, J.** (1976). Hydrothermal crystallization of silica gel. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 87: 1146-1152.

- Passaglia, E. Sheppard, R.** (2001). Crystal chemistry of zeolites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. 45: 69-116.
- Pirajno, F.** (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Science, Business Media B. V.
- Ramayo, L.** (2001). Texturas de los minerales del grupo de la sílice de la manifestación epitelmal El Rifle-Hato Viejo, Región de Moa: Clasificación, descripción e implicaciones genéticas. *Revista Minería y Geología*. Vol. 16.
- Ramirez, C. Huete, C.** (1980). Carta geológica de Chile. Hoja de Ollagüe. Instituto de investigaciones geológicas. No. 40. Santiago, Chile: S.N.G.M.
- Reed, M.** (1997). Hydrothermal Alteration and Its Relationship to Ore Fluid Composition. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Hubert L. Barnes, tercera edición. John Wiley and Sons Inc. Publication, 303-366 p.
- Renzulli, A. Menna, M. Tibaldi, A. Flude, S.** (2006). New data of surface geology, petrology and Ar-Argonochronology of the Altiplano-Puna volcanic complex (northern Chile) in the framework of future geothermal exploration. Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile. Agosto, 2006.
- Riller, U. Oncken, O.** (2003). The growth of the Central Andean Plateau by tectonic segmentation is controlled by the gradient in crustal shortening. *J. Geol.* Vol. 111: 367-384.
- Rivera, G. Morata, D. Ramírez, C.** (2015). Evolución Vulcanológica y Tectónica del Área del Cordón Volcánico Cerro del Azufre-Cerro de Inacaliri y su Relación con el Sistema Geotérmico de Pampa Apacheta, II Región de Antofagasta, Chile. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena.
- Robinson, D. Schmidt, S. Santana de Zamora, A.** (2002). Reaction pathways and reaction progress for the smectite-to-corrensite transformation: evidence from hydrothermally altered metabasites. *Journal Metamorphic Geology*. Vol. 20: 167-174.

- Rogers, A.** (1917). A review of the amorphous minerals. *Journal of Geology*. Vol. 25: 515-541.
- Rose, A. Burt, D.** (1979). Hydrothermal Alteration. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Hubert L. Barnes. Segunda Edición, 153-170 p.
- Rubinstein, N. Gargiulo, M.** (2005). Análisis textural de cuarzo hidrotermal del depósito El Pantanito, provincia de Mendoza: Nuevos aportes sobre su génesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. 60: 93-103.
- Sander, M. Black, J.** (1988). Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems; implications for fluid inclusion studies. *Economic Geology*. Vol. 83: 1052-1060.
- Saunders, J.** (1994). Silica and gold textures in bonanza ores of the Sleeper deposit Humboldt County, Nevada: Evidence for colloids and implications for Understanding Low-Sulfidation Epithermal Environments. *Economic Geology*. Vol. 89: 628-638.
- Savage, D. Cave, M. Haigh, D. Milodowski, A. Young, M.** (1993). The reaction kinetics of laumontite under hydrothermal conditions. *Eur. J. Mineral*. Vol. 5: 523-535.
- Schieferdecker, A.** (1959). *Geological nomenclature: The Hague*. Royal Geological and Mining Society of Netherlands, 512 p.
- Schiffman, P. Fridleifsson, G.** (1991). The smectite to chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *Journal Metamorphic Geol*. Vol. 9: 679-696.
- Sigurdsson, H. Houghton, B. McNutt, S. Rymer, H. Stix, J.** (2015). *The Encyclopedia of Volcanoes*. United States, Academic Press.
- Sigvaldason, G.** (1963). Epidote and related minerals in two geothermal drill holes, Reykjavik and Hveragerdi, Iceland. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap*. Vol. 450: 77-9.

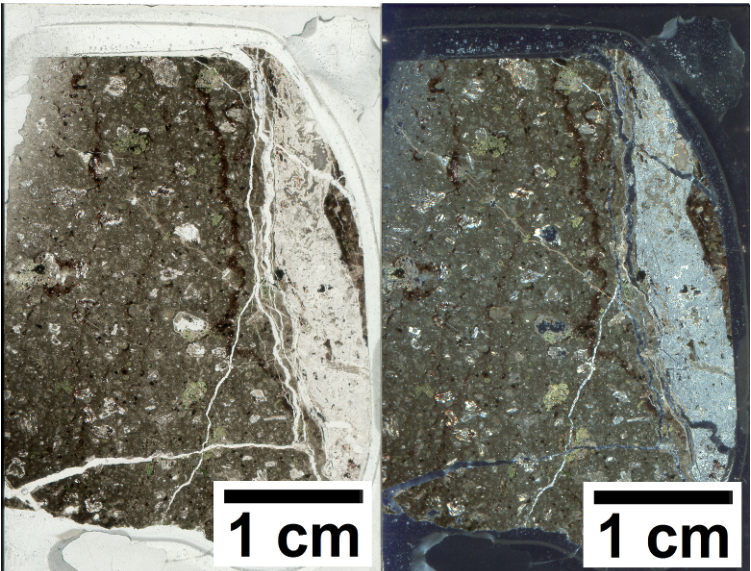
- Simmons, S. Browne, P.** (2000). Hydrothermal Mineral and Precious Metals in the Broadlands-Ohaaki Geothermal System: Implications for Understanding Low-Sulfidation Epithermal Environments. *Economic Geology*. Vol. 95: 971-999.
- Simmons, S. Christenson, B.** (1994). Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science*. Vol. 294: 361-400.
- Tibaldi, A. Corazzato, C. Roviola, A.** (2009). Miocene-Quaternary structural evolution of the Uyuni-Atacama region, Andes of Chile and Bolivia. *Tectonophysics*. Vol. 471: 114-135.
- Titley, S.** (1992). Characteristics of Porphyry Copper Occurrence in the American Southwest. *Mineral Deposit Modelling: Geological Association of Canada, Special Paper 40*: 433-464.
- Triana, J. Herrera, J. Ríos, C. Castellanos, O. Henao, J. Williams, C. Roberts, C.** Natural zeolites filling amygdaloids and veins in basalts from the British Tertiary Igneous Province on the Isle of Skye, Scotland. *Earth Sciences Research Journal*. Vol. 16: 41-53.
- Utada, M.** (1980). Hydrothermal alteration related to igneous acidity in Cretaceous and Neogene formations of Japan. *Mining Geol Jpn Issue*. Vol. 12: 79-92.
- Urzua, L.** (2014). Apacheta, a New Geothermal Prospect in Northern Chile. *Empresa Nacional del Petróleo (ENAP)*, Santiago, Chile.
- Urzua, L. Powell, T. Cumming, W. Dobson, P.** (2002). Apacheta, a New Geothermal Prospect in Northern Chile. *Geoth. Res. Coun. Tran.* Vol. 26: 6-65.
- Vázquez, M. Nieto, F. Morata, D. Droguett, B. Carillo-Rosua, F. Morales, S.** (2014). Evolution of clay mineral assemblages in the Tinguiririca geothermal field, Andean Cordillera of central Chile: and XRD and HRTEM-AEM study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 282: 43-59.

- Walker, G.** (1960). Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of Eastern Iceland. *Journal of Geology*. Vol. 68: 515-528.
- Weisenberger, T. Bucher, K.** (2010). Zeolites in fissures of granites and gneisses of the Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 28: 825-847.
- Weisenberger, T. Selbekk, R.** (2008). Multi-stage zeolite facies mineralization in the Hvalfjörður area, Iceland. *Int. J. Earth Sci (Geol. Rundsch)*. Vol. 98: 985-999.
- Welton, J.** (2003). *SEM Petrology Atlas*. Oklahoma, U.S.A: The American Association of Petroleum Geologist.
- Whitney, D. Evans, B.** (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. Vol. 95: 185-187.
- Zeng, Y. Liou, J.** (1982). Experimental investigation of yugawaralite-wairakite equilibrium. *American Mineral*. Vol. 67: 937-943.

Anexo A

Descripciones petrográficas

Tabla 6. Descripción corte CL-CP-06

Corte		CL-CP-06
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		312.87-313.00m
Masa fundamental	No es posible distinguir los minerales primarios de la masa fundamental, debido a que esta se encuentra altamente alterada a Arc y con alta presencia de OxFe.	
Fenocristales	<p>Primarios: los únicos distinguibles son las Pl, que se encuentran alteradas a Arc y con OxFe entre las fracturas. En general, se observan grandes cúmulos (>1mm) y son estas las que se distinguen mejor.</p> <p>Alteración: se tiene principalmente Arc que altera las Pl, OxFe, por lo general entre las fracturas de los fenocristales, Chl alterando a minerales grandes y anhedrales, altamente fracturados (es posible que Px) con Arc y OxFe. Qz con la misma textura que en V2, se mete entre las fracturas de minerales más grandes. Además de Py y Mag en cristales diseminados.</p>	
Amígdalas	Se observa una rellena con Cal y Arc, de forma subredondeada de 2mm de diámetro. Sin embargo, está conectada a V1, por lo que se presume se formó a partir de esta.	
Vetillas	<p>V1: rellena con Qz con textura llameante.</p> <p>V2: rellena con Qz, corta a V1, parece un solo cristal con textura llameante.</p>	

	<p>V3: rellena con Qz, Chl, Arc, Cal. Vetilla abierta con un espesor mínimo de 2 mm, continua y recta. Presenta bandas externas de Qz, Chl con Arc, Qz, Cal, Qz desde el exterior. Las bandas no son continuas ni rectas, se mantienen semiparalelas, pero no todo el tiempo, tampoco mantienen el orden mencionado, aunque este es el que predomina.</p>
--	--

Tabla 7. Descripción corte CL-CP-07

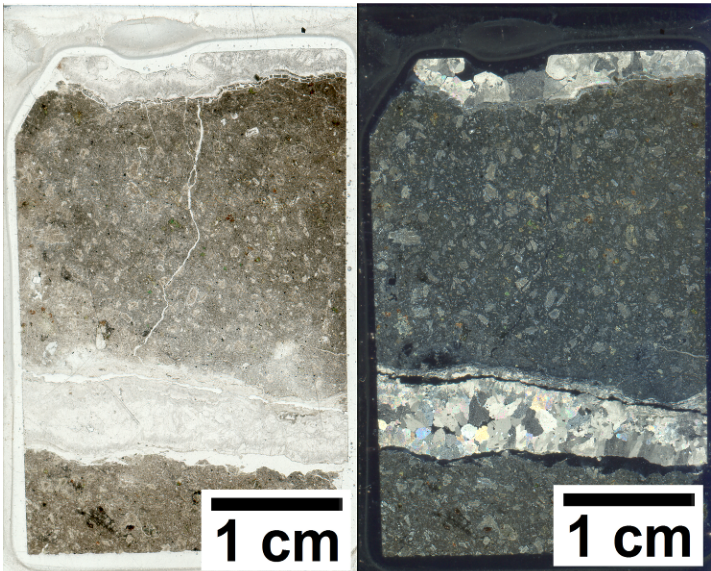
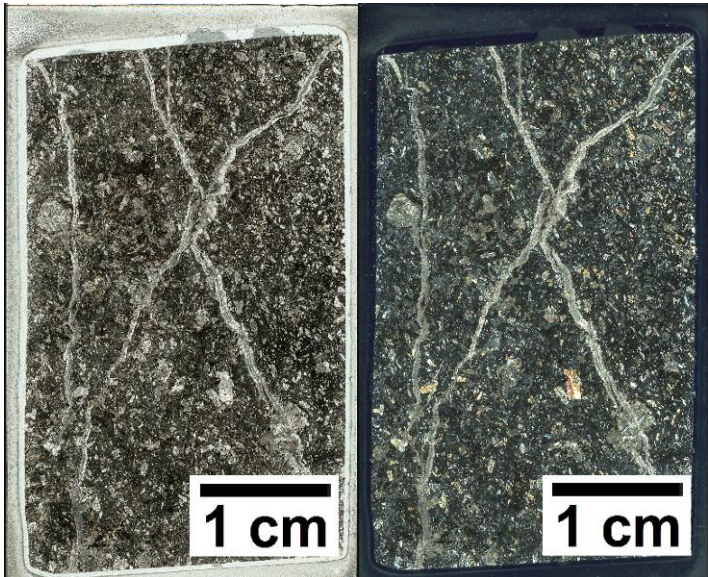
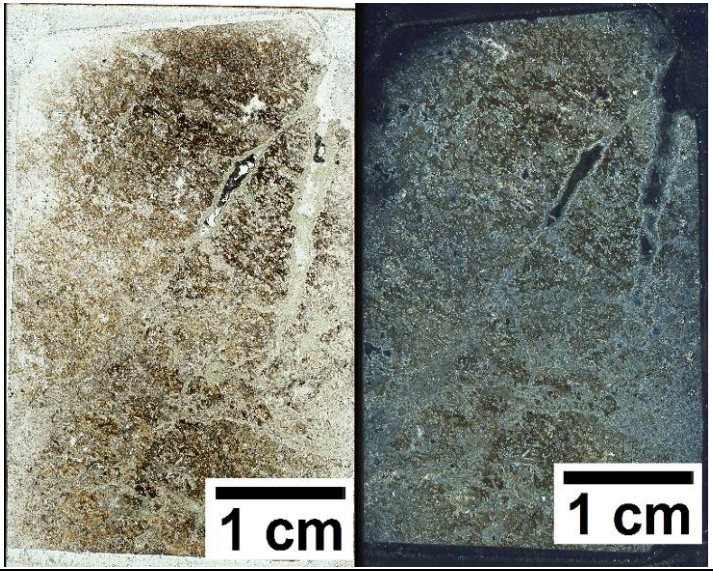
Corte		CL-CP-07
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		316.88-316.94
Masa fundamental	No es posible distinguir los minerales, debido a que estos se encuentran altamente alterados. Los principales minerales de alteración son Arc y OxFe.	
Fenocristales	<p>Primarios: Pl desde 0.3-1.5mm, subhedrales con integridad media. Los fenocristales de mayor tamaño son los que se pueden distinguir mejor.</p> <p>Alteración: principalmente hay Arc que altera a las Pl, OxFe que por lo general se encuentra en las fracturas de los minerales. Chl alterando cristales más redondeados que las Pl que suelen estar muy fracturados (posiblemente Px). Y Py como cristales pequeños diseminados.</p>	
Vetillas	<p>V1: rellena con Cal (<i>rombic calcite</i>) y Qz (textura llameante). Espesor de 10mm, continua y recta.</p> <p>V2: rellena con Cal (<i>rombic calcite</i>) y Qz, espesor de 0.5mm (mínimo, ya que la vetilla está abierta), continua y con sinuosidad baja. Borde de Qz con textura llameante (como V1).</p> <p>V3: rellena con Qz, espesor de 0.1mm, continua con sinuosidad media. Perpendicular a v1 y v2, las une.</p>	

Tabla 8. Descripción corte CL-CP-09

Corte		CL-CP-09
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		344.37-344.63 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc, siendo este el mineral que predomina.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl, los de tamaños mayores a 0.2mm pueden ser distinguidos, el resto es indistinguible por la alteración a arcilla. Además, las plagioclasas se encuentran altamente fracturadas, con una integridad media a baja.</p> <p>Alteración: se tiene principalmente Arc que altera las Pl, OxFe, generalmente entre las fracturas de los fenocristales, y Hem/Ilm, estos como pequeños cristales aislados. Poca presencia de Chl, se encuentra alterando algunos fenocristales, pero en una cantidad menor.</p>	
Amígdalas	Se observa una rellena con Cal y Arc, de forma subredondeada de 2mm de diámetro. Sin embargo, está conectada a V1, por lo que se presume que se formó a partir de esta.	
Vetillas	V1: rellena con Cal, de espesor 0.5mm, discontinua, semirecta. Se observan varias series de mineralización, todas de Cal. A lo largo de la vetilla se tienen ramificaciones pequeñas. Alta cantidad de Arc.	

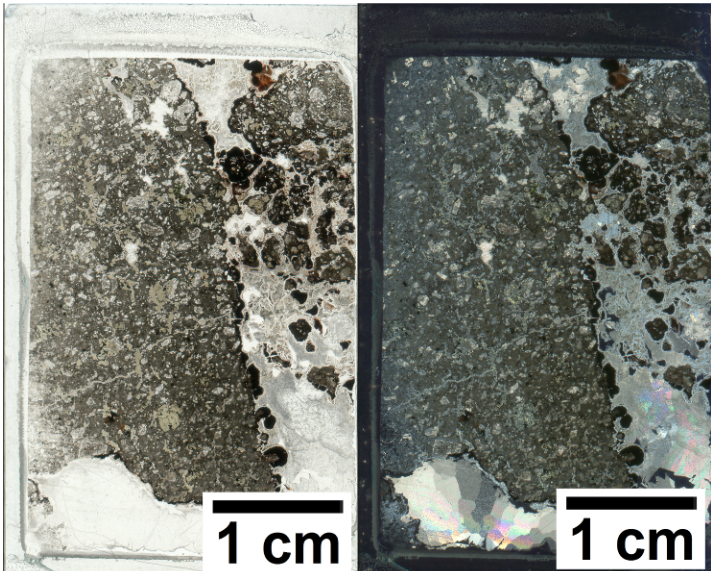
	<p>V2: rellena con Cal, de espesor 0.3-0.8mm, discontinua, semirecta. En general se observan dos capas de Cal, una exterior de un color más claro y otra más oscura en el centro. Hay Arc por la alteración. Corta y atraviesan los minerales, se junta con V1, pero vuelve a separarse.</p>
--	---

Tabla 9. Descripción corte CL-CP-10

Corte		CL-CP-10
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		345.9-345.97 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc, volviendo casi indistinguible la masa fundamental.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl subhedral de baja integridad, con tamaños desde 0.3mm hasta 2 mm (como cúmulos). Son los fenocristales de mayor tamaño los que son más fáciles de distinguir.</p> <p>Alteración: principalmente Arc, junto con Chl, Hul, se encuentra principalmente en una vetilla en pequeñas cantidades, y Qz, de forma usual bordeando las amígdalas o las vetillas. Aunque también puede encontrarse como cristales aislados (0.1mm, aprox.) con una textura llameante. Además de Hem/Ilm, como cristales pequeños aislados.</p>	
Amígdalas	<p>Se tiene varios grupos:</p> <p>-Unas rellenas con Chl y borde de OxFe (0.3-1.5 mm), Cal (0.1-1 mm), en estas se ven las capas concéntricas de mineralización, otras con (del borde al centro) OxFe, Cal y Chl (5 mm), aunque también se da con Cal en el borde y Chl en el centro.</p>	

	-Con Qz y Cal, estando el Qz en los bordes, con textura en mosaico, y la Cal en el centro, como <i>rombic calcite</i> . Las dos primeras (Cal y Chl) son redondeadas.
Vesículas	Se tienen dos tipos, unas con un borde de Qz en mosaico, con tamaños entre 0.2-1 mm y otras con uno de Cal, con tamaños de 0.1-0.5 mm.
Vetillas	V1: rellena con Qz->Cal->Chl, de espesor 0.1-1 mm, discontinua con baja sinuosidad. En la parte más ancha no se tiene relleno, solo un borde de Chl, Cal y Qz (del centro a afuera).

Tabla 10. Descripción corte CL-CP-14

Corte		CL-CP-14
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		433.56-433.76 m
Masa fundamental	No es posible distinguir los minerales primarios, estos se encuentran alterados a arcilla.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl que casi no se distinguen por estar muy alteradas, solo es posible hacerlo en las de mayor tamaño (>0.5 mm), además, se encuentran enormemente fracturadas.</p> <p>Alteración: se tiene Chl, alterando minerales de los que ya no se puede determinar su forma previa (es posible que Px). Arc alterando a Pl y cristales de Cal. También es posible encontrar Hul, principalmente en las amígdalas. Además de Mag.</p>	
Amígdalas	<p>Se tienen de dos tipos:</p> <ul style="list-style-type: none"> -Rellenas por Qz y Hul (más abundantes, 30%) con forma irregular. -Rellenas por Qz, Hul y Cal (2%), también con forma irregular. 	
Vetillas	<p>V1: rellena con Cal y Qz, espesor de 10 mm, continua, recta. Vetilla abierta, Qz con textura mosaico en los bordes, para llegar al centro con grandes cristales de Cal, <i>rombic calcite</i>. Se tiene presencia de Arc alterando principalmente los bordes. No es simétrica.</p>	

	<p>V2: rellena por Qz con textura mosaico en los bordes y en el centro Chl y Hul, es difícil determinar por el tamaño, espesor de 0.3 mm, discontinua y recta. Nace de V1 y es perpendicular, por la mitad es cortada por una falla que la desplaza en la horizontal.</p>
--	--

Tabla 11. Descripción corte CL-CP-15

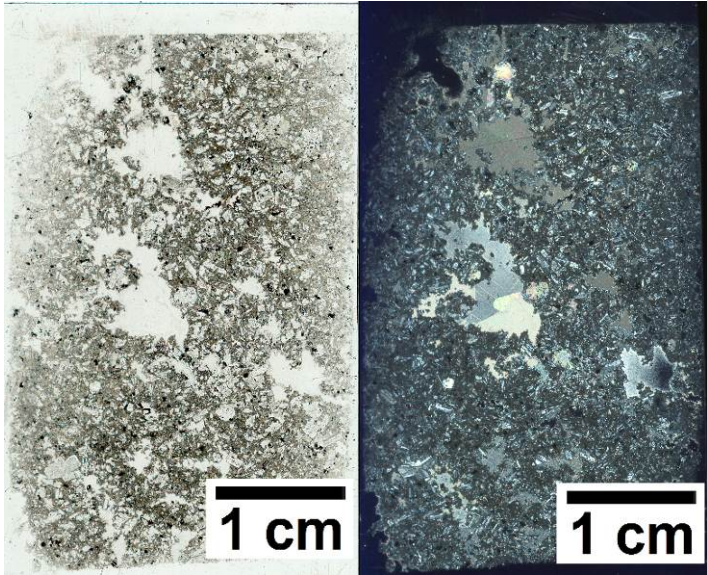
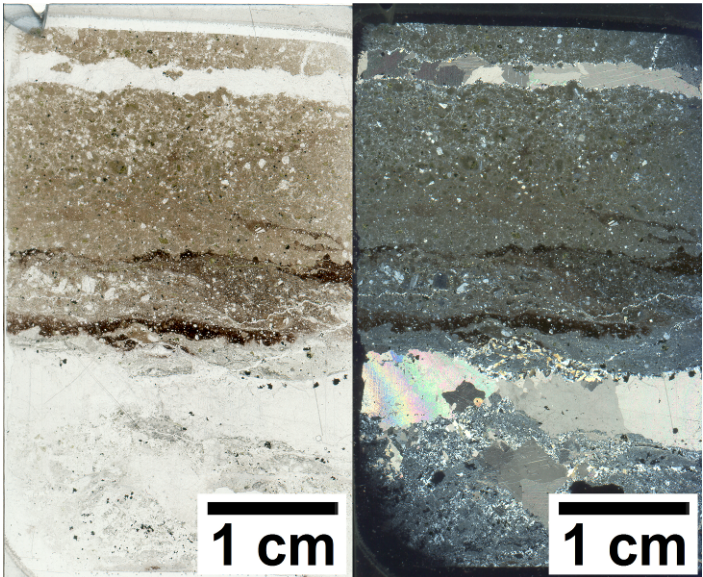
Corte		CL-CP-15
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		456.53-456.65 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc. Se les considera parte de la masa fundamental hasta los 0.3 mm (valor arbitrario).	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl con tamaños sobre los 0.3 mm llegando hasta 2 mm, generalmente cuando se forman cúmulos del mineral. La integridad es alta, con forma subhedral.</p> <p>Alteración: se tiene Cal (<i>rombic calcite</i>), forma irregular con bordes sinuosos, y Qz, en su mayoría rodeando a la Cal con textura en mosaico, principalmente. Además de cristales más pequeños de Hem/Ilm aislados.</p>	
Amígdalas	Rellenas con Qz (textura mosaico) -> Cal (<i>rombic calcite</i>), de forma irregular, con un tamaño que varía entre 0.5-5 mm.	
Vesículas	Forma irregular, con tamaños que van de 0.1-5 mm, en los bordes se tienen microcristales de Cal y de Qz (textura en mosaico).	

Tabla 12. Descripción corte CL-CP-20

Corte		CL-CP-20
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		493.75-493.80 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma anhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc, de manera que es casi imposible distinguir bien los cristales.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl que casi no se distinguen por estar muy alteradas y fracturadas, solo se puede hacer con los cristales de mayor tamaño. Se presume la existencia de Px debido a la forma tabular y colores de interferencia.</p> <p>Alteración: se tiene Chl alterando a Px. Arc alterando a Pl. Además de Hem/Ilm, Ccp y Py (en menores cantidades, <1% como cristales aislados), mientras que OxFE hay un 5%, generalmente entre las fracturas de las Pl. Por otro lado, es posible encontrar Qz con textura en mosaico de dos tamaños.</p>	
Vesículas	Se tiene un 10%. En particular hay una vesícula de 5 mm de diámetro con un borde de Qz en mosaico de dos tamaños diferentes.	
Vetillas	V1: rellena con Cal (<i>rombic calcite</i>) y Qz (con textura <i>comb</i>), espesor de 1.5-2.0 mm, continua, recta. Borde de Qz y centro con cristales de Cal.	

	<p>V2: set de vetillas, rellenas por Qz (textura mosaico) y Chl, con un espesor promedio de 0.3 mm, discontinuas y con sinuosidad.</p> <p>V3: son dos paralelas. Rellenas por OxFe, espesor de 0.8mm, continuas y rectas. No tienen borde claro.</p> <p>V4: rellena por Qz, Cal, Chl y OxFe, espesor de 20 mm, continua y recta. Vetilla abierta. Borde cercano a la roca caja con Qz y Cal (no cristalina), luego Cal (<i>rombic calcite</i>) y Qz en mosaico.</p>
--	--

Tabla 13. Descripción corte CL-CP-22

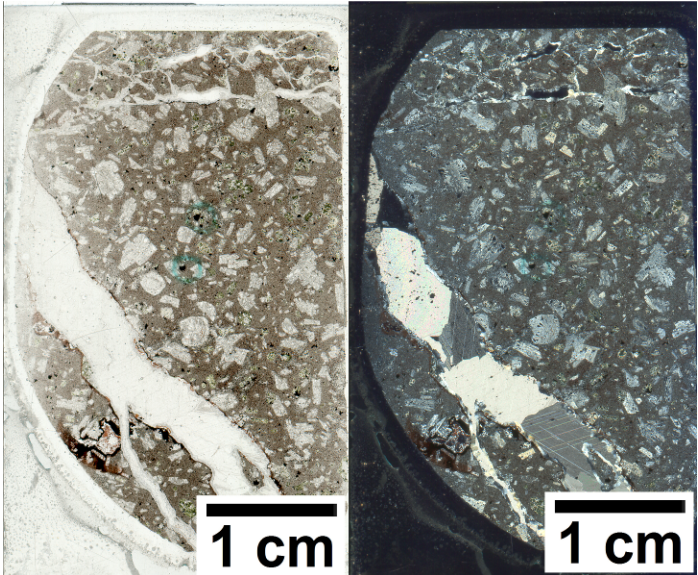
Corte		CL-CP-22
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		501.30-501.34 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven alteradas a Arc.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl, fuertemente alteradas y fracturadas (forma subhedral e integridad baja). Es más fácil distinguir las Pl de mayor tamaño, en especial cuando forman cúmulos que alcanzan hasta 5mm. Además, se tiene Px en menor cantidad.</p> <p>Alteración: se tiene Chl alterando a Px (20%), en cristales altamente fracturados. Arc alterando a Pl. Además, OxFe, generalmente entre las fracturas de la Pl. En menor cantidad (<1%) Hem/Ilm, como cristales aislados por el corte.</p>	
Vesículas	Se tiene un 5%, con formas irregulares.	
Vetillas	V1: rellena con Qz, con textura llameante, OxFe y Cal (<i>rombic calcite</i>), espesor de 2.5 mm, continua y con baja sinuosidad.	

Tabla 14. Descripción corte CL-CP-24

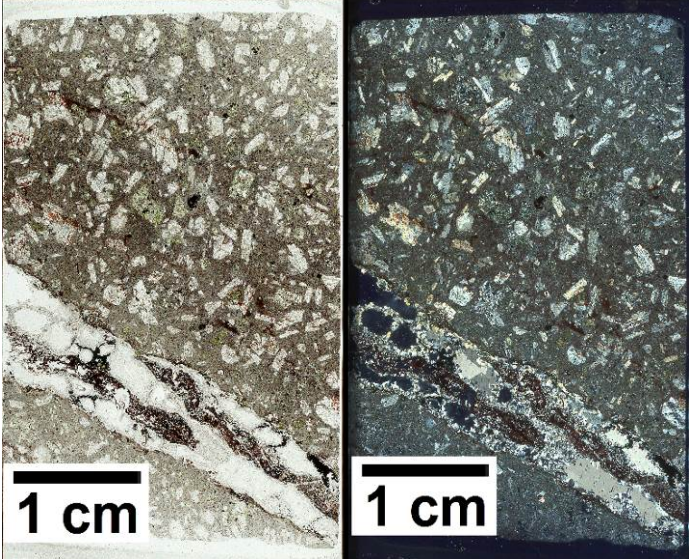
Corte		CL-CP-24
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		504.86-504.91 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl que se presenta en grandes tamaños (0.3-4 mm) y cúmulos, se ven fracturas y alteradas (integridad baja y forma subhedral).</p> <p>Alteración: se tiene Chl alterando, posiblemente, a Px (25%), Arc a las plagioclasas, siendo esta la más abundante y Hul subhedral, pero en menor cantidad. Además Hem/Ilm, como cristales pequeños aislados, y Cal. También es posible encontrar OxFe entre las fracturas de los fenocristales de mayor tamaño.</p>	
Amígdalas	Rellenas con Hul, tienen forma esférica y un tamaño promedio de 0.3 mm.	
Vesículas	Con forma redondeada y tamaños entre 0.1-0.3 mm.	
Vetillas	<p>V1: rellena con Qz (textura mosaico, <i>comb</i> y llameante), Cal (<i>rombic calcite</i>) y OxFe, con un espesor de 0.5 mm, continua y de baja sinuosidad. No es simétrica, pero se mantiene la tendencia de Qz en mosaico en los bordes y grandes cristales de Cal (5 mm) en el centro. Se puede encontrar Hul y Ccp diseminadas en el centro.</p>	

Tabla 15. Descripción corte CL-CP-26

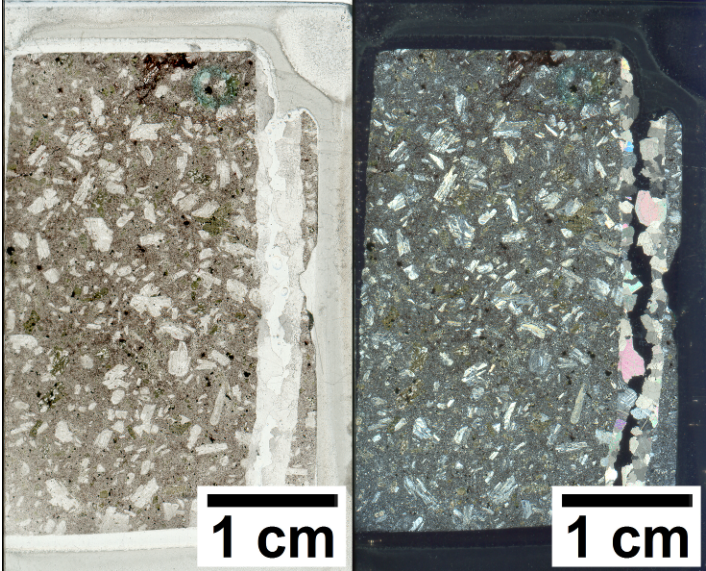
Corte		CL-CP-26
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		512.39-512.45 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl, fracturadas y alteradas a Arc. Sin embargo, solo los cristales de mayor tamaño son distinguibles, el resto se encuentra alterado.</p> <p>Alteración: lo principal es Arc, pues altera a las Pl y cubre todo el corte, también se tiene Chl alterando a, es posible, a Px. Además de Hem/Ilm como pequeños cristales aislados y OxFe entre las fracturas de los fenocristales de mayor tamaño (2%).</p>	
Vesículas	Un 5%, forma irregular, tamaño entre 0.3-0.8 mm.	
Vetillas	<p>V1: rellena con Cal (<i>rombic calcite</i>), espesor 3mm, continua con baja sinuosidad. Los cristales de Cal se presentan de forma subhedral a euhedral con espacio entre ambos bordes, forma de dientes. El tamaño de los cristales varía entre 0.5-2 mm. Además, se encuentran pequeños cristales de Qz con textura llameante en los bordes.</p>	

Tabla 16. Descripción corte CL-CP-28

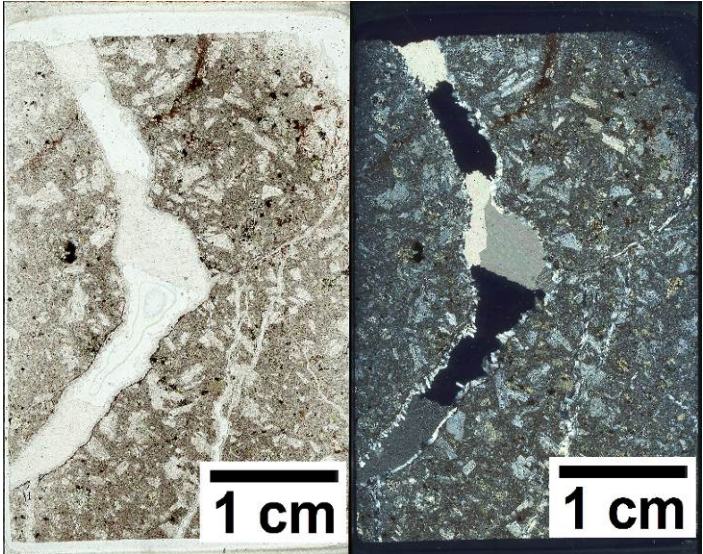
Corte		CL-CP-28
NP	NC	Protolito
		Andesita
		Profundidad
		511.1-511.21 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc. Además, hay OxFe.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl subhedrales con integridad media, que llegan a formar grandes cúmulos (2.5 mm).</p> <p>Alteración: se tiene Arc alterando a las Pl, Ser alterando los fenocristales de Pl, OxFe, Hem/Ilm y Ccp (como pequeños cristales aislados).</p>	
Vetillas	<p>V1: rellena con Qz->Cal, espesor 1-4 mm, continua y recta.</p> <p>V2: rellena con Qz, espesor 0.5-1 mm, continua y sinuosa, es cortada por otra similar.</p> <p>V3: rellena con OxFe, con espesor 0.4-0.6 mm, discontinua, semirecta. No tiene los bordes bien definidos.</p>	

Tabla 17. Descripción corte CL-CP-29



Corte		CL-CP-29
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		510.62-540.7 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc. También hay OxFe.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl (tamaños mayor a 0.3mm), subhedrales y con baja integridad y, posiblemente, Px.</p> <p>Alteración: se tiene Cal y Chl alterando a Px, en cristales altamente fracturados y con forma entre anhedral y subhedral y Hem/Ilm como pequeños cristales aislados.</p>	
Vetillas	<p>V1: rellena con OxFe -> Qz (textura <i>comb</i> y llameante), Cal (<i>rombic calcite</i>), con un espesor entre 0.3-5 mm, continua con baja sinuosidad. Tiene dos grandes vacíos, uno en la zona superior con grandes cristales de Cal (5 mm) y otro inferior, ambos con Qz con textura <i>comb</i> en los bordes.</p>	

Tabla 18. Descripción corte CL-CP-30

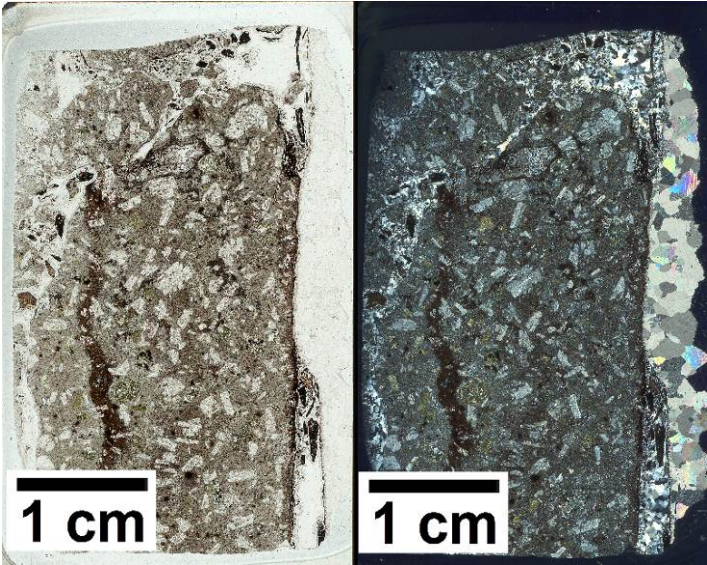
Corte		CL-CP-30
NP	NC	Protolito
		Andesita
		Profundidad
		510.22-510.42 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc.	
Fenocristales	<p>Primarios: se tiene mayoritariamente Pl, Qz como cristales aislados.</p> <p>Alteración: se tiene principalmente OxFe y Hem/Ilm y Py en menor cantidad.</p>	
Vetillas	<p>V1: rellena con OxFe->Qz->Cal, espesor desconocido debido a que está abierta, pero se supone un mínimo de 5 mm, continua, recta.</p> <p>V2: rellena con OxFe->Qz, espesor entre 0.1-1 mm, discontinua y sinuosa. El Qz es más pequeño en la zona cercana a los bordes.</p> <p>V3: rellena con OxFe, con espesor entre 0.3-2 mm, discontinua y sinuosa. Es cortada por V2.</p>	

Tabla 19. Descripción corte CL-CP-31

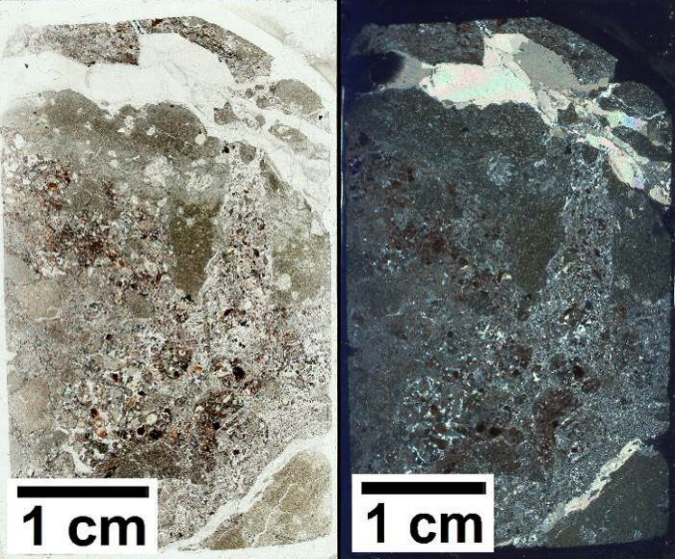
Corte		CL-CP-31
NP	NC	Protolito
		Brecha
		Profundidad
		512.8-512.9 m
Clastos	<p>Andesita: con Pl alargadas y euhedrales con una clara orientación preferencial (textura traquítica). Se encuentran alteradas a Arc, tanto la masa fundamental como los fenocristales.</p> <p>Minerales: principalmente Arc, OxFe en los espacios entre clastos. Se observan cristales alterados a Hul y otro a Chl, posiblemente antes eran minerales máficos. Además, Hem/Ilm como cristales aislados.</p>	
Cemento	<p>En su mayor parte es Qz con textura llameante y algunas zonas de mayor tamaño con textura mosaico (0.1 mm por cristal, aprox.), además de algunos cristales de mayor tamaño con textura zonal (0.5 mm).</p>	
Amígdalas	<p>Rellenas con Qz, Chl y OxFe, tamaño 0.5 mm con forma redondeada.</p>	
Vetillas	<p>V1: rellena con OxFe -> Qz (textura zonal y <i>comb</i>) -> Cal (<i>rombic calcite</i>), con un espesor entre 0.5-4 mm, continua y de baja sinuosidad.</p> <p>V2: rellena con Qz, espesor entre 0.05-0.1 mm, continua y sinuosa. Corresponde a un set de vetillas que cortan los clastos de andesita y el cemento, además de cortarse entre sí. El Qz tiene tanto textura zonal como mosaico. Nacen de V1.</p>	

Tabla 20. Descripción corte CL-CP-33

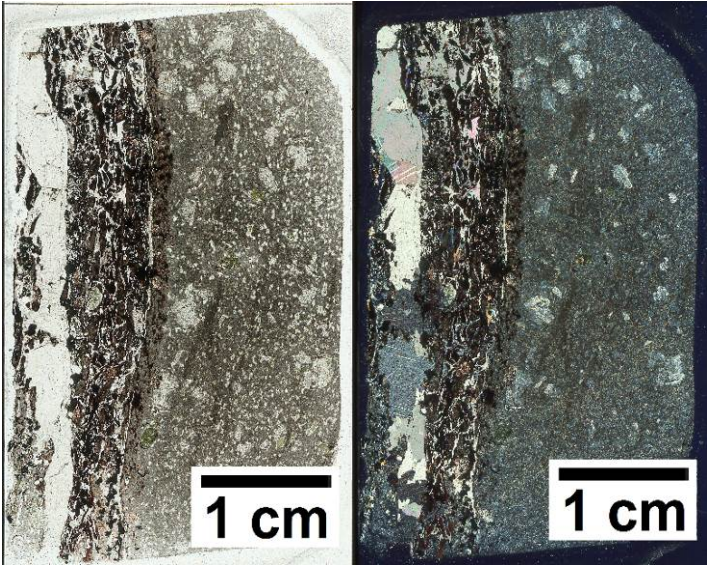
Corte		CL-CP-33
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		514.72-514.82 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven fuertemente alteradas Arc, con OxFe.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl, con tamaños entre 0.3-4 mm, forman grandes cúmulos. Estos son los que se conservan mejor, mientras que los fenocristales más pequeños están más alterados.</p> <p>Alteración: se tiene Qz en cristales aislados (tamaño 0.2-0.5 mm) y OxFe en las fracturas de los minerales. Cristales aislados de Ccp, Py y Hem/Ilm, con tamaño menor a 0.2 mm.</p>	
Amígdalas	Rellenas con Hul, tamaño entre 0.2-0.9 mm, forma irregular, con borde de Qz (no todas).	
Vesículas	Un 5%, tamaño entre 0.2-0.5 mm, forma irregular.	
Vetillas	<p>V1: rellena con Cal (<i>rombic calcite</i>), espesor 10 mm, continua con baja sinuosidad. En el lado derecho se tiene una zona de brecha, con trozos de la roca caja, OxFe y Cal. Luego, tiene una pequeña vetilla de Chl y Hul con un espesor entre 4-8 mm. Después, grandes cristales de Cal (<i>rombic calcite</i>) para terminar con fragmentos de la roca caja y Qz mosaico y con textura <i>comb</i>.</p>	

Tabla 21. Descripción corte CL-CP-34

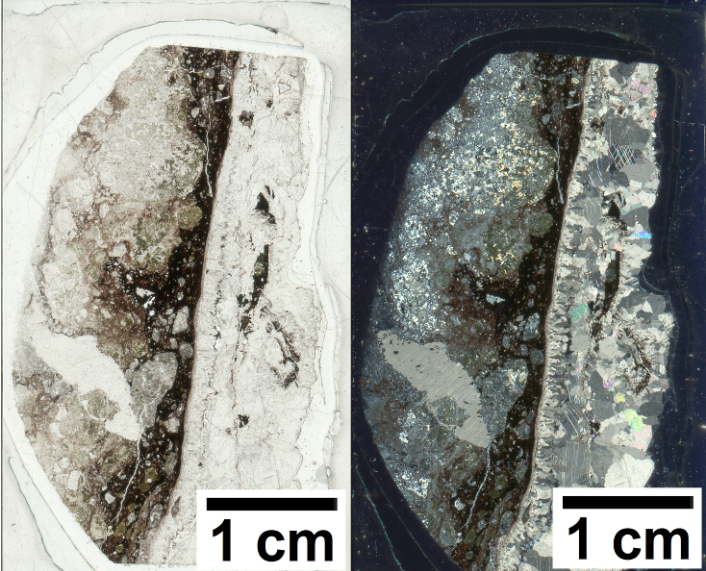
Corte		CL-CP-34
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		519.31-519.43 m
Masa fundamental	No es posible distinguir los minerales puestos que parecen todos estar alterados a Arc y con OxFe.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl que casi no se distinguen por estar muy alteradas y fracturadas, con textura traquítica clara en algunas zonas.</p> <p>Alteración: se tiene Chl en grandes cantidades (20%). Arc alterando a Pl. Hay mucho Qz (30%) en cristales de distintos tamaños (0.01-0.3 mm), generalmente con textura mosaico, algunos cristales más grandes con zonación y textura llameante. Además hay mucho OxFe.</p>	
Vetillas	<p>V1: rellena con Cal (<i>rombic calcite</i> con varios tamaños, desde 0.2-1.5 mm), Qz con textura comb, OxFe y Chl, espesor de 2 mm, continua y recta. Cristales grandes de Cal. Entre la roca caja y la Cal, hay una franja con OxFe, parece ser una brecha con clastos de andesita con Pl con textura traquítica.</p> <p>Además, se tiene una pequeña vetilla de Qz, discontinua y de baja sinuosidad con textura llameante. Espesor de 0.3 mm.</p> <p>V2: set de vetillas que se desprenden de V1, espesor menor a 0.5 mm, discontinuas y con sinuosidad media, rellenas por Qz con textura en mosaico.</p>	

Tabla 22. Descripción corte CL-CP-35


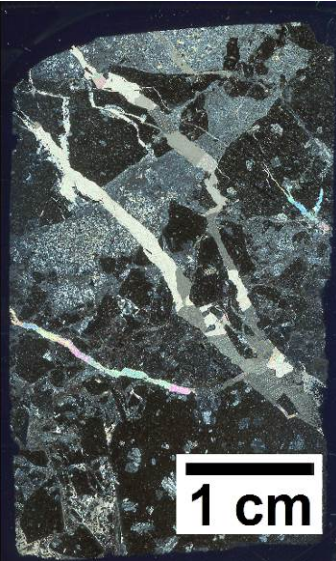
Corte		CL-CP-35
NP	NC	Protolito
		Brecha
		Profundidad
		519.43-519.62 m
Clastos	Formados por andesita que presenta Pl subhedrales con orientación en algunos casos (textura traquítica) y fenocristales de hasta 2 mm de Pl con cúmulos.	
Cemento	Se tiene Qz con textura en mosaico (tamaño <0.1mm), principalmente, en algunos casos Cal. Además, presenta mucho OxFe junto al Qz en mosaico. También se tiene Qz con textura crustiforme.	
Vetillas	<p>V1: rellena con Qz -> Cal (<i>rombic calcite</i>), con un espesor entre 0.6-2 mm, continua y poco sinuosa. Corta los clastos de andesita. El tamaño de los clastos de Qz aumenta una vez que se ramifica.</p> <p>V2: rellena con Cal (<i>rombic calcite</i>), espesor 0.05 mm, discontinua, poco sinuosa. Corresponde a un set de vetillas. Son cortadas por V1. Además, una de ellas es cortada por una microfalla.</p> <p>Las vetillas son posteriores al proceso de brechización.</p>	

Tabla 23. Descripción corte CL-CP-36

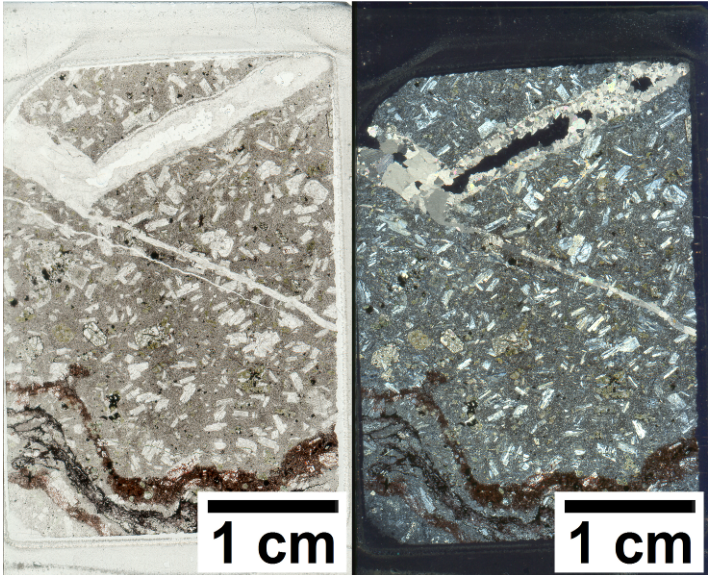
Corte		CL-CP-36
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		521.60-521.76 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma anhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl (30%) subhedrales con tamaños que van desde los 0.3-3 mm, siendo los mayores alcanzados cuando se forman cúmulos. Estos se distinguen con mayor claridad, aunque están altamente fracturados y alterados.</p> <p>Alteración: se tiene Chl alterando a, posiblemente, Px. Arc alterando a Pl. Hay Hem/Ilm y Py (en menores cantidades, <1%), mientras que OxFe hay un 10%.</p>	
Vetillas	<p>V1: set de 3 vetillas paralelas de OxFe, espesor entre 0.3-1.0 mm, continua y recta. Parecen pasar sobre el resto de los minerales, no cortarlos.</p> <p>V2: rellena con Cal (<i>rombic calcite</i> de tamaños variables 0.5-1.5 mm) y unos pocos cristales de Qz, espesor 2.5 mm, continua y recta. Cruza de forma horizontal, dobla en 90°. Tiene vacíos y brazos pequeños (0.5 mm).</p> <p>V3: set de dos vetillas, una rellena con Qz (textura mosaico y zonal), de espesor 0.3 mm, y la otra con Cal (<i>rombic calcite</i>), continuas y rectas, van paralelas. La rellena con Cal nace de V2 y es de espesor 0.5 mm.</p>	

Tabla 24. Descripción corte CL-CP-37

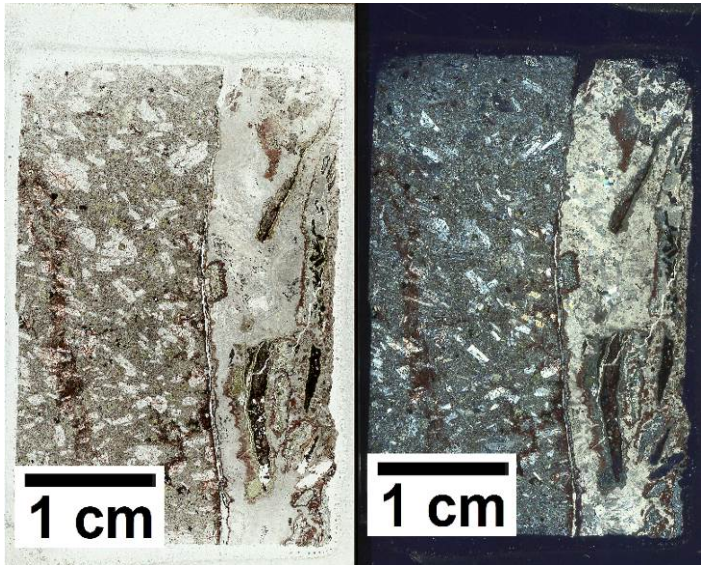
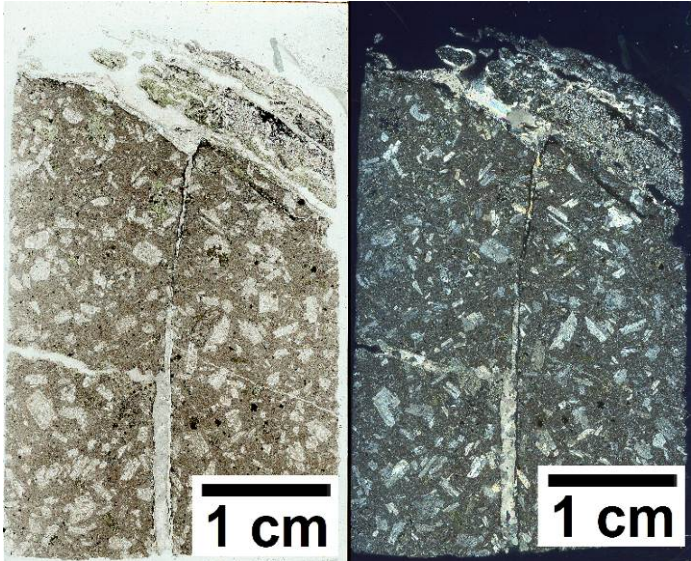
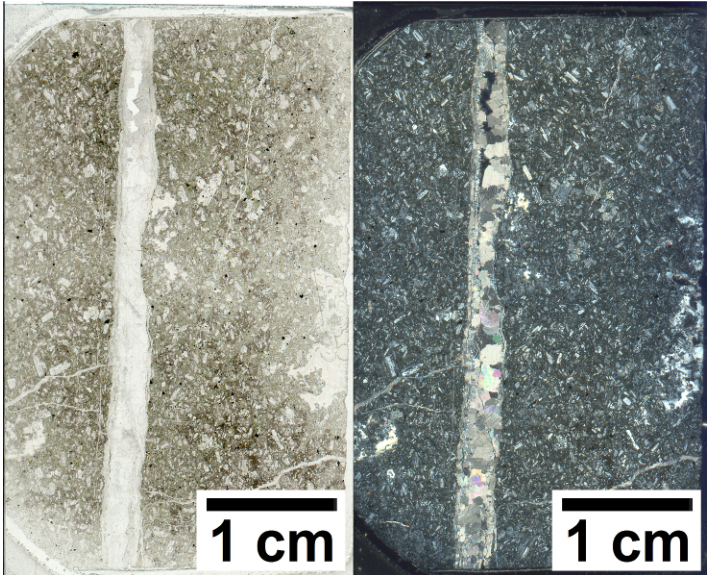
Corte		CL-CP-37
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		524.23-524.29 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl con tamaños desde 0.3-1.5 mm, siendo las de mayor tamaño las que se pueden distinguir con claridad, a pesar de presentar una integridad baja y estar alteradas.</p> <p>Alteración: se tiene principalmente Chl alterando a Px (no es seguro), Cal como cristales aislados. OxFe entre las fracturas y cristales aislados de Ccp y Hem/Ilm.</p>	
Vesículas	Un 10%, tamaño entre 0.3-0.8 mm con forma redondeada.	
Vetillas	<p>V1: asimétrica, en el borde izquierdo Qz, Cal, Chl y OxFe; tiene como relleno principal Cal (<i>rombic calcite</i>) y Qz con textura mosaico y otros cristales con textura zonal. Espesor de 6 mm, continua y con baja sinuosidad.</p> <p>Dentro de la vetilla se tiene una zona con Qz con textura crustiforme, Chl, OxFe y una vetilla más pequeña de Cal.</p> <p>V2: rellena con OxFe, espesor de 3mm, discontinua y con baja sinuosidad. Paralela a V2.</p>	

Tabla 25. Descripción corte CL-CP-39

Corte		CL-CP-39
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		543.89-544.03 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl subhedrales con integridad media, los tamaños varían desde 0.3-2 mm.</p> <p>Alteración: se tiene principalmente Chl alterando a lo que debió ser Px y OxFe. Además, Hem/Ilm, como pequeños (<0.1 mm) cristales aislados.</p>	
Amígdalas	Rellenas con Qz (textura mosaico), Hem/Ilm, Chl, con forma subredondeada, tamaño de 2 mm.	
Vesículas	Un 5%, tamaño entre 0.3-1 mm, forma irregular.	
Vetillas	<p>V1: rellena con Qz (generalmente con textura mosaico) y Cal (<i>rombic calcite</i>), espesor mayor a 5mm, continua, recta. La vetilla está cortada, tiene vacíos, por lo que los cristales crecen euhedrales (textura <i>comb</i> del Qz).</p> <p>V2: rellena con OxFe -> Qz -> Cal, espesor entre 0.1-1.2 mm, recta y continua.</p> <p>V3: rellena con Cal y Qz, espesor entre 0.2-0.8 mm, continua y semirecta. No tiene bordes claros.</p>	

	<p>V4: rellena con Qz, espesor de 0.4 mm, continua y poco sinuosa. Nace de V2. El tamaño de los cristales aumenta al centro.</p>
--	---

Tabla 26. Descripción corte CL-CP-45

Corte		CL-CP-45
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		544.40-544.60 m
Masa fundamental	<p>Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc. Prácticamente no se distinguen los minerales, de forma arbitraria se determina que las Pl menores a 0.3 mm son masa fundamental.</p>	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl (30%) de tamaños 0.3-1.5 mm, integridad media y forma subhedral y Px en menor cantidad.</p> <p>Alteración: se tiene Chl alterando a Px. Arc alterando a Pl. Cristales de Qz (10%), Hul (5%) y Cal, con pequeños cristales de Qz (textura mosaico). Además de Hem/Ilm y Py (en menores cantidades, <1%), mientras que OxFe hay un 5%.</p>	
Amígdalas	<p>Se tiene dos tipos:</p> <ul style="list-style-type: none"> -Rellena con Qz (con textura llameante), Chl y Cal. Forma irregular. -Rellena con Qz con textura mosaico en los bordes y grandes cristales con extinción ondulante en el centro. Forma irregular. 	

<p>Vetillas</p>	<p>V1: rellena con Cal (<i>rombic calcite</i>) y Qz (textura mosaico y <i>comb</i>), espesor de 2.0 mm, continua, recta. Borde de Qz y centro con cristales de Cal y Qz (rellenando espacios).</p> <p>V2: set de vetillas, rellenas por Qz (textura mosaico) y Cal, con un espesor promedio de 0.3 mm, continuas y rectas. Varias direcciones.</p>
------------------------	--

Tabla 27. Descripción corte CL-CP-49

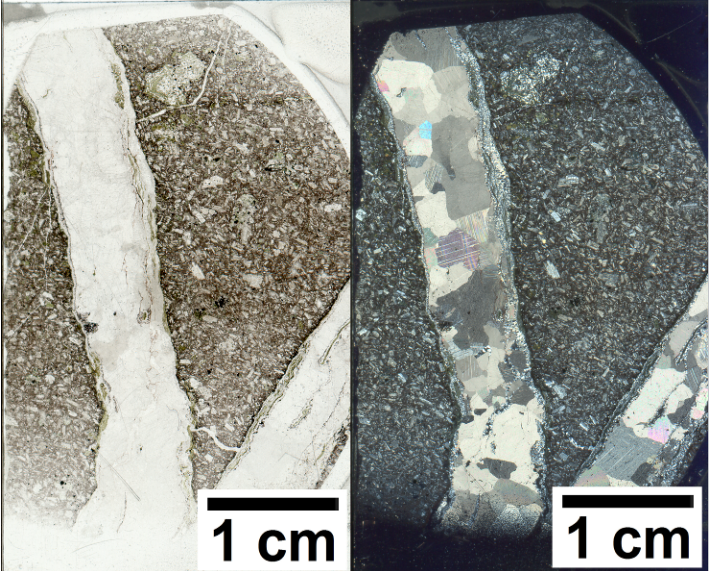
Corte		CL-CP-49
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		550.55-550.65 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl que se ven alteradas a Arc.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl (40%), subhedrales y de integridad media. Su tamaño promedio es de 0.5 mm, se conservan tanto los más grandes como los más pequeños.</p> <p>Alteración: se tiene Chl alterando a Px (es posible). Arc alterando a Pl. De OxFe hay un 5%.</p>	
Vetillas	<p>V1: rellena con Cal (<i>rombic calcite</i>) y Qz (con texturas crustiforme, coloforme, mosaico y zonal), espesor de 3 mm, continua y recta. Grandes cristales de Cal con borde de Qz con textura mosaico. Tiene forma de “V”, en la base del corte se divide en dos brazos iguales.</p> <p>V2: set de vetillas. Rellenas con Qz, espesor promedio de 0.2mm, continuas y rectas. Varias direcciones, se cruzan en algunos puntos.</p>	

Tabla 28. Descripción corte CL-CP-50

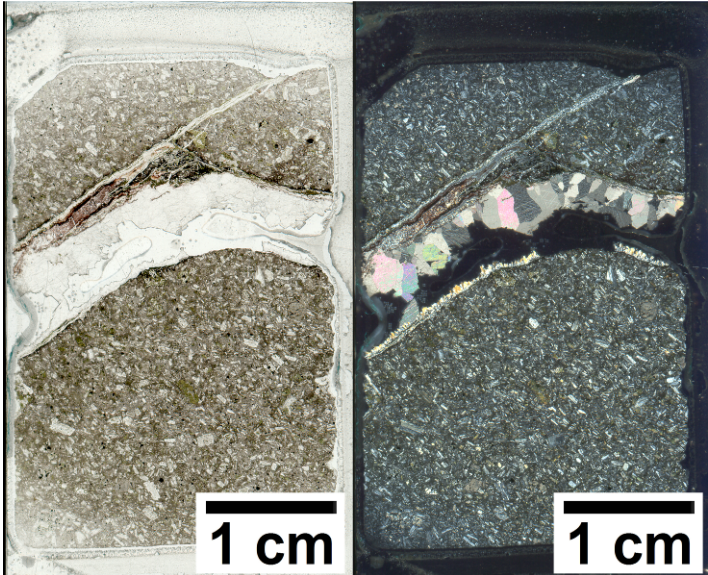
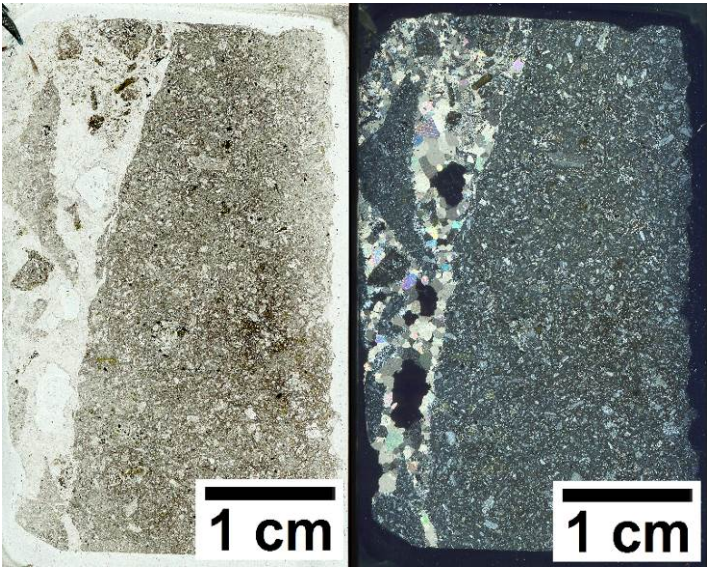
Corte		CL-CP-50
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		552.60-552.75 m
Masa fundamental	No es posible distinguir los minerales primarios, ya que toda la matriz se encuentra alterada a Arc.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl (40%) de tamaños que parten en 0.6 mm hasta 1 mm.</p> <p>Alteración: se tiene Chl alterando a Px, posiblemente. Arc (20%) alterando a las Pl. De OxFe hay un 1%, por lo general en la zona de las vetillas. Además, se tiene Cal y Qz (en su mayoría en las vetillas) y un 1% de Py, como cristales aislados.</p>	
Vetillas	<p>V1: rellena con Qz (textura crustiforme, mosaico, <i>comb</i> y zonal), Chl, OxFe y Cal (<i>rombic calcite</i>). Espesor de 8 mm, continua y recta. Simétrica, salvo por el Qz en los bordes (textura <i>comb</i>), en el otro tiene textura en mosaico (por la presencia de cristales de Cal, hasta 2 mm, al centro). Además, en los bordes se encuentra OxFe y Chl.</p> <p>V2: rellena de Qz (textura en mosaico) y Chl, espesor de 0.4 mm, continua y recta. Se desprende de V1.</p>	

Tabla 29. Descripción corte CL-CP-51

Corte		CL-CP-51
NP	NC	Protolito
		Andesita basáltica
		Profundidad
		556.65-556.9 m
Masa fundamental	Los principales minerales primarios son Pl de forma subhedral y baja integridad, que se ven alteradas Arc.	
Fenocristales	<p>Primarios: compuestos en su mayoría por Pl, subhedral con integridad media y Qz.</p> <p>Alteración: se tiene principalmente Chl (alterando lo que serían Px), Arc (alterando a las Pl) y OxFe (entre las fracturas) y pequeños cristales aislados de Ccp y Hem/Ilm.</p>	
Amígdalas	Rellenas por Qz con textura en mosaico, con forma irregular y tamaño de 0.8 mm.	
Vesículas	Un 10% de abundancia. Formas irregulares y tamaños que van entre 0.1-5 mm.	
Vetillas	<p>V1: rellena con Qz (con texturas en mosaico y <i>comb</i>) y Cal (<i>rombic calcite</i>), con un espesor entre 1-8 mm, continua y recta. Contiene clastos de la roca y vesículas grandes. El Qz en mosaico bordea los cristales más grandes de Cal y cerca de las vesículas aumenta su tamaño y forma cristales euhedrales (textura <i>comb</i>).</p>	

Anexo B

Vetillas



Figura 40. Fotografía de la muestra CL-CP-24. La vetilla presenta Qz, Cal y OxFe. La escala está en centímetros.

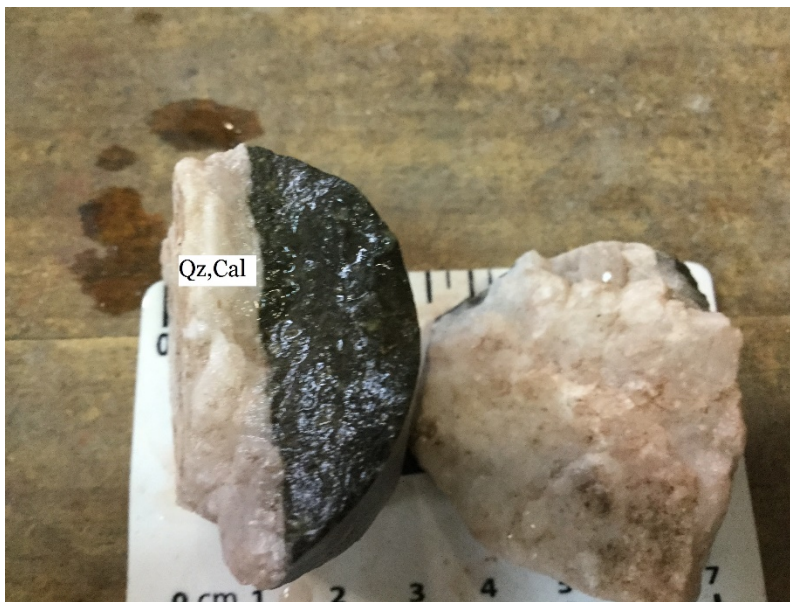


Figura 41. Fotografía de la muestra CL-CP-26. La vetilla está abierta y presenta Qz y Cal. La escala está en centímetros.



Figura 42. Fotografía de la muestra CL-CP-36. La vetilla presenta Qz y Cal. La escala está en centímetros.

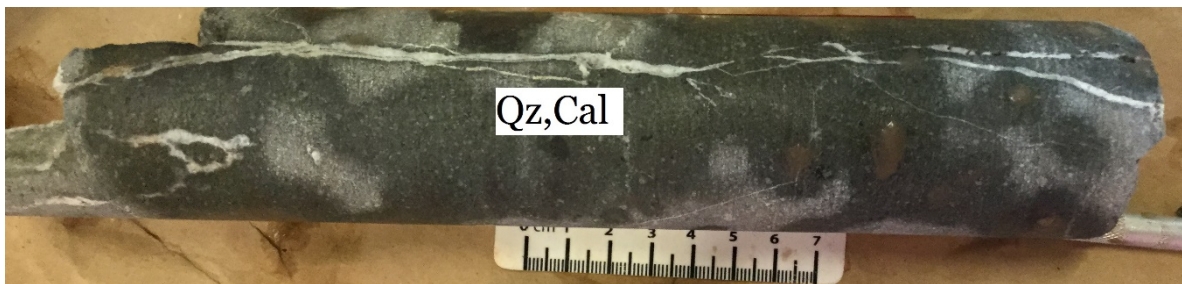


Figura 43. Fotografía de la muestra CL-CP-45. La vetilla presenta Qz y Cal. La escala está en centímetros.



Figura 44. Fotografía de la muestra CL-CP-50. La vetilla presenta Qz, Cal, Chl y OxFe. La escala está en centímetros.

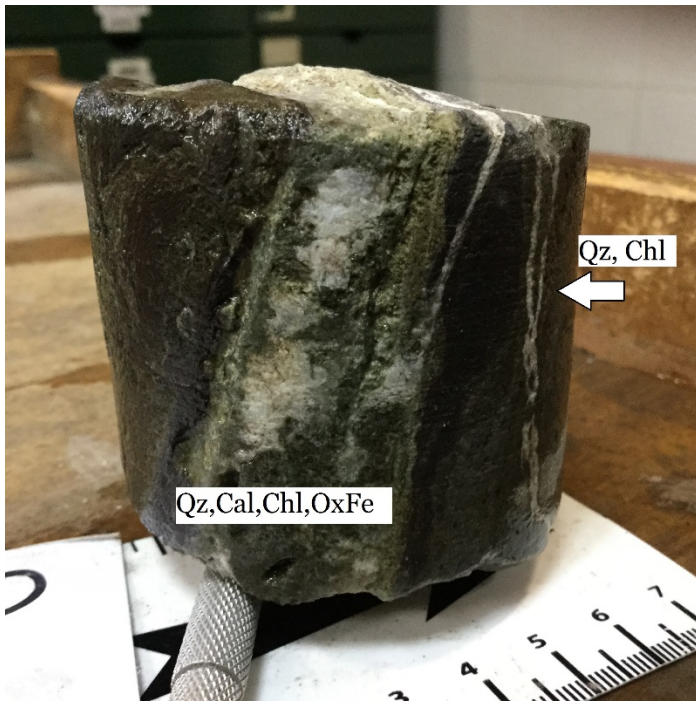


Figura 45. Fotografía de la muestra CL-CP-20. Presenta dos tipos de vetillas. La principal con Qz, Cal, Chl y OxFe, y una secundaria con Qz y Chl. La escala está en centímetros.



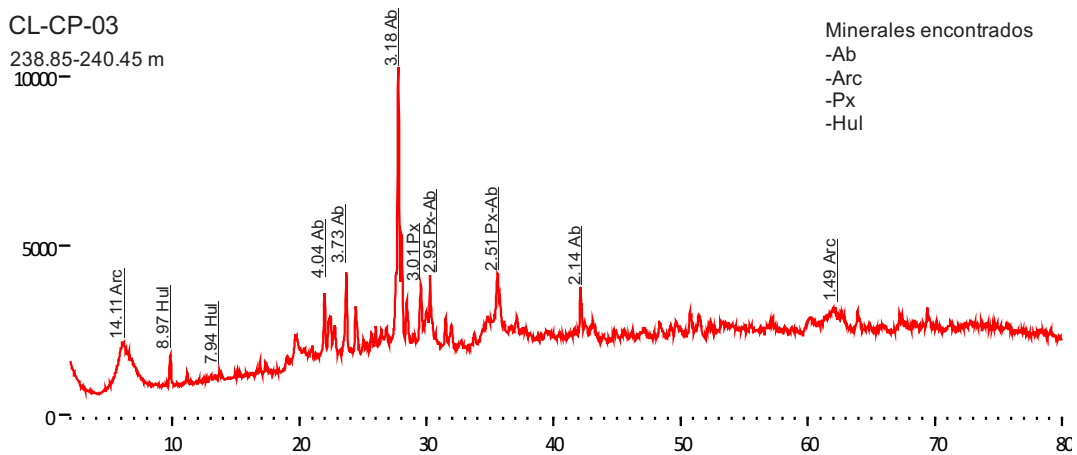
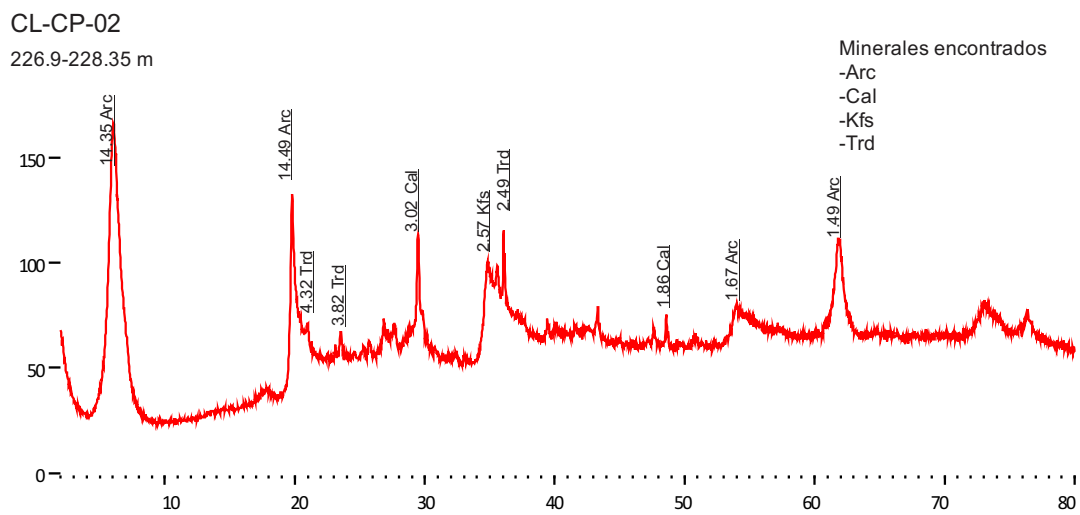
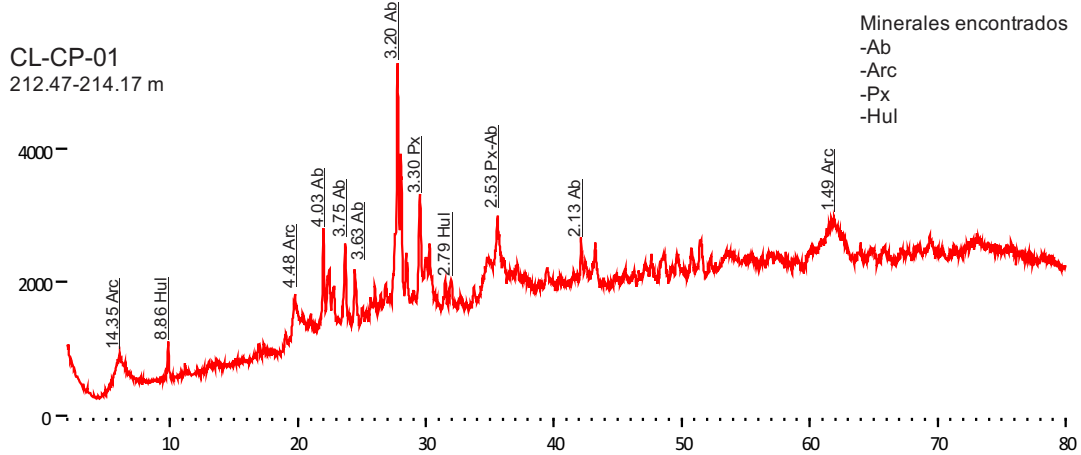
Figura 46. Fotografía de la muestra CL-CP-28. Presenta dos tipos de vetillas. La principal con Qz y Cal, y una secundaria con Qz. La escala está en centímetros.



Figura 47. Fotografía de la muestra CL-CP-31. Presenta dos tipos de vetillas. La principal con Qz, Cal y OxFe, y un set con Qz. La escala está en centímetros.

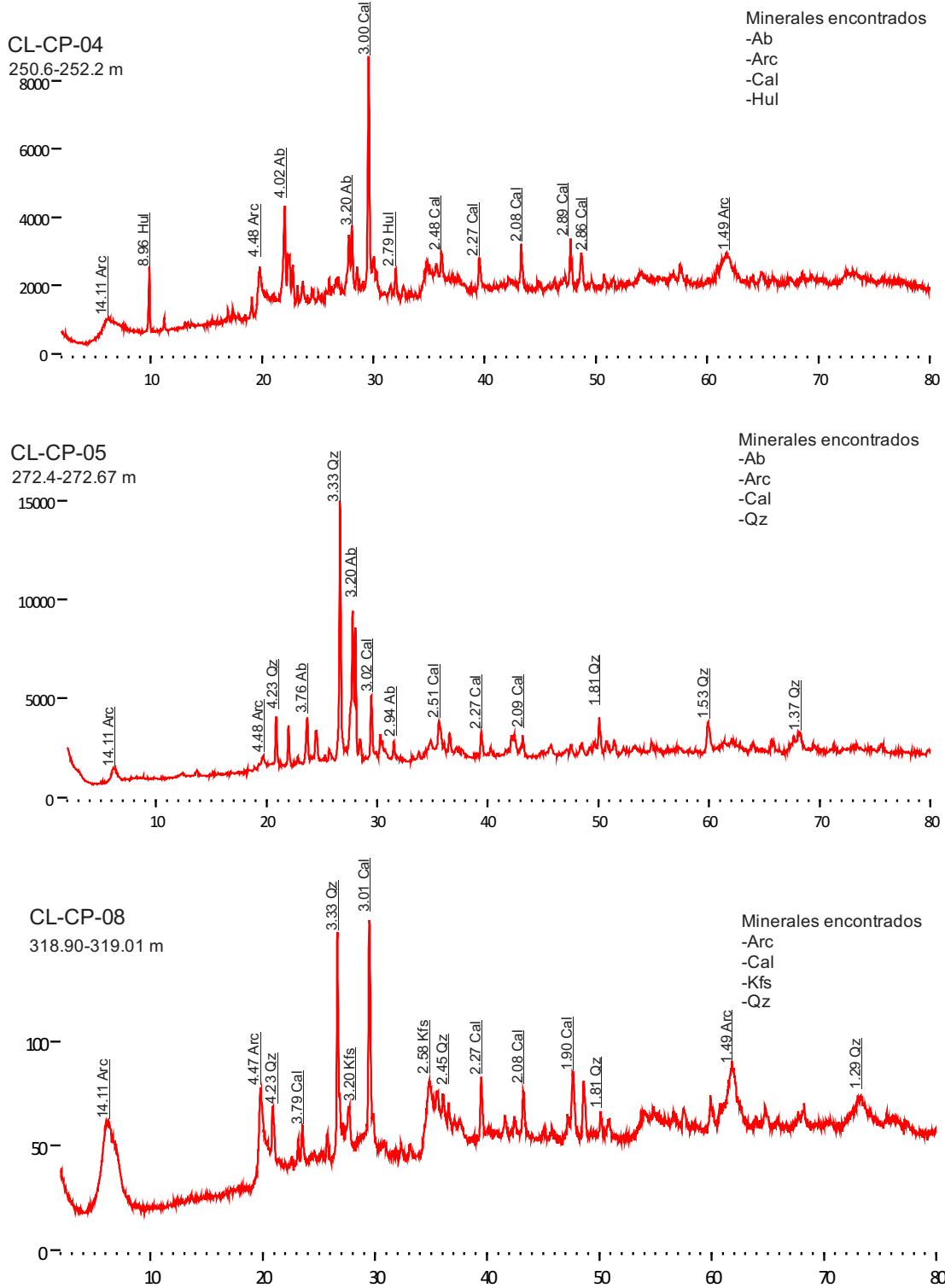
Anexo C

Resultados DRX de roca total



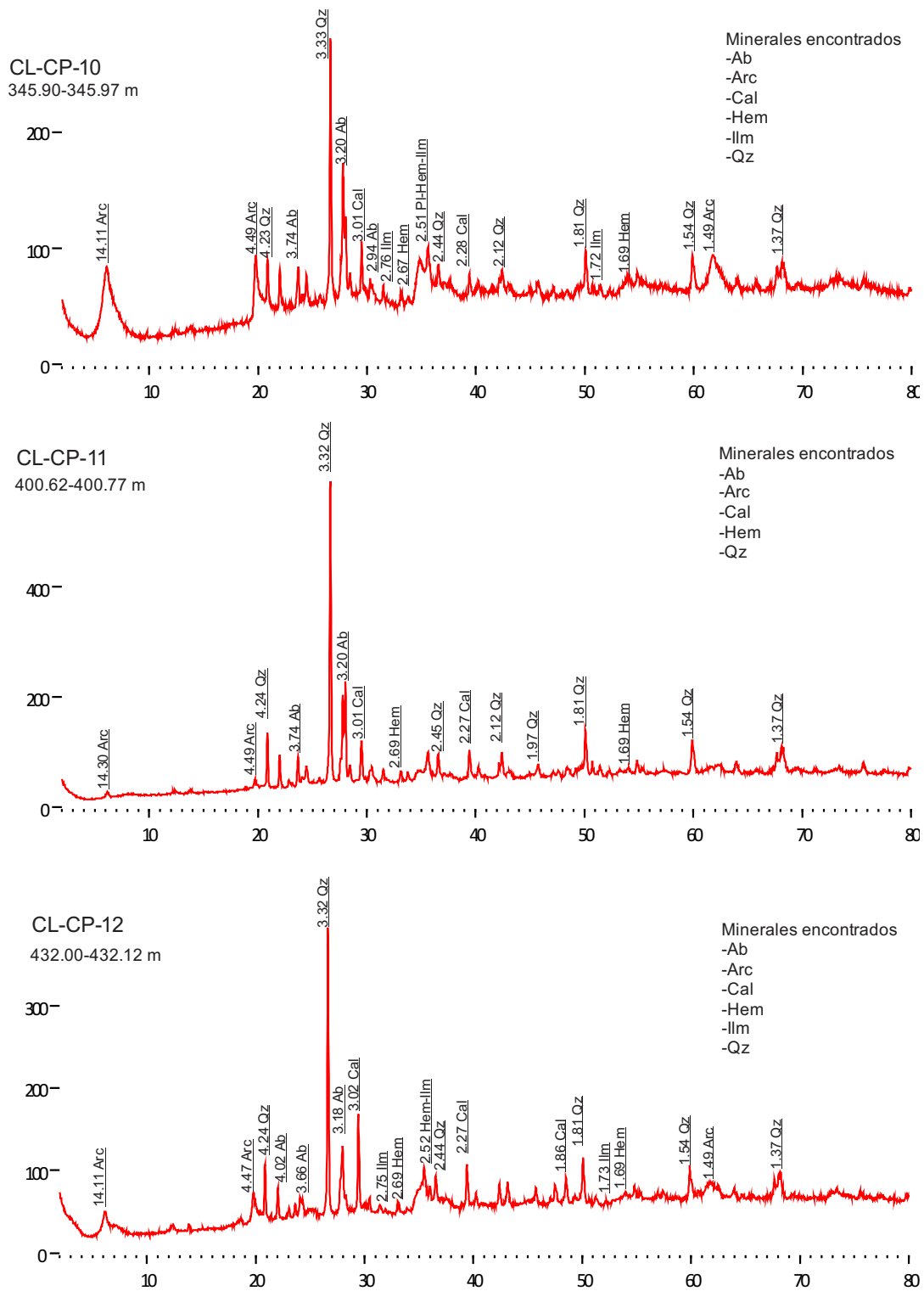
*Los valores de los peaks son entregados en Ångström.

Figura 48. Diagramas de DRX de roca total de las muestras CL-CP-01, 02 y 03.



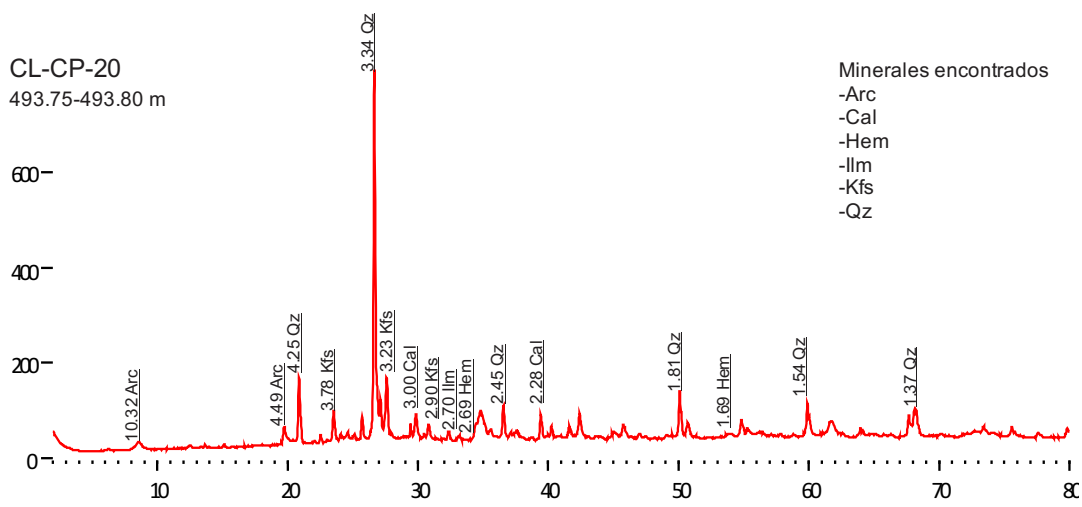
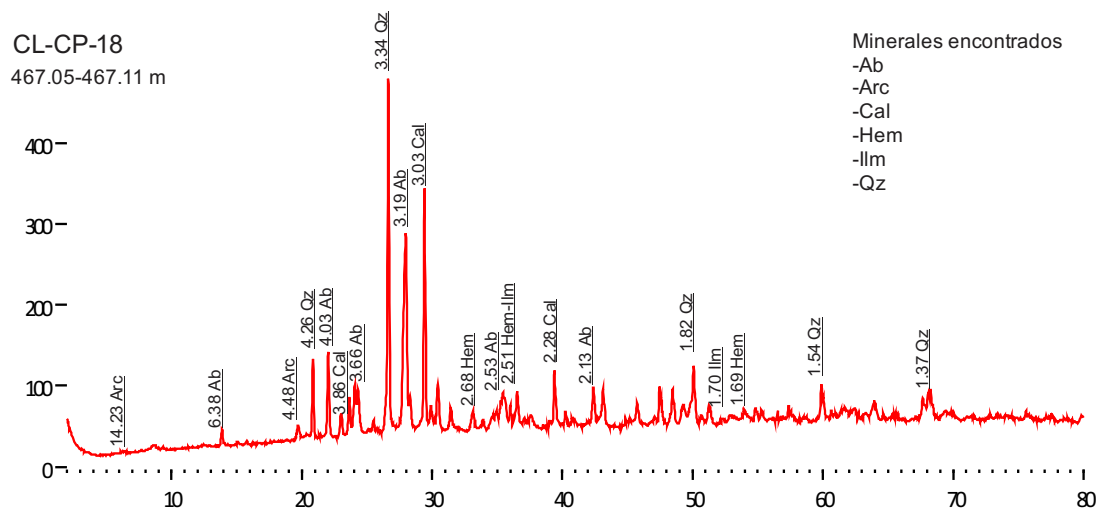
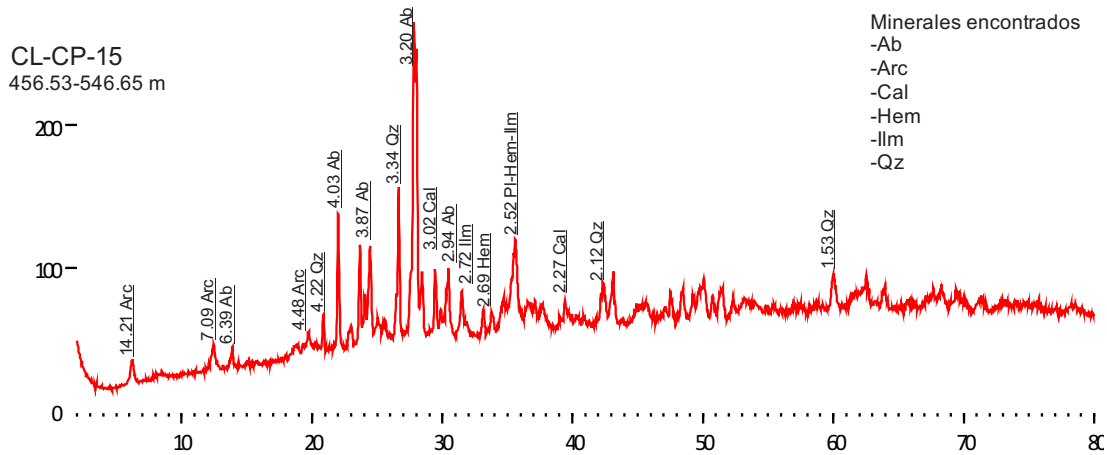
*Los valores de los peaks son entregados en Ångström.

Figura 49. Diagramas de DRX de roca total de las muestras CL-CP-04, 05 y 08.



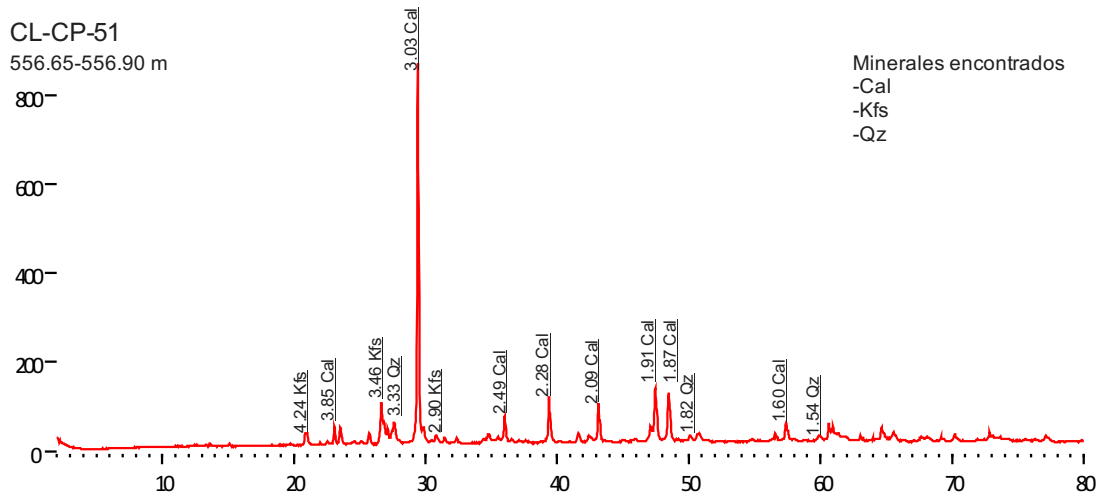
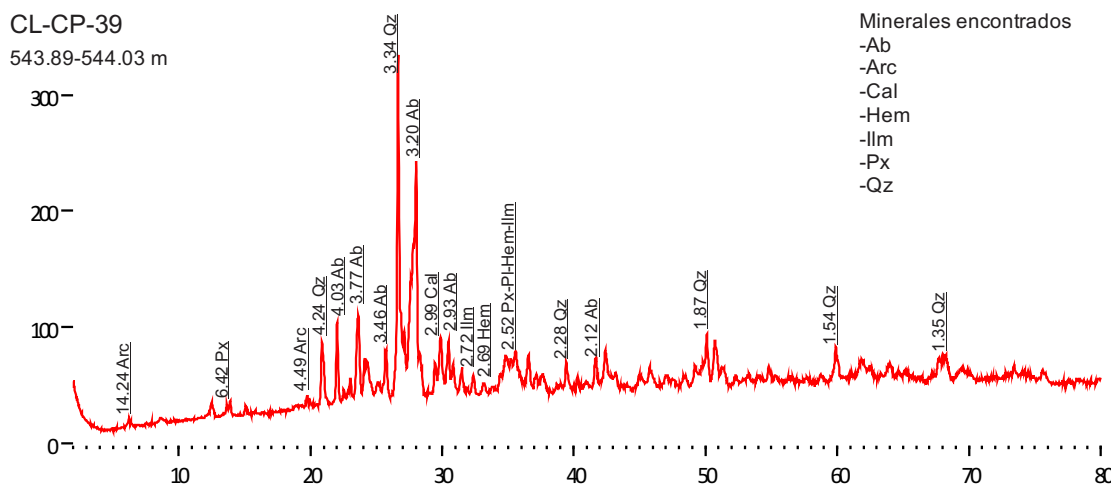
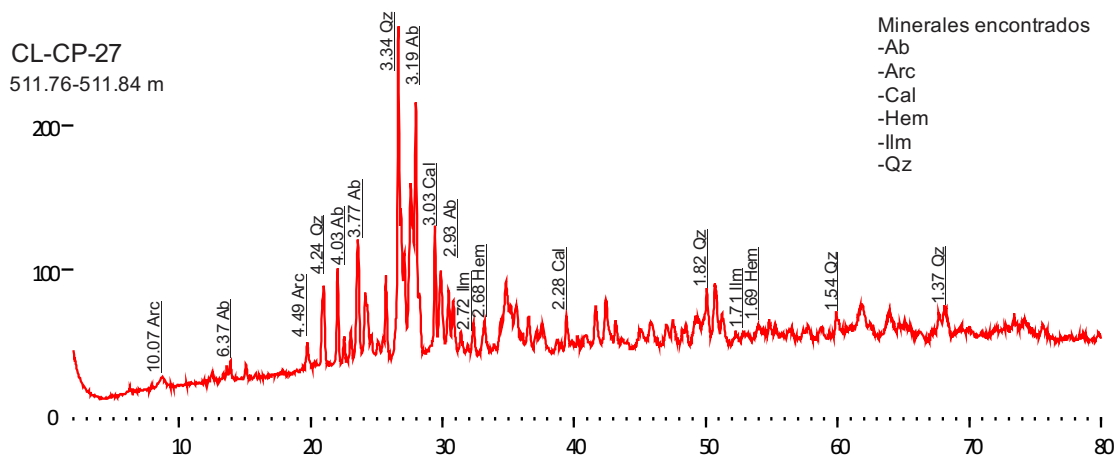
*Los valores de los peaks son entregados en Ångström.

Figura 50. Diagramas de DRX de roca total de las muestras CL-CP-10, 11 y 12.



*Los valores de los peaks son entregados en Ångström.

Figura 51. Diagramas de DRX de roca total de las muestras CL-CP-15, 18 y 20.

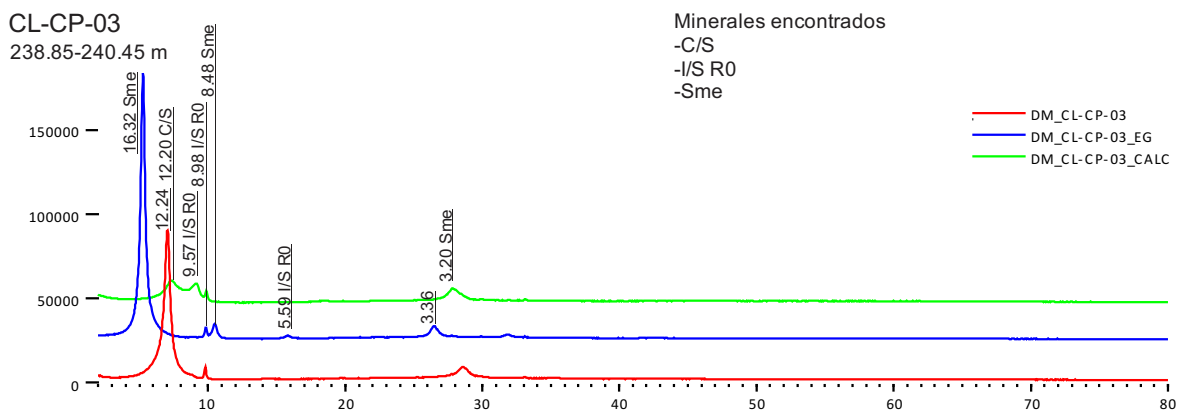
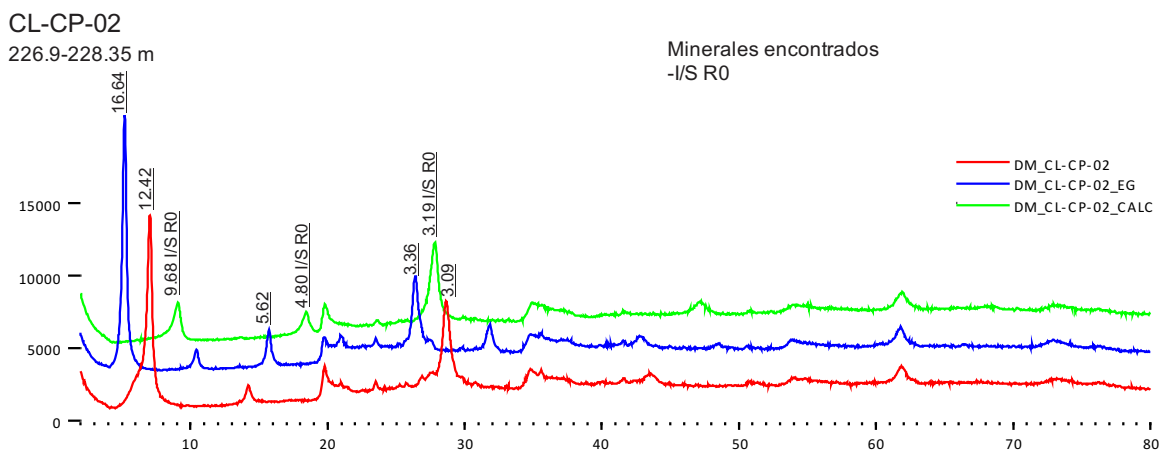
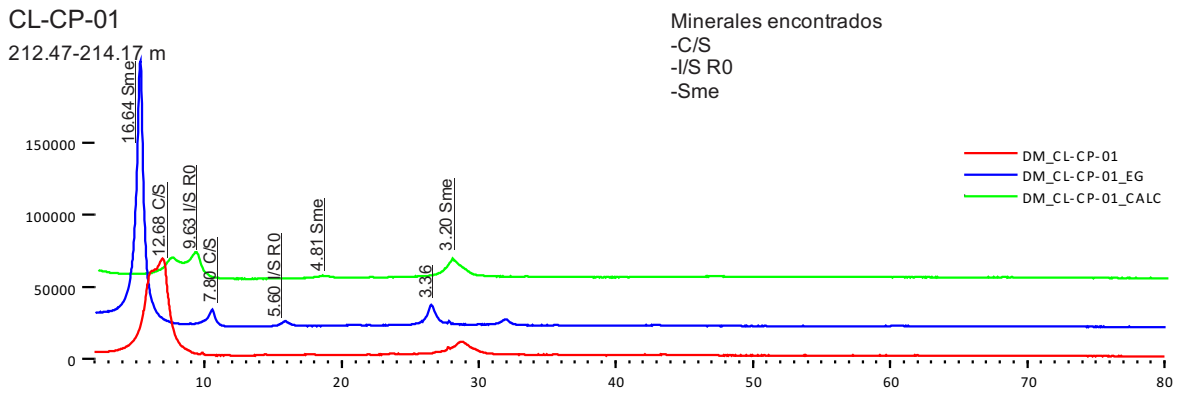


*Los valores de los peaks son entregados en Ångström.

Figura 52. Diagramas de DRX de roca total de las muestras CL-CP-27, 39 y 51.

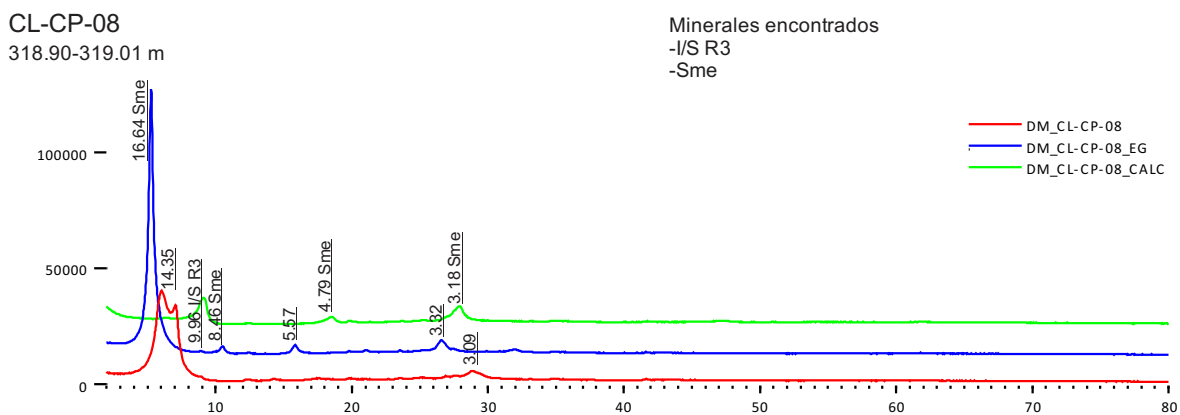
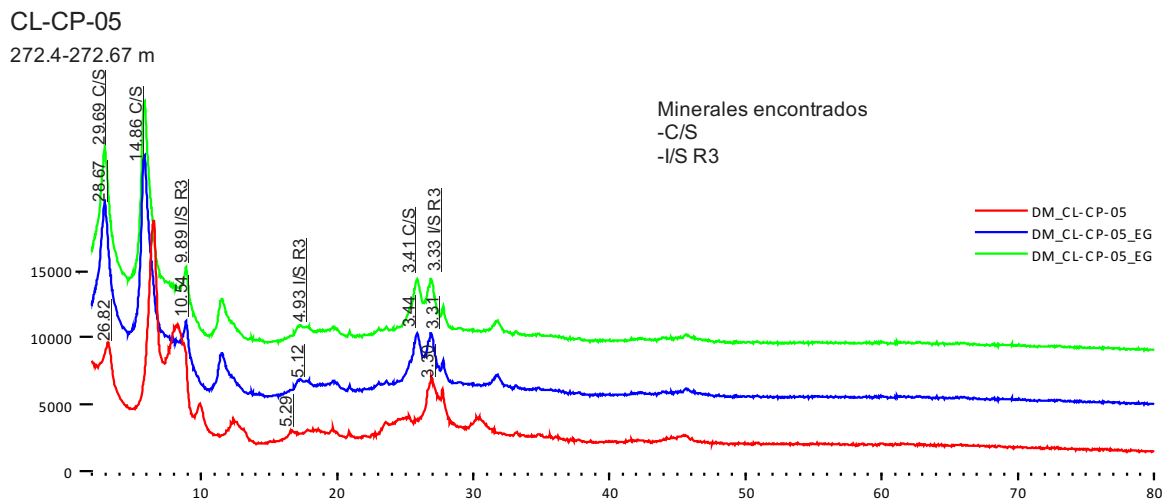
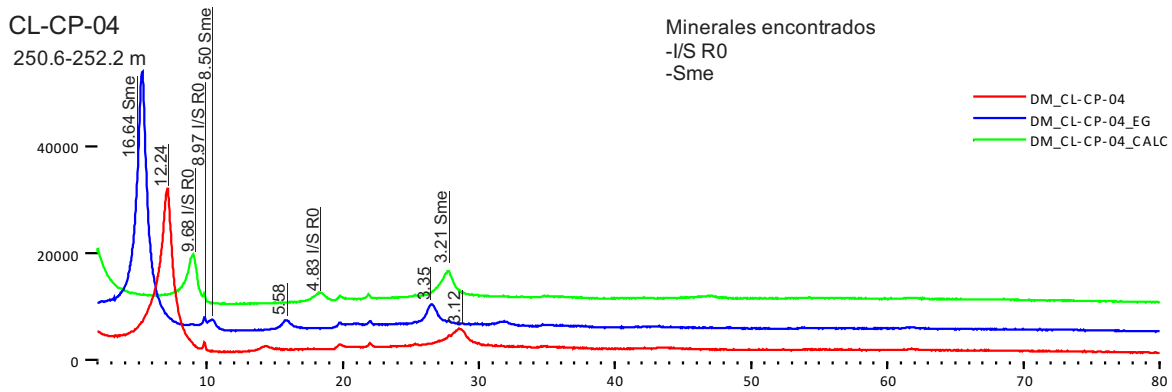
Anexo D

Resultados DRX de arcillas



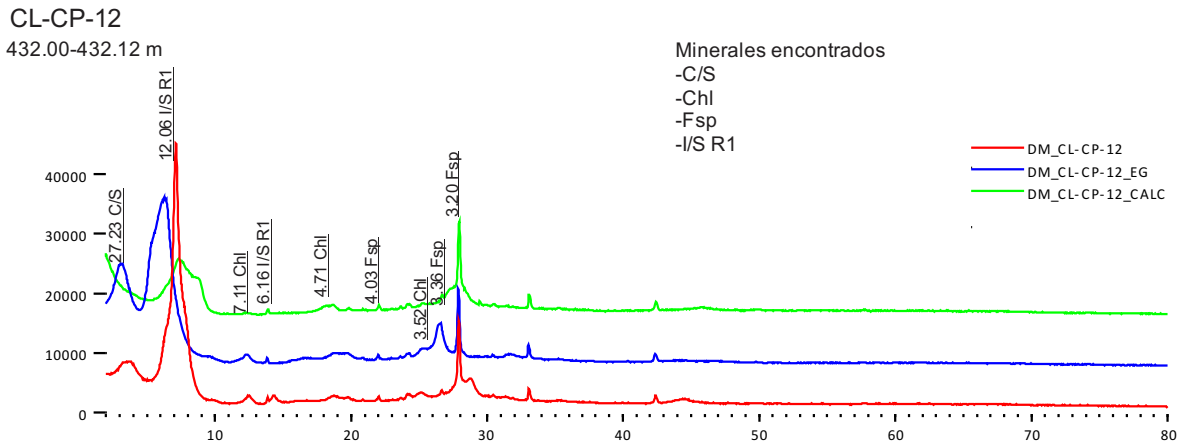
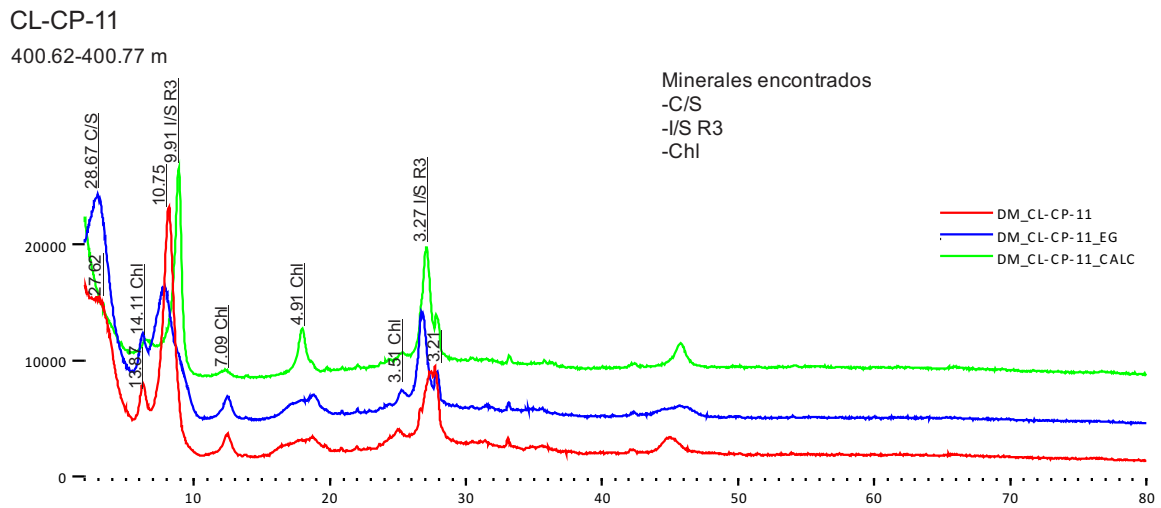
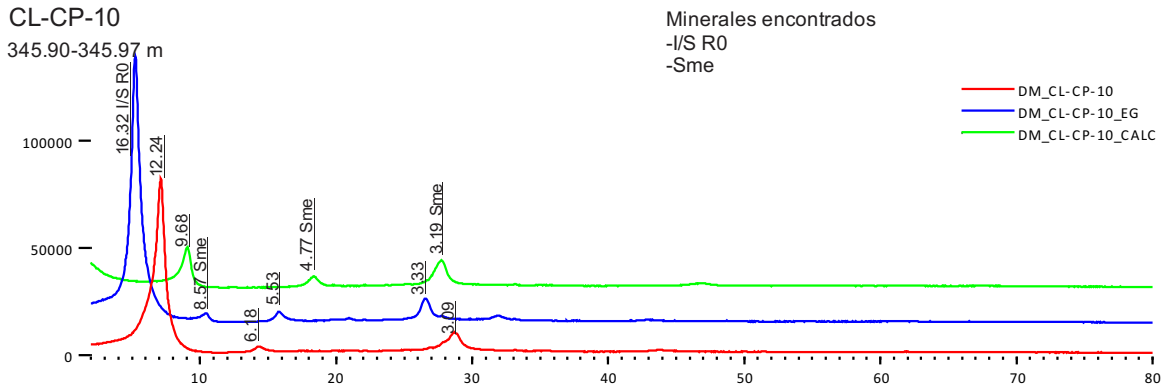
*Los valores de los *peaks* son entregados en Ångström y el eje vertical corresponde a los valores del secado al aire.

Figura 53. Diagramas de DRX de arcillas de las muestras CL-CP-01, 02 y 03.



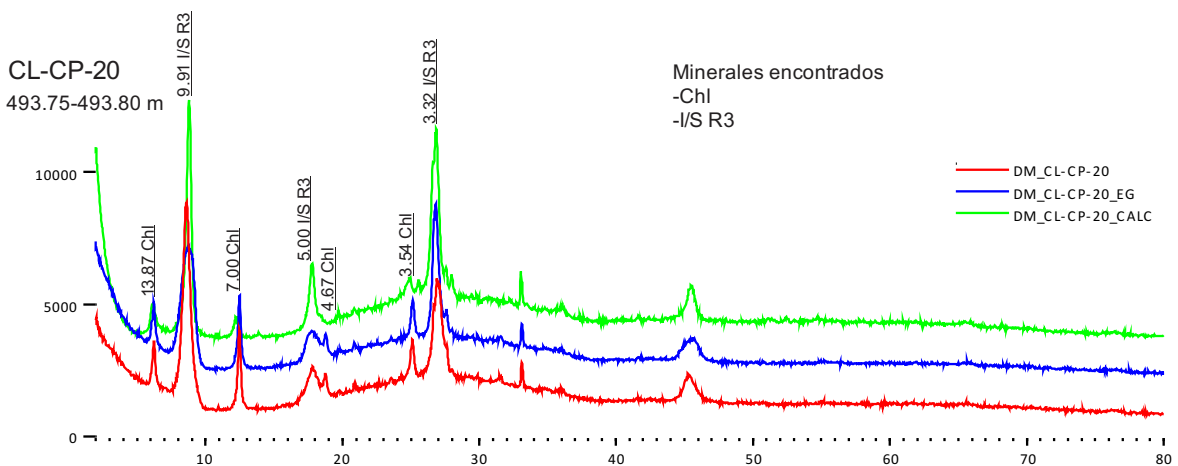
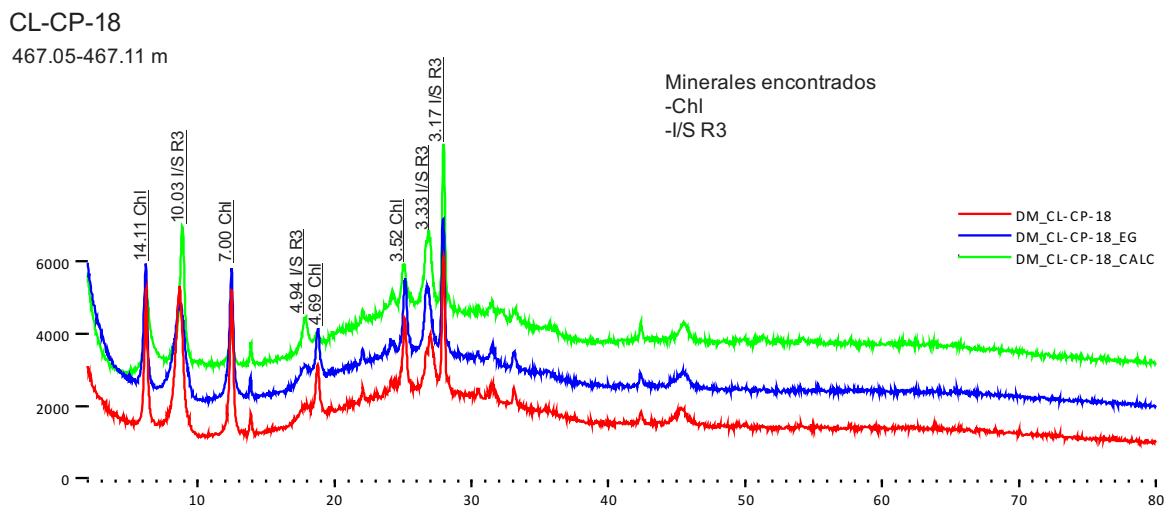
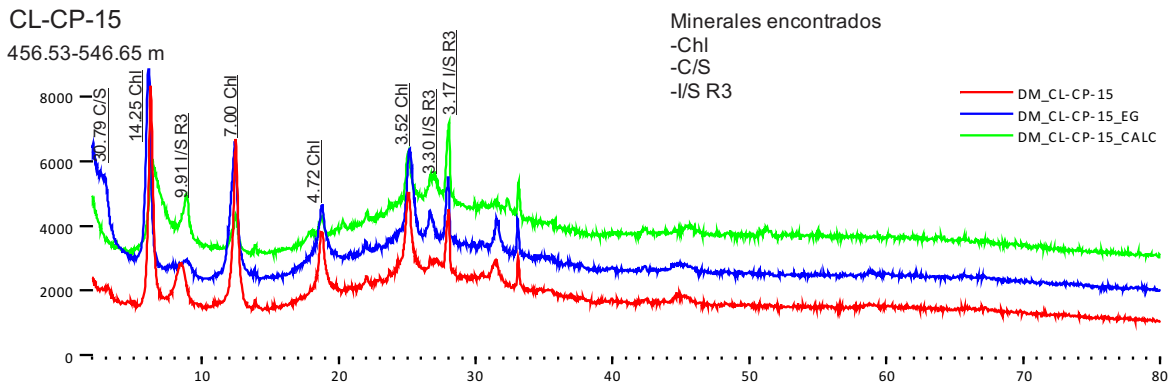
*Los valores de los *peaks* son entregados en Ångström y el eje vertical corresponde a los valores del secado al aire.

Figura 54. Diagramas de DRX de arcillas de las muestras CL-CP-04, 05 y 08.



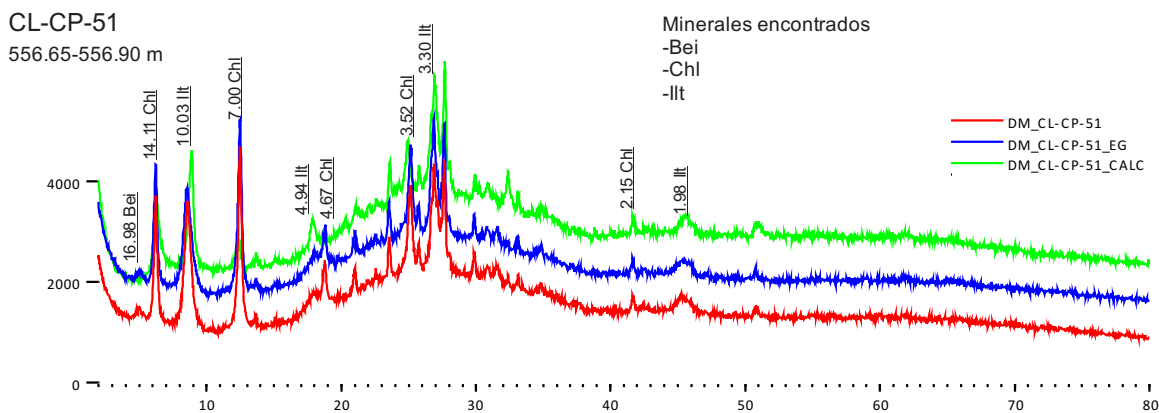
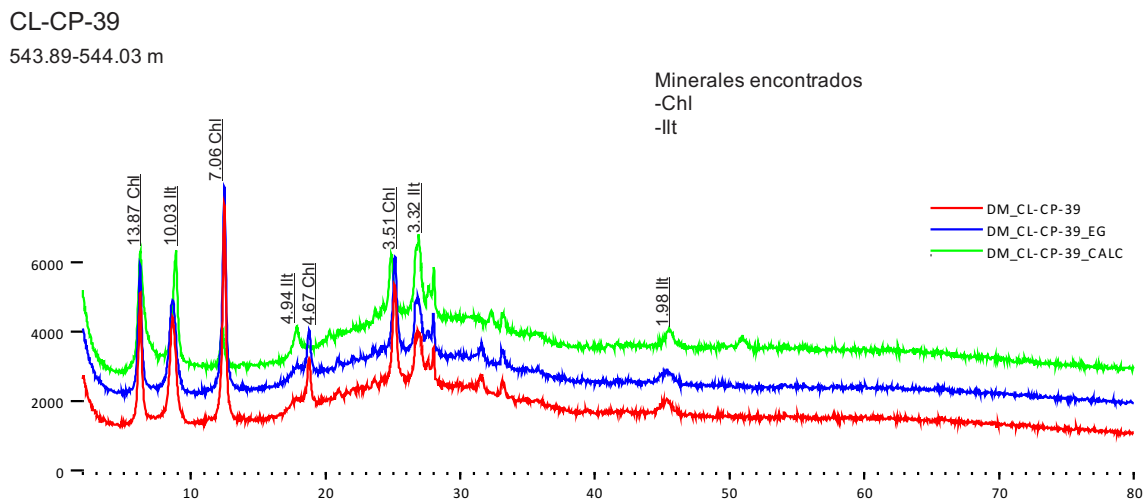
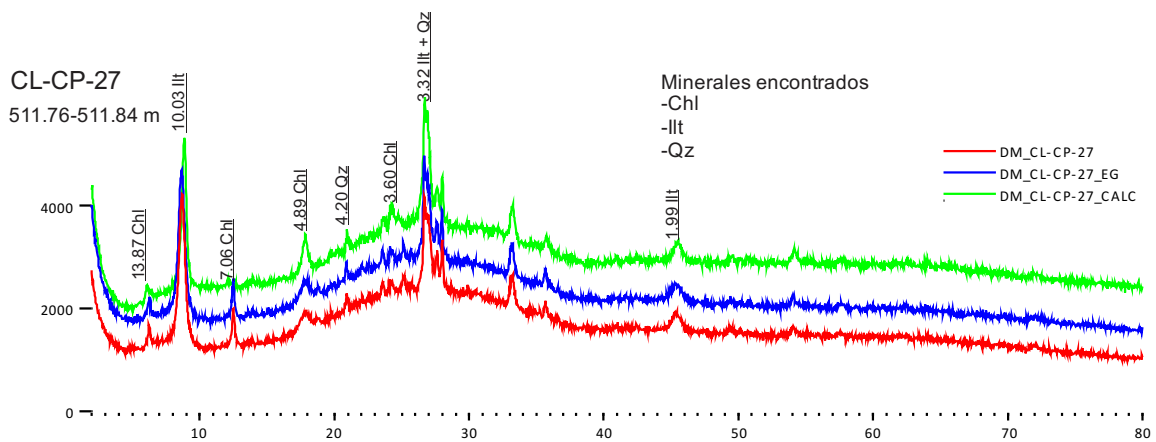
*Los valores de los *peaks* son entregados en Ångström y el eje vertical corresponde a los valores del secado al aire.

Figura 55. Diagramas de DRX de arcillas de las muestras CL-CP-10, 11 y 12.



*Los valores de los *peaks* son entregados en Ångström y el eje vertical corresponde a los valores del secado al aire.

Figura 56. Diagramas de DRX de arcillas de las muestras CL-CP-15, 18 y 20.



*Los valores de los *peaks* son entregados en Ångström y el eje vertical corresponde a los valores del secado al aire.

Figura 57. Diagramas de DRX de arcillas de las muestras CL-CP-27, 39 y 51.

Anexo E

Resultados SEM

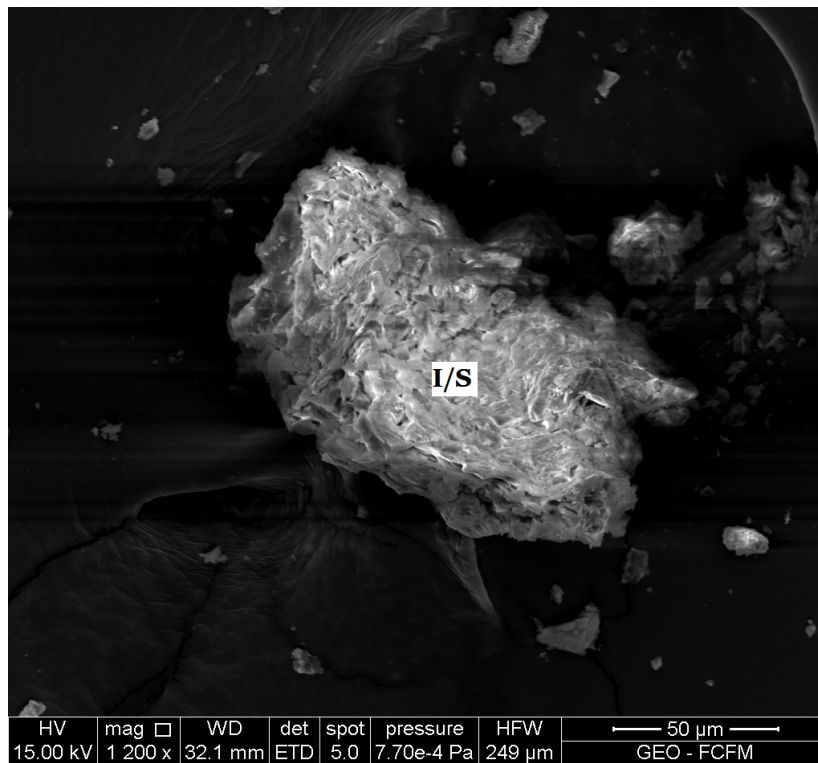
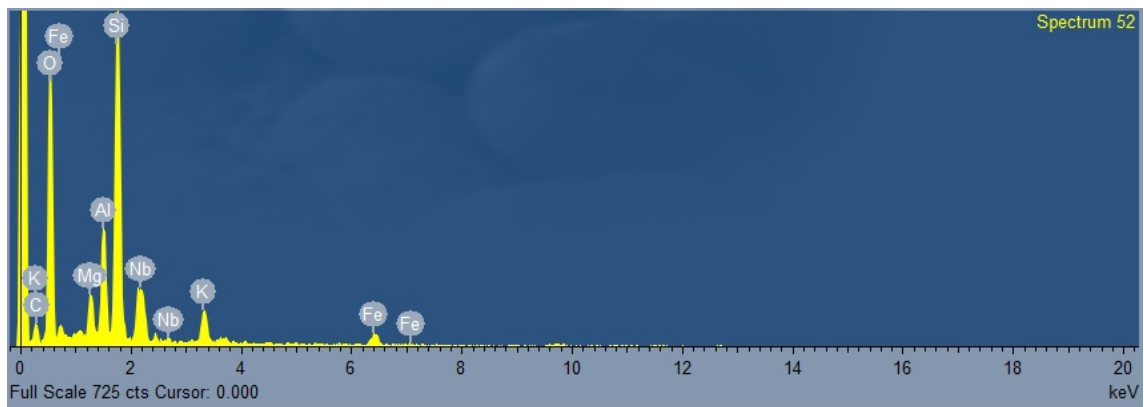


Figura 58. Microfotografía textural de un grano de interestratificado I/S perteneciente a la muestra CL-CP-05.



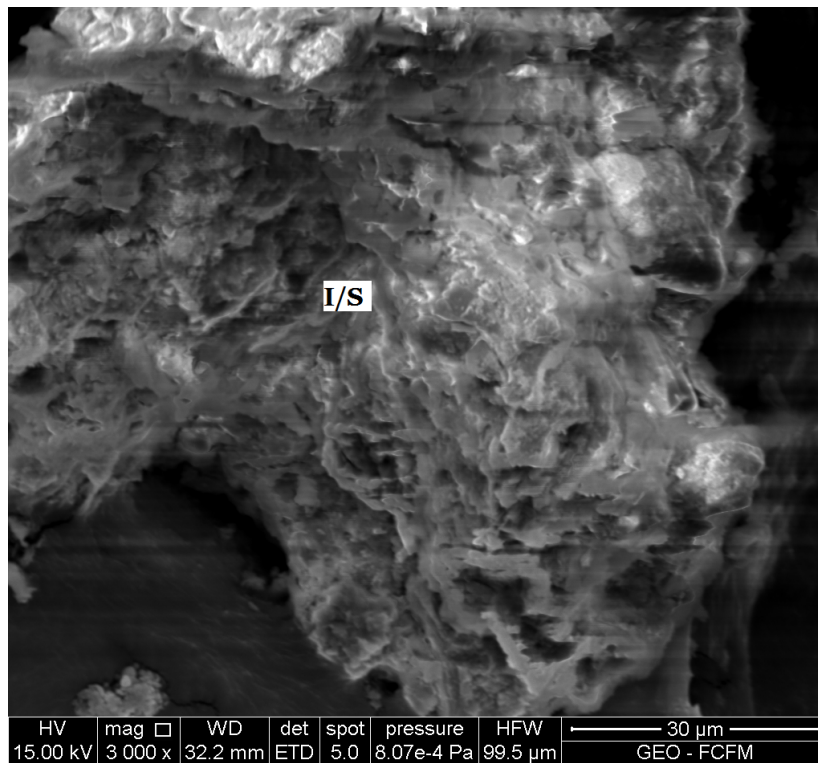


Figura 59. Microfotografía textural de un grano de interestratificado I/S perteneciente a la muestra CL-CP-05.

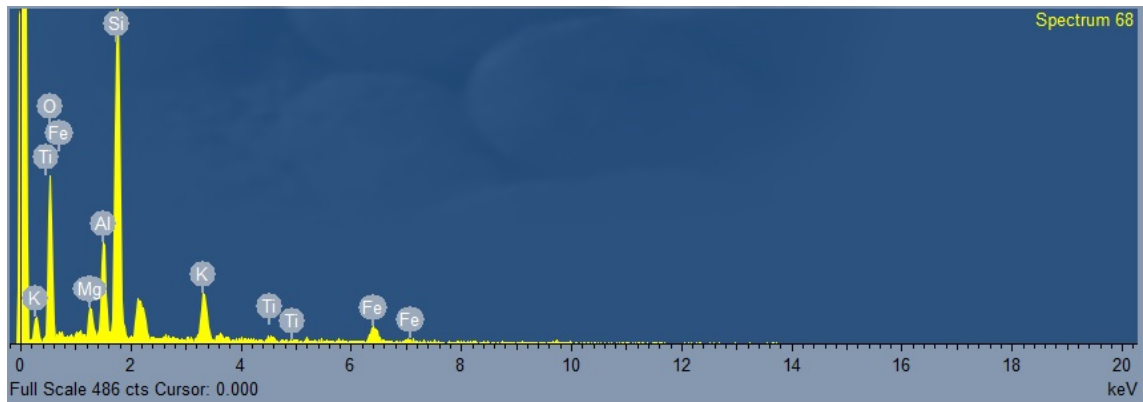


Figura 60. Diagrama de composición elemental de la figura 58.

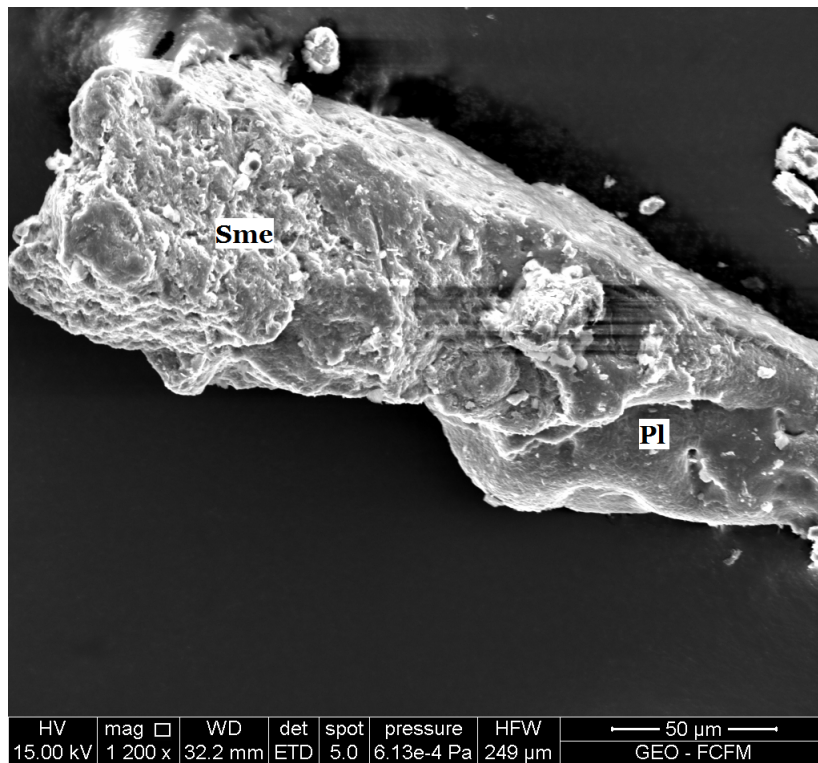


Figura 61. Microfotografía textural de un grano de plagioclasa alterado a esmectita perteneciente a la muestra CL-CP-08.

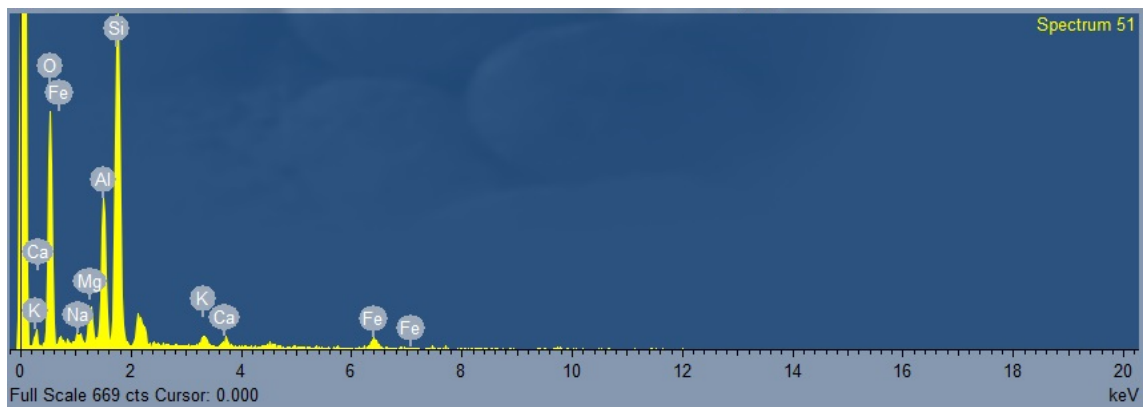


Figura 62. Diagrama de composición elemental de la figura 61.

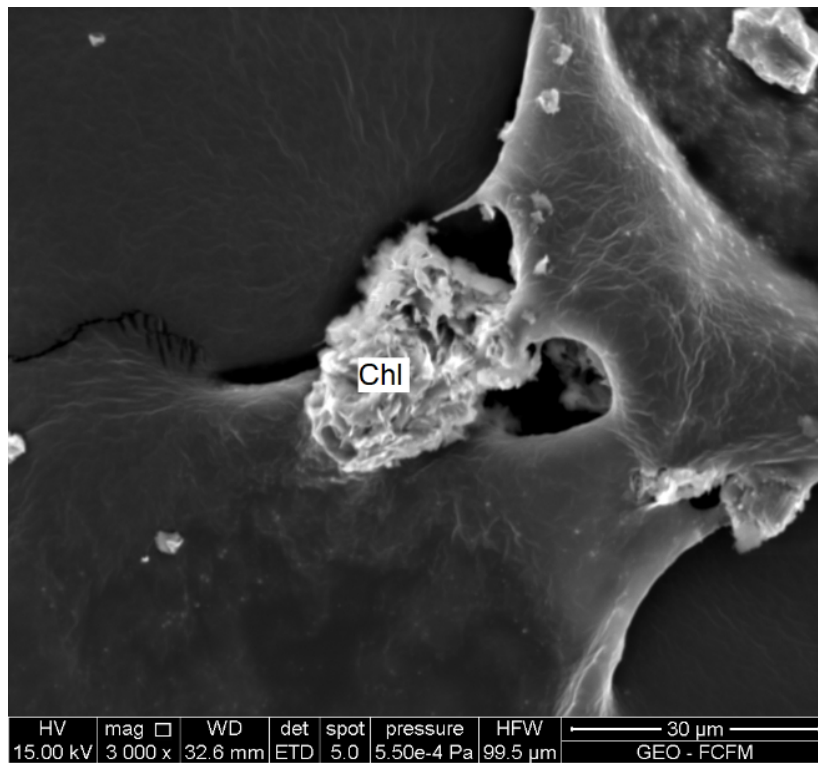


Figura 63. Microfotografía textural de un grano en la muestra CL-CP-11 que muestra un cristal de clorita.

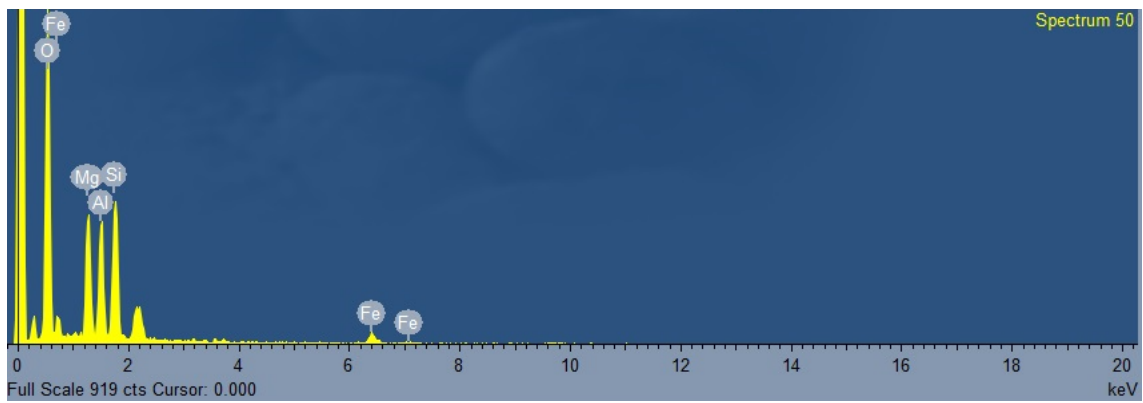


Figura 64. Diagrama de composición elemental del cristal de la figura 62.