



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

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA PRELIMINAR DE
DEPÓSITOS DE CEOLITAS EN LA VII REGIÓN**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

HUGO SEBASTIÁN QUINTEROS GLAVES

PROFESOR GUÍA:
CLAUDIA CANNATELLI

MIEMBRO DE LA COMISIÓN:
FRANCISCO FUENTES IZA
LUIS AGUIRRE LE-BERT

SANTIAGO DE CHILE

2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA
PARA OPTAR AL TÍTULO DE:
Geólogo
POR: Hugo Sebastián Quinteros Glaves
FECHA: 05/12/2016
PROFESOR GUÍA: Claudia Cannatelli**

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA PRELIMINAR DE DEPÓSITOS DE CEOLITAS EN LA VII REGIÓN

En la VII Región existen antecedentes de rocas con un gran contenido de ceolitas, las cuales representan un recurso de valor económico creciente dadas sus novedosas aplicaciones tecnológicas. En el presente estudio se muestrearon 4 zonas distintas para caracterizar su geología y la presencia de estos minerales. Las zonas estarían ubicadas en la Formación Colbún, la cual consiste en una franja de orientación NS ubicada en la zona precordillerana entre los 35°-36°S, compuesta por rocas volcanoclásticas y piroclásticas de edad Miocena tardía.

Las tres primeras zonas consisten en afloramientos de tobas vítreas y líticas, mientras que la cuarta zona fue un afloramiento de andesitas. Las muestras fueron analizadas petrográficamente y por medio de DRX de polvo de roca total. La mayoría de las muestras contenían alguna o varias de las siguientes especies de ceolita: clinoptilolita, mordenita y heulandita.

Esto indicaría que los afloramientos estuvieron expuestos a un importante metamorfismo de muy bajo grado de la facies de ceolita, en particular a uno de la sub-facies de clinoptilolita-mordenita en transición a analcima-heulandita. De la misma manera, es de esperar que otros depósitos cercanos de la Formación Colbún hayan estado expuestos al mismo metamorfismo y contengan una importante presencia de minerales ceolíticos.

Por el bien de todos...

Agradecimientos

En primer lugar quisiera agradecer al profesor Francisco Fuentes, quien me dio la posibilidad de realizar esta memoria gracias a nuestro común entusiasmo y fe en las ceolitas. También tengo mucha gratitud para mi profesora guía, Claudia Cannatelli, por su gran apoyo y confianza en el momento preciso. Gracias al profesor Luis Aguirre por su gran humanidad y humildad, creo que encarna bastante bien el ideal del maestro universitario. Y gracias a los tres por sus correcciones y opiniones que me permitieron terminar este trabajo. También quisiera agradecer de modo especial a Blanca, por tirarme el salvavidas preciso y ayudarme a que, de una vez por todas, termine mi carrera.

Luego agradecer al Laboratorio de Análisis de Sólidos (LAS) de la Universidad Andrés Bello a cargo de Poldie Oyarzún por dar las facilidades para ir a terreno, por la confección de cortes transparentes y por los análisis Difracción de Rayos X. Al laboratorio de Rocas de la misma universidad por facilitar los laboratorios, a Daniela Pla, su encargada; y a los alumnos Alexandra Valladares, Sofía Larraguirre y Nicolás Pizarro, por su ayuda y compañía en el terreno.

Agradecer a todos mis amigos y compañeros, en especial a los que me acompañaron en este proceso desde sus inicios: Pablo, Iván, David, Posso, Sebastián, y a todos los demás que andan pululando por la ahí. También a todos mis amigos y amigas que probablemente no lean esto, pero cuya presencia ha enriquecido mi vida.

Agradecer a mi familia por todo su apoyo, comprensión, y paciencia cuando lo demás fallaba.

Agradecer a mi preciosa compañera de vida Maru y a nuestra Bebé, que incluso antes de su nacimiento ya está haciendo florecer muchos aspectos de nuestras vidas.

Finalmente, agradecer a Lama Gendun Yarphal, por su presencia iluminadora. Por todas las enseñanzas entregadas, valiosas amistades e inconcebibles beneficios que ha traído a mi vida. En especial por enseñarme acerca de la persona que soy y de la persona que puedo llegar a ser

Tabla de Contenido

| | |
|--|-----------|
| CAPITULO 1: Introducción..... | 1 |
| 1.1 Introducción..... | 1 |
| 1.2 Objetivos | 2 |
| 1.2.1 General: | 2 |
| 1.2.2 Específicos: | 2 |
| 1.3 Hipótesis | 3 |
| 1.4 Zona de estudio | 4 |
| 1.4.1 Ubicación | 4 |
| 1.4.2 Vías de acceso | 5 |
| 1.5 Estudios Anteriores | 6 |
| CAPITULO 2: Metodología y teoría | 8 |
| 2.1 Planificación..... | 8 |
| 2.2 Trabajo de terreno | 8 |
| 2.3 Gabinete y Laboratorio | 9 |
| 2.3.1 Generalidades | 9 |
| 2.3.2 Descripción petrográfica microscópica roca total..... | 9 |
| 2.3.3 Estudio por Difracción de Rayos X (DRX) de polvo multicristalino de roca total | 11 |
| 2.4 Teoría..... | 12 |
| 2.4.1 Difracción de rayos X | 12 |
| 2.4.2.1 Método de polvo multicristalino | 12 |
| 2.5 Abreviación de minerales | 14 |
| CAPITULO 3: Ceolitas..... | 15 |
| 3.1. Definición y Estructura..... | 15 |
| 3.2 Ocurrencia | 17 |
| 3.3 Aplicaciones | 18 |
| 3.4 Ceolitas en Chile..... | 20 |
| CAPITULO 4 Marco Geológico..... | 23 |
| 4.1 Geología Regional..... | 23 |
| 4.1.1 Unidades estratificadas..... | 24 |

| | |
|--|----|
| Formación Río Damas (Kimmeridgiano) | 24 |
| Baños del Flaco (Tithoniano medio) | 24 |
| Formación Colimapu (Barremiano-Albiano) | 25 |
| Formación Abanico (Eoceno superior-Mioceno inferior) | 25 |
| Formación Colbún (Eoceno superior-Mioceno medio) | 25 |
| Formación Farellones (Mioceno) | 26 |
| Formación Campanario (Mioceno Medio) | 26 |
| Formación Cola de Zorro (Plioceno Inferior-Pleistoceno Inferior) | 27 |
| 4.1.2 Volcanismo y depósitos Cuaternarios..... | 28 |
| Complejo volcánico Laguna del Maule | 28 |
| Complejo volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (CVDGQA) | 28 |
| Complejo volcánico Tatara-San Pedro-Pellado | 29 |
| 4.1.3 Depósitos Cuaternarios | 29 |
| CAPITULO 5 Geología Local | 32 |
| 5.1 Generalidades | 32 |
| 5.2 Zona I | 33 |
| 5.5 Zona II | 36 |
| 5.4 Zona III | 39 |
| 5.5 Zona IV | 41 |
| CAPITULO 6 Petrografía | 44 |
| 6.1 Introducción | 44 |
| 6.2 Mineralogía Primaria | 45 |
| 6.2.1 Generalidades | 45 |
| 6.2.2 Zona I | 45 |
| 6.2.3 Zona II | 47 |
| 6.2.4 Zona III..... | 49 |
| 6.2.5 Zona IV | 51 |
| 6.3 Mineralogía Secundaria | 52 |
| 6.3.1 Generalidades | 52 |
| 6.3.2 Zona I | 54 |
| 6.3.3 Zona II | 56 |

| | |
|--|-----|
| 6.3.4 Zona III..... | 58 |
| 6.3.5 Zona IV | 60 |
| CAPITULO 7 Resultados DRX | 61 |
| 7.1 Generalidades | 61 |
| 7.2 Zona I | 61 |
| 7.3 Zona II | 63 |
| 7.4 Zona III | 65 |
| 7.5 Zona IV | 66 |
| CAPITULO 8 Discusión | 67 |
| CAPITULO 9 Conclusiones..... | 70 |
| CAPITULO 10 Bibliografía..... | 71 |
| ANEXOS..... | 78 |
| Anexo 1: Puntos de muestreo..... | 79 |
| Anexo 2: Descripción de Columnas..... | 81 |
| Anexo 3: Descripción de Láminas Delgadas | 86 |
| Anexo 4: Difractogramas | 116 |

Índice de Figuras

| | |
|--|----|
| FIGURA 1. UBICACIÓN DE LAS CUATRO ZONAS DE ESTUDIO. IMAGEN TOMADA DE GOOGLE MAPS. | 4 |
| FIGURA 2. ACCESOS A LAS ZONAS DE ESTUDIO Y LEYENDA. TOMADO DE CARTA CAMINERA 2013. | 5 |
| FIGURA 3. FOTOGRAFÍA DE LAS 32 LÁMINAS DELGADAS Y SUS RESPECTIVOS CÓDIGOS. | 10 |
| FIGURA 4. DIFRACTOGRAMA OBTENIDO POR MEDIO DEL MÉTODO DE POLVO MULTICRISTALINO Y MOSTRANDO RESULTADOS PRELIMINARES DEL SOFTWARE DIFFRAC.EVA. | 13 |
| FIGURA 5. TABLA CON LOS MINERALES MENCIONADOS EN ESTE TRABAJO Y SU RESPECTIVA ABREVIACIÓN UTILIZADA. | 14 |
| FIGURA 6. COMPORTAMIENTO ESPERADO DEL MERCADO GLOBAL DE CEOLITAS NATURALES Y SINTÉTICAS. TOMADA DE INTERNET: HTTP://WWW.MARKETRESEARCHSTORE.COM/REPORT/ZEOLITE-MARKET-Z41101..... | 19 |
| FIGURA 7. VENTA DE CEOLITAS PARA CONSUMO HUMANO EN PLATAFORMAS DE INTERNET. | 21 |
| FIGURA 8. PUBLICIDAD Y PRODUCTO BASADO EN CEOLITAS. IMÁGENES TOMADAS DE INTERNET. | 22 |
| FIGURA 9. MAPA GEOLÓGICO REGIONAL, CON LAS CUATRO ZONAS DE ESTUDIO. MODIFICADO DE BASCUÑÁN 2005..... | 30 |
| FIGURA 10. LEYENDA DE MARCO GEOLÓGICO REGIONAL. TOMADO DE BASCUÑÁN 2005. | 31 |
| FIGURA 11. ZONA I DEL ESTUDIO. CADA PARADA TAMBIÉN CORRESPONDE A UN PUNTO MUESTREO. IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH. | 33 |
| FIGURA 12. CUERPO INTRUSIVO INTENSAMENTE METEORIZADO. EN LA IMAGEN SE OBSERVA UNA ESTRUCTURA PRODUCTO DE METEORIZACIÓN ESFEROIDAL. | 34 |
| FIGURA 13. AFLORAMIENTO EXPUESTO EN EMBALSE. TOBAS LÍTICAS CONTENIENDO UNLENTE DE ARENA. | 35 |
| FIGURA 14. ZONA II DEL ESTUDIO. EL MUESTREO Y LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA SE REALIZARON EN EL PUNTO SEÑALADO, EL CUAL ES UNA CANTERA DE LA EMPRESA FERTOSA. IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH..... | 36 |
| FIGURA 15. ALGUNAS DE LAS ARTESANÍAS CONFECCIONADAS A PARTIR DE “PIEDRA TOBA”. ... | 37 |
| FIGURA 16. “CANTERA CERRADA”, PROPIEDAD DE EMPRESA FERTOSA. DE AQUÍ SE SOLÍA EXTRAER “PIEDRA TOBA”. | 37 |
| FIGURA 17. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA LEVANTADA EN LA ZONA 2. DETALLE Y MUESTRAS RELACIONADAS EN ANEXO 1. | 38 |
| FIGURA 18. ZONA III. UBICACIÓN DEL PUNTO DE MUESTREO Y A PARTIR DEL CUAL SE LEVANTÓ LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 2. IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH..... | 39 |
| FIGURA 19. CASCADA QUE LLEGA A EMBALSE DIGUA. IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH.. | 39 |
| FIGURA 20. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA LEVANTADA EN LA ZONA 3. DETALLE Y MUESTRAS RELACIONADAS EN ANEXO 1. | 40 |

| | |
|---|----|
| FIGURA 21. ZONA 4. UBICACIÓN DEL CORTE DE CAMINO EN DONDE SE REALIZÓ EL MUESTREO Y PARTIR DEL CUAL SE LEVANTÓ LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 3. AFLORAMIENTO MUESTREADO SE ENCUENTRA DELIMITADO. IMAGEN MODIFICADA DE GOOGLE EARTH. ... | 41 |
| FIGURA 22. VISTA A CORTE DE CAMINO QUE EXPONE AFLORAMIENTOS MUESTRADOS EN ESTA ZONA. IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH. | 42 |
| FIGURA 23. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA LEVANTADA EN LA ZONA 4. DETALLE Y MUESTRAS RELACIONADAS EN ANEXO 1. | 43 |
| FIGURA 24. SISTEMA DE CLASIFICACIÓN DE ROCAS PIROCLÁSTICAS DE HARPER & ROW, Y SCHMID. TOMADO DE SCHMID (1981). | 44 |
| FIGURA 25. SISTEMA DE CLASIFICACIÓN DE FISHER. TOMADO DE FISHER (1966). | 44 |
| FIGURA 26. CLASIFICACIÓN DE MUESTRAS DE ZONA I. SE TIENEN 2 TOBAS LÍTICAS, 2 TOBAS CRISTALINAS Y 2 TOBAS VÍTREAS. | 45 |
| FIGURA 27. CLASIFICACIÓN DE MUESTRAS DE ZONA II. SE TIENEN 12 TOBAS VÍTREAS Y 1 TOBA LÍTICA. | 47 |
| FIGURA 28. MUESTRA HQ10P1-A'. PLAGIOCLASA INMERSA EN MATRIZ DE CENIZA, CON SMECTITA ALREDEDOR. | 48 |
| FIGURA 29. CLASIFICACIÓN DE MUESTRAS DE ZONA III. SE TIENEN 7 TOBAS VÍTREAS. | 49 |
| FIGURA 30. MUESTRA HQ11P3-1. CUARZOS INMERSOS EN MATRIZ DE CENIZA. SE OBSERVA UNA FIAMME ALTERADA A SMECTITA. | 50 |
| FIGURA 31. MUESTRA HQ12P1-2. RESTOS DE UN CRISTAL DE PIROXENO. | 51 |
| FIGURA 32. CEOLITA TIPO 1 EN CÚMULOS MOSTRANDO SU CLIVAJE CARACTERÍSTICO. MUESTRA HQ09P6-*. | 53 |
| FIGURA 33. TOBA LÍTICA ALTERADA. SE OBSERVA UNO DE LOS POCOS CLINOPIROXENO OBSERVADOS EN LAS MUESTRAS. CEOLITA TIPO 2 CON SU HÁBITO FIBROSO, CEOLITA TIPO 1 Y SMECTITA, ALTERANDO A LÍTICOS. MUESTRA HQ09P4-3. | 53 |
| FIGURA 34. SMECTITA MOSTRANDO UN HÁBITO FIBROSO RADIAL, MIENTRAS ALTERA INTENSAMENTE UN FRAGMENTO JUVENIL. MUESTRA HQ10F-A. | 53 |
| FIGURA 35. BRECHA PIROCLÁSTICA INTENSAMENTE ALTERADA. CEOLITA TIPO 2 RELLENANDO VESÍCULAS. EL HÁBITO FIBROSO SE APRECIA MEJOR EN LOS BORDES DE LAS VESÍCULAS, MIENTRAS QUE HACIA EL CENTRO DE ÉSTAS LAS CEOLITAS AUMENTAN DE TAMAÑO Y COMIENZAN A TOMAR CARACTERÍSTICAS DE LA CEOLITA TIPO 1, COMO SU CLIVAJE Y CRISTALINIDAD. TAMBIÉN SE PUEDE APRECIAR LA INTENSA ALTERACIÓN A SMECTITA, ARCILLAS Y ÓXIDO EN EL CORTE. MUESTRA HQ09P6-2. | 54 |
| FIGURA 36. CLASTO LÍTICO INTENSAMENTE ALTERADO. SMECTITA REEMPLAZANDO A EPIDOTAS, CEOLITA TIPO 2 RELLENANDO ESPACIOS Y CEOLITA TIPO 1 SEUDOMORFA DE CALCITA. MUESTRA HQ09P6-2. | 55 |
| FIGURA 37. ALTERACIÓN INTENSA APRECIADA EN UNA FIAMME, CUYOS LÍMITES CON LA MATRIZ DE CENIZA PRÁCTICAMENTE DESAPARECIERON. SIN EMBARGO SU RESPUESTA A LA ALTERACIÓN FUE DISTINTA, GENERANDO MAYOR CANTIDAD DE SMECTITA. MUESTRA HQ10P1-A. | 56 |

| | |
|--|----|
| FIGURA 38. POMEZ ALTERADA DIFERENCIALMENTE, PLAGIOCLASAS RECRISTALIZADAS POSIBLEMENTE A ALBITA Y ÓXIDOS DISEMINADOS EN LA MATRIZ. MUESTRA HQ10P3-L... | 57 |
| FIGURA 39. SE OBSERVAN FENOCRISTALES DE CUARZO EN MATRIZ DE CENIZA, ASÍ COMO UNA FIAMME ALTERADA A SMECTITA. TOBA MUESTRA HQ11P3-1. | 58 |
| FIGURA 40. TOBA VÍTREA PRESENTANDO DOS TIPOS DE CEOLITAS. CEOLITA TIPO 2 RELLENANDO VETILLAS Y CEOLITA TIPO 3 REEMPLAZANDO UN SECTOR DE LA MATRIZ. NOTAR LAS DIFERENCIAS EN BIRREFRINGENCIA. MUESTRA HQ11P3-*. | 59 |
| FIGURA 41. LAVA CON ALTERACIÓN INTENSA A SMECTITA. LAS SMECTITA SE PRESENTAN EN TAMAÑOS MUY GRANDES, POSIBLEMENTE DEBIDO A QUE ESTÉN REEMPLAZANDO A EPIDOTAS. MUESTRA HQ12P1-4. | 60 |
| FIGURA 42. TABLA RESUMIENDO LA INFORMACIÓN DE LOS DRX PARA LA ZONA I. CEOLITAS ESTÁN MARCADAS EN VERDE Y LAS MUESTRAS DEFECTUOSAS EN ROJO. | 62 |
| FIGURA 43. DIFRACTOGRAMA DE MUESTRA HQ09P1-1. | 62 |
| FIGURA 44. TABLA RESUMIENDO LA INFORMACIÓN DE LOS DRX PARA LA ZONA II. CEOLITAS ESTÁN MARCADAS EN VERDE Y LAS MUESTRAS DEFECTUOSAS EN ROJO. | 63 |
| FIGURA 45. DIFRACTOGRAMA DE MUESTRA HQ10P1-B. | 64 |
| FIGURA 46. TABLA RESUMIENDO LA INFORMACIÓN DE LOS DRX PARA LA ZONA III. CEOLITAS ESTÁN MARCADAS EN VERDE. | 65 |
| FIGURA 47. DIFRACTOGRAMA DE MUESTRA HQ11P3-5. | 65 |
| FIGURA 48. TABLA RESUMIENDO LA INFORMACIÓN DE LOS DRX PARA LA ZONA IV. CEOLITAS ESTÁN MARCADAS EN AZUL. | 66 |
| FIGURA 49. DIFRACTOGRAMA DE MUESTRA HQ12P1-2. | 66 |

CAPITULO 1: Introducción

1.1 Introducción

Las ceolitas son una familia de minerales aluminosilicatados cuyas propiedades físicas y químicas proveen características únicas para una amplia variedad de aplicaciones. En los últimos años numerosos estudios han resaltado sus propiedades únicas y potenciales usos, siendo llamadas “el mineral del siglo 21” (Ming & Allen, 2001). Esto se debe a la versatilidad estructural de este tipo de especies minerales que ofrece permanentes oportunidades de estudio desde el punto de vista químico y tecnológico, actividad que, para su fortalecimiento necesariamente requiere la complementación de otras disciplinas así como el análisis de situaciones vigentes tanto a nivel nacional como regional, que requieren del aporte de soluciones para mejorar aspectos socio-económicos y productivos (Agosto, 2012).

Es reconocido internacionalmente que las ceolitas naturales son los mejores materiales para ser empleados en procesos tecnológicos de eliminación de contaminantes (Rodríguez Fuentes, 2001; Inglezakis, 2010). A pesar de esto, en Latinoamérica y especial Chile, el interés ha mantenido un muy bajo perfil, su exploración se realiza principalmente por medio de esfuerzos particulares y su explotación ha pasado prácticamente desapercibida (CORFO, 1989).

La Asociación Internacional de ceolitas (IZA) ha señalado más de 50 tipos de ceolitas naturales. En Latinoamérica se pueden encontrar en Antillas, Argentina, Bolivia, Brasil, Chile, entre otros. De acuerdo con Giannetto Pace (2000), estas manifestaciones son reconocidas como yacimientos, con reservas estimadas y aprobadas para su explotación industrial.

La enorme cantidad de especies de ceolitas y su estilo de mineralización (masiva o rellenando amígdalas) representan las potenciales dificultades de la minería de ceolitas naturales (Chipera & Apps, 2001). Debido a esto, es necesario hacer estudios mineralógicos extensivos para identificar con seguridad la especie de la ceolita y el estado en que se encuentra, facilitando así la evaluación de los depósitos.

Sumado al existente interés científico y económico por las ceolitas en el exterior, sabemos que Chile presenta escenarios geológicos ideales para la formación de depósitos de interés, como lo son los extensos depósitos ignimbríticos en zonas con acuíferos y gradientes geotermales anómalos (Sheppard & Hay, 2001). Todo esto corroborado por la existencia, pequeña pero no nula, de pequeñas minas actualmente en explotación.

El presente estudio está enfocado en el reconocimiento y caracterización de depósitos de ceolita cercanos a la localidad de Parral, VII Región, con el fin de tener una idea en cuanto a su posible valor como recurso minero dado su creciente valor tecnológico. Para lograr esto se utilizará la obtención de muestras in situ y descripción de los depósitos, descripción petrográfica y reconocimiento de fases minerales por medio de difracción de rayos X de roca total.

1.2 Objetivos

1.2.1 General:

- Caracterizar preliminarmente la geología y mineralogía de los yacimientos de ceolitas en la VII Región, dada la creciente importancia en el mundo de este mineral como recurso tecnológico.

1.2.2 Específicos:

- Contextualizar el área de estudio como potencial recurso minero de la VII Región.
- Proponer nuevos mecanismos de formación de ceolitas o apoyar aquellos existentes para los afloramientos de la VII Región, tomando en consideración la mayor superficie abarcada de este estudio en comparación con otros anteriores.
- Identificar probables zonas en la VII Región con mayores potenciales de recursos de ceolitas.

1.3 Hipótesis

Chile posee una importante cantidad de escenarios geológicos con características suficientes como para esperar que se hayan formado y preservado depósitos de ceolitas. A pesar de que en el país la información sobre estos depósitos es escasa, actualmente existe explotación a menor escala en 2 minas en la VII Región.

Por ende, es posible esperar la existencia de nuevos depósitos, ya sea cercanos a la minas actualmente explotadas o en otras locaciones con características geológicas similares, y que éstos nuevos depósitos posean ceolitas en cantidades suficientes como para hacerlos interesantes para la minería e incentivar al desarrollo económico de la región.

1.4 Zona de estudio

1.4.1 Ubicación

La zona se encuentra ubicada en la VII Región del Maule, a 30km hacia el Este desde Linares aproximadamente. El estudio se realizó en cuatro zonas diferentes, las cuales quedan abarcadas entre los 35°30' y 36°30' latitud Sur, y entre los 71° y 71°20' longitud.

Las cuatro zonas de estudio se encontrarían ubicadas en el dominio morfoestructural de la Depresión Central.

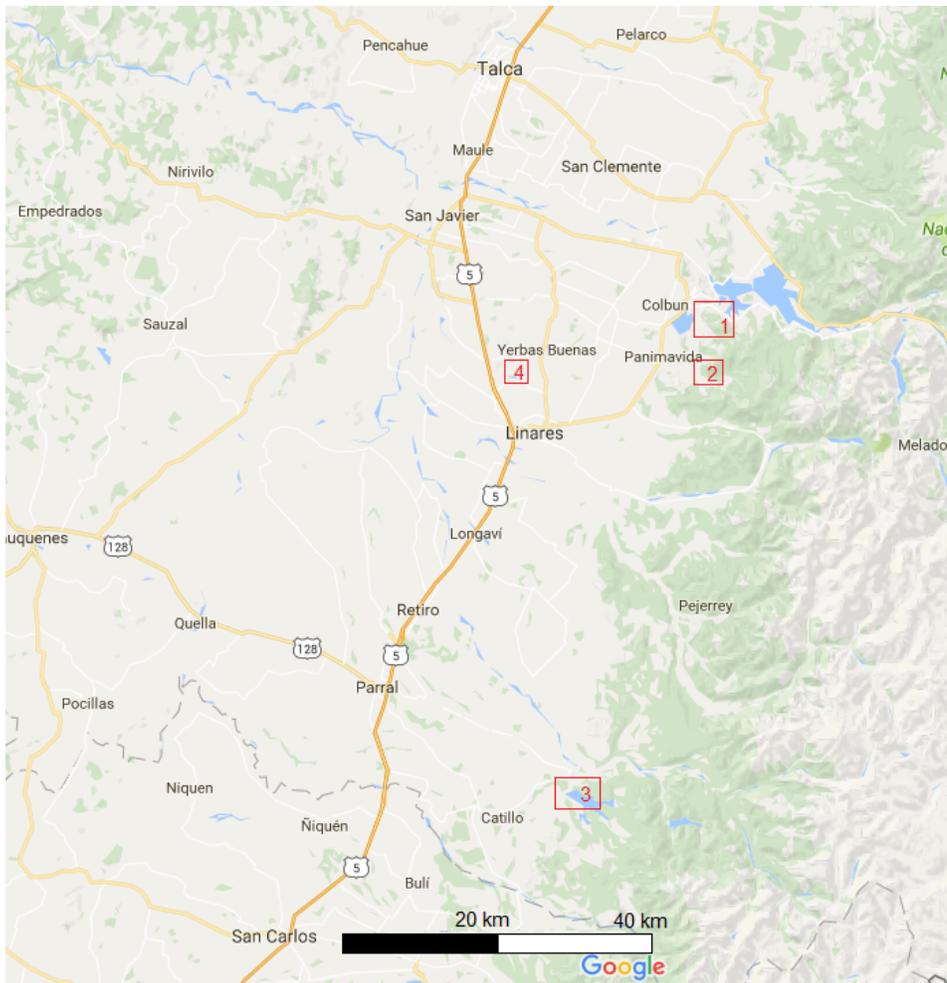


Figura 1. Ubicación de las cuatro zonas de estudio. Imagen tomada de Google Maps.

1.4.2 Vías de acceso

El acceso a las zonas de estudio se puede encontrar en la Carta Caminera 2013 del Ministerio de Obras Públicas:

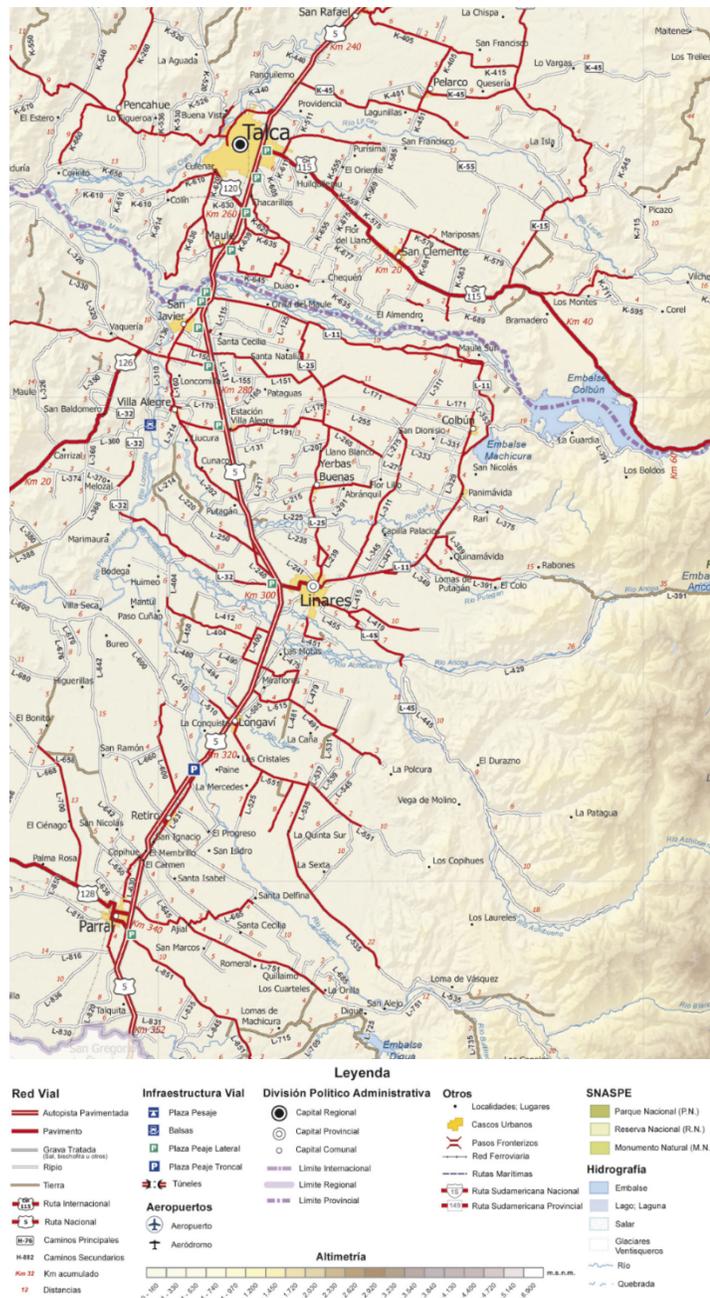


Figura 2. Accesos a las zonas de estudio y leyenda. Tomado de Carta Caminera 2013.

1.5 Estudios Anteriores

Los primeros estudios geológicos en la región se remontan a 1835, cuando Darwin realizaría una exploración en la zona, aunque a escala regional.

Más tarde en 1890 Darapsky escribió un compendio de las aguas termales de Chile, caracterizando química y físicamente las aguas de la zona, además de hacer una descripción geológica básica de algunos depósitos y cerros. En 1942 Muller realizó otro estudio enfocado en las aguas, incluyendo también los barros medicinales de Panimávida. Para dilucidar el posible origen de éstos, llevo a cabo un breve reconocimiento geológico del área.

En 1960 Klohn definió la Formación Porfírica. Luego en 1962 González y Vergara realizaron por primera vez un reconocimiento geológico del sector cordillerano entre las latitudes 35°S y 38°S, en el cual reconocen y definen las unidades litoestratigráficas de la región. En este estudio asignan las rocas del área de estudio al Cretácico inferior a medio de la cordillera de la costa, a las cuales describen como vulcanitas mesosilíceas y silicoalcalinas y sedimentos continentales.

La división de las rocas estratificadas de la zona en cuatro unidades, basadas en las características estratigráficas y petrográficas, se debe a Galay y Talloni que en 1966 llevaron a cabo un estudio geotécnico para el proyecto “Central Hidroeléctrica Colbún”. El primer estudio geológico completo en la zona central, comprendiendo las Regiones VI, VII y VIII del país, se data en 1977 a través de la obra de Escobar y coautores, con la producción de un mapa a escala 1:250.000. En esta investigación los autores asignan una edad Cretácica a las rocas que se verán en el presente estudio.

En 1979 Karzulovic y coautores realizaron un estudio geológico enmarcado en los proyectos Hidroeléctricos Colbún-Machicura-Melado. Definieron la Formación Colbún como un complejo volcánico-clástico, subdividiéndola en tres unidades, una superior conformada por rocas volcánicas andesíticas y dacíticas, una unidad intermedia sedimentaria continental y una inferior volcanoclástica con abundancia de piroclastos de una matriz pumicítica denominada Brecha Colbún. Basados en la flora fósil encontrada en la unidad intermedia y dataciones radiométricas los autores atribuyeron a esta formación una edad Terciario Inferior a Medio.

En el Mapa geológico de Chile (Sernageomin, 1982) la Formación Colbún se extiende por una delgada franja de 11km de ancho, de dirección casi N-S por la Precordillera Andina entre Talca y Chillán, en contacto posiblemente por Falla con la Formación Abanico.

En el mismo año, Drake y coautores realizaron un estudio geocronológico de las rocas intrusivas y metaplutónicas de Chile Central (31°-36° lat. Sur), determinando, a través de siete franjas longitudinales de diferentes edades, la migración del arco magmático hacia el Este.

En un trabajo de 1984, Muñoz y Niemeyer señalaron que las rocas de la Formación Colbún contienen una flora fósil parcialmente comparable con la reconocida en la Formación Cura-Mallín, correlacionándola con esta unidad (Eoceno a Mioceno medio). Posteriormente, Vergara (1985) redefine la Formación Colbún a nivel regional, separándola en dos unidades litológicas y estructurales marcadamente diferentes: la formación propiamente tal y el Complejo Intrusivo Machicura, estableciendo sus relaciones de contacto y caracterizándolas petrológicamente. El autor subdivide a la primera unidad en tres miembros: el inferior correspondiente a depósitos

lacustres pumicíticos multicolores, el intermedio compuesto por lutitas y tobas muy finas de colores verdes y en parte carbonosos, y el superior, consistente en tobas y brechas piroclásticas y epiclásticas. Por otro lado, el autor reconoce al Complejo Intrusivo Machicura como una autobrecha andesítica con fragmentos angulosos monolitológicos.

Troncoso y Muñoz (1988) llevaron a cabo un estudio paleontológico de las tobas de Quinamávida y de las areniscas de puente Bullileo (55km al sur), determinando una edad Eoceno inferior para las primeras y una edad mínima Eoceno Medio para las segundas, concluyendo así que no son correlacionables. Estos autores definen al conjunto de fósiles del área de estudio como “Paleoflora mixta sin Nothofagus”, correlacionándola con la de Arauco y Río Pichileufú. Troncoso en 1992 describe treinta y un órgano-especies de hojas fósiles de Quinamávida, reafirmando la edad Eoceno inferior.

En un estudio geoquímico realizado por Vergara y coautores en 1966 a las rocas de la Precordillera entre Talca y Linares, se determinó un carácter más toleítico que el de las lavas cuaternarias del volcanismo de los Andes del Sur. En este estudio además dataron estas rocas con método Ar-Ar en 27,4 +/- 0,3 Ma. En los años siguientes, Vergara y coautores hacen un estudio de la mineralogía del volcanismo Oligo-Mioceno en la Precordillera andina de Linares hasta Parral, analizando tanto los minerales primarios como los de alteración (Vergara et al., 1977), y realizan un estudio petrográfico, mineralógico, geoquímico y geocronológico del volcanismo toleítico en el área de Colbún, dividiendo a la Formación Colbún en una unidad inferior y una superior separadas por una discordancia de erosión (Vergara et al., 1999). Los autores subdividen a la primera (que data Eoceno superior-Oligoceno superior) en dos litofacies, la inferior se divide en dos niveles: uno silíceo inferior compuesto de tobas laminadas y soldadas y brechas riolíticas y un nivel superior básico que consiste de basaltos, andesitas basálticas y andesitas subordinadas. Por otro lado, la litofacie superior corresponde a 500m depósitos volcanoclásticos y flujos detríticos. Finalmente, la unidad superior del Mioceno inferior a medio es netamente volcánica, compuesta de flujos basálticos.

Un estudio reciente (Bascuñán, 2005), enfocado en las ceolitas, describe la geología y mineralogía de las tobas ubicadas en Quinamávida, pertenecientes a la litofacies inferior de la unidad inferior de la Formación Colbún. Las ceolitas encontradas en este estudio son clinoptilolita, mordenita y heulandita en la mayor parte de sus muestras. Localmente se describen otras especies de ceolita como stilbita, offretita, erionita, gismondina, mazzita, willhendersonita y mesolita.

CAPITULO 2: Metodología y teoría

2.1 Planificación

Se recopiló información concerniente a los depósitos que pudieran contener ceolitas, ya sea en publicaciones científicas, prensa o reportes mineros (Accefo ltda., 1991; Sernageomin, 2002a; Sernageomin, 2012).

Después se acotaron los puntos de interés para así definir la zona de estudio basándose en los objetivos propuestos y en los limitados recursos que se disponían para la realización del presente estudio.

Finalmente se prosiguió a recopilar información geológica actualizada y antecedentes; mapas de rutas y accesos, imágenes satelitales e incluso información de prensa sobre emprendedores y gente que comercializara ceolitas.

2.2 Trabajo de terreno

La salida a terreno se desarrolló en cuatro días, en donde el foco principal fue la obtención de muestras de depósitos conocidos por la presencia de ceolitas, o en donde fuera altamente probable su existencia. También se le puso énfasis a las distintas litologías y facies que pudieran albergar estos minerales, de este modo facilitar la búsqueda de nuevos yacimientos en estudios futuros.

Durante la salida a terreno se muestrearon cuatro zonas separadas entre sí. Cabe mencionar que las muestras cuyo código empieza como HQ10F fueron proporcionadas por emprendedores mineros de la zona, ya que el acceso a la mina de la cual fueron extraídas estaba bloqueado. En el caso de estas muestras, dado que no fueron recolectadas in situ, no se realizó una descripción de su correspondiente geología local.

2.3 Gabinete y Laboratorio

2.3.1 Generalidades

Se recolectaron 41 muestras en terreno, las cuales pasaron por un proceso de selección en el laboratorio según su importancia para cumplir los objetivos y así realizar posteriores análisis. Especial énfasis se puso en aquellas muestras con presencia de minerales ceolíticos o que pudieran contenerlos.

De estas 41 muestras se hicieron 32 láminas delgadas y se extrajo una porción de la muestra para preparar 37 análisis de rayos X de polvo multicristalino de roca total.

Esta etapa fue acompañada de una descripción macroscópica de todas las muestras.

2.3.2 Descripción petrográfica microscópica roca total

Se realizó descripción petrográfica a partir de los 32 cortes transparentes obtenidos de las muestras seleccionadas. Para ello se utilizó un microscopio polarizante de marca Nikon modelo Eclipse LV100POL para luz reflejada y transmitida ubicado en las dependencias del laboratorio de rocas de la Universidad Nacional Andrés Bello. Adicionalmente, se tomaron fotomicrografías de las secciones delgadas con la cámara adjunta al microscopio.



Figura 3. Fotografía de las 32 láminas delgadas y sus respectivos códigos.

2.3.3 Estudio por Difracción de Rayos X (DRX) de polvo multicristalino de roca total

Para poder realizar estos análisis la metodología previa consistió primero en chancar y pulverizar las muestras elegidas. Para esto se utilizó un triturador de mandíbulas para laboratorio - 90 - 2 mm BB 200 marca Retsch. Una vez chancado, se tomaron las partículas más pequeñas y se incorporaron a una trituradora de tipo mortero para laboratorio - 8 mm - 10 μm RM 200 marca Retsch, de ágata. A una presión entre 6 a 8, por alrededor de 6 minutos. Por medio de esto se espera que la granulometría de las muestras quede de un tamaño menor a 75 μm .

Luego de esto, para reducir la granulometría al tamaño adecuado se introdujeron las muestras en un micronizador electrónico marca McCrone, en donde se utilizó ágata y corindón para la molienda de manera que la granulometría de la muestra resulte de un tamaño menor a 10 μm . Posteriormente la muestra micronizada se mezcla con alcohol en una capsula Petri, para luego ser secada en un horno y prensada. De esta manera la muestra queda con una geometría similar a una pastilla, lo cual permite introducirla en el difractor y que sea manejada por éste correctamente.

El difractor es un modelo Bruker D8. Éste se operó con una radiación $\text{CuK}\alpha$ de 1.54 Å (40kV, 30mA) entre 4 a 80°2 θ (tamaño de paso 0.02°2 θ y tiempo de medición de 0.5 s por paso). La interpretación de difractogramas obtenidos se analizó en el programa DIFFRAC.EVA versión 2.1, de Bruker AXS.

2.4 Teoría

2.4.1 Difracción de rayos X

La difracción de rayos X, abreviada generalmente como DRX, se ha ocupado principalmente para obtener información acerca de las estructuras cristalinas (Poppe et al., 2013). Cuando un haz de rayos X incide en una red cristalina, generalmente ocurre dispersión. La mayor parte de los rayos dispersados interfiere consigo misma y es eliminada, lo que se le llama interferencia destructiva. La difracción ocurre cuando los rayos dispersados en cierta dirección están en fase con otros rayos dispersados de otros planos atómicos, reforzándose por medio de interferencia constructiva. La relación en la cual ocurre la difracción se llama Ley de Bragg. Debido a que cada material cristalino tiene una estructura atómica característica, éste difractará rayos-x en un único patrón característico.

2.4.2.1 Método de polvo multicristalino

En este método, los cristales a examinar son reducidos a un polvo muy fino y puestos en un haz monocromático de rayos X. Cada partícula del polvo es un pequeño cristal aleatoriamente orientado con respecto al haz incidente. Solo por probabilidad, algunas partículas estarán orientadas correctamente para que, por ejemplo, sus planos (100) puedan reflejar el haz incidente. Otras partículas estarán correctamente orientadas para las reflexiones del plano (110), y así sucesivamente. La orientación correcta, correspondería a la orientación que cumpla el ángulo de Bragg para su reflexión. El resultado es que cada set de redes cristalinas sean capaces de reflejar. La masa de polvo es equivalente a un solo cristal rotado en todos sus ejes posibles (Cullity, 1956).

Para que lo anterior sea posible, λ tiene que mantenerse fijo, mientras que el ángulo 2θ varía. El análisis se realiza a través de un difractómetro de rayos X, el cual involucra una fuente de radiación monocromática, y un detector de rayos x situados en el borde de una circunferencia, con centro en la muestra de polvo. El haz de rayos X es dirigido hacia la muestra, y el detector va variando el ángulo con tal de captar las reflexiones en un rango de ángulos. El resultado final es un difractograma que tiene el número de conteos de reflexiones en el eje de la ordenada y el ángulo 2θ en el de la abscisa (ver figura 4).

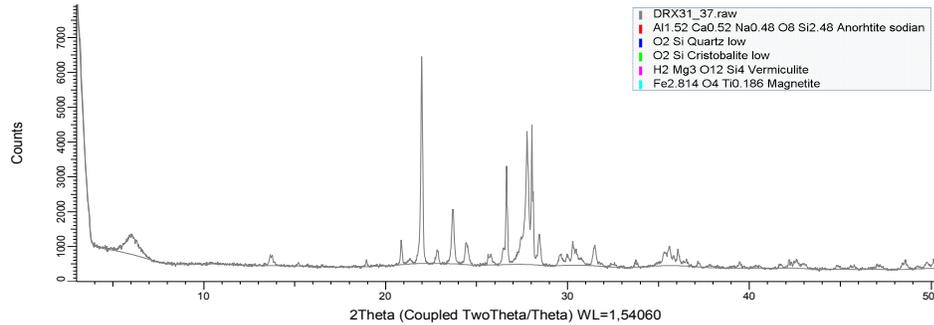


Figura 4. Difractograma obtenido por medio del método de polvo multicristalino y mostrando resultados preliminares del software DIFFRAC.EVA.

Finalmente, el difractograma obtenido se analizará observando y comparando sus distintos *peaks* de cuentas con aquellos patrones de difracción de minerales previamente identificados y almacenados en alguna de las distintas bases de datos existentes. Cabe mencionar que en el caso de que distintas fases minerales compartan los mismos planos, sus cuentas se sumarán alterando la intensidad del *peak* resultante. Debido a esto, el ojo del usuario es crítico a la hora de utilizar la información contenida en las bases de datos.

2.5 Abreviación de minerales

Las abreviaciones minerales usadas en este trabajo están basadas en el trabajo “Abbreviations for names of rock-forming minerals” (Whitney & Evans, 2010).

| | |
|------------------------|-----|
| Cuarzo | Qz |
| Plagioclasa | Pl |
| Feldespato Potásico | Afs |
| Zeolita | Zeo |
| Clorita | Chl |
| Ortopiroxeno | Opx |
| Hornblenda | Hbl |
| Anortita | An |
| Albita | Ab |
| Vermiculita | Vrm |
| Smectita | Sme |
| Heulandita | Hul |
| Clinoptilolita | Cpt |
| Mordenita | Mor |
| Stilbita | Stb |
| Titanita | TTn |

Figura 5. Tabla con los minerales mencionados en este trabajo y su respectiva abreviación utilizada.

CAPITULO 3: Ceolitas

3.1. Definición y Estructura

Estos minerales se han conocido por más de 200 años, sin embargo su potencial económico y potencial tecnológico no fue descubierto hasta mitad del siglo XX. Desde ese momento se han publicado anualmente cientos de artículos científicos y de aplicación industrial en todo el mundo (Holmes, 1994).

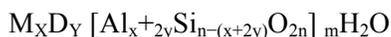
Las ceolitas son minerales aluminosilicados que pertenecen al grupo de los tectosilicatos y que poseen en su estructura microporos que pueden ser ocupados por iones y moléculas de agua, los que manifiestan un considerable movimiento, que permite el intercambio iónico y la deshidratación reversible (Hey, 1930).

Sin embargo, dado que existen otros grupos de minerales con estas características, el subcomité de ceolitas del IMA propuso la siguiente definición revisada:

Una ceolita mineral es una sustancia cristalina con una estructura caracterizada por un esqueleto de tetraedros enlazados, cada uno consistiendo en cuatro átomos de O rodeando a un catión. Este esqueleto contiene cavidades abiertas en la forma de canales y cajas. Estas son usualmente ocupadas por moléculas de H₂O y cationes ajenos al esqueleto que son comúnmente intercambiables. Los canales son lo suficientemente grandes para permitir el pasaje de especies invitadas. En fases hidratadas, la deshidratación ocurre a temperaturas mayormente bajo los 400°C y es en gran medida reversible. El esqueleto puede ser interrumpido por grupos (OH, F); estos ocupan una tetraedro ápice que no es compartido con tetraedros adyacentes (Coombs et al., 1998).

Existen más de ochenta distintas especies de ceolitas, y varios sistemas de clasificación basados ya sea en su morfología, en la topología de su esqueleto, en sus arreglos geométricos entre tetraedros llamados “unidades de construcción secundaria” (SBU en inglés), etcétera (Armbruster & Gunter, 2001). Si bien esto puede parecer confuso para aquellos que se inician en la investigación de ceolitas, estas clasificaciones son apropiadas según el enfoque de la investigación (cristalográfica o geológica descriptiva, por ejemplo).

Su fórmula general es:



En donde M puede ser cationes monovalentes (K, Na, Li) y D cationes divalentes (Ca, Mg, Sr, Ba, Be, Pb, Cu). Se puede reconocer dos partes distintas en esta fórmula, la porción en corchetes representa el esqueleto de tetraedros y es caracterizado por una carga total resultante que aumenta a medida que la proporción Si/Al disminuye. La parte fuera de los corchetes consiste en los cationes intercambiables que no pertenecen al esqueleto, los cuales neutralizan la carga negativa del esqueleto (Passaglia & Sheppard, 2001).

Según su estructura y morfología, las ceolitas se pueden clasificar y dividir en distintos grupos los cuales a su vez se dividen en subgrupos de ceolitas (Armbruster & Gunter, 2001). A continuación una tabla ilustrando los principales grupos y algunos ejemplos de sus ceolitas (sin mencionar los subgrupos).

- **“Ceolitas con unidades T_5O_{10} : las ceolitas fibrosas”**: Natrolita, scolecita, mesolita.
- **“Ceolitas con cadenas de anillos de cuatro miembros que comparten esquinas, incluyendo aquellos con unidades finitas de anillos de cuatro miembros que comparten bordes y estructuras relacionadas”**: Analcima, wairakita, leucita, laumontita, yugawaralita.
- **“Ceolitas con cadenas de anillos de cuatro miembros que comparten bordes”**: Gismondina, phillipsita.
- **“Ceolitas con miembros de seis anillos”**: Gmelinita, chabazita, erionita.
- **“Ceolitas del grupo Mordenita”**: Mordenita, maricopaita, epistilbita.
- **“Ceolitas con unidades $T_{10}O_{20}$: las Ceolitas Tabulares”**: Heulandita, clinoptilolita, stilbita, stellerita.
- **“Ceolitas raras o pobremente definidas estructuralmente”**: Lovdarita, gaultita.

3.2 Ocurrencia

Las ceolitas se pueden originar de una gran variedad de materiales precursores incluyendo vidrio volcánico y ceniza, gels aluminosilicatados y otros minerales aluminosilicatados como smectita, caolinita, feldespatos, feldespatoides y otras ceolitas. El vidrio volcánico es el mayor precursor de ceolitas, el cual reacciona por medio de procesos de disolución-precipitación en donde un material similar a un gel puede ser una fase intermedia.

El que se forme una ceolita o un mineral de arcilla de un mismo material precursor depende de la actividad de las especies disueltas en el agua, tales como H^+ , iones alcalinos y alcalino-térreos, H_4SiO_4 , y $Al(OH_4)^-$. El requerimiento más importante para la formación de ceolita es una alta razón de actividad $(Na^+ + K^+ + Ca^{2+})/H^+$. Por ende altas concentraciones de ceolita se han encontrado en depósitos alterados de tefra de lagos salinos y altamente alcalinos (Hay & Sheppard, 2001). El pH también afecta las tasas de formación de ceolitas, las cuales son mucho más rápidas sobre un pH de 9. Éste aumento en las tasas de reacción se atribuye a una creciente solubilidad de SiO_2 y especies de Al sobre un pH de 9 (Hay, 1966).

La temperatura impone un control mayor ya sea en las tasas de reacción como en las especies de ceolitas formadas. Las tasas de reacción son aumentadas a altas temperaturas mientras que los campos de estabilidad de las ceolitas dependen directamente de la temperatura. Las ceolitas con menos agua, como laumontita, analcima y wairakita, son más estables a altas temperaturas que las con mayor cantidad de agua, como la clinoptilolita, chabazita y stilbita.

Dado que las ceolitas son fases hidratadas con estructuras abiertas de baja gravedad específica, éstas son altamente sensitivas a la presión. Elevadas presiones favorecen a las ceolitas con altos pesos específicos, las cuales también son aquellas con menos agua. Por ende, el gradiente vertical de presión-temperatura en una columna de roca puede traducirse en una zonación vertical de ceolitas desde más hidratadas y livianas, a menos hidratadas y más densas (Hay & Sheppard, 2001). La relación de $P(H_2O)$ a P_{carga} puede ser un factor significativo en determinar la mineralogía de las ceolitas y minerales asociados en las zonas más bajas de la diagénesis de enterramiento (Coombs et al., 1959).

Por todo esto, las ceolitas pueden ocurrir en una gran variedad de ambientes geológicos. Un gran número de publicaciones científicas sobre estos minerales y sus contextos geológicos han permitido el agrupar los ambientes en los cuales se forman y preservan en los siguientes grupos:

- Sistemas hidrológicos cerrados.
- Sistemas hidrológicos abiertos.
- Durante la diagénesis de enterramiento y rocas metamórficas de bajo grado.
- Rocas alteradas hidrotermalmente.
- Ambientes de suelo (ceolitas pedogénicas).
- Reservorios de petróleo y gas natural.

3.3 Aplicaciones

Para poder entender de mejor manera el amplio alcance de sus aplicaciones primero se revisarán brevemente las propiedades más interesantes que estas pueden poseer (Breck, 1974):

- Alto grado de hidratación.
- Baja densidad y un gran volumen de vacíos cuando están deshidratadas.
- Estabilidad de su estructura cristalina cuando se deshidrata.
- Propiedades de intercambio catiónico.
- Presenta canales con tamaño molecular uniformes clasificados en los cristales deshidratados.
- Habilidad de adsorber gases y vapores.
- Propiedades catalíticas.

Todas las zeolitas son consideradas tamices moleculares, es decir, materiales que pueden adsorber selectivamente moléculas en base a su tamaño, forma o carga eléctrica (Holmes, 1994).

Debido a estas propiedades, las zeolitas han generado un interés mundial por la amplia gama de usos tecnológicos que se le pueden dar. A esto se le suma su abundancia y fácil obtención, ya que al encontrarse en rocas de baja dureza y a poca profundidad, éstas pueden explotarse por medio de canteras (minería a cielo abierto de baja escala). También se pueden obtener por medio de la generación de zeolitas artificiales en laboratorio, aunque su calidad no suele ser la misma que algunas zeolitas naturales.

La selectividad de las zeolitas naturales en su capacidad de intercambio de cationes tales como Cs^+ , Sr^{+2} , Pb^{+2} , NH_4 , y otros metales pesados, ha generado muchas aplicaciones de remediación ambiental como tratamiento de desechos nucleares, tratamiento de residuos líquidos mineros, y remediación de suelos contaminados con metales pesados.

En el tratamiento de aguas se pueden utilizar zeolitas para producir agua potable, para tratamiento de aguas residuales de poblaciones y agricultura, y en la remoción de cationes dañinos del agua.

En la industria de la construcción se han usado a lo largo de la historia y se siguen usando tobas zeolíticas como sillares (especie de ladrillo). Además se pueden utilizar como materiales específicos dadas sus propiedades diferentes a las de los materiales usuales. Por último, los cementos creados a partir de tobas zeolíticas también presentan propiedades distintas a las usuales. Como es de esperarse, las particularidades de estos materiales suelen ser: más livianos, más durables, y control de humedad y temperatura. Por otro lado suelen ser más vulnerables a factores de meteorización como lluvia ácida.

En el área de la energía solar se han encontrado interesantes aplicaciones para las zeolitas como almacenadoras de calor y refrigerantes en edificaciones. Dada su capacidad de hidratación y de adsorción, sumado a posibles cambios de fases, éstas pueden almacenar considerables cantidades de energía. Por otro lado, su función como refrigerantes es posible dada su alta capacidad de adsorción de agua y otros refrigerantes.

El uso de zeolitas para mejorar la productividad de plantas fue reportado por primera vez en Japón en 1960 (Minato, 1968) y desde esa época que se han ido desarrollando varias técnicas a nivel global. Dadas sus propiedades particulares, se puede utilizar para hacer más eficientes los fertilizantes o prevenir la lixiviación de nutrientes, como sustrato “zeopónico” de plantas, como agente de transporte de herbicidas, fungicidas u otros compuestos orgánicos, y para remediación ambiental y de suelos (Ming & Allen, 2001). También están surgiendo nuevas aplicaciones para zeolitas específicas a medida que se conocen mejor sus particularidades.

A pesar de todo esto, el mercado mundial de zeolitas naturales ha estado conformándose lentamente, principalmente debido a tres factores clave: una alta competencia con las zeolitas sintéticas, falta de investigaciones científicas y tecnológicas que posibiliten la obtención de productos y tecnologías de zeolitas naturales (Giannetto et al, 2000). Debido a que en los últimos 15 años ha aumentado el interés en estos minerales, también lo han hecho el número de publicaciones científicas relacionadas con este mineral, sin embargo esto no ha logrado hacer despegar la tasa de crecimiento de la producción mundial de zeolitas naturales.

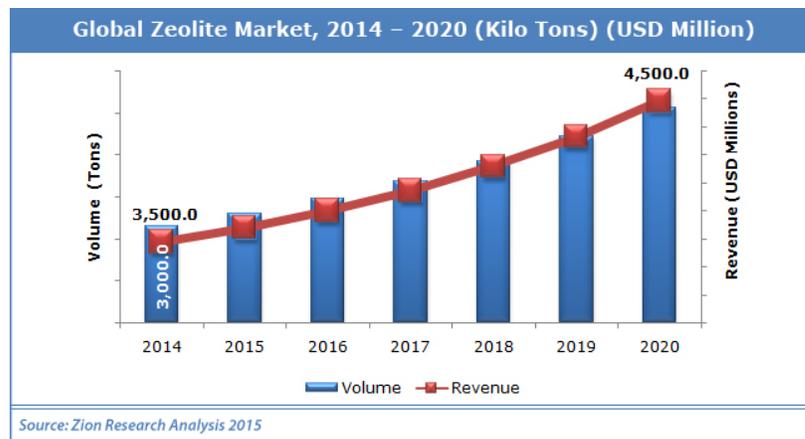


Figura 6. Comportamiento esperado del mercado global de zeolitas naturales y sintéticas. Tomada de internet: <http://www.marketresearchstore.com/report/zeolite-market-z41101>.

3.4 Ceolitas en Chile

El hecho de que el territorio de Chile esté ubicado en una zona cuya historia geológica esté intrínsecamente relacionada con el volcanismo, y que justamente esto genere escenarios ideales para la proliferación de estos minerales, hace que éste país sea un lugar particularmente atractivo para el estudio y la evaluación de ceolitas como un posible recurso económico minero (ACCEFO, 1991).

El primer antecedente de ceolitas fue entregado por Vila (1953) en las cercanías de los volcanes Descabezado Grande y Cerro Azul y en varias zonas más de la VII región, denominando a estos minerales “araucanita”. Posteriormente, en la década de 1960-1970 fueron estudiadas por el ex Instituto de Investigaciones Geológicas y por la Universidad de Chile en la investigación geológica de las secuencias volcánicas de la región metropolitana, afectadas por un metamorfismo de bajo grado (Gajardo, 2000).

La investigación científica y aplicada realizada por instituciones públicas y universidades inicio en 1980 y se intensificó en 1990. Dichas investigaciones han abarcado tanto el estudio de ceolitas naturales en rocas volcánicas cretácicas y terciarias y en vetas de origen hidrotermal, como el estudio de ceolitas sintéticas a partir de arcillas y pumicitas (Gajardo, 2000).

En la III Región fue descubierto un depósito de ignimbritas terciarias ceolitizadas con un alto potencial económico, cuyo componente principal es la mordenita.

En la V Región, en el sector cordillerano de Las Trancas, a 17km al sureste de Alicahue fueron reconocidas vetillas rellenas con heulandita y cuarzo de 1 a 5mm que cortan andesitas, granodioritas y granitos, cuya génesis se relaciona con fluidos hidrotermales de bajas temperaturas.

En la Región Metropolitana es conocida la existencia de ceolitas en Farellones, en el cajón del Maipo, en Valle Nevado y en la cuesta Chacabuco en donde estos minerales se encuentran concentrados en amígdalas en rocas volcánicas, alcanzando entre un 5% y un 30% de la roca (Accefo Ltda, 1991).

En la VII región se encuentran yacimientos de interés económicos a los cuales ya se le han realizado estudios. El yacimiento denominado Valentina está ubicado en las cercanías de las Termas de Catillo y se encuentra emplazado en tobas volcánicas. Éste presenta altos porcentajes de mordenita y clinoptilolita (60-80%), con un potencial de 1,4 millones de toneladas (Gajardo 2000). La extracción de estos minerales se inició en el año 2002 por Sociedad Maderas Bravo Ltda., con una producción de 839 toneladas, empleadas como complemento de alimentación de aves y aditivo para suelos (SERNAGEOMIN, 2002a).

En los últimos años ha surgido en Chile y el mundo la tendencia de utilizar ceolitas como suplementos alimenticios en humanos (ver Figura 7 y 8), dado que está circulando información en internet y redes sociales de que al ingerir estos minerales, previamente preparados, se pueden curar las siguientes enfermedades:

- Enfermedades de la piel.
- Enfermedades malignas.

- Enfermedades de los tejidos conectivos.
- Diabetes.
- Enfermedades cardiovasculares.
- Enfermedades de la sangre.
- Enfermedades del sistema nervioso y desórdenes neuromusculares.
- Enfermedades del hígado.

Existe poca información científica que respalde tanto estos beneficios mencionados como otros usos medicinales, sin embargo esto no debiera ser causa de desconfianza dados los recientes avances que se tienen en cuanto a los conocimientos sobre estos minerales (Pavelic et al. 2001; Pavelic et al., 2002; Kralj & Pavelic, 2003; Colic & Pavelic, 2000; Pavelic et al., 2001; Zarkovi et al., 2003; Muck-Seler & Pivac, 2003; Martin-Kleiner et al., 2001; Grce & Pavelic, 2005).

Actualmente, existen en Chile científicos que están realizando estudios relacionados con las ceolitas y sus beneficios para la salud, en especial en el instituto GEA (<http://www.institutogea.cl/zeolitas-la-nueva-apuesta-de-la-naturaleza-contra-el-cancer-y-la-contaminacion/>).

Inicio > "zeolita"

Publicidad | Depilación Definitiva Ipl - www.depisoft.com - Equipos Medicos Esteticos Microdermoabrasión Gratis

Artículos: 1-35 de 35 | Más relevantes

| Producto | Precio | Opciones | Estado | Vendidos | Ubicación |
|--|-----------|--------------------------|----------------|-------------|--------------------|
| Zeolita Natural Clinoptilolita Miconizada | \$ 13.000 | 12x \$ 1.083 sin interés | Artículo nuevo | 27 vendidos | RM (Metropolitana) |
| Zeolita 100% Natural Micronizada, 120grs. | \$ 3.500 | 6x \$ 583 sin interés | Artículo nuevo | 14 vendidos | Biobío |
| Zeolita Natural Clinoptilolita Y Modernita | \$ 45.000 | 6x \$ 7.500 sin interés | Artículo nuevo | 16 vendidos | RM (Metropolitana) |
| Zeolita Filtrante | \$ 3.000 | 12x \$ 250 sin interés | Artículo usado | 27 vendidos | RM (Metropolitana) |
| ZEOLITALIB Zeolita Activada (clinoptilolita) 250gr | \$ 8.000 | 6x \$ 1.333 sin interés | Artículo nuevo | 13 vendidos | RM (Metropolitana) |
| Zeolita En Capsulas | \$ 7.000 | 6x \$ 1.166 sin interés | 6 vendidos | | Valparaíso |
| Guateros O Almohadillas Terapéuticas De Zeolita | \$ 8.000 | 6x \$ 1.333 sin interés | Artículo nuevo | 4 vendidos | RM (Metropolitana) |
| Barro Termal, Arcilla Medicinal, Mascarilla Facial (zeolita) | \$ 7.000 | 6x \$ 1.166 sin interés | Artículo nuevo | 12 vendidos | RM (Metropolitana) |

Figura 7. Venta de ceolitas para consumo humano en plataformas de internet.



Figura 8. Publicidad y producto basado en ceolitas. Imágenes tomadas de internet.

De todas maneras, se sabe que las ceolitas son minerales que no producen daño a los seres vivos, es decir que no son tóxicas, y desde hace décadas que se utilizan en la industria ganadera como suplemento alimenticio ya que hace engordar rápidamente a los animales al facilitar la absorción de nutrientes.

CAPITULO 4 Marco Geológico

4.1 Geología Regional

La zona de estudios se encuentra en el extremo oriental de la Depresión Central, al comienzo de la Precordillera. Aflorando en medio de los depósitos fluviales cuaternarios de la depresión central se encuentran depósitos principalmente volcánicos y volcanoclásticos continentales de edad Eocena Superior a Miocena Media. Entre los 32° y 36°S se incluyen en la Formación Abanico (Aguirre, 1960), y en la Formación Farellones (Klohn, 1960), estas últimas representarían el arco volcánico del Mioceno (Vergara et al., 1988).

Entre los 35° y 36°30' y al comienzo de la Precordillera se encuentran afloramientos de la Formación Colbún (Karzulovic, 1979), la cual tendría una edad Eoceno superior a Mioceno medio obtenida por medio de su registro fósil y dataciones radiométricas de K-Ar y Ar-Ar. Esto lo que la posicionaría estratigráficamente entre la Formación Abanico y la Formación Farellones, y se encontraría en un supuesto contacto por falla con la Formación Abanico (Karzulovic, 1979). Esta Formación no se encuentra ubicada en la última versión del Mapa Geológico de Chile 1:1.000.000 (Sernageomin, 2002b), puesto que su fuente de información para ésta zona data de 1985, cuando aún no habían estudios suficientes (Moreno y Varela, 1985).

Desde el Cretácico Superior hasta el presente se ha producido una migración episódica del arco magmático hacia el este (Munizaga & Vicente, 1982; Parada et al, 1988; Rivano et al., 1996), lo cual ha producido una serie de dominios volcánicos representados por unidades volcánicas, volcano-sedimentarias y cuerpos intrusivos contemporáneos (Mpodozis & Ramos, 1989; Charrier et al., 1996; Rivano et al., 1996) formando franjas alargadas con dirección N-S (Sernageomin, 2002b).

El volcanismo Mioceno-Pleistoceno se caracteriza por una serie de formaciones de composición andesítico-basálticas, depositadas durante la Fase Quechua (Neógeno al Reciente) (Cobbold y Rosello, 2003), fase tectónica asociada a periodos de compresión y extensión durante la cual se interpreta una expansión del arco hacia el este, probablemente debido a una somerización de la subducción en el Mioceno, el que, posteriormente, sufre un nuevo corrimiento hacia el oeste hasta ubicarse en su posición actual bajo un régimen de subducción normal (Ramos y Folguera, 2005; Tunik et al., 2010), generando durante este periodo una extensa depositación de unidades volcánicas.

El volcanismo cuaternario, formado por material proveniente de erupciones volcánicas recientes del Complejo volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul, el Complejo volcánico Tatara-San Pedro y el complejo volcánico Laguna del Maule, corresponde a depósitos piroclásticos, coladas de lava, depósitos de ceniza y depósitos de escoria, los cuales se observan en la zona de estudio cubriendo discordantemente las formaciones más antiguas al menos desde el Plioceno.

A continuación se describen las principales unidades litológicas presentes en la zona de estudio y aquellas correspondientes al marco geológico regional presentado en este trabajo.

4.1.1 Unidades estratificadas

Formación Río Damas (Kimmeridgiano)

Los estratos sedimentarios de esta formación, definida por Klohn, 1960, consiste en una gruesa sucesión de conglomerados y brechas conglomerádicas, con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas y delgados niveles de yeso expuestos en la parte oriental de la Cordillera Principal, entre Santiago y Curicó (Thiele, 1980). En su localidad tipo, en el valle de Tinguiririca, alcanza un espesor de ~2000 m. Esta formación fue reconocida hacia el sur por González y Vergara (1962), donde se le ha determinado una potencia máxima de 2000 m, en el curso superior del río Teno.

La edad de la formación ha sido comúnmente asignada al Kimmeridgiano basándose en su posición estratigráfica entre depósitos marinos fosilíferos del Oxfordiano y el Tithoniano-Hauteriviano. Estudios recientes indican que los procesos que generaron estos depósitos clásticos rojizos continuaron al menos hasta el Tithoniano (Rossel et al., 2014). En el lado Argentino, esta formación ha sido correlacionada con la Formación Tordillo (Stipanovic, 1969), la que presenta importantes variaciones de espesor y fallas extensionales sindeposicionales, lo que permite interpretar un control extensional en el momento de su depositación (Legarreta et al., 1993; Mescua et al., 2008).

Baños del Flaco (Tithoniano medio)

La Formación Baños del Flaco (Klohn, 1960), definida en la localidad tipo de Termas del Flaco, en el río Tinguiririca, aflora hasta el valle del río Maule, corresponde a una sucesión de sedimentos marinos fosilíferos, principalmente calcáreos compuestos de caliza cristalina densa de color gris, rosado y café claro, areniscas conglomerádicas de coloración verdosa y conglomerado fino de matriz rojiza en la base. La potencia estimada de la formación varía entre 800 a 400 m en el valle del río Tinguiririca y valle del río Maule, respectivamente (González y Vergara, 1962), y se encuentra sobreyaciendo concordantemente la Formación Río Damas y subyaciendo, de manera discordante, a la Unidad BRCU, en la localidad tipo (Charrier et al., 1996), al sur de ésta en la zona del Maule la formación se encuentra subyaciendo de manera concordante a la Formación Colimapu (González y Vergara, 1962). Los depósitos de esta formación marcan ciclos de transgresión-regresión, en el que las condiciones de sedimentación son de ambiente marino de plataforma de poca profundidad (Charrier et al., 1996). La edad de esta formación está establecida por su contenido fósil, en el Tithoniano Medio al Hauteriviano Inferior (Corvalán, 1959). A los depósitos de esta formación se les denomina más al norte, en la Cordillera Principal frente a Santiago, en el sector del río Volcán (afluente del río Maipo), Formación Lo Valdés (González, 1963; Thiele, 1980). Y por el lado Argentino la unidad se correlaciona con el Grupo Mendoza equivalente a las Formaciones Vaca Muerta y El Agrío inferior (Mescuas, 2010).

Formación Colimapu (Barremiano-Albiano)

La Formación Colimapu (Klohn, 1960), definida en la quebrada Colimapu o de la Mona, en la hoya del río Maipo, corresponde a una secuencia continental de areniscas de coloración rojiza, lutitas, conglomerados de matriz arenosa con intercalaciones de rocas piroclásticas, lavas andesíticas e intercalaciones lenticulares de caliza. Su espesor alcanza ~2000 m (Thiele, 1980). La formación, sobreyace concordantemente a la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980) y subyace discordantemente a la Formación Abanico (Charrier, 1981; 1996; 2002). La edad mínima estimada para esta formación, es Albiana, determinada mediante carófitas fósiles (Martínez y Osorio, 1963), y de acuerdo a su posición estratigráfica se le determinó una edad máxima Hauteriviana. Esta unidad se correlaciona cronológicamente con la Formación Cristo Redentor definida por Aguirre (1960) en el valle del río Aconcagua, y con las Formaciones Diamante y Huitrín en Argentina (Ramos et al., 1996; Giambiagi et al., 2003).

Formación Abanico (Eoceno superior-Mioceno inferior)

En la zona de estudio los depósitos asignados a la Formación Abanico (Aguirre, 1960) fueron inicialmente incluidos por Klohn (1960) en la Formación Coya-Machalí, entre los pueblos de Coya y Machalí al este de la ciudad de Rancagua. Posteriormente, Aguirre (1960) define la Formación Abanico en la zona del cerro Abanico entre los valles de Aconcagua y Maipo (33°-33°30'S), finalmente, González y Vergara (1962) reconocen la Formación Abanico entre los 33°S-36°S.

Consiste en una potente sucesión compuesta por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres), formando lentes de hasta 500m de espesor. (Charrier et al, 2002; Nyström et al, 2003). Además, tradicionalmente ha sido interpretada como depositada en una cuenca extensional (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003; Charrier et al., 2005; Charrier et al., 2007). Esta sucesión se encuentra suavemente plegada y afectada por un pervasivo metamorfismo de muy bajo grado (Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Levi et al., 1989, Muñoz et al., 2010). El espesor de esta formación se estima en aproximadamente 3.000 m, aún cuando se acepta que éste aparece aumentado por numerosas intrusiones de filones manto y lacolitos andesíticos (Thiele, 1980). Las rocas de la Formación Abanico se disponen en dos franjas norte-sur separadas por los afloramientos de la Formación Farellones a la cual subyace.

El espesor medido es variable: Aguirre (1960) midió una potencia aproximada de 3600 m en la provincia del Aconcagua, Klohn (1960) y Charrier (1981) la estimaron en 3000 m de espesor y González y Vergara (1962) la estimaron de Norte a Sur, 2700 m en el río Teno, 1900 m en el río Maule y 600 m en el río Longaví. Esta unidad se encuentra plegada y afectada por metamorfismo de muy bajo grado (Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Levi et al., 1989, Muñoz et al., 2010).

Diversas dataciones radiométricas y estudios de fauna fósil permiten asignar una edad Eoceno Superior-Mioceno (Wyss et al, 1994; Charrier et al, 1996, 2002; Gana et al, 1997; Sellés, 1999b; Sellés et al, 2000; Fuentes et al, 2000, 2002).

Formación Colbún (Eoceno superior-Mioceno medio)

Definida por Karzulovic et al (1979) como un complejo volcánico-clástico compuesto por tres unidades, una Unidad Superior de naturaleza esencialmente extrusiva conformada por rocas volcánicas andesíticas y dacíticas, una Unidad Intermedia de carácter fundamentalmente

sedimentario continental, consistente en areniscas y lutitas asociadas a ambientes lacustres, y una Unidad Inferior principalmente volcánica y predominantemente piroclástica, llamada Brecha Colbún y cuya matriz es ceniza pumicítica (Karzulovic et al, 1979).

Esta Formación está expuesta en la Precordillera de Linares, a los 35°S, formando una faja NNE de 11km de ancho y 70km de largo (Karzulovic et al, 1979). Depositada en una cuenca continental de rápida subsidencia y de volcanismo activo (Vergara, 1985), con un carácter más toleitico que el de las lavas cuaternarias del volcanismo de los Andes del Sur (Vergara et al, 1996). Posteriormente se subdivide a esta formación en dos unidades separadas por una inconformidad erosional (Vergara, 1999).

Basados en flora fósil encontrada en unidad intermedia y a las dataciones radiométricas K-Ar y Ar-Ar se le otorgó una edad Terciaria inferior a medio (Karzulovic et al, 1979). Por otro lado, estudio paleontológicos en la paleoflora de las tobas de esta unidad determinaron una edad Eoceno Inferior (Troncoso y Muñoz, 1988; Troncoso, 1992). Luego, tomando en consideración las dataciones radiométricas disponibles (Karzulovic et al, 1979; Vergara et al, 1996) y los estudios paleontológicos mencionados, se extendió la edad de la Formación Colbún desde el Eoceno Superior al Mioceno medio (Vergara et al, 1999).

Formación Farellones (Mioceno)

La Formación Farellones (Klohn, 1960) está constituida por lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas volcánicas. Existe un predominio de las lavas por sobre las tobas y brechas (Thiele, 1980). Tiene una edad de desarrollo mioceno, correlacionándose con otras formaciones de edades similares pero depositadas en el lado argentino (conglomerados de Tunuyán y Agua de la Piedra), (Giambiagi et al, 2003a).

Con un espesor de 2500 a 3000 m aumentado por los numerosos mantos intrusivos y lacolitos del Mioceno Superior – Plioceno que la intruyen (Thiele, 1980; Rivano et al, 1990).

Se dispone sobre la Formación Abanico en un contacto que se considera como irregular con variaciones tanto norte-sur como este-oeste, lo que se interpreta como discordante o pseudo-concordante (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005). Aunque es motivo de discusión el tipo de contacto entre ambas formaciones, según las evidencias más recientes se puede describir como un contacto transicional y con amplias variaciones tanto norte- sur como este-oeste, reportándose en diversos sectores como discordante o pseudo-concordante, dependiendo de la reactivación de fallas asociadas a la inversión tectónica de la cuenca de la Formación Abanico lo que produciría una interrupción en el depósito generando las discordancias (Charrier et al., 2002a).

A la Formación Farellones se le asigna una edad Miocena, y se correlaciona cronológicamente con las formaciones Contreras, Conglomerados de Tunuyán y Agua de la Piedra en Argentina (Giambiagi et al.2001).

Formación Campanario (Mioceno Medio)

La Formación Campanario (Drake, 1976), definida al oeste del Cerro Campanario, corresponde a una extensa secuencia de tobas andesíticas y dacíticas, brechas tobáceas, ignimbritas y en menor cantidad flujos andesíticos. La parte occidental de la formación se encuentra plegada. La incisión del río Maule expone una sección de 1000 m de espesor. La base de la formación se dispone discordantemente sobre las formaciones más antiguas. La edad de esta unidad es

Mioceno Medio, basada en 6 muestras datadas por Drake et al. (1976), las que le determinan una edad máxima de 15.4 Ma (K-Ar; Drake, 1974) y en base a la intrusión de 3 diques y del intrusivo La Invernada de 7 Ma, se le determinó a la formación una edad mínima de 7 Ma.

Formación Cola de Zorro (Plioceno Inferior-Pleistoceno Inferior)

Definida por González y Vergara, 1962, es una importante unidad volcánica continental de edad pliocena, que se distribuye principalmente en la región limítrofe chileno-argentina entre los 36°-39° latitud Sur. La unidad corresponde a una secuencia continental de rocas volcánicas de composición basáltica y andesítico-basálticas de olivino, y en menor grado, ignimbritas riolíticas, de carácter calcoalcalino, asociadas a estrato-volcanes muy erodados. La base de la secuencia está constituida por rocas clásticas y volcanoclásticas que gradan hacia el techo a flujos de lava (Vergara y Muñoz, 1982). Esta formación presenta una gran extensión areal, especialmente en la parte oriental de la Cordillera Principal, con una fuerte disminución en la zona occidental, donde comienzan a aparecer como depósitos subhorizontales, reconocibles a la distancia y sobreyaciendo de manera discordante a las formaciones más antiguas (González y Vergara, 1962), con un espesor aproximado de 750 m. En base a una serie de dataciones radiométricas de varias localidades de los Andes de Chile Central donde afloran secuencias volcánicas con estas características (entre ellas las de Pino Hachado, al interior de Temuco (Vergara y Munizaga, 1974) y las del Volcán Campanario (Drake, 1976), se obtuvieron edades Pliocenas, lo que permite asociarlas a la Formación Cola de Zorro (Vergara, 1978)

4.1.2 Volcanismo y depósitos Cuaternarios

Complejo volcánico Laguna del Maule

El complejo volcánico Laguna del Maule se encuentra ubicado en la región limítrofe con Argentina de la Región del Maule. Fue reportado por primera vez en 1962 por González y Vergara, 1962. Su más reciente erupción sucedió hace 600 años en el sector de Loma de Los Espejos. Su nombre se debe a una importante laguna ubicada en el complejo, la cual se formó hace unos 20 mil años luego que una colada de lava bloqueara el curso superior del río Maule, generando un lago de grandes proporciones. Posteriormente, parte de la lava cedió y vació el lago a las dimensiones parecidas de la laguna actual.

Este complejo cubre alrededor de 500 km² y está formado por conos, volcanes de escudo, domos y flujos de lava. Se han identificado al menos 130 centros eruptivos individuales (Hildreth et al., 2010), de los cuales han sido emanados más de 170 km³ de material. En particular, se han reconocido un total de 36 lavas y domos post-glaciales de composiciones riolíticas y riodacíticas, emitidos desde 24 centros eruptivos diferentes (Hildreth et al, 2010).

Estudios tefroestratigráficos han documentado la existencia de más de una decena de depósitos piroclásticos de caída en territorio argentino, los que se correlacionan con centros eruptivos dentro de este complejo. En particular destacan al menos tres erupciones del tipo pliniana durante el Holoceno (Amigo et al 2012).

Complejo volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (CVDGQA)

El CVDGQA consiste en 15 centros eruptivos, clasificables de la siguiente manera: (a) Cinco volcanes monogenéticos máficos, de edad Holocena a lo largo del SW de la zona (b) Siete flujos de lava riodacíticas al norte de la base del Descabezado Grande, de edad Pleistocena a Holocena. (c) Un grupo de volcanes de escoria conocidos como el clúster del Descabezado Chico, de edad Pleistocena. (d) Por último, los principales centros eruptivos de la zona son el Descabezado Grande, Quizapu y Cerro azul (Hildreth y Drake, 1992. El Cerro Azul y el volcán Descabezado Grande son estratovolcanes adyacentes (distanciados entre sí por 7 km) con una altitud de 3788 y 3953 m, respectivamente, y una edad Holocena temprana a Pleistocena tardía. Mientras que el volcán Quizapu, que corresponde a un cráter ubicado en el flanco norte del Cerro Azul, es el único volcán de este complejo que ha presentado actividad en los últimos 100 años, con 2 erupciones. La primera erupción ocurrida en 1846 fué de tipo efusivo, dando origen al cráter de este volcán. La composición de los 5 km³ de lava es dacítica. Con posterioridad a este evento, entre 1907 (aproximadamente) y 1932, el volcán siguió con un actividad del tipo freática a estromboliana, que culminó el 10-11 de Abril de 1932 en su segunda erupción de tipo pliniana, liberando más de 9 km³ de material volcánico. Esto convierte al Volcán Quizapu como el volcán con la mayor erupción histórica desarrollada en Chile y la mayor erupción en los Andes en los últimos 100 años (Hildreth y Drake, 1992). En ambas erupciones, el contenido de elementos incompatibles como Rb es similar, de lo que se deduce la existencia de una cámara magmática que se mantuvo durante 100 años y debido a las diferentes concentraciones de elementos incompatibles dentro del producto de la erupción de 1932, se concluye la existencia de procesos de diferenciación en ella.

Complejo volcánico Tatara-San Pedro-Pellado

El complejo volcánico Tatara-San Pedro, está compuesto principalmente por lavas, rocas volcanoclásticas, unidades piroclásticas e intrusivos someros del Pleistoceno Medio-Holoceno (Singer y Pringle, 1996), consiste en 2 centros eruptivos mayores del tipo estrato-volcán. El Volcán Tatara- San Pedro, con 3621 m de altura, forma un cono compuesto que consiste en 22 km³ de andesitas y andesitas basálticas del Cuaternario Tardío (Volcán Tatara) cubierto de <0.5 km³ de andesitas basálticas y lavas dacíticas provenientes del Volcán San Pedro (Holoceno). El Volcán Pellado (240-176 Ka) está ubicado 5 km al nor-este del Volcán Tatara, sin embargo, fue fuertemente afectado por erosión glacial, eliminando gran parte de sus rasgos en superficie (Ferguson et al., 1992). Dentro del complejo existe otro cráter menor ubicado en la parte superior del Cajón Huemul en la parte norte del complejo, su volumen original no es posible de estimar ya que ha sido erosionado (Feeley y Dungan, 1996)

4.1.3 Depósitos Cuaternarios

La geomorfología de la zona está determinada principalmente por factores climáticos y volcánicos. La alta humedad genera importante meteorización de los afloramientos presentes, en su mayoría tapados por eventos volcánicos, piroclásticos y gravitacionales dado el contexto precordillerano. Esto sumado a la erosión glacial y, más actualmente, a la presencia de las redes fluviales, ha generado una morfología de planicie o plateau interrumpido por aquellos afloramientos de rocas o depósitos que han resistido de mejor manera ésta erosión.

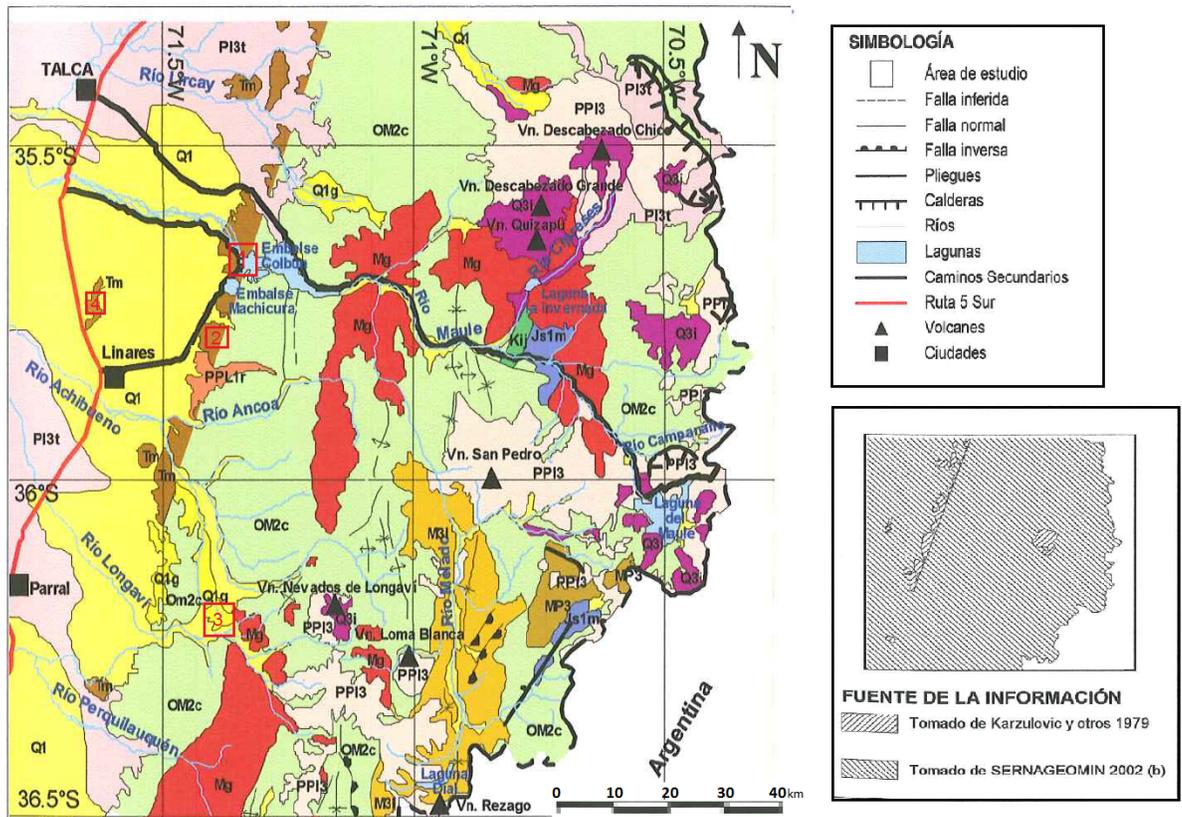


Figura 9. Mapa geológico regional, con las cuatro zonas de estudio. Modificado de Bascauán 2005.

LEYENDA

ROCAS ESTRATIFICADAS

| | |
|-------|---|
| Q3i | Cuaternario Estrato-volcanes y complejos volcánicos: lavas basálticas a riolíticas domos y depósitos piroclásticos andesítico basálticos a dacíticos, principalmente calco-alcalinos. |
| Q1 | Pleistoceno-Holoceno Abanicos mixtos de depósitos aluviales y fluvio-glaciales, con intercalaciones de depósitos volcanoclásticos |
| Q1g | Pleistoceno-Holoceno Depósitos morrénicos, fluvio-glaciales y glacialacustres diamicticos de bloques y matriz de limo/arcilla, gravas, arenas y limos FORMACIÓN LA MONTAÑA |
| PI3t | Pleistoceno Depósitos piroclásticos, principalmente riolíticos, asociados a calderas de colapso |
| PPI3 | Plioceno-Pleistoceno Secuencias y centros volcánicos parcialmente erodados: lavas, principalmente basálticas con intercalaciones de tobas y conglomerados. FORMACIÓN COLA DE ZORRO |
| PPI1r | Plioceno-Pleistoceno Depósitos de remoción en masa: brechas polimícticas con matriz de arena /limo en proporción variable, de flujo o deslizamiento gravitacional FORMACIÓN CAMPANARIO |
| MP3 | Mioceno-Plioceno Basaltos de plateau y rocas piroclásticas intermedias a ácidas |
| M3i | Mioceno Inferior-Medio Complejos volcánicos parcialmente erosionados y secuencias volcánicas FORMACIÓN FARELLONES |
| Tm | Terciario Inferior-Medio Coladas andesíticas a dacíticas, secuencias volcánico-clásticas, con intercalaciones de areniscas y lutitas FORMACIÓN COLBÚN |
| OM2c | Oligoceno-Mioceno Secuencias volcano sedimentarias: lavas basálticas y dacíticas, rocas epiclásticas y piroclásticas FORMACIÓN ABANICO |
| Kij | Cretácico Inferior Secuencias marinas, compuestas de calizas, areniscas calcáreas y margas, con intercalaciones de conglomerados, areniscas y lutitas FORMACIONES BAÑOS DEL FLACO Y COLIMAPU |
| Js1m | Jurásico Medio-Superior Conjunto de sedimentitas clásticas, finas y gruesas, con intercalaciones de potentes series de rocas volcánicas, efusivas y piroclásticas FORMACIÓN RÍO DAMAS |

ROCAS INTRUSIVAS

| | |
|----|--|
| Mg | Eoceno y Mioceno Granodioritas, dioritas y tonalitas |
|----|--|

Figura 10. Leyenda de marco Geológico Regional. Tomado de Bascañán 2005.

CAPITULO 5 Geología Local

5.1 Generalidades

Los afloramientos muestreados corresponden a depósitos piroclásticos que pudieran contener un alto contenido de ceolitas, ya sea por estudios científicos previos o información en la prensa (ver Capítulo 4), o por sus características geológicas particulares idóneas para que hayan generado y puedan preservar estos minerales.

En cuanto a las Unidades geológicas, son los afloramientos de la formación Colbún los más interesantes para el estudio de ceolitas, puesto que en ellos ya se ha encontrado estos minerales previamente, como han reportado Vergara (1985), Vergara et al (1999) y Bascuñan (2005). Debido a esto las zonas I y II corresponden a depósitos piroclásticos ubicados en esta formación. La zona III corresponde a depósitos piroclásticos que podrían no pertenecer a esta formación, dado su mapeo inicial pero que sí comparten su naturaleza piroclástica. Por último, la zona IV son afloramientos de lavas que se supone pertenecen a la Formación Colbún (ver Capítulo 3).

La Formación Colbún consiste principalmente en depósitos piroclásticos y volcánicos de edad terciaria y fue definida por Karzulovic et al. (1979) como un conjunto de lavas y brechas andesíticas y piroclásticas, con intercalaciones de tobas, areniscas y lutitas, que aflora en la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes. Posteriormente esta formación fue redefinida en Vergara (1985) y Vergara et al (1999), en donde se agrupó a las rocas volcánicas de Colbún en dos unidades: una unidad inferior de edad Eoceno superior-Oligoceno inferior, y una unidad superior de edad Mioceno inferior a medio.

5.2 Zona I

La primera zona, denominada Zona I, está delimitada por la localidad de Colbún y el embalse Machicura hacia el Oeste, y el embalse Colbún hacia el Noreste (ver Figura 11).

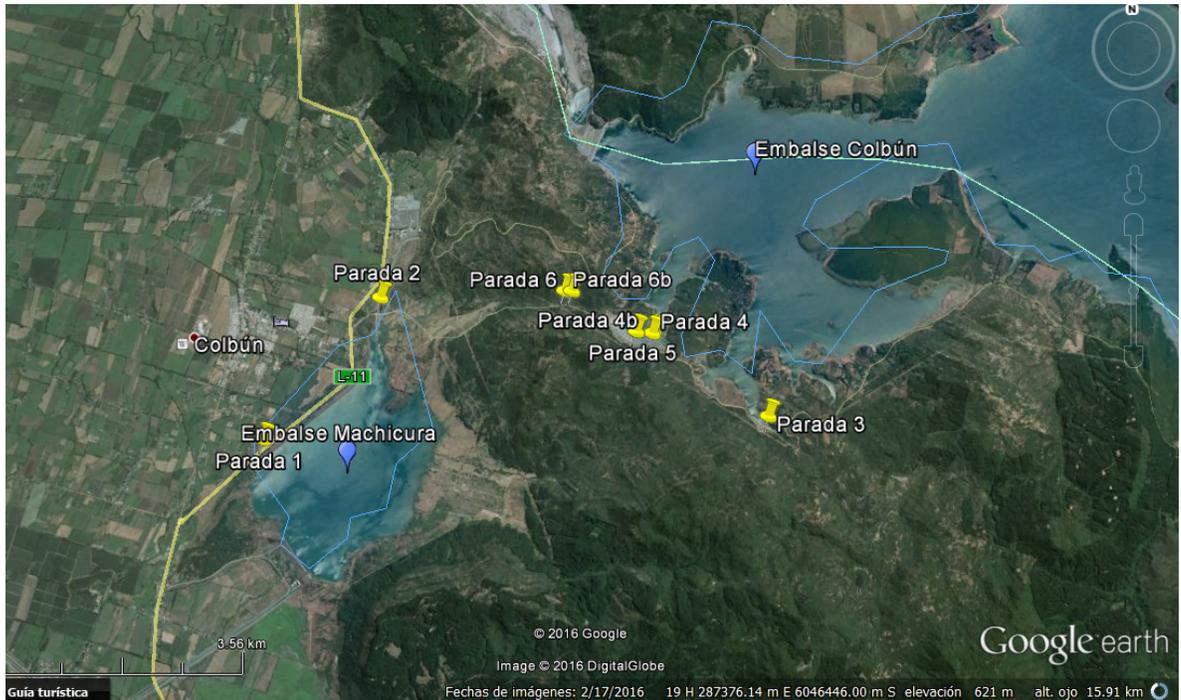


Figura 11. Zona I del estudio. Cada parada también corresponde a un punto muestreado. Imagen tomada de Google Earth.

Abarca afloramientos de depósitos piroclásticos que comienzan a alzarse por sobre la depresión central. Las muestras fueron recolectadas a lo largo del camino (cortes de camino) y de afloramientos notorios. Debido a la naturaleza del muestreo en esta zona no se realizó una columna estratigráfica.

Las litologías observadas consisten principalmente en rocas piroclásticas y en menor medida cuerpos intrusivos. Estos se presentaban intensamente meteorizados y su tamaño fue del orden de metros (ver Figura 12). Estos intrusivos no fueron muestreados debido a que no presentaban mineralización secundaria o ceolitas.

La matriz de las rocas piroclásticas presentaba colores naranja y amarillo intensos, además de clastos polimícticos con distintas coloraciones. Se midió un rumbo de N40°E y manteo de 30°S.



Figura 12. Cuerpo intrusivo intensamente meteorizado. En la imagen se observa una estructura producto de meteorización esferoidal.

Existe una importante variación en el tamaño de grano de la matriz de ceniza, así como en el tamaño y origen de los clastos que presentan. Un par de muestras de esta zona se clasificaron como brechas piroclásticas, dado el gran tamaño y porcentaje de fragmentos piroclásticos y líticos que poseen. Los fragmentos líticos son polimícticos y consisten en distintos tipos de lavas. Llama la atención la gran variedad de colores en las muestras, puesto que tanto matriz como clastos muestran coloraciones amarillo, naranja, morado, gris, verde y rojo.

Durante la visita al terreno el embalse Colbún tuvo una baja en su nivel de agua, por lo que se muestreó un afloramiento de 3 metros de altura que en ese momento quedó expuesto. Este consistía en una repetición estratigráfica de brechas piroclásticas que gradan a tobas líticas, dado que se observa una disminución del tamaño y cantidad de los clastos, y volviéndose más fina la matriz de ceniza. Estos niveles que se repiten tienen una potencia variable de 50 en promedio, presentando en su interior laminación continua paralela y lentes de arenisca de 50cm de ancho y 25 de alto. Finalmente se muestreó una toba de color amarillo-anaranjado que carecía de fragmentos líticos o juveniles pero que presentaba ceolita en vetillas y vesículas, visibles a ojo desnudo.



Figura 13. Afloramiento expuesto en embalse. Tobas líticas conteniendo un lente de arena.

5.5 Zona II

La Zona II consiste en las canteras pertenecientes a la Empresa Fertosa. Éstas están ubicadas en los cerros aledaños a la localidad de Rari, un par de cientos de metros hacia el Este. Las canteras se llaman “Cantera Piedra Toba 2” y la “Cantera Cerrada”, y se encuentran separadas por unos pocos metros una de otra.

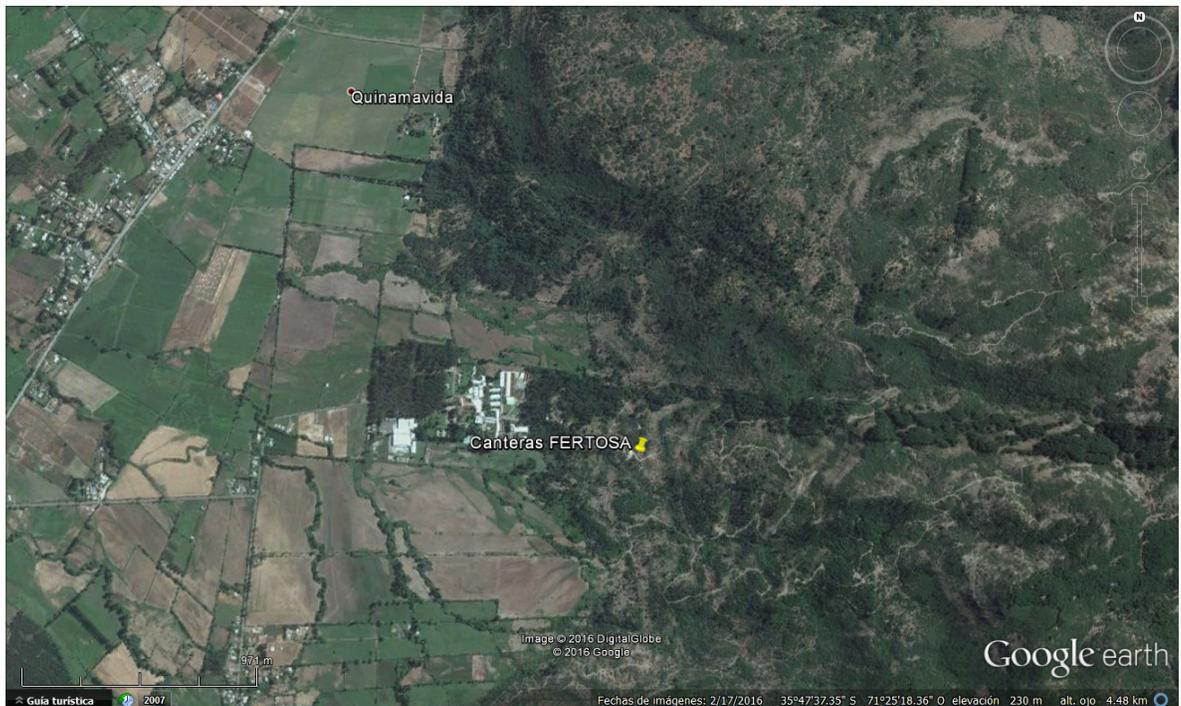


Figura 14. Zona II del estudio. El muestreo y la columna estratigráfica se realizaron en el punto señalado, el cual es una Cantera de la empresa FERTOSA. Imagen tomada de Google Earth.

En estas canteras se extrae “Piedra Toba”, que es el nombre por el que los lugareños llaman a las tobas que afloran en esta zona. Su litología corresponde principalmente a tobas vítreas y líticas las cuales están notoriamente alteradas, dada su coloración muy característica y única, lo que atrajo la atención de los lugareños.



Figura 15. Algunas de las artesanías confeccionadas a partir de “piedra Toba”.

Debido a esto fue posible la confección de una columna estratigráfica a partir de los datos y muestras obtenidos (ver Columna 1).

Las canteras no alcanzan más de 4 metros de profundidad a la fecha, y a simple vista llaman la atención sus importantes variaciones y singularidades como: coloraciones diferentes, presencia de hojas y troncos fósiles, niveles milimétricos de materia orgánica carbonizada, meteorización variable, cambios laterales en la estratigrafía, además de distintas estructuras sedimentarias como lentes, laminaciones paralelas y estratificación cruzada. Se observó una importante meteorización en algunas de las rocas, las cuales tenían pátinas de óxidos de Fe rellenando fracturas y diaclasas. El rumbo medido fue de N20°O y manto de 20°E.



Figura 16. “Cantera cerrada”, propiedad de empresa FERTOSA. De aquí se solía extraer “piedra toba”.

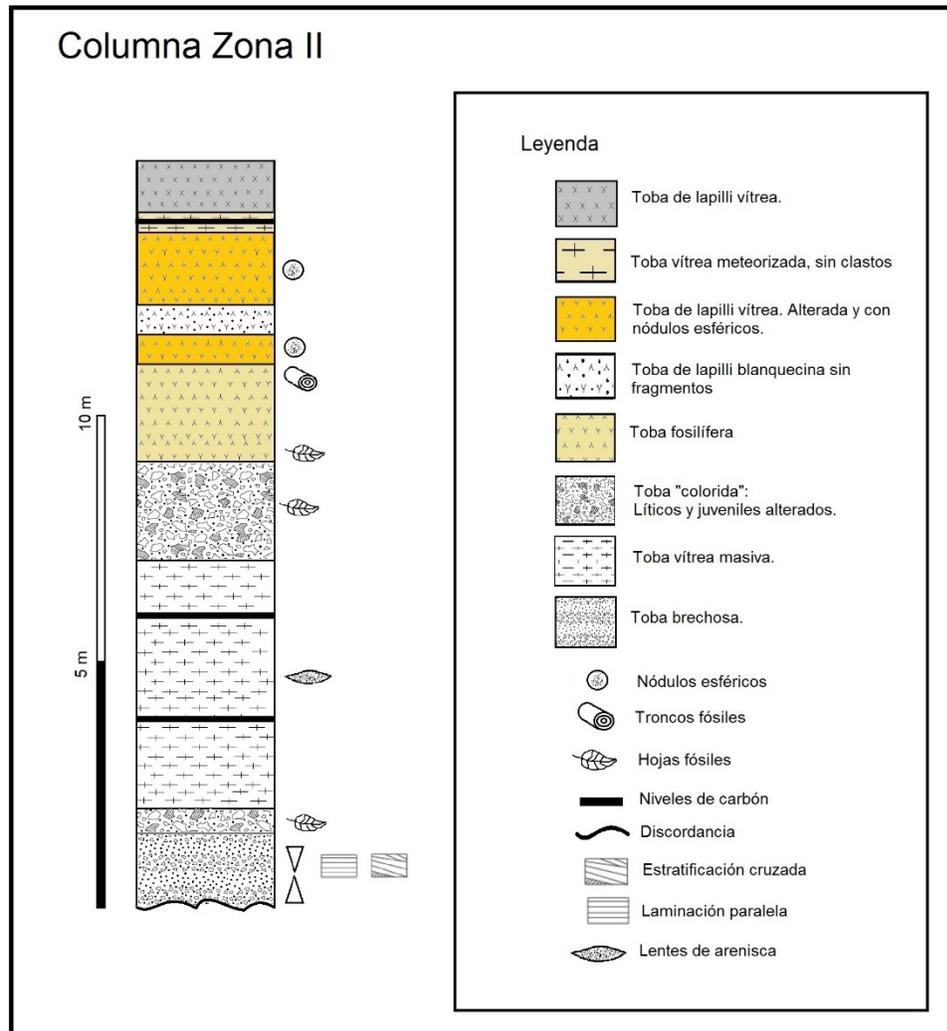


Figura 17. Columna estratigráfica levantada en la zona 2. Detalle y muestras relacionadas en anexo 1.

5.4 Zona III

Esta Zona consiste en los afloramientos ubicados en el lado Noroeste del Embalse Digua. En donde un efluente sale de éste por medio de un canal semi-artificial, para el cual se hizo un importante corte en las rocas.



Figura 18. Zona III. Ubicación del punto de muestreo y a partir del cual se levantó la Columna estratigráfica 2. Imagen tomada de Google Earth.



Figura 19. Cascada que llega a embalse Digua. Imagen tomada de Google Earth.

Dada la cercanía de las muestras y la calidad de las rocas expuestas debido al canal, además del muestreo se levantó una columna estratigráfica.

La litología predominante fue toba vítrea con moderada cantidad de cristales y baja presencia de fragmentos líticos o juveniles. El color de las muestras tomaba tonos desde blanquecinos hasta amarillos claros o fuertes. Las muestras mostraron leves cambios litológicos entre sí, a diferencia de las zonas anteriores.

El rumbo observado en la zona es de N20°O y el manto de 15°E.

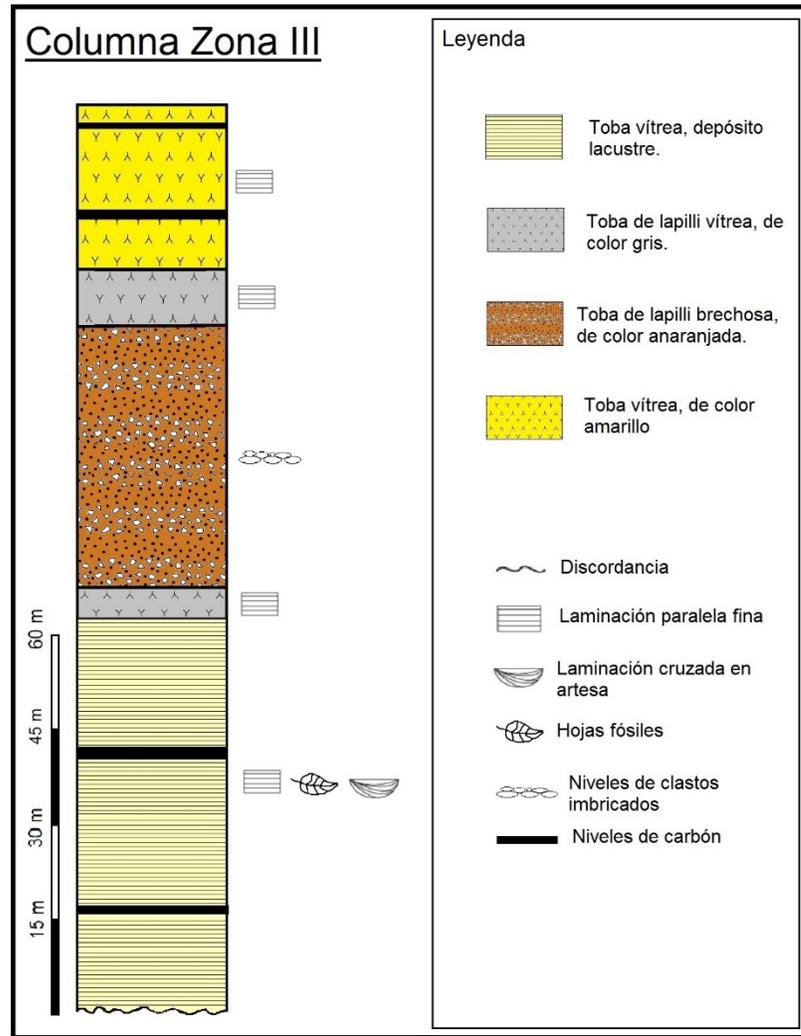


Figura 20. Columna estratigráfica levantada en la Zona 3. Detalle y muestras relacionadas en anexo 1.

5.5 Zona IV

La Zona IV consiste en los afloramientos ubicados entre Putagán y Yervas Buenas, por la ruta L-215. Debido al corte de camino los afloramientos quedaron expuestos lo que permitió la extracción de muestras frescas. Según el marco geológico estos afloramientos deberían corresponder a rocas de la Formación Colbún (Karzulovic et al, 1979).

Los afloramientos consisten en una franja de orientación aproximada N15E, de 8 kms de largo por 2 kms de ancho. Estas rocas se encuentran en discordancia con los depósitos fluviales no consolidados del Pleistoceno-Holoceno que rellenan el área.

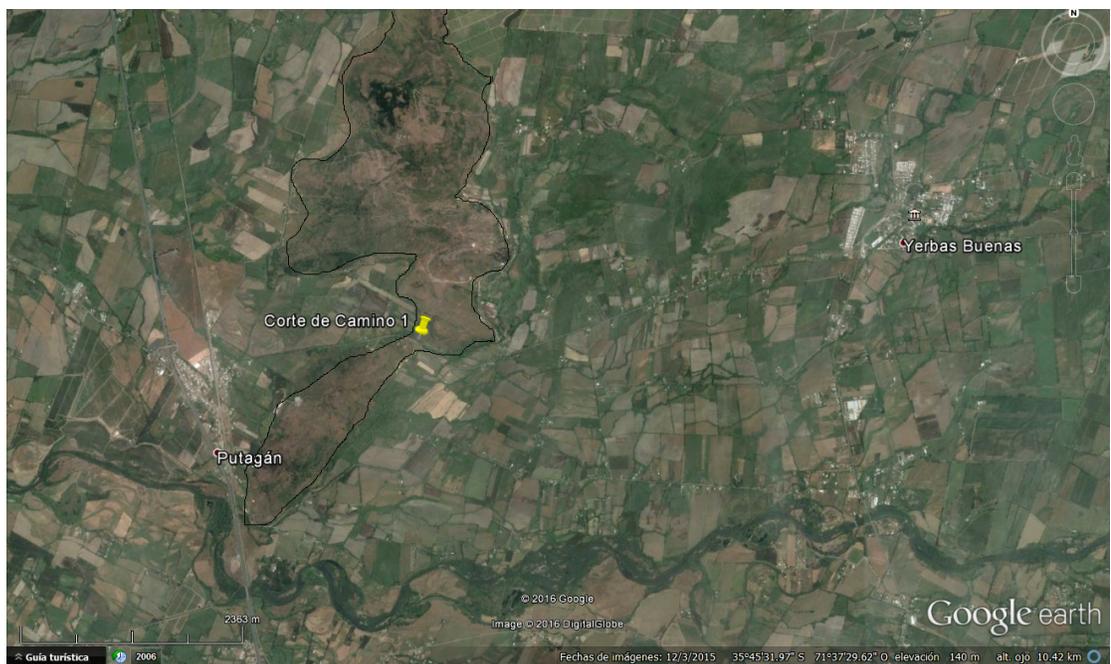


Figura 21. Zona 4. Ubicación del corte de camino en donde se realizó el muestreo y partir del cual se levantó la Columna estratigráfica 3. Afloramiento muestreado se encuentra delimitado. Imagen modificada de Google Earth.



Figura 22. Vista a corte de camino que expone afloramientos muestrados en esta zona. Imagen tomada de Google Earth.

Esta es la única zona con una litología distinta, puesto que no se trata de tobas sino de lavas. Éstas fueron muestreadas con el fin de determinar si estas litologías podrían encontrarse ceolitizadas dada la cercanía con las tobas de las zonas anteriores. Se trata de lavas de composición andesítica y andesítica basáltica, levemente alteradas y con fenocristales de plagioclasas en diferentes porcentajes, tamaños y integridad.

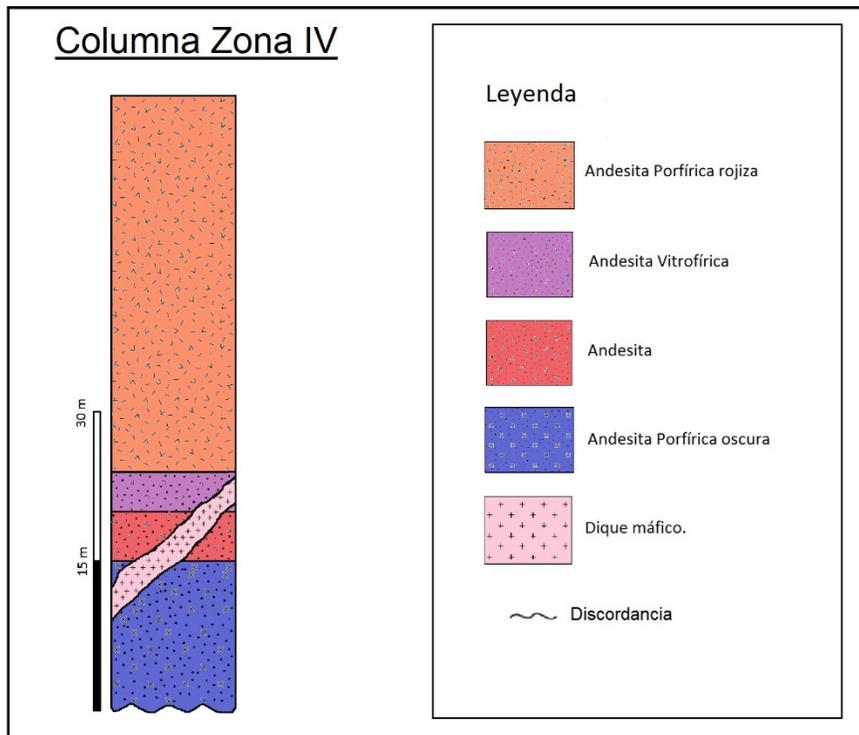


Figura 23. Columna estratigráfica levantada en la zona 4. Detalle y muestras relacionadas en anexo 1.

CAPITULO 6 Petrografía

6.1 Introducción

A continuación se presentarán los datos obtenidos de la descripción petrográfica de las 32 secciones delgadas obtenidas. Dada la gran separación espacial de las distintas zonas, los datos obtenidos serán presentados por zona.

Debido a la naturaleza piroclástica de las rocas estudiadas se utilizará el sistema de clasificación de Harper & Row, y Schmid (1981), basados en la composición según el tipo del material; y, cuando sea posible, se usará también el sistema de clasificación de Fisher (1966) basado en el tamaño del material.

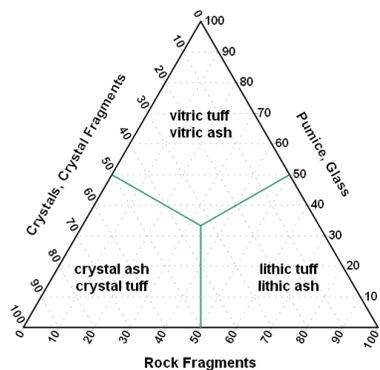


Figura 24. Sistema de clasificación de rocas piroclásticas de Harper & Row, y Schmid. Tomado de Schmid (1981).

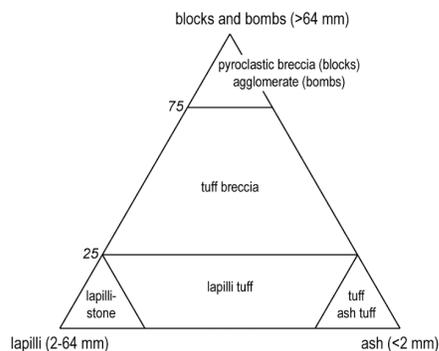


Figura 25. Sistema de Clasificación de Fisher. Tomado de Fisher (1966).

6.2 Mineralogía Primaria

6.2.1 Generalidades

Dado el importante metamorfismo de muy bajo grado al cual están expuestas la mayoría de las muestras, se observaron una serie de cambios mineralógicos y texturales comunes en gran parte de éstas, como por ejemplo: Reemplazo de minerales primarios por secundarios, pérdida de texturas primarias, pérdida de los límites entre los fragmentos piroclásticos y la matriz y desarrollo de metadominios de minerales secundarios.

6.2.2 Zona I

Las muestras de esta zona son 6 y poseen una mayor variabilidad con respecto al resto de las zonas en cuanto a su clasificación, ya que es la única zona en donde se encontraron brechas piroclásticas.

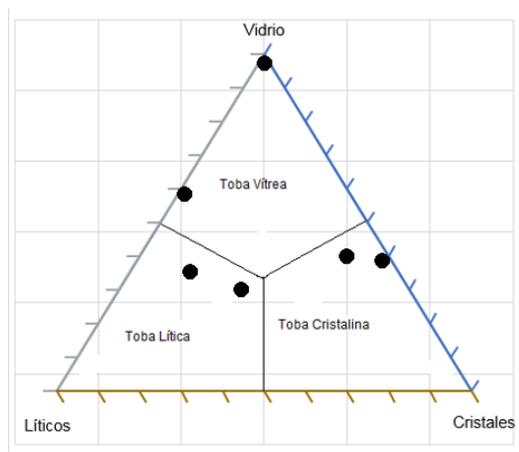


Figura 26. Clasificación de muestras de zona I. Se tienen 2 Tobas líticas, 2 tobas cristalinas y 2 tobas vítreas.

Estos fragmentos consisten en su mayoría juveniles del tipo pómez, mientras que la cantidad de fragmentos que corresponden a líticos es menor. El tamaño de los fragmentos varía desde 3mm hasta 50mm de diámetro, su redondeamiento es bueno y esfericidad media.

La mineralogía primaria de las muestras de esta zona consiste principalmente en fenocristales de feldespatos, plagioclasa, cuarzo, óxidos y piroxeno.

Los fenocristales de plagioclasas son los más abundantes, alcanzando hasta un 60% de roca total en algunas muestras. Estos se presentan con integridad media y euhedrales a subhedrales. Presentan tamaños entre 0,3 y 4mm, y en algunas partes se encuentran formando cúmulos de hasta 6mm de diámetro. Se observaron minoritariamente plagioclasas zonadas <1%.

Los fenocristales de cuarzo se presentan subhedrales y de tamaños entre 0,2-0,3mm.

En sólo un par de muestras se observó minoritariamente la presencia de piroxenos (<1%).

La matriz está compuesta principalmente de vidrio o ceniza con diversos grados de alteración, microlitos de plagioclasa y en menor grado cuarzo, y óxidos.

La muestra hq09p6-2 consiste en un 70% en juveniles de tamaño entre 3mm y 20mm, de los cuales un 50% de su superficie son vesículas rellenas de distintos tipos de minerales secundarios.

6.2.3 Zona II

Para esta zona se dispone de 13 muestras. Aquí las rocas están compuestas principalmente de matriz, de ahí su clasificación. En su mayoría consisten en tobas vítreas, con material de tamaño ceniza a lapilli.

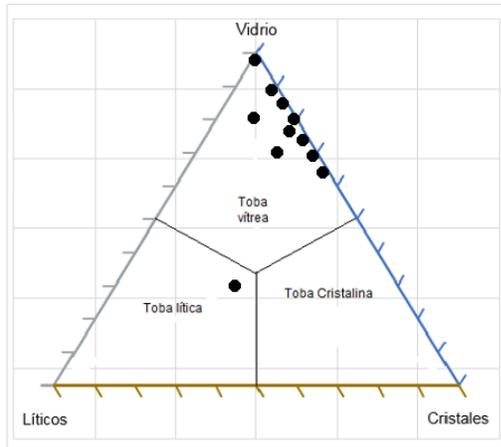


Figura 27. Clasificación de muestras de zona II. Se tienen 12 tobas vítreas y 1 toba lítica.

En general, la matriz de estas rocas consiste en vidrio alterado en diversos grados, y sólo en un par de muestras se observaron microlitos de plagioclasa o cuarzo componiéndola. Muchas muestras de esta zona presentaban una dureza muy baja, tal vez debido a la alteración a arcillas y al clima lluvioso, lo que generó huecos o vacíos en las láminas delgadas, en especial en la matriz de éstas.

Los fenocristales presentes consisten en plagioclasa, cuarzo y óxidos. La principal población de fenocristales consisten en plagioclasas de tamaño 0,3mm promedio, las cuales presentan integridad media a baja. También se observa una muy pequeña población de fenocristales euhedrales de óxidos, posiblemente magnetita, y una muy baja mínima presencia de ortopiroxeno.

Los fragmentos piroclásticos se presentan sólo en algunas de las muestras y con una presencia menor con respecto al resto de las zonas. Consisten principalmente en pómez, a excepción de la muestra hq10p1-e en donde se observa un 10% de fragmentos líticos andesíticos con textura traquítica.

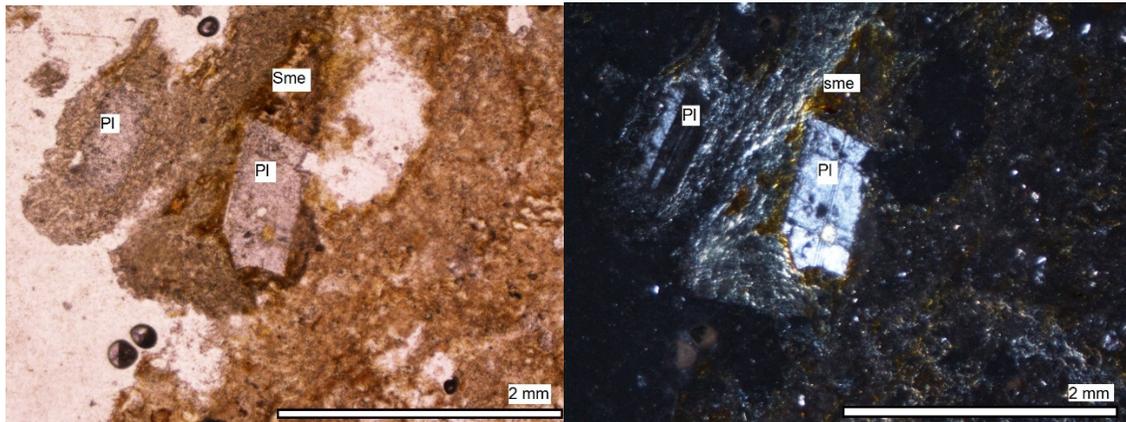


Figura 28. Muestra hq10p1-a'. Plagioclasa inmersa en matriz de ceniza, con smectita alrededor.

6.2.4 Zona III

Las muestras de esta zona son 7. Consisten principalmente en tobas vítreas, es decir tobas compuestas principalmente por ceniza o vidrio, y en menor grado por cristales o fragmentos piroclásticos.

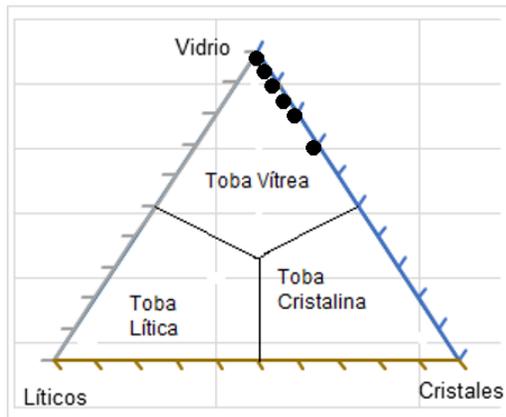


Figura 29. Clasificación de muestras de zona III. Se tienen 7 tobas vítreas.

La matriz de estas muestras es de tamaño ceniza y las muestras no presentaron gran dureza, al parecer debido a un proceso de litificación incompleto.

Los fenocristales presentes corresponden a plagioclasa, cuarzo y óxidos.

Los fenocristales de plagioclasa son de integridad media a baja, euhedrales a subhedrales, de tamaños muy variables, desde 0,3mm a 1mm.

Los fenocristales de cuarzo observados se presentan subhedrales y de tamaño 0,3mm promedio.

Los fragmentos piroclásticos encontrados en la muestra ha11p3-3 corresponden a juveniles angulosos de varios centímetros de diámetro. Estos están compuestos de ceniza.

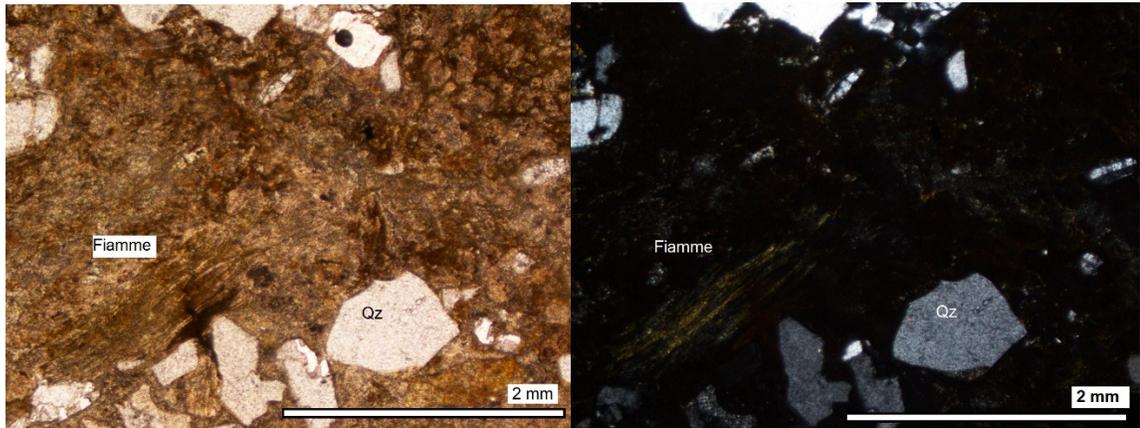


Figura 30. Muestra hq11p3-1. Cuarzos inmersos en matriz de ceniza. Se observa una *fiamme* alterada a smectita.

6.2.5 Zona IV

Las muestras de esta zona son 5. Consisten en lavas de composición principalmente andesítica. Se observaron texturas traquítica, porfírica, y microporfírica.

Se observaron fenocristales de plagioclasa principalmente, seguido de biotita y ortopiroxeno.

Los fenocristales de plagioclasa tienen tamaños entre 0,5-3mm, euhedrales y con integridad media a baja.

La masa fundamental de estas lavas se compone principalmente de microlitos de plagioclasa, óxidos y vidrio volcánico alterado en distintos grados a minerales secundarios.

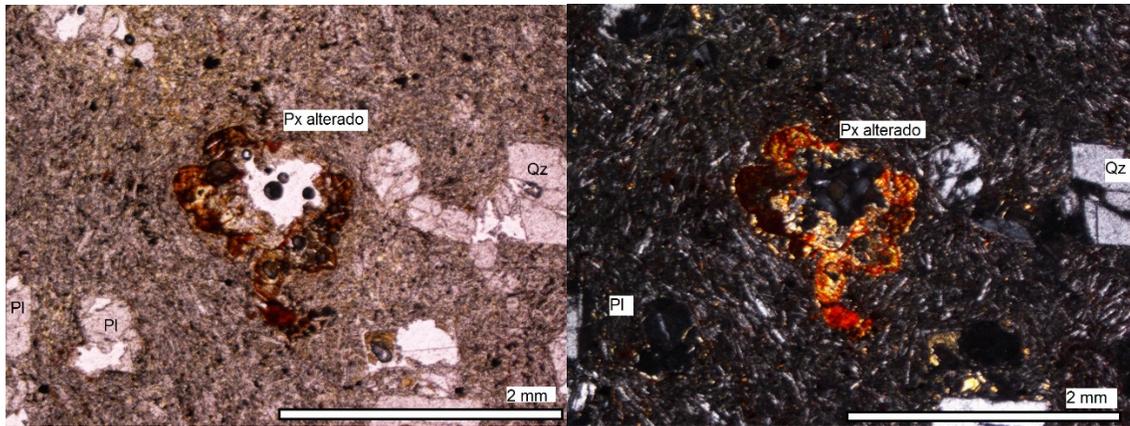


Figura 31. Muestra hq12p1-2. Restos de un cristal de piroxeno.

6.3 Mineralogía Secundaria

6.3.1 Generalidades

Como es de esperarse la alteración de las muestras estudiadas es bastante intensa en algunas muestras. Sin embargo ha sido posible agrupar los distintos minerales de alteración ya sea por medio de su identificación o por medio de sus características ópticas.

Dada la dificultad de diferenciar sólo por medio de la petrografía a las ceolitas, el foco del estudio, se definieron una serie de “etiquetas” para aquellos minerales con características que corresponden a las de algunos tipos de ceolitas. Las etiquetas son:

Ceolita tipo 1: Mineral euhedral alargado, que presenta un clivaje marcado paralelo al lado mayor, birrefringencia menor a la del cuarzo, extinción alrededor de los 90°. En ocasiones se puede apreciar un clivaje secundario perpendicular al clivaje primario.

Ceolita tipo 2: Mineral que presenta habito fibroso radial, birrefringencia mucho menor a la del cuarzo, extinción cercana a los 30°.

Ceolita tipo 3: Mineral que se encuentra reemplazando de manera irregular a plagioclasas y vidrio, habito masivo y de birrefringencia muy baja.

También se observaron filosilicatos máficos alterando gran parte de las muestras. Debido a sus características ópticas se identificaron como **asociaciones de interestratificados de smectita**. Sus características ópticas distintivas serían el tamaño criptocristalino de sus cristales (textura masiva), color café anaranjado (variable según la cantidad de Fe o Mg) en nicoles paralelos, y que en nicoles cruzados gana tonalidades de amarillo y un naranja más brillante en aquellos lugares en donde no se extinguen.

Por último, se encontraron porcentajes menores (~5%) de arcillas y minerales opacos (óxidos) en la mayoría de las muestras.

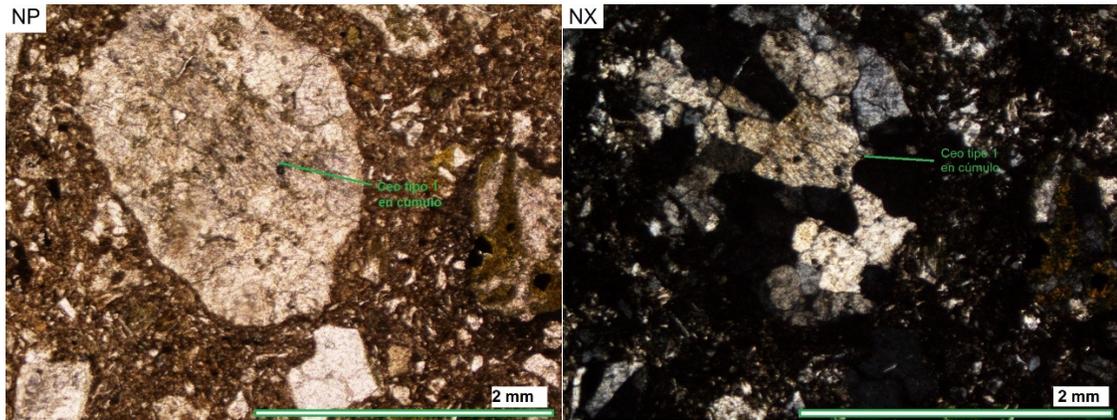


Figura 32. Ceolita tipo 1 en cúmulos mostrando su clivaje característico. Muestra hq09p6-*.

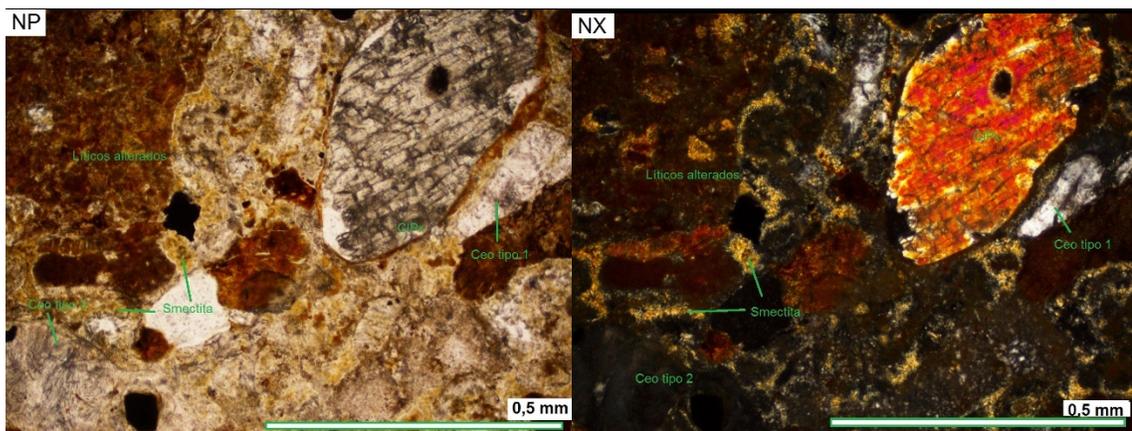


Figura 33. Toba lítica alterada. Se observa uno de los pocos clinopiroxeno observados en las muestras. Ceolita tipo 2 con su hábito fibroso, ceolita tipo 1 y smectita, alterando a líticos. Muestra hq09p4-3.

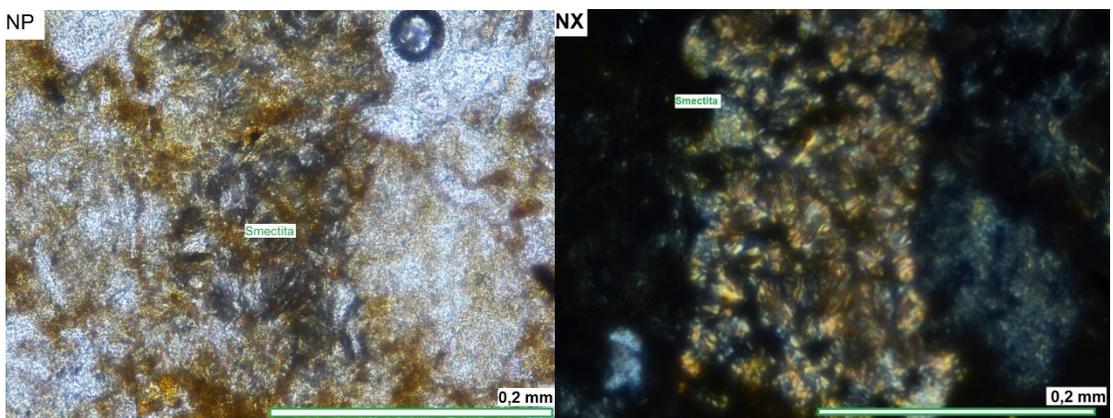


Figura 34. Smectita mostrando un hábito fibroso radial, mientras altera intensamente un fragmento juvenil. Muestra hq10f-a.

6.3.2 Zona I

La alteración en las muestras de esta zona varía de media a intensa.

Se observa un reemplazo de ceniza en la masa fundamental por filosilicatos máficos, posiblemente smectita, entre un 5 y 20% del corte total.

También se observa reemplazo de masa fundamental a ceolita de tipo 3, representando un 15-40% del total de las secciones delgadas.

Los fenocristales de Plagioclasa se encuentran frecuentemente reemplazados por ceolitas, principalmente de tipo 1 y en bastante menor medida del tipo 2 (relación aproximada de 5:1). Este reemplazo puede ser parcial o total, y su porcentaje abarca entre un 15-40% del corte total.

A lo largo de las muestras, se encuentran cantidades variables de óxidos. Entre un 5% y 10% de muestra total.

Los fragmentos líticos y juveniles en ocasiones se encuentran muy alterados, con bordes difusos debido a la alteración pervasiva. También se identifican estructuras de flujos que consisten en partes de la muestra con distintas coloraciones producto diferentes eventos de alteración asociado al paso de distintos fluidos.

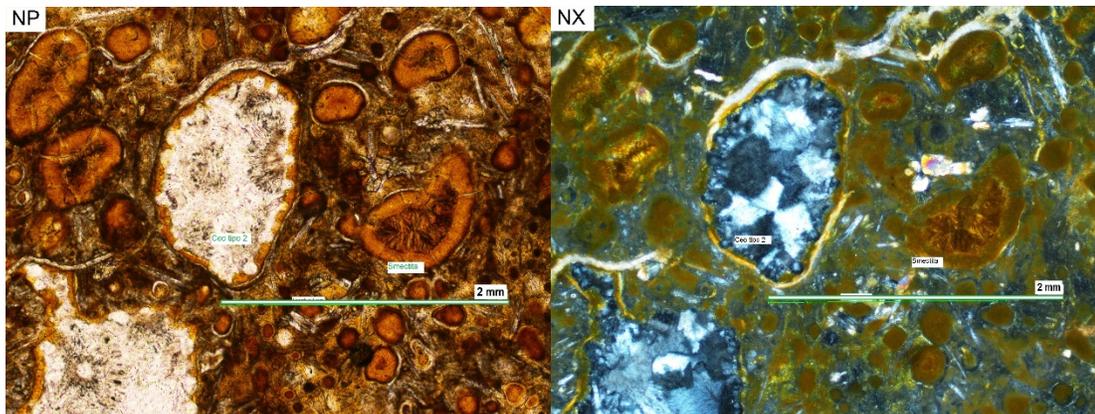


Figura 35. Brecha piroclástica intensamente alterada. Ceolita tipo 2 relleno vesículas. El hábito fibroso se aprecia mejor en los bordes de las vesículas, mientras que hacia el centro de éstas las ceolitas aumentan de tamaño y comienzan a tomar características de la ceolita tipo 1, como su clivaje y cristalinidad. También se puede apreciar la intensa alteración a smectita, arcillas y óxido en el corte. Muestra hq09p6-2.

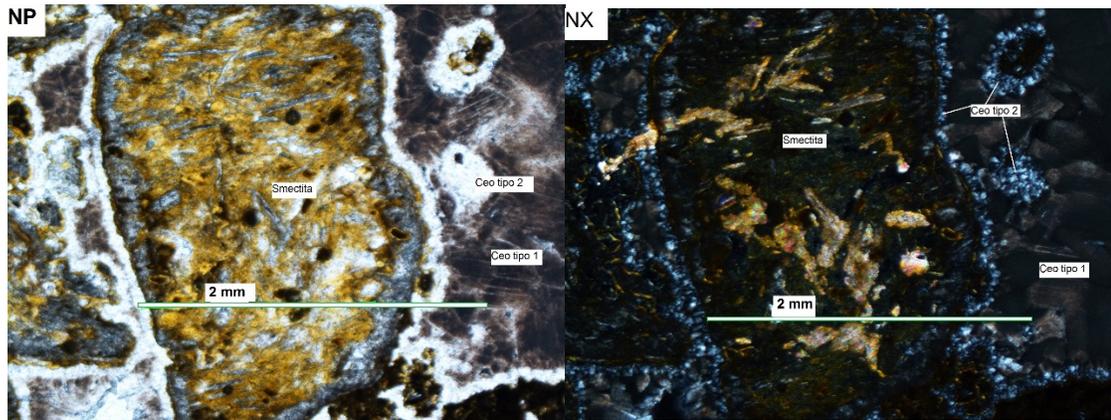


Figura 36. Clasto lítico intensamente alterado. Smectita reemplazando a epidotas, Ceolita tipo 2 relleno de espacios y Ceolita tipo 1 pseudomorfa de calcita. Muestra hq09p6-2.

6.3.3 Zona II

La alteración observada en esta zona es bastante intensa, lo cual se aprecia en especial en los fragmentos, distribución de los minerales secundarios y las distintas coloraciones producidas en las muestras.

Se observa una presencia de filosilicatos máficos, posiblemente smectita, entre un 15-40% de roca total. También suele haber mayor presencia de óxidos en las muestras más alteradas, con un rango que va entre un 3-10% roca total, dándole una coloración rojiza. Presencia menor de celadonita y clorita en la matriz (<5%), posiblemente reemplazando el vidrio volcánico, en 3 de las secciones delgadas lo cual otorga las coloraciones delgadas vistas en los afloramientos.

Consistentemente en las secciones delgadas de esta zona se observó reemplazo de vidrio volcánico por ceolitas en forma masiva, del tipo 3. Dada la mineralización masiva y su difícil distinción del resto de la matriz de ceniza, su porcentaje varía entre un 20% y un 70% de la roca total.

Los fragmentos líticos y juveniles en ocasiones se encuentran muy alterados, con bordes difusos debido a la alteración pervasiva. En esta zona también se identificaron estructuras de flujos.

Los fenocristales de plagioclasa y feldespatos observados en las muestras se presentan frecuentemente reemplazados por ceolitas del tipo 1 alcanzando un 10-15% del corte total.

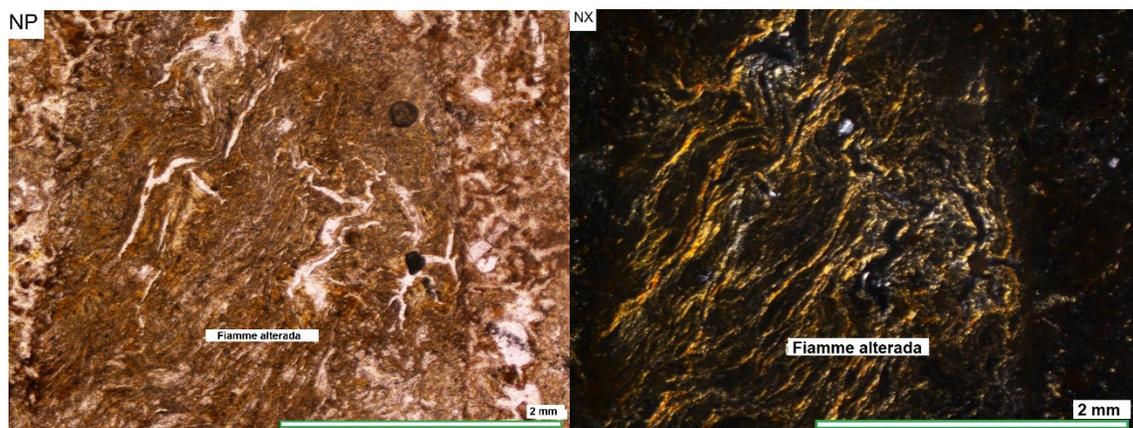


Figura 37. Alteración intensa apreciada en una fiamme, cuyos límites con la matriz de ceniza prácticamente desaparecieron. Sin embargo su respuesta a la alteración fue distinta, generando mayor cantidad de smectita. Muestra hq10p1-a.

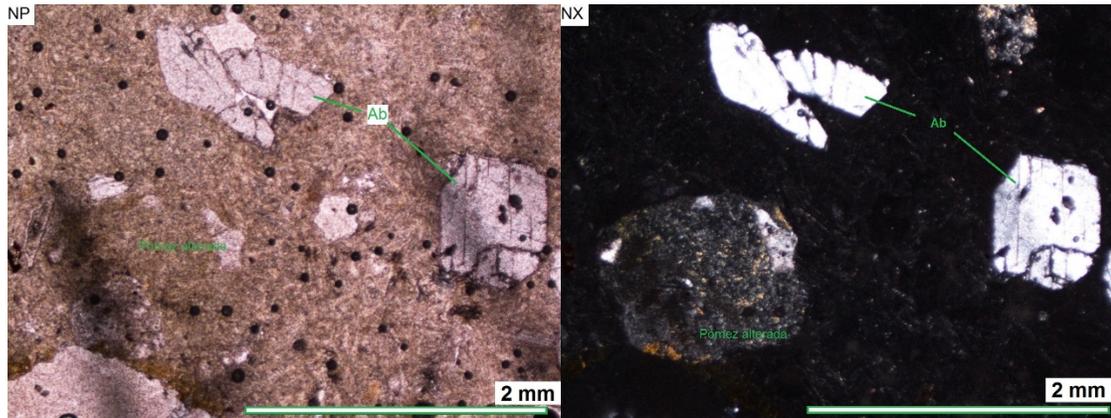


Figura 38. Pomez alterada diferencialmente, plagioclasas recristalizadas posiblemente a Albita y óxidos diseminados en la matriz. Muestra hq10p3-l.

6.3.4 Zona III

La alteración de las tobas de esta zona es media a intensa.

Se observó importante ceolitización de la matriz de ceniza de las muestras, pero debido a estilo de mineralización masivo de estas ceolitas (tipo 3) su porcentaje podría abarcar entre un 20-60% de la roca total.

Se observó smectita reemplazando a la matriz principalmente, entre un 5% y un 25%. Los óxidos de Fe tuvieron una presencia media, alcanzando hasta un 15% de roca total en una muestra.

Los fragmentos líticos y juveniles en ocasiones se encuentran muy alterados, con bordes difusos debido a la alteración pervasiva. También se identifican estructuras de flujos que consisten en zonas de distintas coloraciones producto de distintos eventos de alteración asociado a paso de distintos fluidos.

En algunas muestras se observó claramente el reemplazo de fenocristales de Plagioclasa por ceolita tipo 3 hasta en un 10% del corte total, sin embargo es posible que el reemplazo de éstas sea de una magnitud mayor pero de difícil reconocimiento. En especial en el caso de los microlitos.

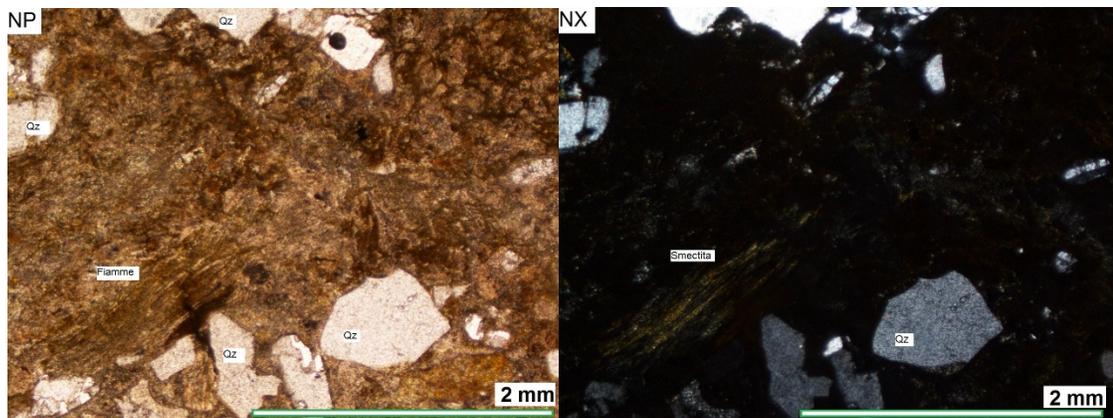


Figura 39. Se observan fenocristales de cuarzo en matriz de ceniza, así como una fiamme alterada a smectita. Toba Muestra hq11p3-1.

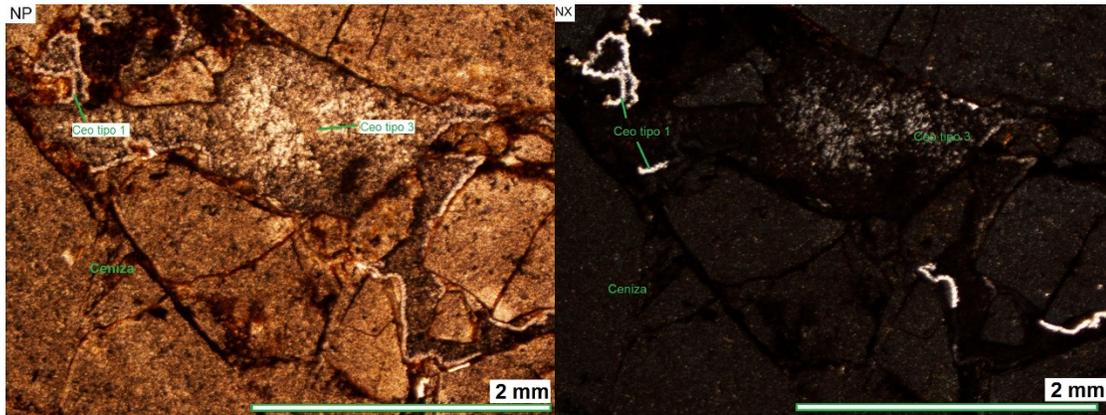


Figura 40. Toba vítrea presentando dos tipos de ceolitas. Ceolita tipo 2 relleno vetillas y ceolita tipo 3 reemplazando un sector de la matriz. Notar las diferencias en birrefringencia. Muestra hq11p3-*

6.3.5 Zona IV

En esta zona la alteración observada fue mucho menos intensa que en las anteriores.

Los fenocristales de Plagioclasa se presentan recrystalizados en distintas proporciones a ceolita tipo 1 en 3 de las muestras observadas. Éstas ceolitas abarcarían entre un 10%-30% del corte total. En estas mismas muestras se observó ceolita tipo 3 reemplazando a diferentes fenocristales de plagioclasa, pero alcanzando porcentajes menores al 10%. Sin embargo es posible que los microlitos de plagioclasa también se encuentren reemplazados, por lo que su presencia en las muestras podría ser mucho mayor.

Se observa reemplazo de masa fundamental por smectita en órdenes de un 5-15%.

También se observó una importante cantidad de vermiculita reemplazando a minerales primarios y abarcando un 10% corte total.

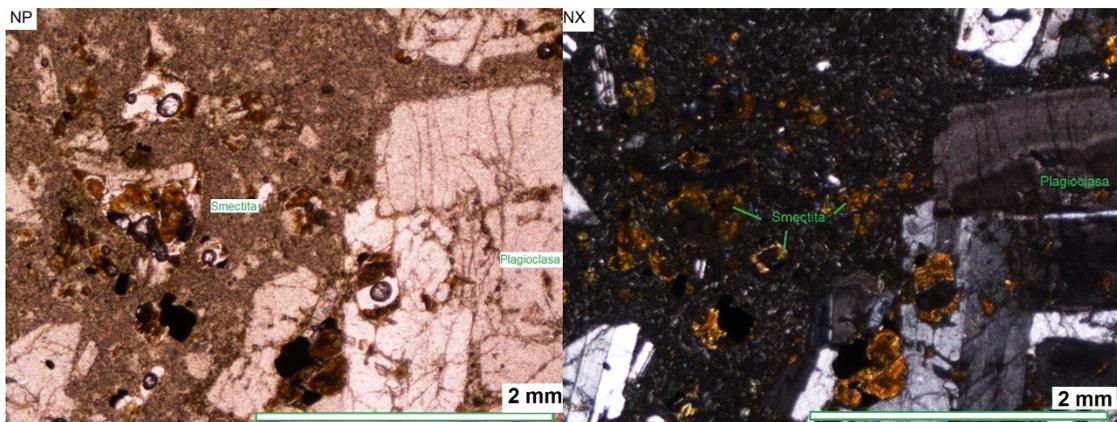


Figura 41. Lava con alteración intensa a smectita. Las smectita se presentan en tamaños muy grandes, posiblemente debido a que estén reemplazando a epidotas. Muestra hq12p1-4.

CAPITULO 7 Resultados DRX

7.1 Generalidades

La caracterización mineralógica realizada por la difracción de rayos X mostró que las fases minerales predominantes en las muestras fueron cuarzo, plagioclasas y las especies ceolitas clinoptilolita, mordenita y heulandita

Las fórmulas de las ceolitas observadas son:

- Clinoptilolita: $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{2-3} \text{Al}_3 (\text{Al}, \text{Si})_2 \text{Si}_{13} \text{O}_{36} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
- Mordenita: $(\text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2) \text{Al}_2 \text{Si}_{10} \text{O}_{24} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
- Heulandita: $(\text{Ca}, \text{Na})_{2-3} \text{Al}_3 (\text{Al}, \text{Si})_2 \text{Si}_{13} \text{O}_{36} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$

7.2 Zona I

Para esta zona se disponen de 6 difractogramas en roca total. De los 6, hay 5 que presentan fases ceolíticas. Sin embargo cabe mencionar que el ruido o *background* es muy alto en la muestra HQ09P6-2, por lo que su información no es muy confiable.

En 2 muestras se encontró la asociación de clinoptilolita-heulandita, en 1 muestra se encontró la asociación mordenita-heulandita, y el resto presenta mordenita y heulandita respectivamente. Por otro lado se encontró cuarzo en 5 muestras, plagioclasa en 5 y smectita en 3 muestras (ver figura 42).

| Muestra | Cpt | Mor | Hul | Sme | Qz | Pl |
|----------|-----|-----|-----|-----|----|----|
| HQ09P1-1 | | X | X | X | X | X |
| HQ09P4-1 | | | X | | X | X |
| HQ09P4-2 | X | | X | X | X | X |
| HQ09P4-3 | | X | | | X | X |
| HQ09P6-* | X | | X | X | | |
| HQ09P6-2 | | | | | X | X |

Figura 42. Tabla resumiendo la información de los DRX para la zona I. Ceolitas están marcadas en verde y las muestras defectuosas en rojo.

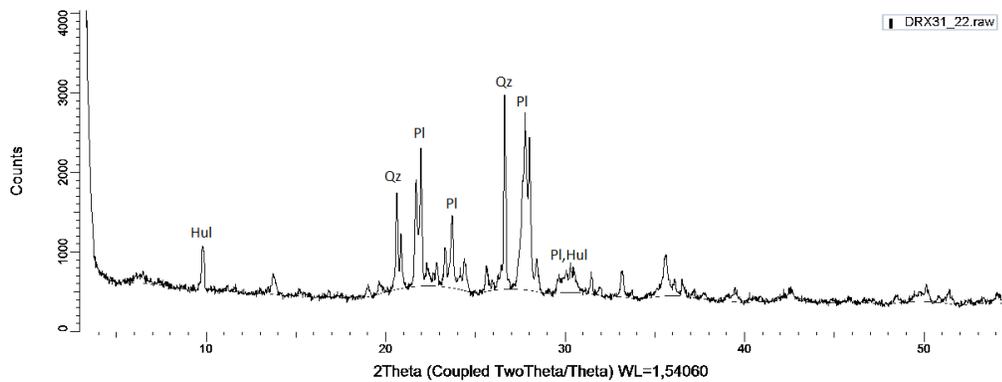


Figura 43. Difractograma de muestra hq09p1-1.

7.3 Zona II

Para esta zona se disponen de 19 difractogramas. De éstas, 10 presenta la asociación clinoptilolita-mordenita-heulandita. Dos muestras presentan la asociación clinoptilolita-mordenita, otras tres presentan la asociación clinoptilolita-heulandita, y una sola muestra presenta la asociación mordenita-heulandita.

Existen ocho muestras con la fase smectita presente, y en siete de éstas además hay ceolitas presentes. 17 de las muestras presentan cuarzo y/o plagioclasa

Existen 3 muestras que se pueden considerar defectuosas debido al alto *background* y/o la baja intensidad de los *peaks* (ver figura 44).

| Muestra | Cpt | Mor | Hul | Sme | Qz | Pl |
|-----------|-----|-----|-----|-----|----|----|
| HQ10F-A | | X | X | X | X | |
| HQ10F-B | X | X | | | | X |
| HQ10F-C | X | X | X | | | X |
| HQ10F-D | X | X | | | X | X |
| HQ10F-E | X | | X | X | X | |
| HQ10P1-A' | X | X | X | X | X | |
| HQ10P1-A | X | | | X | | |
| HQ10P1-B | X | X | X | X | X | X |
| HQ10P1-C | X | X | X | | | X |
| HQ10P1-D | X | | X | X | X | X |
| HQ10P1-E | | | | | X | X |
| HQ10P2-F | X | | X | X | X | X |
| HQ10P2-G | X | X | X | | X | |
| HQ10P2-H | | | | | | X |
| HQ10P2-H' | X | X | X | | | |
| HQ10P2-I | | | | X | | |
| HQ10P2-J | X | X | X | | X | |
| HQ10P3-K | X | X | X | | X | |
| HQ10P4-L | X | X | X | | | |

Figura 44. Tabla resumiendo la información de los DRX para la zona II. Ceolitas están marcadas en verde y las muestras defectuosas en rojo.

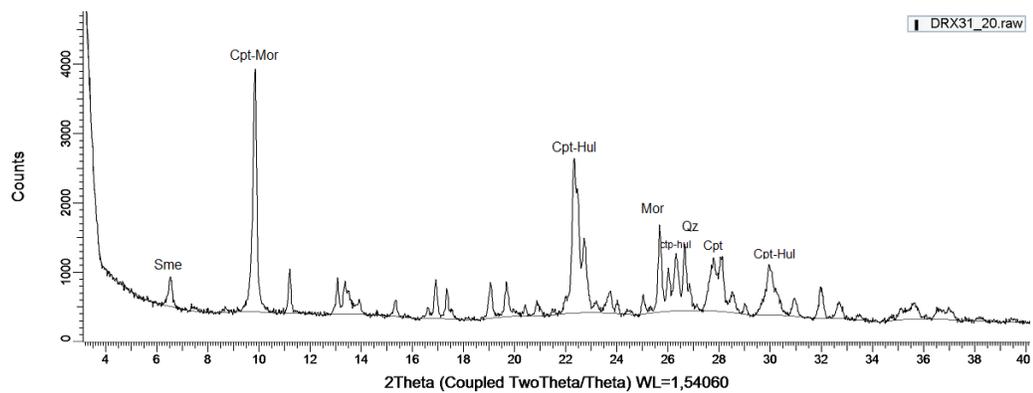


Figura 45. Difractograma de muestra hq10p1-b.

7.4 Zona III

Para esta zona se disponen de 8 difractogramas.

Como se aprecia en la tabla (figura 41) sólo un difractograma presenta la asociación clinoptilolita-heulandita, y otro la asociación mordenita-heulandita. Otros dos difractogramas presentan sólo una fase ceolítica, uno con heulandita y otro con mordenita.

Aquellos difractogramas que muestran dos ceolitas también contenían smectita.

Cuatro de los difractogramas de esta zona no revelan ninguna ceolita. Por otro lado, todos los difractogramas presentan cuarzo y/o plagioclasa.

| Muestra | Cpt | Mor | Hul | Sme | Qz | Pl |
|----------|-----|-----|-----|-----|----|----|
| HQ11P3-1 | | | X | | X | X |
| HQ11P3-2 | | | | | X | |
| HQ11P3-3 | X | | X | X | X | X |
| HQ11P3-4 | | | | | X | X |
| HQ11P3-5 | | X | X | | X | X |
| HQ11P3-6 | | | | | X | X |
| HQ11P3-7 | | | | | X | X |
| HQ11P3-* | | X | | | X | X |

Figura 46. Tabla resumiendo la información de los DRX para la zona III. Ceolitas están marcadas en verde.

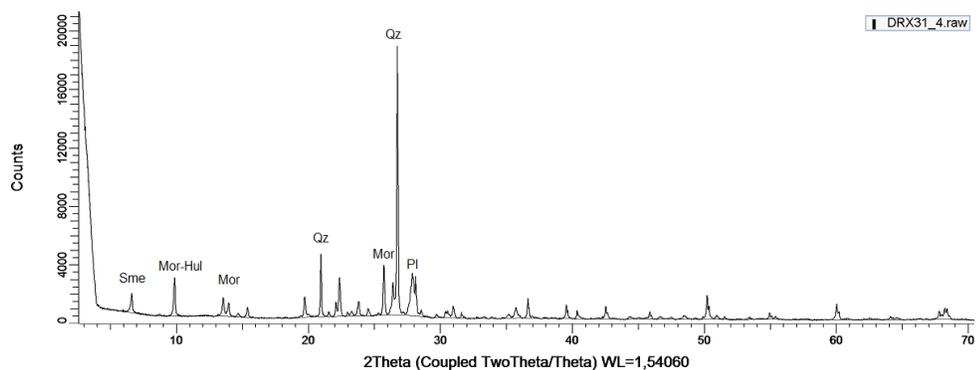


Figura 47. Difractograma de muestra hq11p3-5.

7.5 Zona IV

Para esta zona se dispuso de 5 difractogramas. Dada la litología diferente de las muestras de esta zona, los difractogramas son más fáciles de leer ya que poseen menos ruido de fondo y peaks bien definidos.

Como se ve en la tabla (figura 42) sólo se identificaron ceolitas en 2 de los difractogramas, siendo éstas la asociación heulandita-clinoptilolita en la muestra hq12p1-2 y la muestra hq12p1-5. El resto de los difractogramas revelaron cuarzo y plagioclasa anortita solamente, como se apreciara en figura 48.

Se encontró smectita en sólo una muestra, la cual no contenía ninguna ceolita.

| Muestra | Cpt | Mor | Hul | Sme | Qz | Pl |
|----------|-----|-----|-----|-----|----|----|
| HQ12P1-1 | | | | | X | X |
| HQ12P1-2 | X | | X | | X | X |
| HQ12P1-4 | | | | X | X | X |

Figura 48. Tabla resumiendo la información de los DRX para la zona IV. Ceolitas están marcadas en azul.

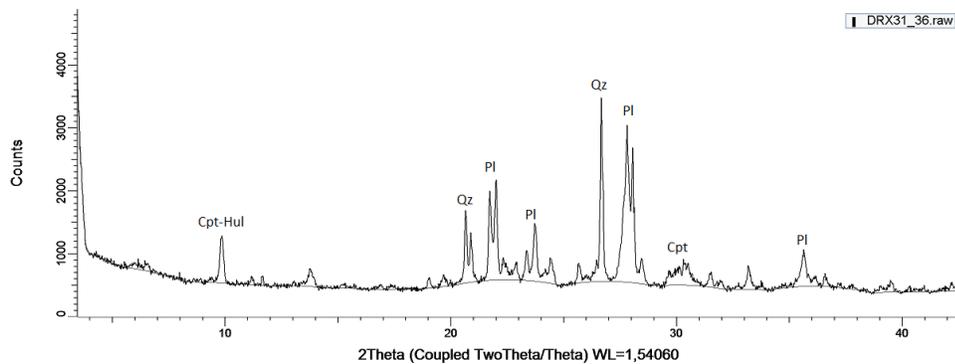


Figura 49. Difractograma de muestra hq12p1-2.

CAPITULO 8 Discusión

Ocurrencia de ceolitas

De las cuatro zonas investigadas, las tres primeras corresponden a depósitos de tobas ubicados en la zona occidental de la precordillera. Debido a que están situados en la misma franja rocosa de orientación aproximada N-S, a encontrarse en afloramientos de la parte baja precordillerana y a su naturaleza piroclástica, es altamente probable que se trate de rocas asignables a la Formación Colbún. Estudios previos también han puesto énfasis en la capacidad de la Formación Colbún para albergar depósitos ceolíticos (Kazulovic et al., 1979; Vergara et al., 1999; Bascuñán, 2005).

Por medio de la petrografía se observó que las muestras de las cuatro zonas han estado expuestas a una alteración caracterizada por ceolitización, reconociéndose la presencia de tres tipos morfológicos en estos minerales. Las ceolitas del primer tipo se caracterizan por su gran tamaño y su hábito regular tipo “coffin”, encontrándose en muchos lugares formando cúmulos además de presentar un clivaje perfecto y otro perpendicular más débil. Las ceolitas del segundo tipo son más escasas y se caracterizan por un hábito fibroso radial y un tamaño muy pequeño. Las ceolitas del tercer tipo presentan una cristalización masiva, baja birrefringencia, y se encuentran como reemplazo tanto en cristales de plagioclasas como en la matriz de ceniza. Los fenocristales de plagioclasa están en algunos casos levemente alterados a arcilla, mientras que en otros tienen una apariencia muy limpia y su superficie mostraba indicios de recristalización (*e.g.* aspecto sucio en su superficie) por lo que es probable que pudieran haber sido recristalizados a albita. Otros fenocristales de plagioclasa tienen en su interior ceolitas del primero o segundo tipo.

En la mayoría de las muestras existe una importante presencia de esmectita, tanto en la masa fundamental como en minerales máficos primarios *e.g.* piroxenos y hornblendas. Este filosilicato es también característico en esta facies metamórfica. Las distintas coloraciones observadas en las tobas, en especial las de la Zona II, serían consecuencia directa de este proceso de alteración que genera principalmente minerales de tono verdoso como la esmectita y la celadonita, minerales de color blanquecino como las ceolitas, y minerales de tono rojizo como los óxidos de hierro. Por otro lado, junto con las variaciones de color se observaron diferencias en la textura de la roca y diferencias en la distribución de los minerales secundarios, lo cual, considerado en perspectiva, revela claros patrones de flujo, delatando la participación de fluidos en la génesis de los minerales metamórficos ya mencionados. Esto se observó en muestras de las Zonas I, II y III.

Los resultados de los DRX señalan una clara presencia de ceolitas en las zonas estudiadas. En las Zonas I y II se constata una intensa alteración ceolítica, mientras que en las Zonas III y IV esta alteración es menor. Las asociaciones ceolíticas identificadas pueden incluir una, dos o tres de las siguientes fases: clinoptilolita, mordenita y heulandita. En la mayoría de los casos se observó que las fases ceolíticas estaban presentes en muestras que también contenían esmectita.

Junto a las ceolitas y esmectita, el cuarzo y las plagioclasas aparecen también como fases mayoritarias en los DRX.

Dificultades en la identificación de las ceolitas

Es importante mencionar que la heulandita y la clinoptilolita poseen la misma estructura de tetraedros y forman una serie de solución sólida, la cual es también denominada grupo heulandita. La heulandita se define como una serie teniendo $\text{Si/Al} < 4.0$, y la clinoptilolita como una serie teniendo $\text{Si/Al} > 4$ (Coombs et al, 1998). Sin embargo, ésta definición no es completamente satisfactoria, ya que distinguir con exactitud una de otra sigue siendo un tema complejo para geólogos y mineralogistas puesto que se han propuesto una serie de definiciones y metodologías distintas para distinguir las basadas en la gran variabilidad de sus propiedades intrínsecas tales como su composición química, estructura y canales internos, los cationes que posean intra o extra estructura, comportamiento termal y otras (Bish & Boak, 2001). Por otro lado, también es posible que las etiquetas utilizadas aquí para las ceolitas descritas (ver capítulo 6) estén siendo aplicadas a una misma especie de ceolita que muestra distintos hábitos o estilos de mineralización. Esta diferencia en sus modos de ocurrencia puede deberse a que se generaron en distintos sustratos (matriz de ceniza o cristales de plagioclasa), o a que se formaron en distintos eventos de alteración. En el segundo caso es de esperar una variación en sus condiciones geoquímicas (composición del fluido, relación agua/roca, temperatura, presión) y también la generación de reacciones retrógradas (y aparición de fases pseudomorfas). En cuanto a su cristalografía, la heulandita cristaliza principalmente en el sistema monoclinico y en menor medida en el triclinico. Es común que cuando alcanza cristales de “gran” tamaño, es decir visibles al ojo desnudo, estos pertenezcan al sistema monoclinico. Por otro lado la clinoptilolita posee una extinción inclinada y siempre cristaliza en el sistema monoclinico (Akizuki et al, 1999). La mordenita es ortorrómbica, se caracteriza por poseer un clivaje perfecto y uno menos marcado. Además posee gran similitud en cuanto a su composición química con la clinoptilolita. Comúnmente se le observa como un agregado compacto de micro fibras radiales (Passaglia & Sheppard, 2001). Es importante notar que debido a la naturaleza piroclástica de las rocas de las Zonas I, II y III; su cristalinidad no siempre es lo suficientemente alta como para identificar por medio del análisis de DRX las fases minerales presentes con una precisión suficiente.

Esto sumado a la presencia conjunta de minerales de arcilla, minerales amorfos, y a la gran variabilidad composicional y estructural de las ceolitas, hace que su identificación y posterior caracterización sea insuficiente a menos que esté acompañado de otras metodologías tales como XRF, SEM, EPMA, y espectroscopía Raman y FTIR en combinación con análisis termogravimétricos y análisis termales diferenciales (Ostrooumov et al., 2012).

Metamorfismo de muy bajo grado

En base a las asociaciones minerales observadas por medio de la petrografía y rayos X, se puede afirmar que las rocas estudiadas han experimentado un metamorfismo de muy bajo grado. La asociación de minerales ceolíticos y filosilicatos máficos, así como la ausencia de prehnita, pumpellyita y epidota sugiere que las rocas han sido metamorfoseadas en condiciones correspondientes a la facies ceolita. Dadas las especies de ceolitas y su distribución, es posible que el metamorfismo de estas rocas corresponda al de una sub-facies clinoptilolita-mordenita en transición a una sub-facies analcima-heulandita, en donde aún no aparece analcima (Utada, 2001). La sub-facies clinoptilolita-mordenita, se caracteriza porque la clinoptilolita usualmente ocurre como cristales euhedrales reemplazando completamente o en parte al vidrio volcánico y también como cemento, mientras que la

mordenita ocurriría como agregados fibrosos en “abanico” alterando al vidrio. Otra característica en esta sub-facies es que la distribución de los minerales no es siempre homogénea, y cada mineral puede encontrarse en nodos, concreciones, manchas o capas (Utada, 2001). Esto se observó con mucha claridad en la Zona II y, en menor medida, en las Zonas I y III. En la sub-facies analcima-heulandita, tanto la heulandita como la analcima reemplazan a la clinoptilolita y la mordenita usualmente como pseudomorfos. También se espera que en esta sub-facies los modos de ocurrencia y distribución de los minerales de alteración sean más heterogéneos dado la creciente transferencia de masa, lo que se verá reflejado en nódulos monominerales (Utada, 2001). Estos nódulos podrían explicar los cúmulos de ceolita tipo 1 observados en las muestras hq09p4-1, hq09p4-3 y hq09p6-*. Estos modos de ocurrencia y distribución de los minerales podrían indicar un mecanismo de precipitación por micro-disolución, el cual probablemente ocurrió *in situ*, y habría seguido la siguiente serie de reacciones: a) disolución de vidrio volcánico, b) movimiento diferencial de componentes químicos y c) formación de minerales secundarios (Utada, 2001).

Todo esto ocurriría en presencia de una importante cantidad de agua, la cual al fluir por las rocas produce hidrólisis lo que la enriquecerá en Na, Ca y Si, además de aumentar el pH, para luego disolver el vidrio volcánico que es altamente reactivo (Bascañán, 2005). Variaciones en la porosidad primaria y secundaria de las rocas afectarían de manera directa la interacción fluido/roca. Si esta interacción es alta se facilitará la transferencia de masa y consecuente generación de minerales secundarios, mientras que cuando es baja los procesos metamórficos serán más lentos o nulos. La presencia de minerales primarios como ortopiroxenos, plagioclasas con albitización variable y a la persistencia del vidrio volcánico, indican un equilibrio metaestable en las rocas, lo cual es esperable en escenarios de metamorfismo de muy bajo grado (Carrasco, 2000).

Bascañán (2005) propuso como causa para la alteración que afecta la Zona II, a la infiltración de aguas meteóricas a través de las rocas de la Formación Colbún en un sistema hidrológico abierto. Esto dada la permeabilidad de las rocas, su alto contenido de vidrio volcánico y la presencia de ceolitas. Sin embargo no explica suficientemente la presencia de esmectita como mineral secundario que acompaña a las ceolitas, ni el rol de la temperatura, ni da evidencias de la existencia de un sistema hidrológico abierto.

Acerca de las causas del metamorfismo de muy bajo grado, es imposible distinguir si éste se debió a diagénesis de enterramiento o a un alto gradiente geotermal. No hay estimaciones adecuadas del espesor de los depósitos y, al no ser las 4 Zonas estudiadas contiguas entre sí, tampoco se pueden señalar variaciones del metamorfismo en función de la profundidad. Sin embargo, dado el contexto geológico y la presencia de volcanismo, es muy probable ambos escenarios se hayan combinado.

CAPITULO 9 Conclusiones

Las tres primeras zonas consisten en tobas y rocas piroclásticas que pertenecerían a la Formación Colbún de edad Eoceno superior a Mioceno medio. Éstas se encuentran intensamente alteradas y revelan un metamorfismo de muy bajo grado caracterizado por la asociación mineral de ceolita, esmectita, y albita. La cuarta zona consiste en lavas que afloran 20 km al oeste de la Formación Colbún, en la depresión central, pero que aun así exhiben una alteración ceolítica, aunque definitivamente de menor intensidad.

Por medio de la petrografía y de los DRX se concluye que las rocas estudiadas contienen considerables cantidades de ceolitas clinoptilolita, mordenita y heulandita; así como de cuarzo, plagioclasas y esmectita. Los depósitos presentan un metamorfismo de muy bajo grado de la facies de ceolita, que posiblemente consista en una transición de la sub-facies de clinoptilolita-mordenita a la sub-facies analcima-heulandita. Las Zonas I y II poseen una alteración ceolítica notoria, mientras que la Zona III posee ceolitas detectables sólo por medio de los DRX. Esto no descarta que la Zona III posea concentraciones de ceolitas similares o superiores a las de las dos primeras zonas. La Zona IV claramente posee concentraciones muy bajas de ceolitas.

Dada la naturaleza metamórfica de la alteración, es factible esperar que depósitos similares de tobas pertenecientes a la Formación Colbún y de otras formaciones cercanas, se encuentren ceolitizados y con concentraciones importantes de ceolitas.

Finalmente, es importante realizar mayores estudios no sólo a otros depósitos similares de esta formación, sino que también a las ceolitas que ellos contengan. Sólo por medio de una caracterización exhaustiva de sus propiedades estructurales y químicas se podrán entender todas sus potencialidades tecnológicas. De esta manera, se les podrá asignar un valor económico, dada la creciente demanda mundial por estos minerales.

CAPITULO 10 Bibliografía

Accefo Ltda. 1991. Estudio: Adopción de procesos extractivos para ceolitas chilenas en rocas volcánicas. Fondo Nacional de Desarrollo Tecnológico-Corporación de Fomento de Producción. Informe inédito. 78 p.

Agosto, M. F. 2012. Estudio de ceolitas procedentes de depósitos argentinos. Tesis de Doctorado en Química. Universidad Nacional de la Plata.

Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N° 9, 70 p.

Akizuki, M., Kudoh, Y., & Nakamura, S. 1999. Growth texture and symmetry of heulandite-Ca from Poona, India. *Canadian Mineralogist*, 37(5), 1307-1312.

Armbruster, T., & Gunter, M.E. 2001. Crystal Structures of Natural Zeolites. En: Bish, D.L., and Ming, D.W. (editores), *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Application. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol 45. Pag 1-67.

Bascuñan, S. 2005. Geología y Mineralogía de las tobas de Quinamávida, Colbún, VII Región, Chile. Tesis para optar al título de geólogo. Universidad de Concepción.

Breck, D.W. 1974. *Zeolite Molecular Sieves: Structure, Chemistry, and Use*. John Wiley & Sons, New York.

Cabrera, R., Formais, C., Fonseca, E., Cotton, W. 2004. Geología y mineralogía de las ceolitas del yacimiento de Lloimávida. Informe interno. Inédito. Sernageomin. 17 p.

Carrasco, J. 2000. La secuencia estratificada Valle Nevado de la formación Farellones (Mioceno): Química y metamorfismo de muy bajo grado. Tesis para optar al grado de magister en ciencias mención geología y al título de geólogo. Universidad de Chile

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., y Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slabsegment, southern Central Andes, Chile, (33°–36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 117–139.

Charrier, R., Wyss, R., Flynn, J., Swisher, C., Norell M., Zapatta, F., McKenna, M. y Novaceck, M., 1996. New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. (9), N° 2, p. 1-30.

- Chipera, S. J., & Apps, J. A. (2001). Geochemical stability of natural Zeolites. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 45(1), 117-161.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 20, no 5, pag 429-443.
- Colic M. and Pavelic K. 2000. "Molecular mechanisms of anticancer activity of natural dietetic products", *J Mol Med*. 78(6), pag 333-336.
- Coombs, D.S., Alberti, A., Armbruster, T., Artioli, G., Colella, C., Galli, E., Grice, J.D., Liebau, F., Minato, H., Nickel, E.H., Passaglia, E., Peacor, D.R., Quartieri, S., Rinaldi, R., Ross, M., Sheppard, R.A., Tillmanns, E., Vezzalini, G. 1998. Recommended nomenclature for Zeolite minerals: report of the subcommittee on Zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 62(4), pag 533-571.
- Coombs, D.S., Ellis, A.S., Fyfe, W.S., Taylor, A.M. 1959. The Zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 17: 53-107.
- Cullity, B. D. 1956. *Elements of X-ray Crystallography*. Addison-Wesley Publishing Company, Inc. Massachusetts, USA.
- Darapsky, L. (1890). *Las aguas minerales de Chile*. Impr. del universo de G. Helfman
- Drake, R., Vergara, M., Munizaga, F., Vicente, J. C. 1982b. Geochronology of Mesozoic-Cenozoic in Central Chile, Lat. 31°-36° Sur. *Earth-Sciences Review*, vol. 18. Pag 353-363.
- Escobar, F., Guzman, R., Viera, C. 1997. Avance geológico de las hojas Rancagua-Curicó, Talca-Linares, Chanco, Concepción-Chillán. USGS, I.I.G., Santiago. 56 p.
- Gajardo, A. 2000. *Rocas y Minerales Industriales de Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Boletín, N° 58, 181 p. Santiago.
- Galay, I., Talloni, P. 1966. Estudio geotécnico del proyecto central hidroeléctrica Colbún. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile. 124 p.
- Gianneto, O., Montes, A., Rodríguez, F. 2000. *ceolitas. Características, propiedades, y aplicaciones industriales*. Ediciones Innovación Tecnológica. Caracas, Venezuela. 351 p.
- Gianneto Pace G., Montes Rendón A., Rodríguez Fuentes G., 2000. *ceolITAS Características, Propiedades y Aplicaciones Industriales*, Innovación Tecnológica (eds).
- Godoy, E. and Lara, L., 1994. Segmentación estructural andina a los 33°-34°: nuevos datos en la Cordillera Principal. *Proc. 7th Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 2, 1344-1348.

- Godoy, E., Navarro, M. y Rivera, O., 1996. Zonas triangulares en el borde occidental de la Cordillera Principal (32°30'-34°30'), Chile: una solución a la paradoja Abanico-Farellones. In XIII Congreso Geológico Argentino, y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, 2, 373-381.
- Godoy, E., Yañez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 306, 217-236.
- González, O., & Vergara, M. 1962. Reconocimiento Geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Universidad de Chile, Instituto de Geología Publicacion, 24, 121.
- González, O., y Vergara, M., 1962, Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S: Instituto Geología, Universidad de Chile, Santiago, v. 24.
- Goodwin, J. H., & Surdam, R. C. 1967. Zeolitization of tuffaceous rocks of the Green River Formation, Wyoming. *Science*, 157(3786), 307-308.
- Grace, M., & Pavelić, K. 2005. Antiviral properties of clinoptilolite. *Microporous and Mesoporous Materials*, 79(1), 165-169.
- Hay, R. L., & Sheppard, R. A. (2001). Occurrence of Zeolites in sedimentary rocks: an overview. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 45(1), 217-234.
- Hay, R.L. 1966. Zeolites and ceolitic reactions in sedimentary rocks. *Geological Society of America Specific Paper* 85, 130 p.
- Hay, R.L., Sheppard, R.A. 2001. Ocurrence of Zeolites in Sedimentary Rocks: An Overview. En: Bish, D.L., and Ming, D.W. (editores), *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Application*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol 45. Pag 217-219.
- Hey, M. 1930. Studies on Zeolites: Part I. General Review. *Mineral Mag* 22:422-437.
- Holmes, D.A. 1994. Zeolites. En: *Industrial Minerals and Rocks*, 6a Edición, D.D. Carr, (editor), Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc., Littleton, Colorado, USA. Pag 1129-1158.
- Holmes, D.A. 1994. Zeolites. En: *Industrial Minerals and Rocks*, 6ª edición, D.D. Carr, (editor), Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc., Littleton, Colorado, USA. Pag 1129-1158.
- Iijima, A. 1995. Zeolites in petroleum and natural gas reservoirs in Japan: A review. En: Ming, D.W., Mumpton, F.A. (editors), *Natural Zeolites '93: Ocurrence, Properties, Use*. *Int'l Comm Natural Zeolites Brockport, New York*, 99-114.

- Inglezakis V. J., Stylianou M., Loizidou M., 2010. Ion exchange and adsorption equilibrium studies on clinoptilolite, bentonite and vermiculite, *Journal of Physics and Chemistry of Solids* 71(3), 279.
- Karzulovic, J., Hauser, A., Vergara, M. 1979. Edades K/Ar en rocas volcánicas e intrusivas del área de los proyectos hidroeléctricos Colbún-Machicura-Melado, Empresa Nacional de Electricidad, S.A., VII Región. En: Congreso Geológico Chileno N°2, Arica. Vol. 4.
- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), Boletín, No. 8, 95 p.
- Kralj M. and Pavelic K. 2003. "Medicine on a small scale. How molecular medicine can benefit from self-assembled and nanostructured materials", *EMBO reports* Vol 4, pag 1008-1012.
- L.J. Poppe, V.F. Paskevich, J.C. Hathaway, and D.S. Blackwood. 2013. A Laboratory Manual for X-Ray Powder Diffraction. U. S. Geological Survey Open-File, Report 01-041.
- Legarreta, L., Gulisano, C.A., y Uliana, M.A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásicocretácicas. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 87-114.
- Martin-Kleiner I, Flegar-Mestric Z, Zadro R, Breljak D, Stanovic Janda S, Stojkovic R, Marusic M, Radacic M, Boranic M. 2001. "The effect of the Zeolite clinoptilolite on serum chemistry and hematopoiesis in mice", *Food Chem Toxicol.*, 39(7), pag 717-727.
- Mescua, J.F., Giambiagi, L.B. 2012. Fault inversion vs. new thrust generation: A case study in the Malargüe fold-and-thrust belt, Andes of Argentina. *Journal of Structural Geology* 35, 51-63.
- Mescua, J.F., Giambiagi, L.B., Bechis, F. 2008. Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico tardío (Kimeridgiano) del suroeste de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 63, n° 4, pag 512-519.
- Minato, H. 1968. Characteristic and uses of natural zeolites. *Koatsugasu* 5:536-547.
- Ming, D., Allen, E. 2001. Use of Natural Zeolites in Agronomy, Horticulture and Environmental Soil Remediation. En: Bish, D.L., and Ming, D.W. (editores), *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Application*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol 45. 2001. Pag 619-652.
- Muck-Seler D, Pivac N., "The effect of natural clinoptilolite on the serotonergic receptors in the brain of mice with mammary carcinoma", *Life Sci.*;73(16), pag 2059-2069.
- Muller, H. R. 1942. Informe técnico geológico sobre las aguas minerales de Panimávida. An. Primer Cong. Pan. de Min. y Geol, 3, 1278-1309.

Muñoz, J., Niemeyer, H. 1984a. Carta Geológica de Chile escala 1:250,000. N°64. Hoja Laguna del Maule. Regiones del Maule y del Bío Bío. SERNAGEOMIN. 98 p.

Ostrooumov, M., Cappelletti, P. & de'Gennaro, R. 2012. Mineralogical study of zeolite from New Mexican deposits (Cuitzeo area, Michoacan, Mexico). *Applied Clay Science*, 55, 27-35.

Pavelic K., Hadzija M., Bedrica J., Pavelic J., Dikic I., Katic M., Kralj M., Bosnar M.H., Kapitanovic S., Poljak-Blazi M., Krizamac B.S., Stojkovic R., Jurin M., Subotic B. and Colic M. 2001. "Mechanically treated natural clinoptilolite Zeolite – new adjuvant in anticancer therapy", *J Mol Med* 78, pag 708-720.

Pavelic K., Katic M., Sverko V., Marotti T., Bosnjak B., Balog T., Stojkovic R., Radacic M., Colic M. and Poljak-Blazi M. 2002. "Immunostimulatory effect of natural clinoptilolite as a possible mechanism of its antimetastatic ability", *J Cancer Clin Oncol* 128, pag 37-44.

Pavelic K., Katic M., Zarkovic N., Sverko V., Marotti T., Kralj M., Zarkovic K., Bosnjak B., Balog T., Stojkovic R., Radacic M., Colic M. and Poljak-Blazi M. 2001. "Antioxidative and immunostimulatory effect of natural clinoptilolite in vivo", Technical report from Rudjer Boskovic Institute and Medicine Faculty of the Univesity of Zagreb, Croatia.

Ramos, V.A., Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. Geological Society, London, Special Publications, 252, n°1, pag 15-35.

Rodriguez Fuentes G., Rodriguez Iznaga I, 2001. Eliminación de metales toxicos mediante ceolitas naturales, Catalizadores y adsorbentes para la protección ambiental en la región Iberoamericana, Monografía CYTED. Jesus Blanco y Pedro Avila, (eds), 231.

Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M. N., Calderón, S., Charrier, R., Hoffman, D. 2014. The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33°-35.5° S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean Geology*, 41(3), 529-557.

Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). 1982. Mapa Geológico de Chile. Escobar, F. Editor. Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:1.000.000.

Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). 2002a. Anuarios de minería en Chile. Escobar, F. Editor. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile. 175 p.

Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). 2002b. Mapa Geológico de Chile. Escobar, F. Editor. Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:1.000.000.

Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). 2012. Atlas de Faenas Mineras, Regiones Del Maule, Del Biobío, De La Araucanía, De Los Lagos, Del General Carlos Ibañez del Campo y Región de Magallanes y de La Antártica Chilena (Versión Actualizada). Servicio

Nacional de Geología y Minería, Mapas y Estadísticas de Faenas Mineras de Chile No 10: 92 p. Santiago.

Stipanovic, I., 1969. El avance de los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. Rev. Asociación geológica argentina. Vol. 24, pag 377-388.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile (29), 21p.

Troncoso, A. 1992. La tafoflora terciaria de Quinamávida (VII Región, Chile). Museo de Historia Natural, Boletín, Vol. 43, pag 155-178.

Troncoso, A., Muñoz, J. 1988. La edad de las tobas blanquecinas de Quinamávida y de las areniscas del puente Bullileo (V Región, Chile). En: Congreso Geológico Chileno N°5, Santiago, Actas, vol. 2, pag C203-C211.

Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. Tectonophysics, vol 489, n°1, pag 258-273.

Utada, M. 2001. Zeolites in Burial Diagenesis and Low-grade Metamorphic Rocks. En: Bish, D.L., and Ming, D.W. (editores), Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Application. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol 45. Pag 1-67.

Vergara, M. 1985. Volcanismo Oligo-Miocénico en la Precordillera Andina del río Maule (35°40' lat S). En: Congreso Geológico Chileno, N°4, Antofagasta. Actas, Vol. 4, p.564-581.

Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepúlveda, P., Thiele, R., Drake, R. 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31°30'S-34°35'S). Journal of South American Earth Sciences, Vol. 1, pag 199-209.

Vergara, M., Drake, R. 1978. Edades K/Ar y su implicancia en la geología regional de Chile. En: Comunicaciones. Universidad de Chile, Departamento de Geología. N° 23, pag 1-11.

Vergara, M., Drake, R. 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales post-Neocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Argentina, Vol 34, pag 42-52.

Vergara, M., López Escobar, L. 1982. El volcanismo Mioceno y Plioceno entre los 36° y 40° lat sur de los Andes Chilenos: Comentario y revisión. En: Congreso Latinoamericano de Geología N°5, Argentina, Actas, vol. 3, pag 513-521.

Vergara, M., López Escobar, L., Beccar, I. 1996. Geochemical features of the Southern Andes Oligocene-Miocene volcanism in the Precordilleran Region of Talca-Linares (35°20'-35°50'S).

In International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), N° 3, Saint Malo, Francia. Actas, pag 653-655.

Vergara, M., Morata, D., Hickey-Vargas, R.L., López Escobar, L., Beccar, I. 1999. Tertiary tholeitic volcanism in the Colbún área, Linares Precordillera, central Chile (35°35'-36°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 26, pag 23-41.

Vergara, M., Muñoz, J. 1982. La Formación Cola de Zorro de la Alta Cordillera Andina chilena (36°-39° lat. S.), sus características petrográficas y petrológicas: una revisión. *Revista Geológica de Chile*, N° 17, pag 31-46.

Vergara, M., Puga, E., Morata, D., Beccar, I., Díaz de Federico, A., Fonseca, E. 1997. Mineral chemistry of the Oligo-Miocene volcanism from Linares to Parral, Andean Precordillera. En: Congreso Geológico Chileno, N°8, Antofagasta. Actas, vol. 2, pag 1579-1583.

Whitney, D. L., & Evans, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. Passaglia, E., Sheppard, R.A. 2001. The Crystal Chemistry of Zeolites. En: Bish, D.L., and Ming, D.W. (editores), *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Application*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol 45. Pag 69-116.

Zarkovic N, Zarkovic K, Kralj M, Borovic S, Sabolovic S, Blazi MP, Cipak A, Pavelic K. 2003. "Anticancer and antioxidative effects of micronized Zeolite clinoptilolite", *Anticancer Res*. Mar-Apr 23(2B), 1589-95 (2003)

ANEXOS

Anexo 1: Puntos de muestreo

| MUESTRA | GPS Este | GPS Sur | msnm |
|-----------|----------------|---------|------|
| HQ09P1-1 | 19H 0283906 | 6046689 | 248 |
| HQ09P2-1 | 19H 0284362 | 6047041 | 260 |
| HQ09P4-1 | 19H 0288379 | 6046473 | 437 |
| HQ09P4-2 | 19H 0288400 | 6046496 | 424 |
| HQ09P5-1 | 19H 0288141 | 6046505 | 460 |
| HQ09P6-1, | 19H 0287118 | 6047130 | 380 |
| HQ09P6-* | 19H 0287118 | 6047130 | 380 |
| HQ09P6-2 | 19H 0287078 | 6047134 | 376 |
| HQ10P1-A | 19H 0281283 | 6035841 | 250 |
| HQ10P1-B | 19H 0281283 | 6035841 | 250 |
| HQ10P1-C | 19H 0281283 | 6035841 | 250 |
| HQ10P1-D | 19H 0281283 | 6035841 | 250 |
| HQ10P1-E | 19H 0281283 | 6035841 | 250 |
| HQ10P2-F | 19H 0281344 | 6035820 | 259 |
| HQ10P2-G | 19H 0281344 | 6035820 | 259 |
| HQ10P2-H | 19H 0281344 | 6035820 | 259 |
| HQ10P2-I | 19H 0281344 | 6035820 | 259 |
| HQ10P3-K | 19H 0281375 | 6035776 | 253 |
| HQ10P3-L | 19H 0281375 | 6035776 | 253 |
| HQ10F-A | 19H | 6035820 | 261 |

| | | | |
|----------|----------------|---------|-----|
| | 0281344 | | |
| HQ10F-B | 19H 0281344 | 6035820 | 261 |
| HQ10F-C | 19H 0281344 | 6035820 | 261 |
| HQ10F-D | 19H 0269909 | 5973586 | 366 |
| HQ10F-E | 19H 0269749 | 5973537 | 366 |
| HQ11P3-1 | 19H 270192 | 5984291 | 396 |
| HQ11P3-2 | 19H 270192 | 5984291 | 396 |
| HQ11P3-3 | 19H 270192 | 5984291 | 396 |
| HQ11P3-4 | 19H 270192 | 5984291 | 396 |
| HQ11P3-5 | 19H 270192 | 5984291 | 396 |
| HQ11P3-6 | 19H 270192 | 5984291 | 396 |
| HQ11P3-7 | 19H 270192 | 5984291 | 396 |
| HQ11P3-* | 19H 270192 | 5984291 | 396 |
| HQ11P3-* | 19H 270192 | 5984291 | 396 |
| HQ12P1-1 | 19H 0261156 | 6039396 | 133 |
| HQ12P1-2 | 19H 0261174 | 6039485 | 131 |
| HQ12P1-3 | 19H 0261119 | 6039501 | 129 |
| HQ12P1-4 | 19H 0261075 | 639532 | 133 |
| HQ12P1-5 | 19H 0261045 | 6039535 | 130 |

Anexo 2: Descripción de Columnas

Columna Zona 2:

| Potencia (m) | Muestra Asociada | Descripción |
|--------------|------------------|--|
| 1,5 | hq10p1-A | Toba vítrea con variaciones en su población de clastos y variaciones en tamaño de ceniza. Pueden ser transiciones suaves o abruptas. Mayor cantidad de clastos coincide con ceniza más gruesa, tamaño lapilli. Clastos verdes y blancos, en estratos de varios centímetros, con selección media. En donde la ceniza es más fina y hay menos clastos se observa laminación paralela fina y estratificación cruzada. |
| 0,5 | hq10p1-B | Toba vítrea de lapilli, su matriz más gruesa que en primer depósito. Muy meteorizada. Casi clasto-soportada. Clastos angulosos, polimícticos, selección media. Clastos verdes, rosados, blancos y hojas fósiles, líticos polimícticos. Clastos tamaño promedio de 1cm. Variación lateral de espesor importante. |
| 5 | hq10p1-C | Toba vítrea, matriz fina y bien consolidada. Hojas en su base y troncos en su techo. Su potencia varía mucho lateralmente. Deposito masivo. Niveles de carbón. |

| | | |
|-----|----------|--|
| 2 | hq10p1-B | Clastos verdes, rosados, blancos y hojas fósiles, líticos polimícticos. |
| 2 | hq10p1-E | Toba vítrea, pero con mayor porcentaje de clastos. Clastos polimícticos, tamaño promedio 4cm, selección mala. Clasto-soportada. |
| 0,6 | hq10p2-h | Ceniza más gruesa. Clastos blancos monomícticos, angulosos, mal seleccionados de 0,4mm y al parecer alterados. Deposito bien consolidado, presenta fractura concoidal al martillarlos. Presenta nódulos esféricos, al parecer concreciones. Muy alterada |
| 0,6 | hq10p2-g | Toba de vítrea, color blanquecina. Meteorizada y no consolidada. |
| 1,5 | hq10p2-h | Toba de lapilli vítrea. Ceniza más gruesa. Clastos blancos monomícticos, angulosos, mal seleccionados de 0,4mm y al parecer alterados. Deposito bien consolidado, presenta fractura concoidal al martillarlos. Presenta nódulos esféricos, al parecer concreciones. Muy alterada |

| | | |
|-----|-----------|--|
| 0,4 | hq10p2 -i | Toba vítrea, color amarillenta. Meteorizada y con niveles de carbón. |
| 1,1 | hq10p2-j | Toba de lapilli vítrea, matriz un poco más gruesa. Color blanco y clastos monomícticos blancos, probablemente pómez alterados. |

Columna Zona 3:

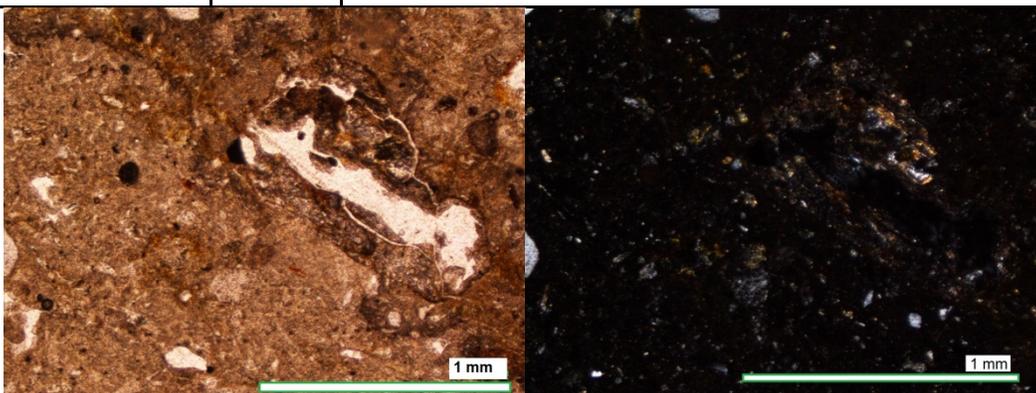
| Potencia (m) | Muestra Asociada | Descripción |
|--------------|--------------------|---|
| 40 | hq11p3-1 | Toba laminación paralela fina (< 1 cm) y en cruzada en artesa. Con hojas fósiles e interrumpida por capas delgadas de carbón. Deposito lacustre |
| 3 | hq11p3-5 | Toba gris, de ceniza fina, sin clastos. |
| 25 | hq11p2-2, hq11p2-3 | Toba brechas, imbricación. |
| 5 | hq11p3-5 | Toba gris, de ceniza fina, sin clastos. |
| 15 | hq11p3-* | toba amarilla, laminada |

Columna Zona 4:

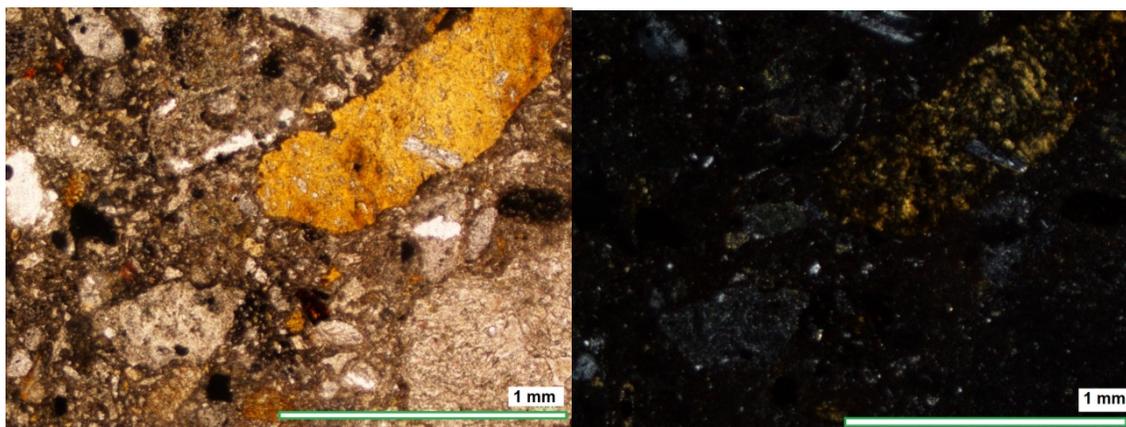
| Potencia (m) | Muestra Asociada | Descripción |
|--------------|------------------|--|
| 15 | hq12p1-1 | Andesita Porfídica: 40% fenocristales de Plg de 5mm, integridad media, euhedrales, zonadas y cumuladas. 40% matriz compuesta de 50% microlitos de plg, traquítica, con 10% óxidos. |
| 5 | hq12p1-2 | Andesita vitrofirica: microporfirica, traquítitca. Masa fundamental compuesta de 50% plg tamaño menor a 0,1mm (microlito) + 10% óxidos. Fenocristales: 20% plg tamaño 2mm euhedrales y con integridad media. 10% biotitas alteradas. |
| 4 | hq12p1-3 | Andesita Porfídica: 30% fenocristales de Plg de 1mm, integridad baja, zonadas y cumuladas. 70% masa fundamental compuesta por vidrio, microlitos de plg y 10% óxidos de Fe. |
| 40 | hq12p1-5 | Andesita porfídica: 50% fenocristales, 40% plagioclasa de 0,5mm a 3mm y 10% Qz. Cristales de plagioclasa con integridad media a baja y presentan zonación. 50% masa fundamental, compuesta de 35% microlitos plag y 5% óxidos, |
| ----- | hq12p1-4 | Andesita Basáltica hipabisal. Dique entre unidad 1 y 3. |

Anexo 3: Descripción de Láminas Delgadas

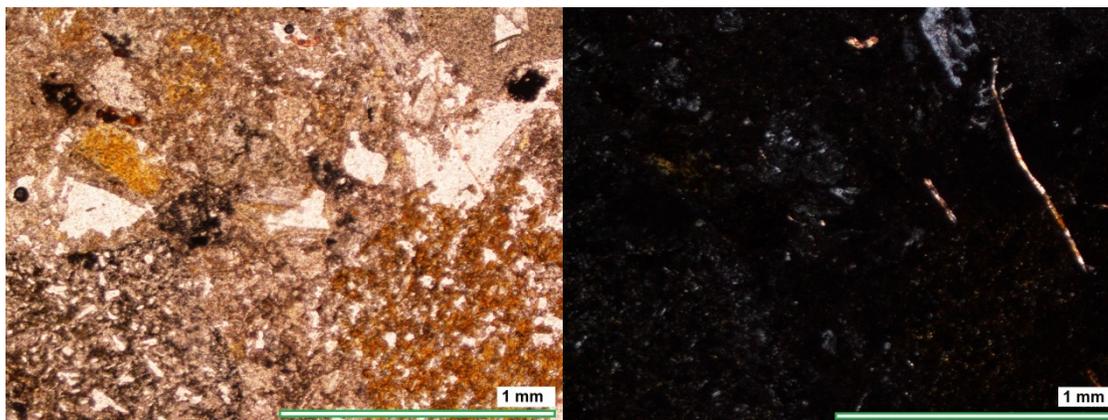
| | | |
|--------------------------|-------------------------|---|
| Código muestra | HQ09P1-1 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba cristalina | |
| Textura | Porfírica, vitrofírica. | |
| Mineralogía Primaria | %CT | Descripción |
| Plagioclasa | 40 | Fenocristales de plagioclasa enteros y fracturados por igual. Se encuentran individualmente o en cúmulos, de tamaño promedio 0,3mm. |
| Cuarzo | 20 | fenocristales de cuarzo subhedrales, tamaño promedio 0,2mm. |
| Microlitos | 15 | pequeños cristales de plagioclasa. |
| Ceniza | 25 | |
| Mineralogía Secundaria | %CT | Descripción |
| Smectita | 10 | alteración a smectita de la matriz fundamentalmente. |
| Óxidos de Fe | 5 | ocurriendo homogéneamente en la matriz, cristales de tamaño menor a 0,1mm. |



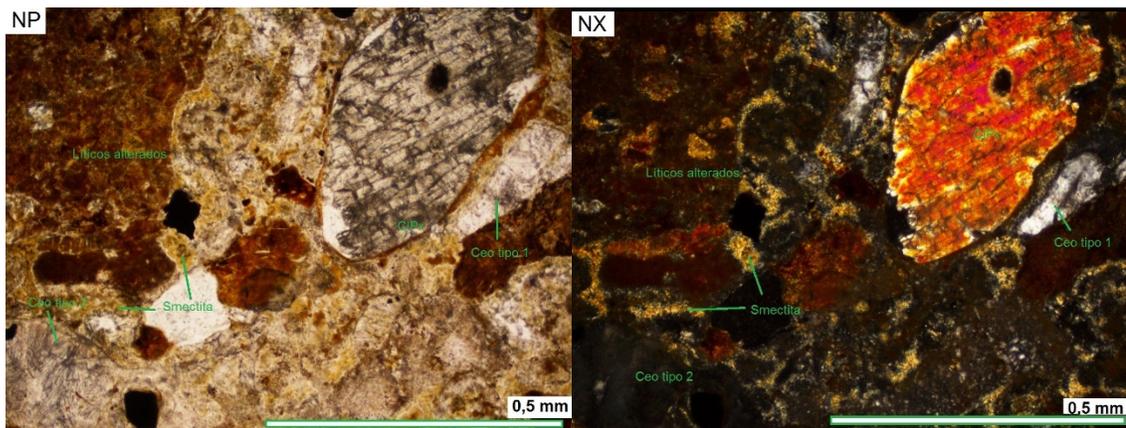
| | | |
|--------------------------|-------------------------------------|---|
| Código muestra | HQ09P4-1 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Brecha piroclástica | |
| Textura | Fragmentada, porfírica, vitrofírica | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Líticos | 25 | Lavas de composición andesítica. Algunos muestran textura traquítica. |
| Juveniles | 40 | Pomez, compuestas por ceniza y cristales de plagioclasa. |
| Microlitos | 15 | Pequeños cristales de plagioclasa. |
| Ceniza | 35 | |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Ceolita tipo 1 | 5 a 10 | Zeolita con clivaje perfecto, formando cúmulos con aspecto de mosaicos, tamaños entre 3 y 10mm. |
| Ceolita tipo 2 | 5 | Zeolita con habito de micro fibras radiales |
| Ceolita tipo 3 | 40 | Zeolita amorfa y masiva, reemplazando a plagioclasas principalmente, tamaños entre 3mm y 15mm. |
| Smectita | 10 | Color anaranjado, asociada también con óxidos de Fe pero en mucha menor cantidad. |



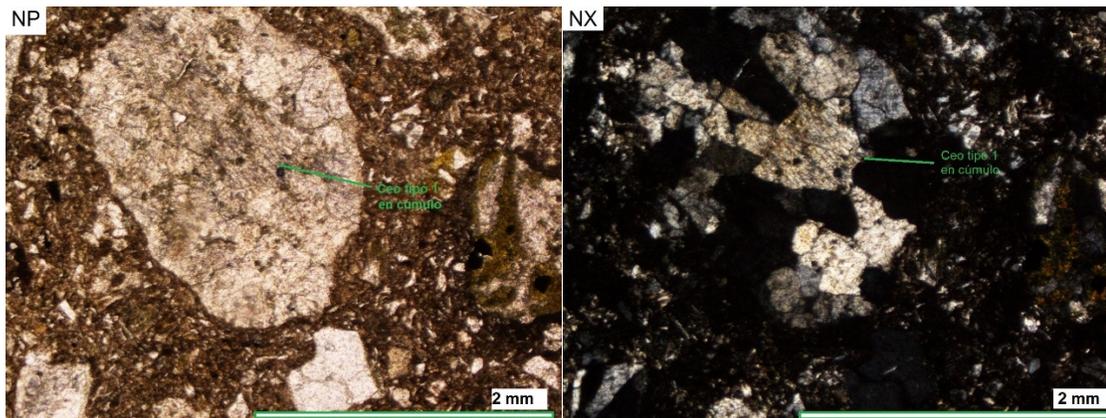
| | | |
|--------------------------|---|---|
| Código muestra | HQ09P4-2 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba Lítica | |
| Textura | Fragmentada, porfírica, vitrofírica, clasto-soportada | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Fragmentos Líticos | 40 | Clastos de lava andesítica, 4cm de diámetro. |
| Juveniles | 30 | Pomez, de 2 cm de diámetro. |
| Plagioclasa | 25 | Cristales de 0,5mm de diámetro. |
| Cuarzo | 10 | Cristales de 0,4mm de diámetro. |
| Ceniza | 15 | ceniza alterada, color pardo. |
| Microlitos | 15 | Microlitos de plagioclasa. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 20 | Estilo masivo, alterando masa fundamental, pómez y líticos. |
| Oxidos | 10 | Diseminados por el corte pero más concentrados en líticos. |
| Zeolita tipo 3 | 20 | Reemplazando plagioclasas. |
| Observaciones | | Alteración sigue patrones de flujo. |



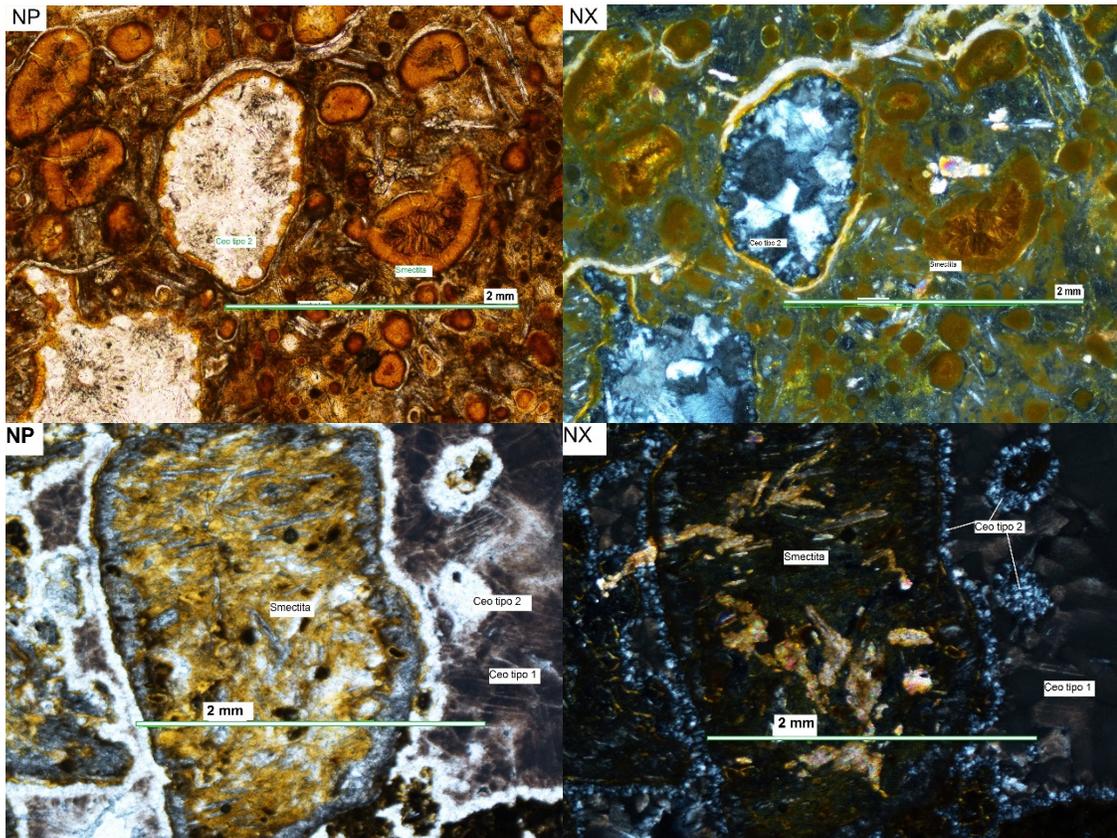
| | | |
|--------------------------|--|--|
| Código muestra | HQ09P4-3 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba lítica | |
| Textura | Fragmentada, porfírica, y vitrofírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Fragmentos Líticos | 50 | Líticos de hasta 6cm de diámetro, clastos andesíticos. Muy alterados. |
| Ceniza | 15 | ceniza volcánica. |
| Plagioclasa | 10 | Tamaño promedio 3mm, y en algunas partes formando cúmulos de hasta 6mm diámetro. |
| Cuarzo | 5 | Tamaño promedio 3mm. |
| Microlitos | 12 | crisales pequeños de plagioclasa en matriz. |
| Clinopiroxeno | 3 | Cristal de 0,5mm. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Ceolita tipo 1 | 15 | Alterando a microlitos de plagioclasa y ceniza |
| Ceolita tipo 2 | 5 | Alterando a microlitos de plagioclasa y ceniza |
| Smectita | 20 | Mucha alteración a smectita, en especial a líticos |
| Oxidos | 7 | diseminados por el corte, pero se concentran más en los líticos. |
| Arcillas | 7 | diseminadas por el corte. |
| Observaciones | | |
| | | Bordes de los líticos difusos, posibles fantasmas de juveniles (20% corte). |



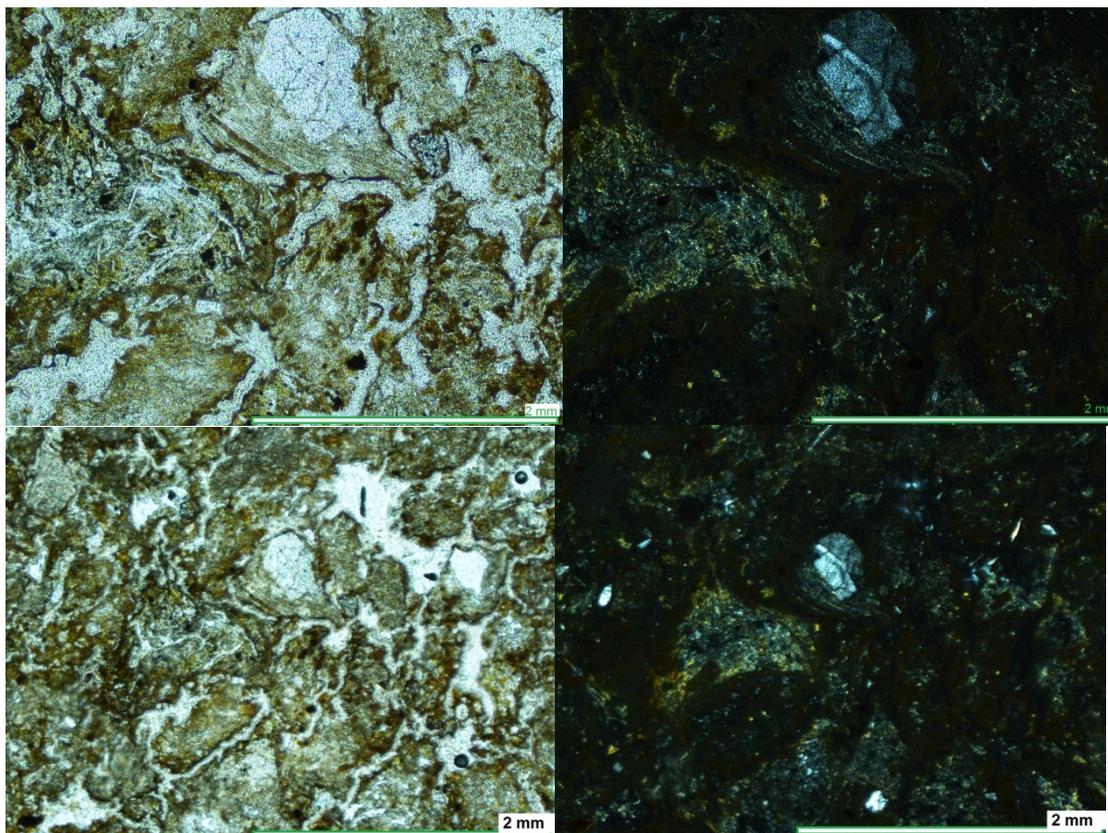
| | | |
|--------------------------|--|---|
| Código muestra | HQ09P6-* | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba cristalina | |
| Textura | Fragmentada, porfírica, y vitrofírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Fragmentos Líticos | 10 | Clastos de Andesita, de 3mm de diámetro. |
| Plagioclasa | 35 | tamaño promedio de 0,4mm. |
| Cuarzo | 15 | tamaño promedio de 0,3mm. |
| Microlitos | 10 | tamaño menor a 0,1mm. |
| Ceniza | 30 | |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Ceolita tipo 1 | 25 | En cúmulos formando nódulos de 2-5mm de diámetro. |
| Smectita | 10 | alterando a la matriz. |
| Clorita | 5 | alterando a la matriz. |



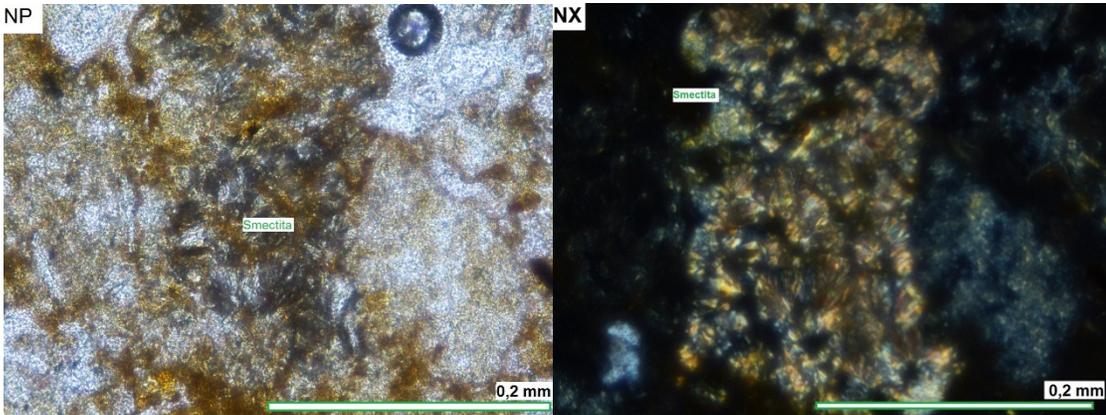
| | | |
|--------------------------|--|---|
| Código muestra | HQ09P6-2 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Brecha Piroclástica. | |
| Textura | Fragmentada, porfírica, matriz-soportada. | |
| Vesículas | Si. De 3mm diametro promedio, mineralizadas. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Juveniles ceniza | 70 30 | Pomez consistentes principalmente en vesículas. 15mm diametro. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Ceolita tipo 1 | 10 | en el borde de las vesículas |
| Ceolita tipo 2 | 5 | en el borde de las vesículas |
| Smectita | 20 | |
| Clorita | 5 | |
| Seudomorfo Calcita | 30 | Rellenando las vesículas, puede que se trate de Ceolita tipo 1. |



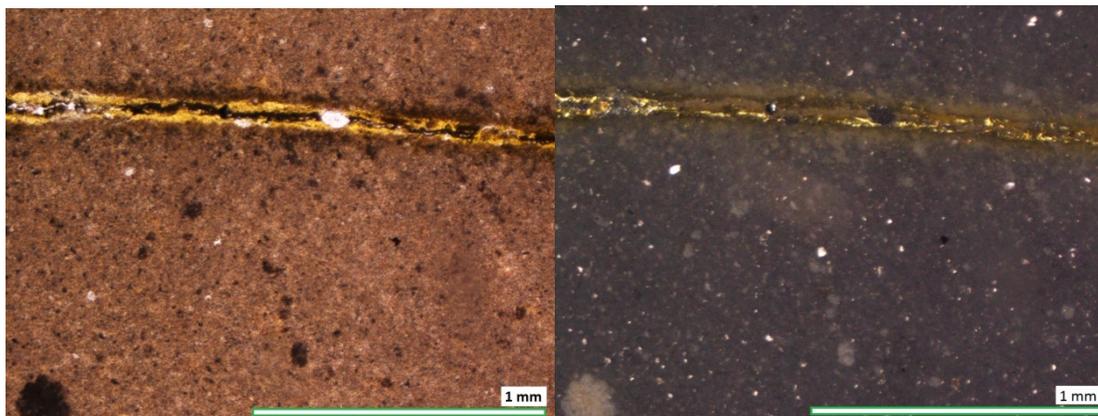
| | | |
|--------------------------|--|---|
| Código muestra | HQ10F-A | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca Textura | Toba vítrea | |
| | Fragmentada, porfírica, y vitrofírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Juveniles | 30 | Pomez de 1mm promedio. tamaño promedio 0,2mm, en algunas partes en cúmulos de hasta 1,5mm. Integridad media. defectos del corte. |
| Plagioclasas | 20 | |
| Ceniza | 35 | |
| huecos | 15 | |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 20 | Alterando ceniza. |
| oxidos | 5 | Alterando ceniza. Diseminados. |
| arcilla | 5 | Alterando ceniza. |
| Albita | 20 | Posible recristalización a Albita de plagioclasas. |



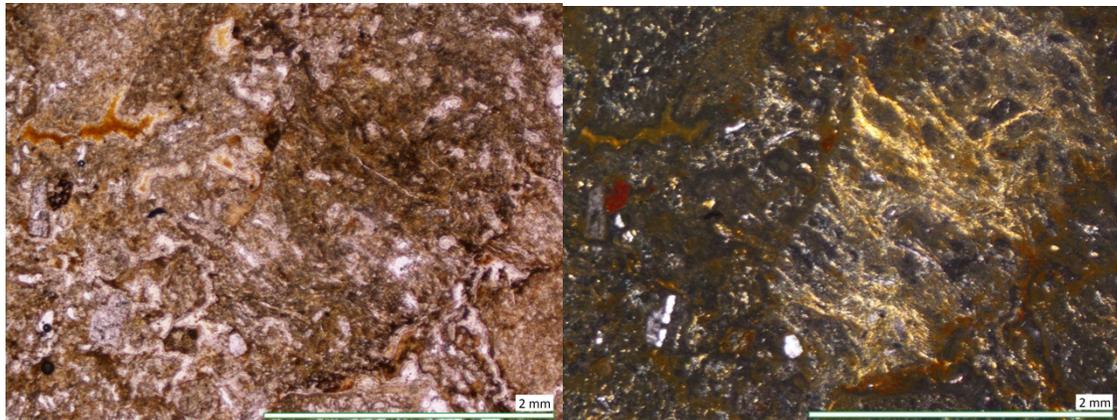
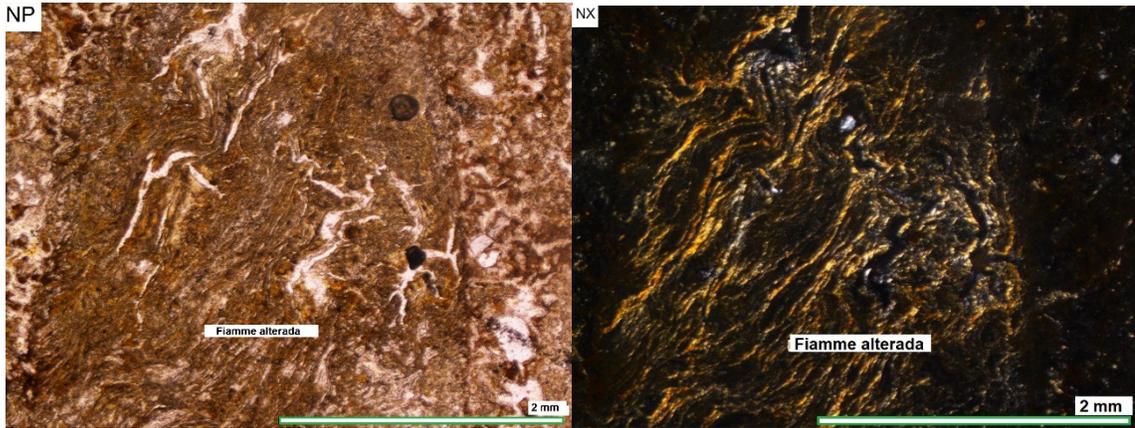
| | | |
|--------------------------|----------------------------|--|
| Código muestra | HQ10F-B | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba vítrea | |
| Textura | Fragmentada y vitrofírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Ceniza | 100 | Ceniza volcánica, puede que haya cristales pero serían demasiado pequeños para el microscopio. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Ceolita tipo 3 | 10 a 40 | Posible zeolitización de ceniza, debido a baja birrefringencia de ésta. |



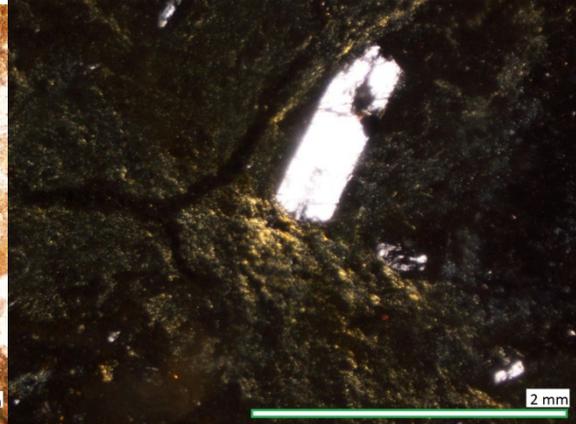
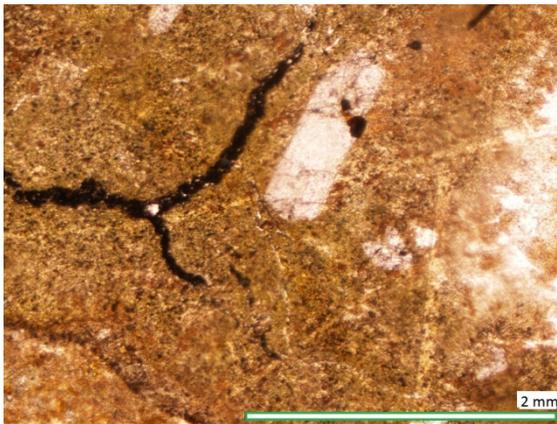
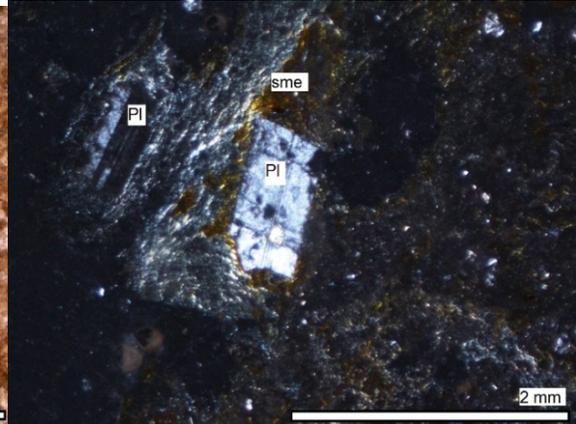
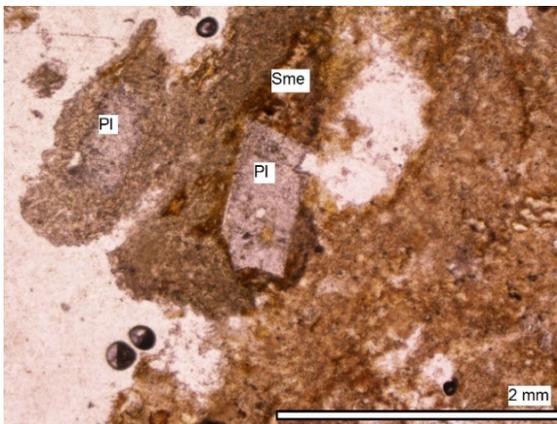
| | | |
|--------------------------|--|---|
| Código muestra | HQ10F-C | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba vitrea | |
| Textura | Fragmentada y vitrofírica. | |
| Vetillas | Si. Rellenas de minerales secundarios. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Ceniza | 95 | ceniza volcanica. |
| Plagioclasa | 5 | fenocristales de 0,1mm, integridad baja. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Epidota | 2 | rellenando vetillas |
| Muscovita | 2 | rellenando vetillas |
| Ceolita tipo 3 | 10 a 30 | Posible zeolitización de ceniza, debido a baja birrefringencia de ésta. |



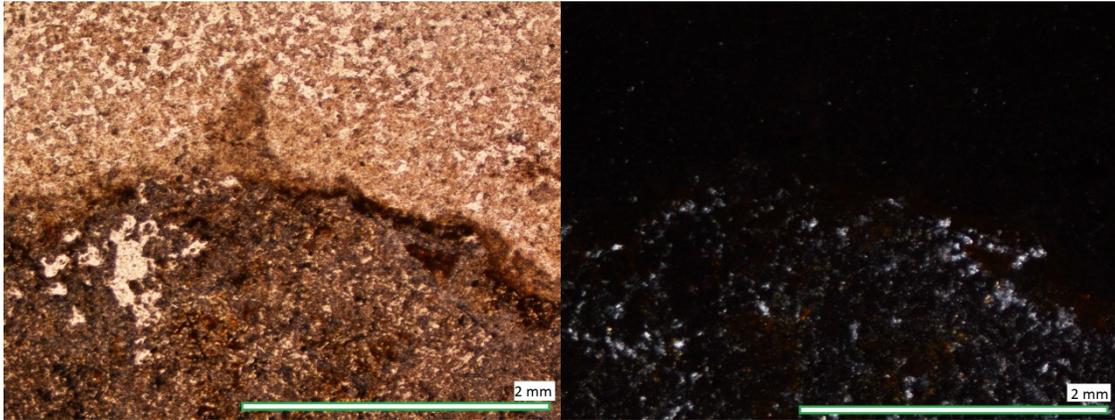
| | | |
|--------------------------|----------------------------|---|
| Código muestra | HQ10P1-A | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba vítrea de lapilli | |
| Textura | Fragmentada y vitrofírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Juveniles | 35 | Pomez. |
| Plagioclasa | 15 | tamaño promedio 0,1mm. |
| Cuarzo | 5 | tamaño promedio 0,1mm. |
| Ceniza | 45 | ceniza volcánica. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Ceolita tipo 3 | 10 a 40 | Posible zeolitización de ceniza, debido a muy baja birrefringencia de ésta. |
| Albita | 10 | Plagioclasas recristalizadas a albita probablemente. |



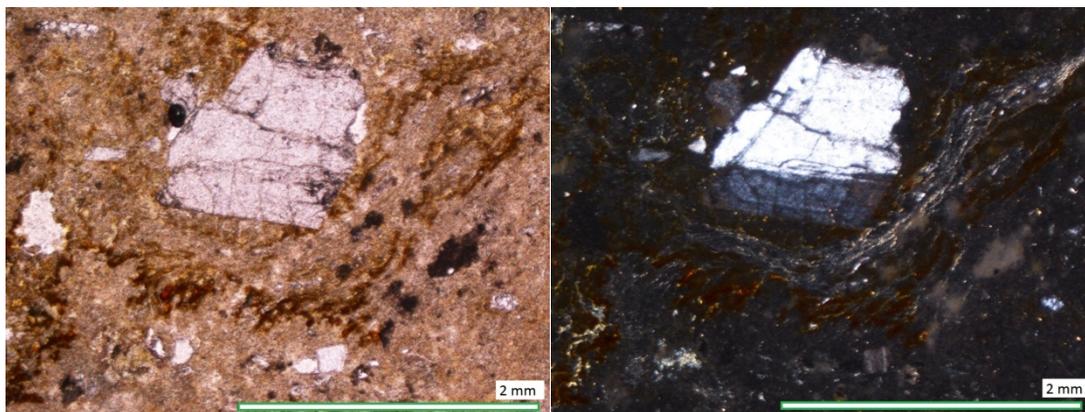
| | | |
|--------------------------|----------------------------|---|
| Código muestra | HQ10P1-A' | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba vítrea | |
| Textura | Fragmentada y vitrofírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Plagioclasa | 10 | tamaño promedio 0,2mm. |
| Cuarzo | 5 | tamaño promedio 0,1mm. |
| Ceniza | 55 | Ceniza volcánica. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 20 | Alterando ceniza principalmente. Estilo masivo. |
| Clorita | 5 | Alterando ceniza principalmente. Estilo masivo. |
| Arcillas | 5 | Alterando ceniza principalmente. Diseminadas. |
| Oxido | 5 | Alterando ceniza principalmente, diseminados. |
| Ceolita tipo 3 | 15 | Alterando a plagioclasas y en algunas partes al vidrio. |



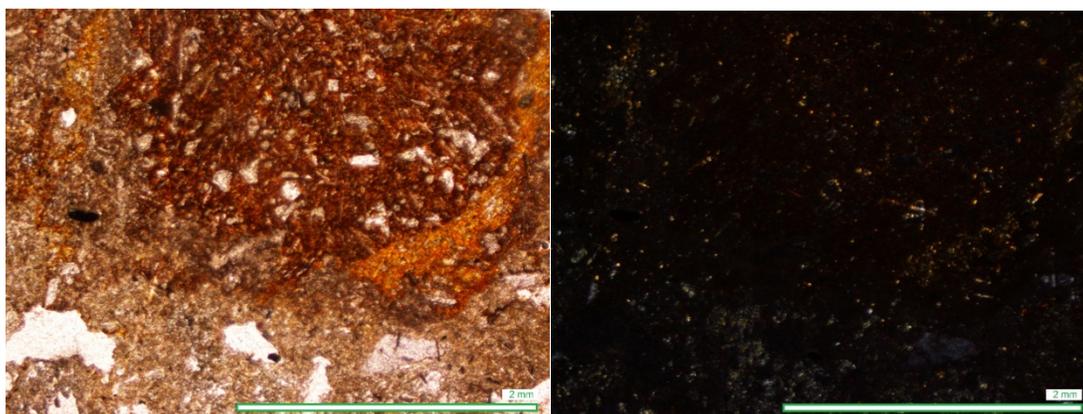
| | | |
|--------------------------|---------------------------|---|
| Código muestra | HQ10P1-B | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba de lapilli Vitrea | |
| Textura | Fragmentada, vitrofirica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Juveniles | 50 | Pomez. Compuestas de vidrio volcánico. |
| Plagioclasa | 15 | tamaño promedio 0,02mm. |
| Cuarzo | 5 | tamaño promedio 0,02mm. |
| Ceniza | 30 | ceniza volcánica. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 20 | Alterando a pomez principalmente, y luego a ceniza. |



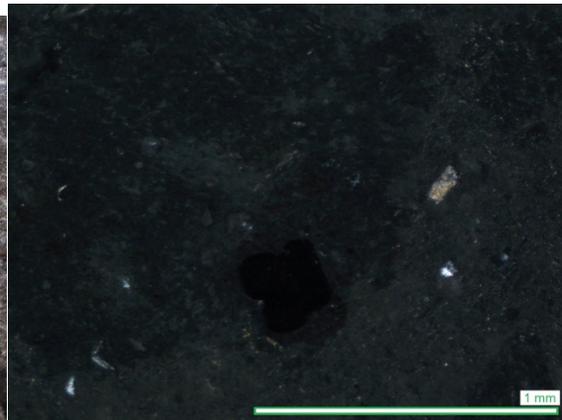
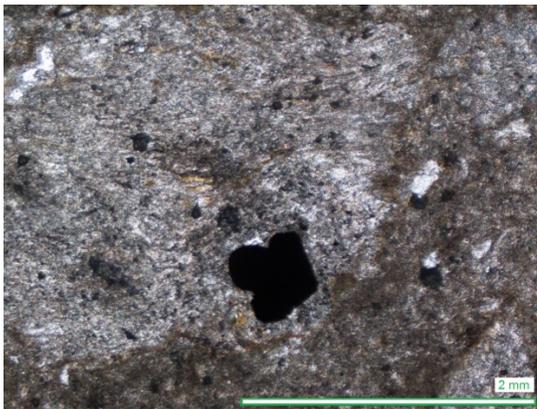
| | | |
|--------------------------|---------------------------|---|
| Código muestra | HQ10P1-C | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca Textura | Toba de lapilli Vitrea | |
| | Fragmentada, vitrofírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Plagioclasa | 15 | cristales de 0,4mm promedio, integridad media. Ceniza volcánica. |
| Ceniza | 85 | |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 20 | Alterando ceniza. Alterando a plagioclasas. |
| Zeolita tipo 3 | 10 | |



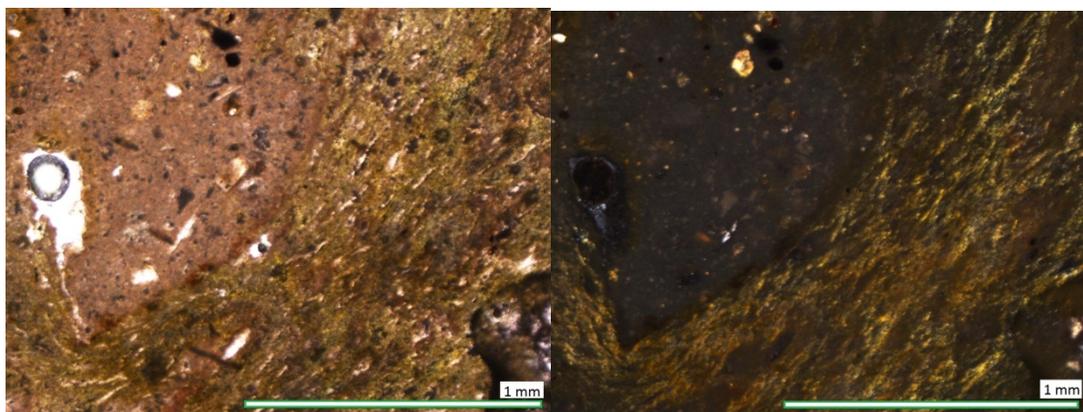
| | | |
|--------------------------|------------------------------------|---|
| Código muestra | HQ10P1-E | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba vitrea | |
| Textura | Fragmentada y vitrofirica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Juveniles | 30 | Pomez, compuesta de vidrio. |
| Ceniza | 50 | ceniza volcánica. |
| Plagioclasa | 15 | tamaño promedio 0,3mm. Integridad baja. |
| Cuarzo | 3 | tamaño promedio 0,3mm. |
| Oxido de Hierro | 2 | Cristal euhedral, habito cubico, color opaco rojizo. Tal vez magnetita. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 25 | Afectando principalmente a la matriz |
| Observaciones | materia orgánica carbonizada (3%). | |



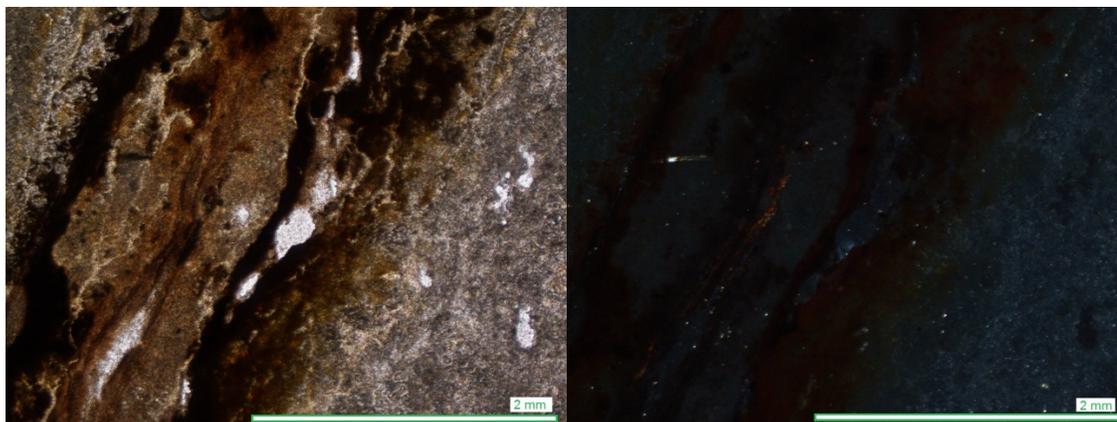
| | | |
|--------------------------|----------------------------|---|
| Código muestra | HQ10P1-F | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba vitrea | |
| Textura | Fragmentada y vitrofírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Plagioclasa | 15 | cristales fracturados, tamaño promedio 0,1-0,8mm. óxidos de Fe probablemente. muy alterado, tal vez corresponda a un ortopiroxeno. ceniza volcánica. |
| Oxidos | 5 | |
| Piroxeno | 3 | |
| Ceniza | 77 | |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Ceolita tipo 3 | 30% | Alterando a ceniza, lo que le da una muy baja birrefringencia |



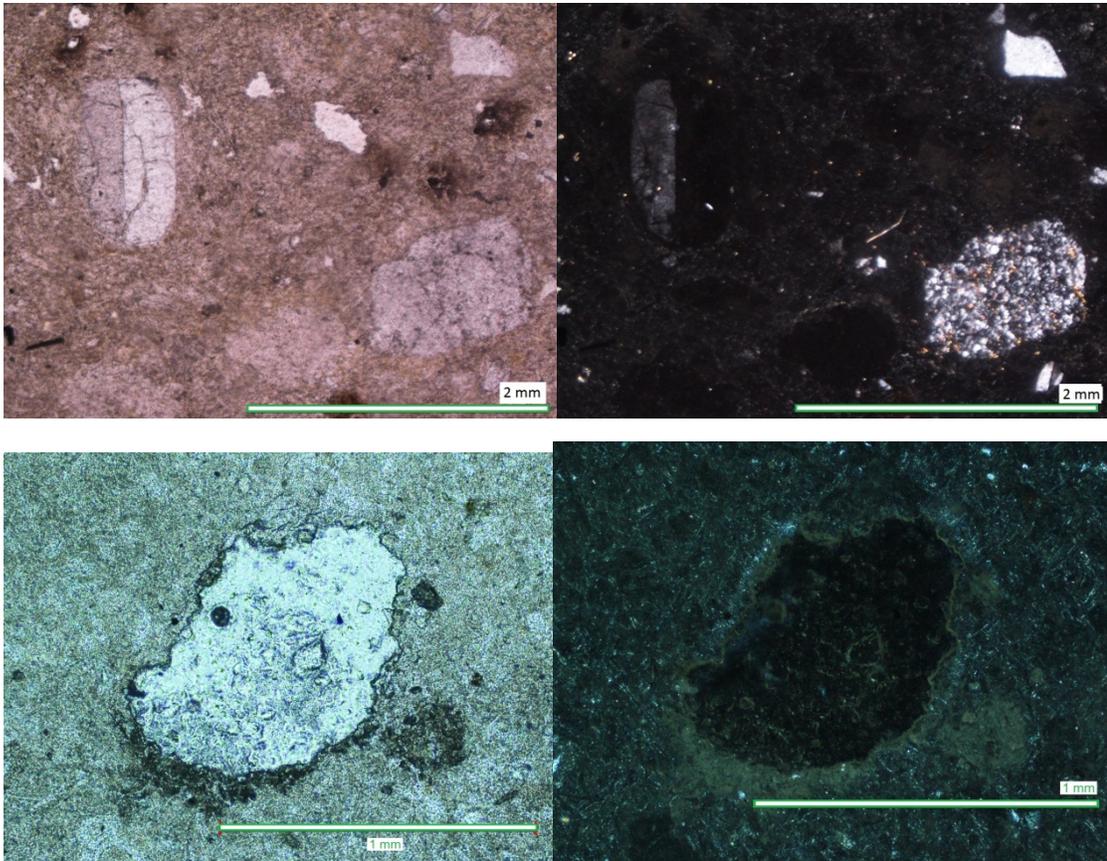
| | | |
|--------------------------|----------------------------|--|
| Código muestra | HQ10P2-H | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba de lapilli vítrea | |
| Textura | Fragmentada y vitrofírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Microlitos | 20 | cristales muy pequeños de plagioclasas. |
| Juveniles | 30 | Pomez. |
| Ceniza | 50 | Ceniza volcánica de tamaño lapilli. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 20 | alterando la matriz. |
| Clorita | 5 | alterando un clasto. |
| Ceolita tipo 3 | 30 | Alterando a ceniza, lo que le da una muy baja birrefringencia. |



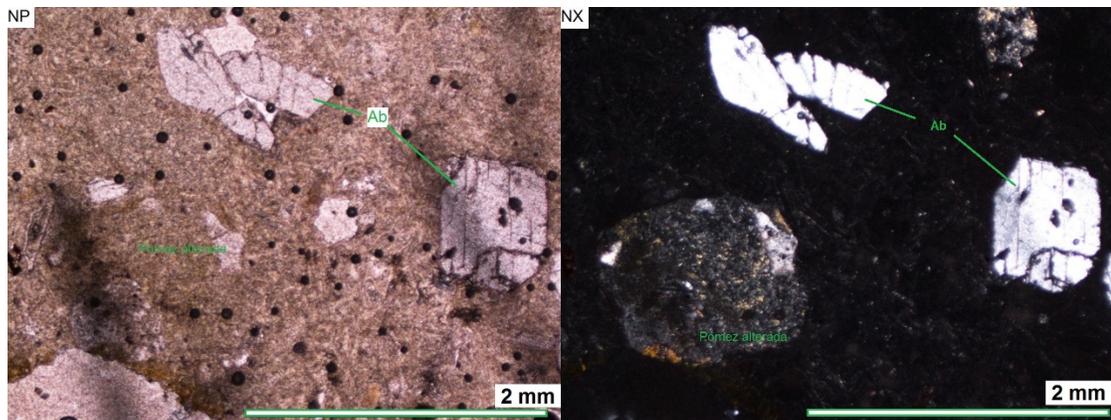
| | | |
|--------------------------|----------------------------|---|
| Código muestra | HQ10P2-J | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba vítrea | |
| Textura | Fragmentada y vitrofírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Plagioclasas | 10 | Cristales pequeños, tamaño bajo 0,2m. |
| Líticos | 10 | Alterados, posiblemente andesíticos. |
| Ceniza | 80 | ceniza volcánica fina. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Óxido de Fe | 15 | afectando a todo el corte, lo oscurece mucho. |
| Arcillas | 5 | diseminados en la matriz. |



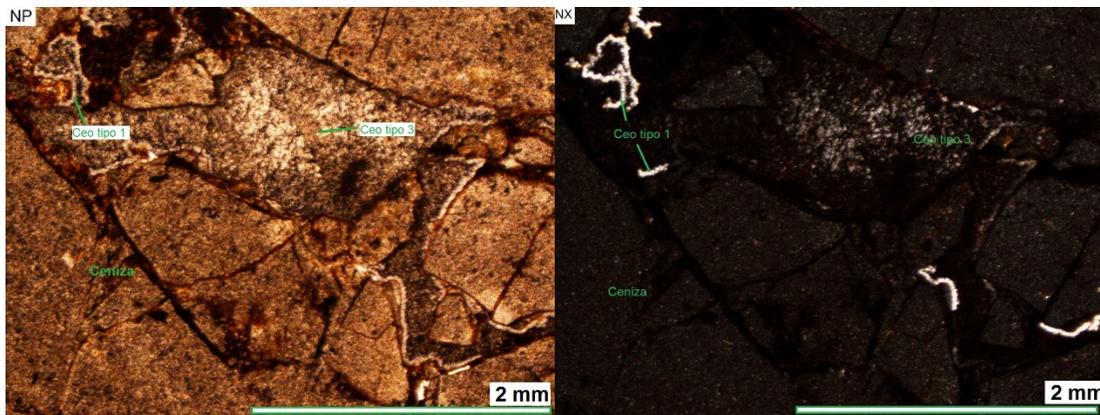
| | | |
|--------------------------|----------------------------|---|
| Código muestra | HQ10P3-K | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba vítrea | |
| Textura | Fragmentada y vitrofírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Ceniza | 70 | Ceniza volcánica fina. |
| Plagioclasa | 15 | Integridad muy mala, de tamaño 0,3mm promedio y zonadas. |
| Cuarzo | 5 | Fenocristales de 0,2mm promedio. |
| Líticos | 10 | Fragmentos de andesitas de 0,5mm. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Ceolita tipo 1 | 10 | alterando a algunas plagioclasas y feldespatos. |
| Smectita | 15 | Alterando a matriz. |
| Ceolita tipo 3 | 30 | Reemplazando matriz. Birrefringencia muy baja, incluso podría ser isótropo. |



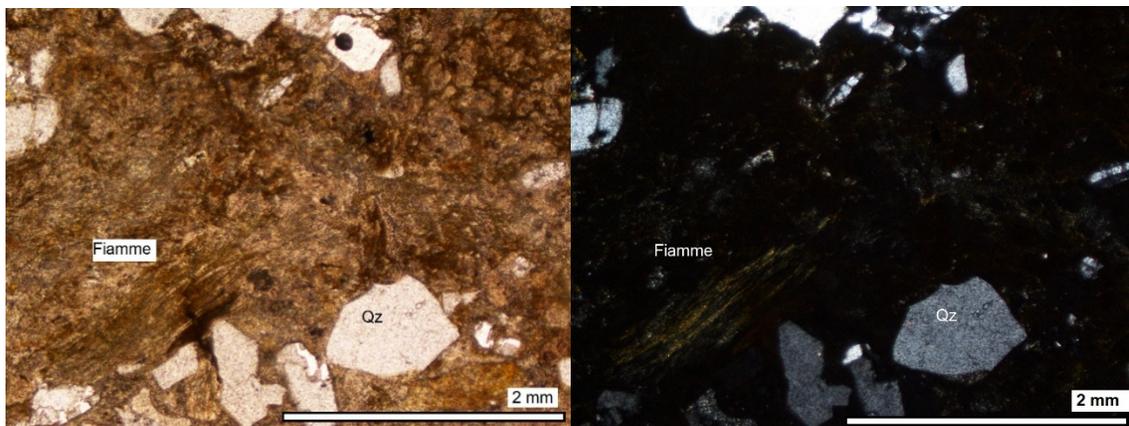
| | | |
|--|--------------------------------------|--|
| Código muestra | HQ10P3-L | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba Lítica | |
| Textura | Fragmentada, vitrofírica, porfírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Juveniles | 20 | Fragmentos de pómez de 0,8mm promedio |
| Líticos | 20 | fragmentos de dioritas de 05mm promedio |
| Plagioclasa | 15 | subhedrales, apariencia fresca tamaño promedio 0,5mm. |
| Cuarzo | 5 | subhedrales, tamaño 0,4mm promedio |
| Ceniza | 40 | ceniza volcánica |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 10 | Rellenando vetillas. |
| Ceolita tipo 1 | 15 | Alterando a esquirlas. Relieve mayor que en otros cortes, clivaje marcado. |
| Observaciones | | |
| Se distinguen esquirlas de vidrio volcánico. | | |



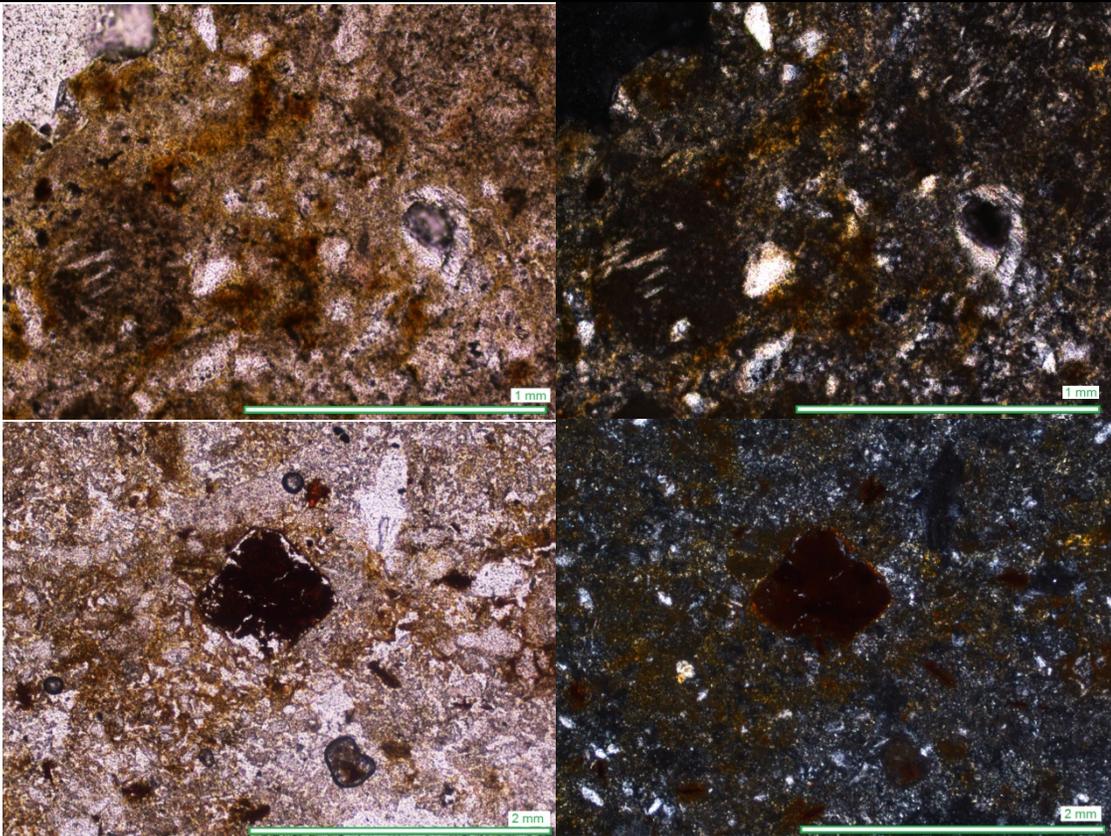
| | | |
|--------------------------|--------------------------------------|---|
| Código muestra | HQ11P3-* | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba vítrea | |
| Textura | Fragmentada, vitrofírica, porfírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Ceniza | 90 | matriz de ceniza. Consolidada y luego fracturada. |
| Cuarzo | 3 | Cristales de cuarzo menores a 0,3mm. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Ceolita tipo 2 | 7 | Ceolita de birrefringencia mayor relativa a las demas ceolitas. |
| Ceolita tipo 3 | 15 | reemplazando algunos fragmentos de ceniza, birrefringencia muy baja |
| Arcillas | 10 | diseminadas en la matriz. |



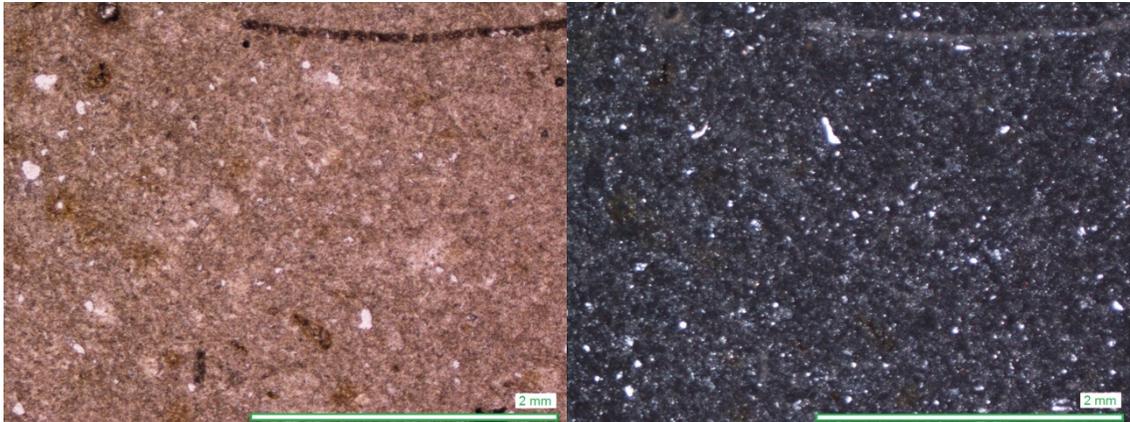
| | | |
|---|--------------------------------------|---|
| Código muestra | HQ11P3-1 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba vítrea | |
| Textura | Fragmentada, vitrofírica, porfírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Plagioclasa | 10 | Cristales de plagioclasa en cúmulos de 5mm de diámetro. |
| Cuarzo | 10 | Cristales de cuarzo subhedrales diseminados. |
| Ceniza | 80 | matriz de ceniza volcánica. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 20 | Smectita alterando a la matriz. |
| Óxidos de Fe | 5 | diseminados en el corte. |
| Arcillas | 5 | diseminados en el corte, alterando a la matriz |
| Albita | 10 | Albitización de plagioclasas. |
| Observaciones | | |
| La alteración sigue líneas de flujo, posiblemente efecto de participación de fluidos. | | |



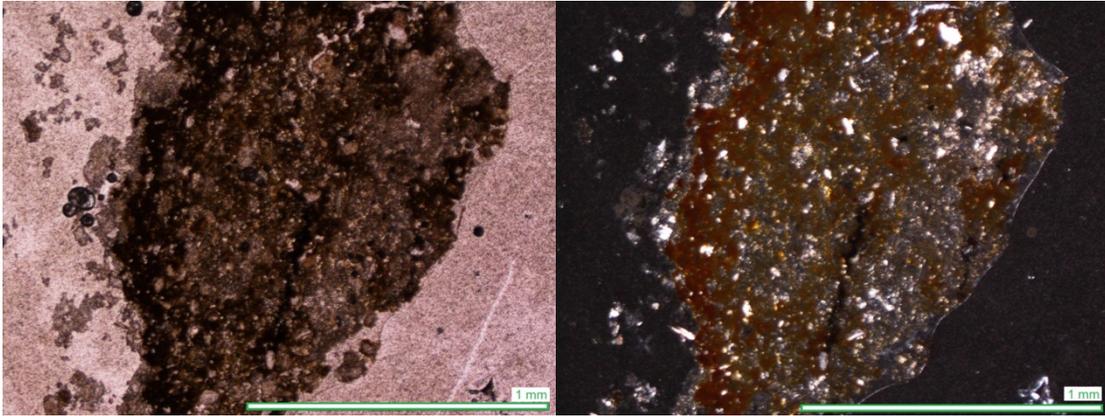
| | | |
|---|--------------------------------------|---|
| Código muestra | HQ11P3-2 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba de lapilli brechosa | |
| Textura | Fragmentada, vitrofírica, porfírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Juveniles | 40 | Pomez con menor porcentaje de cuarzo y plagioclasas en su interior. |
| Ceniza | 42 | Matriz de ceniza volcánica. |
| Plagioclasa | 15 | microlitos de plagioclasa en la matriz de ceniza. |
| Ortopiroxeno | 3 | restos de ortopiroxeno. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 15 | alterando ceniza. |
| Ceolita tipo 3 | 15 | alterando a ceniza y juveniles. |
| Oxidos de Fe | 10 | diseminados en ceniza. |
| albitización | | recristalización de plagioclasas. |
| Observaciones | | |
| Corte con muchos defectos, material no consolidado. | | |



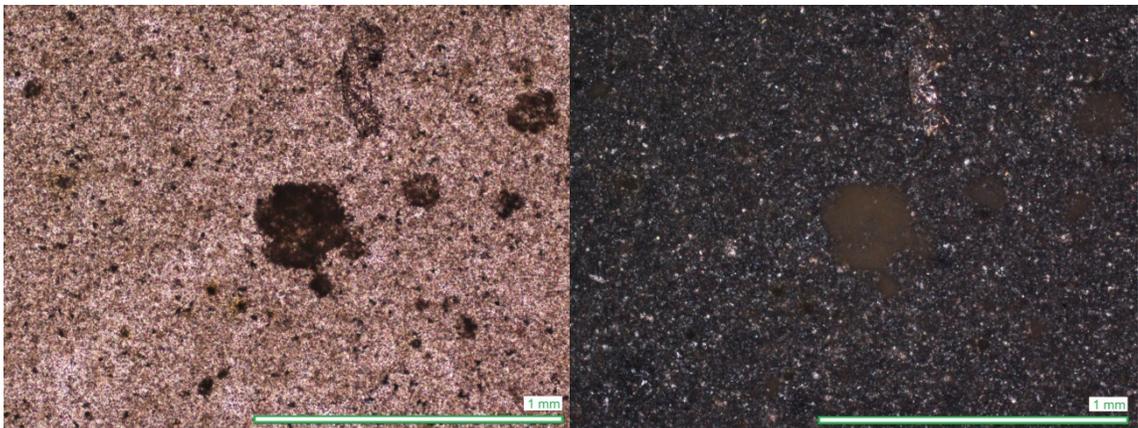
| | | |
|--------------------------|--------------------------------------|--|
| Código muestra | HQ11P3-3 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba de lapilli brechosa | |
| Textura | Fragmentada, vitrofírica, porfírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Juveniles | 70 | Pomez plagioclasas con integridad media, tamaño promedio 0,3mm. tamaños entre 0,3 y 1mm. Euhedrales. |
| Plagioclasa | 25 | |
| Cuarzo | 5 | |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 15 | Alterando vidrio volcánico. |



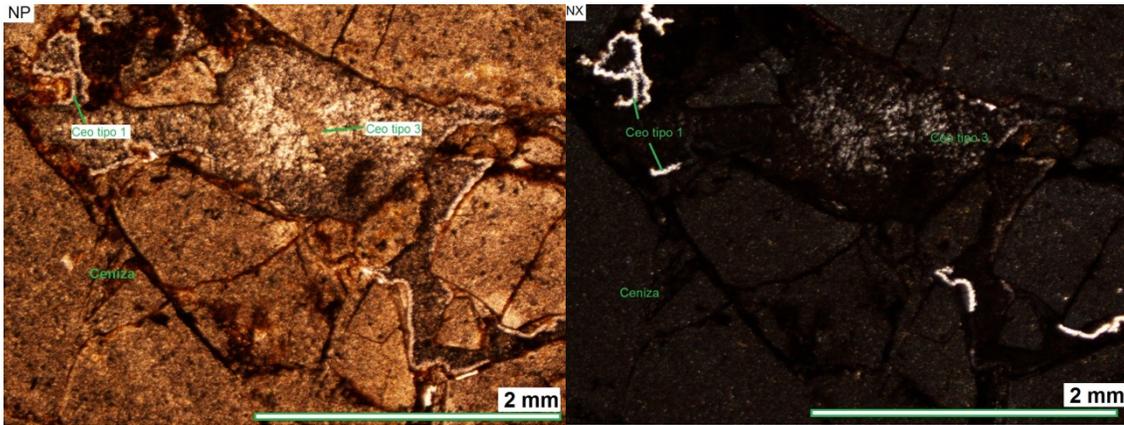
| | | |
|---|--------------------------|--|
| Código muestra | HQ11P3-4 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba vítrea | |
| Textura | Fragmentada, vitrofírica | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Ceniza | 100 | matriz de ceniza volcánica. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Oxidos de Fe | 10 | Diseminados, alterando a matriz de ceniza. |
| Arcillas | 5 | alterando a matriz de ceniza. |
| Observaciones | | |
| Corte con muchos defectos, material no consolidado. | | |



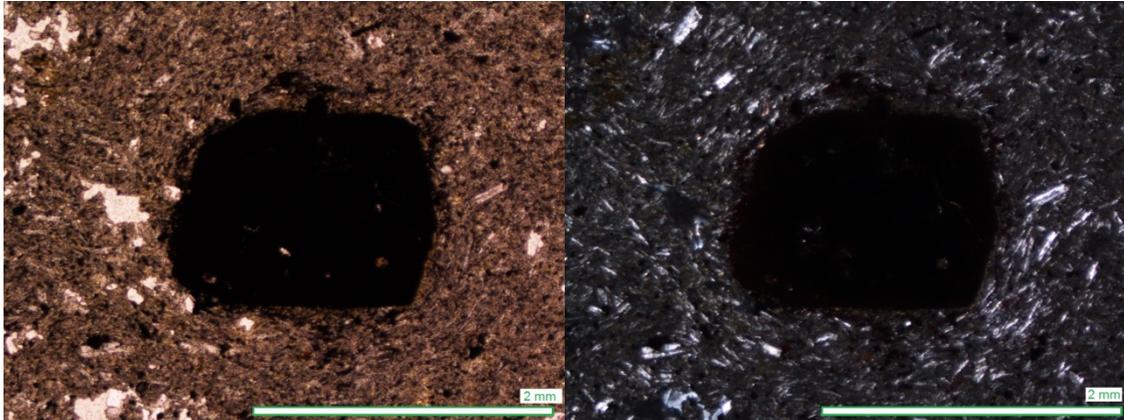
| | | |
|--------------------------|--------------------------------------|--|
| Código muestra | HQ11P3-5 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba vítrea | |
| Textura | Fragmentada, vitrofírica, porfírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Ceniza | 80 | Matriz de ceniza volcánica. |
| Nódulos esféricos | 15 | nodulos esféricos de tamaños mayores a 1mm de diámetro, aspecto esponjoso. |
| Feldespatos | 5 | en matriz, tamaño 0,2mm. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Óxidos de Fe | 15 | Conformando los nódulos esféricos. |
| Ceolita tipo 3 | 5 | Reemplazando a Feldespatos. |



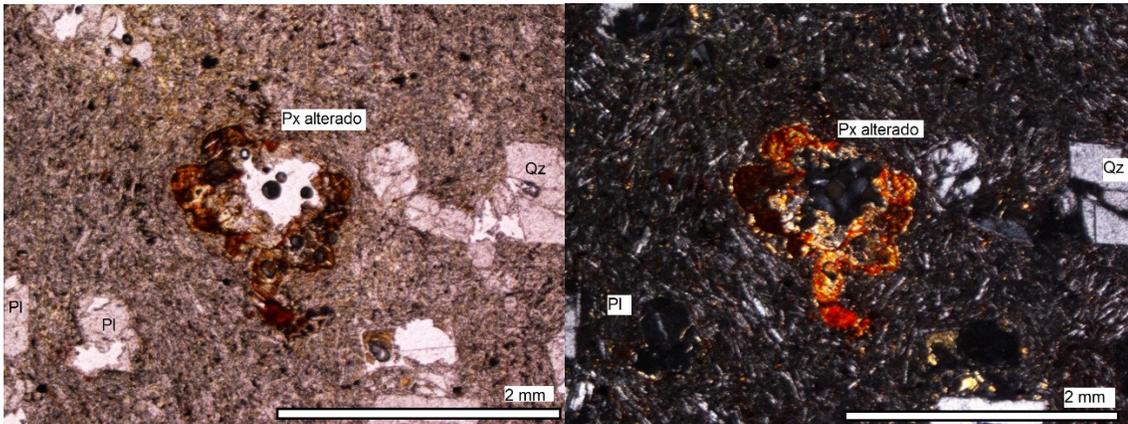
| | | |
|--------------------------|--------------------------------------|--|
| Código muestra | HQ11P3-* | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Toba Vítreo | |
| Textura | Fragmentada, vitrofírica, porfírica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Ceniza Plagioclasa | 10 | Matriz de ceniza volcánica. Muy fracturadas, con tamaños menores a 0,2mm. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Óxidos de Fe | 5 | diseminados. |
| Ceolita tipo 3 | 20 | Posiblemente alterando a la matriz de ceniza, lo que le baja la birrefringencia. |
| Observaciones | | |
| Corte muy oscurecido. | | |



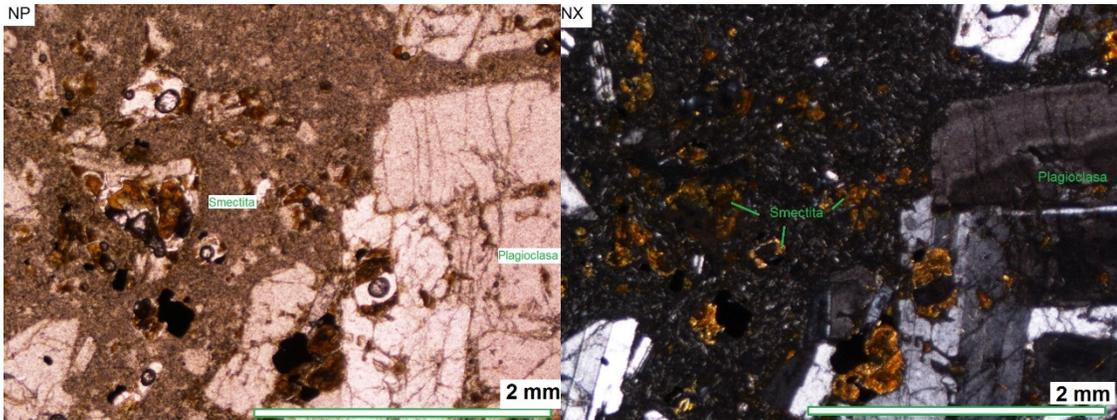
| | | |
|--------------------------|---------------------------------------|--|
| Código muestra | HQ12P1-1 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca | Andesita | |
| Textura | Porfírica, Microporfírica, Traquítica | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Plagioclasa | 40 | Cristales de 0,5mm de diámetro, integridad media, euhedrales, zonados y cumulados. |
| Masa fundamental | 50 | Masa fundamental compuesta de vidrio y microlitos de plagioclasa. |
| Oxidos de Fe | 10 | Diseminados en la masa fundamental |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| smectita | 10 | alterando a plagioclasas. |
| óxidos de Fe | 5 | diseminados en la masa fundamental |



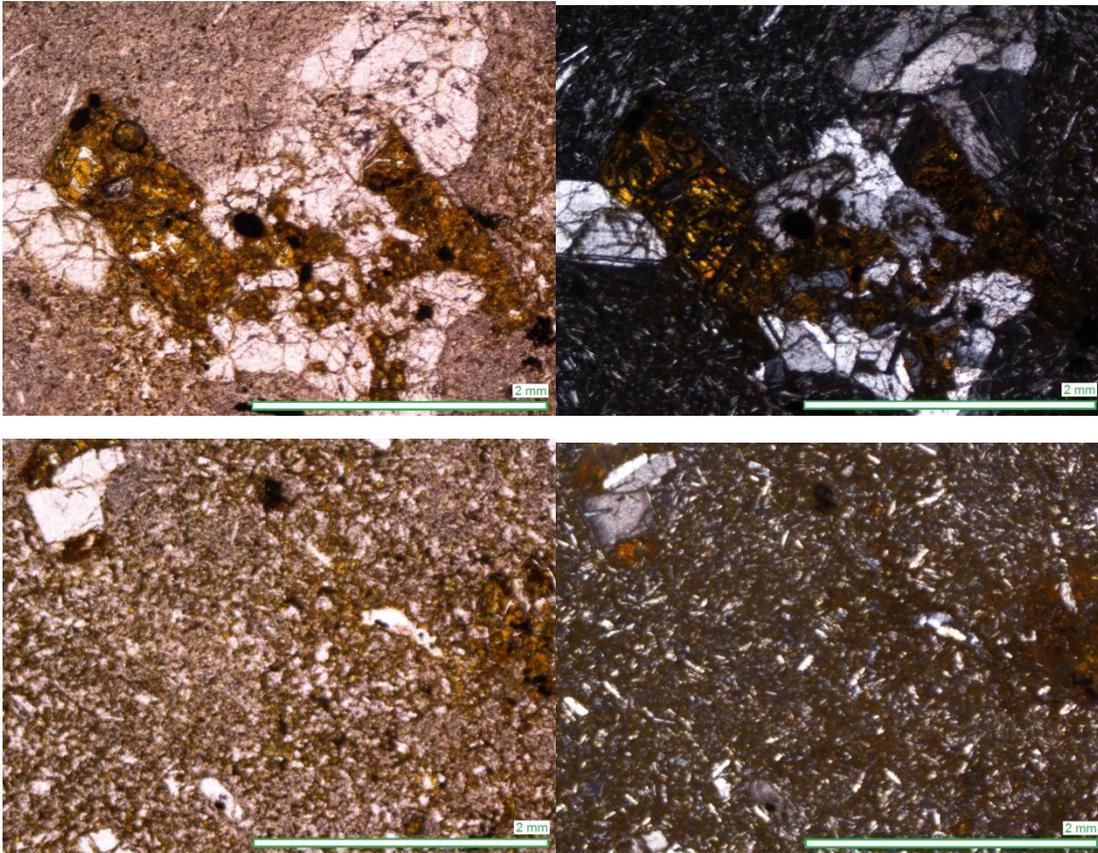
| | | |
|--------------------------|--|---|
| Código muestra | HQ12P1-2 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca Textura | Andesita | |
| | vitrofírica, microporfírica, traquítica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Masa fundamental | 60 | compuesta principalmente por microlitos de Plagioclasa. |
| Oxidos de Fe | 10 | Diseminados en la masa fundamental |
| Plagioclasas | 20 | tamaño 2mm promedio y con integridad media. |
| Biotita | 10 | Muy alterados. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 10 | alterando a las biotitas. |
| ceolita tipo 3 | 20 | Posiblemente alterando a microlitos de plagioclasa y algunos fenocristales. |



| | | |
|--------------------------|--------------------------------|--|
| Código muestra | HQ12P1-4 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca Textura | Andesita Basáltica (hipabisal) | |
| | Porfirica, felsítica. | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Plagioclasas | 50 | integridad media a baja, 3mm tamaño promedio. |
| Ortopiroxeno | 5 | Alterado. |
| Hornblenda | 15 | Alterada. |
| Masa fundamental | 30 | Compuesta principalmente por microlitos de plagioclasa y cuarzo. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 30 | Reemplazando completamente hornblendas y ortopiroxeno. |

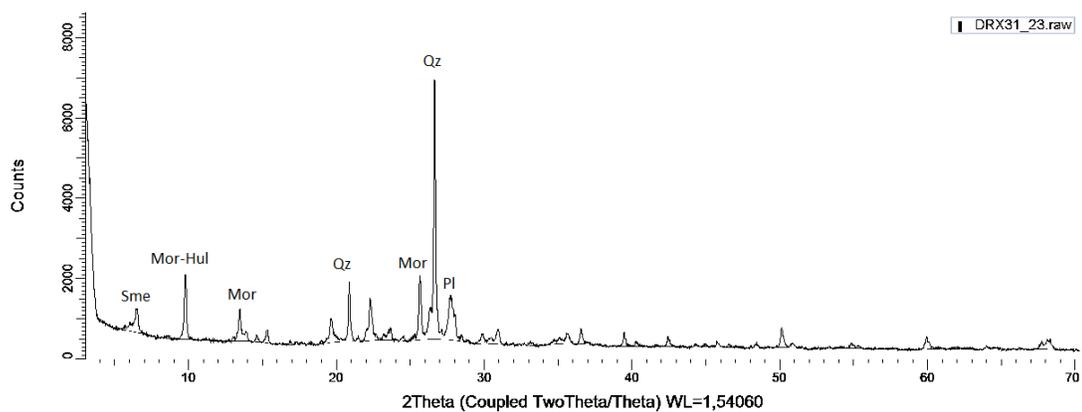


| | | |
|--------------------------|-----------|--|
| Código muestra | HQ12P1-5 | |
| Descripción Petrográfica | | |
| Tipo de Roca Textura | Andesita | |
| | Porfírica | |
| Mineralogía Primaria | % | Descripción |
| Plagioclasas | 40 | 0,5mm a 3mm de tamaño, euhedrales. |
| Cuarzo | 10 | tamaño promedio 1mm. |
| Masa fundamental | 45 | Compuesta principalmente de microlitos de plagioclasa. |
| Oxidos de Fe | 5 | diseminados en la matriz, tamaño >0,1mm. |
| Mineralogía Secundaria | % | Descripción |
| Smectita | 15 | Alterando masa fundamental y plagioclasas. |
| Vermiculita | 5 | Asociado a Smectita |
| Ceolita tipo 3 | 20 | Alterando Plagioclasas. |

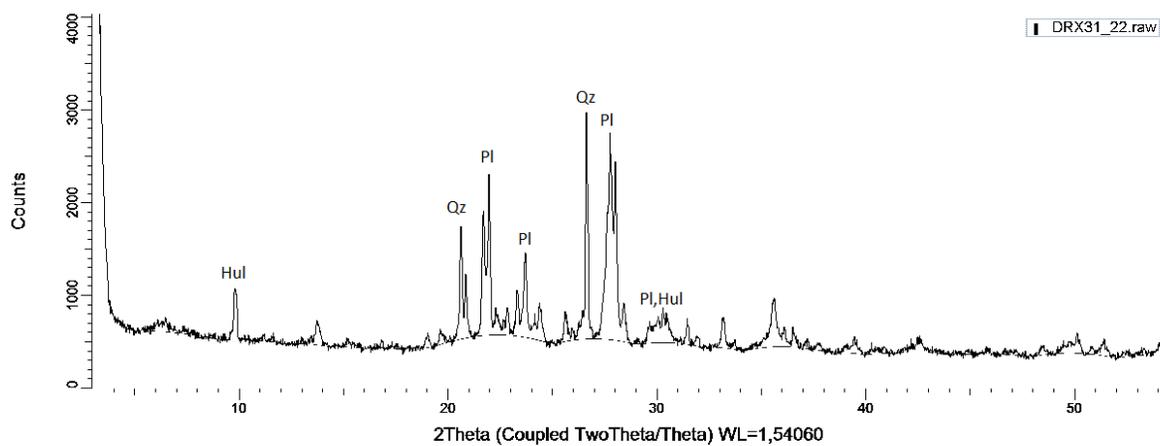


Anexo 4: Difractogramas

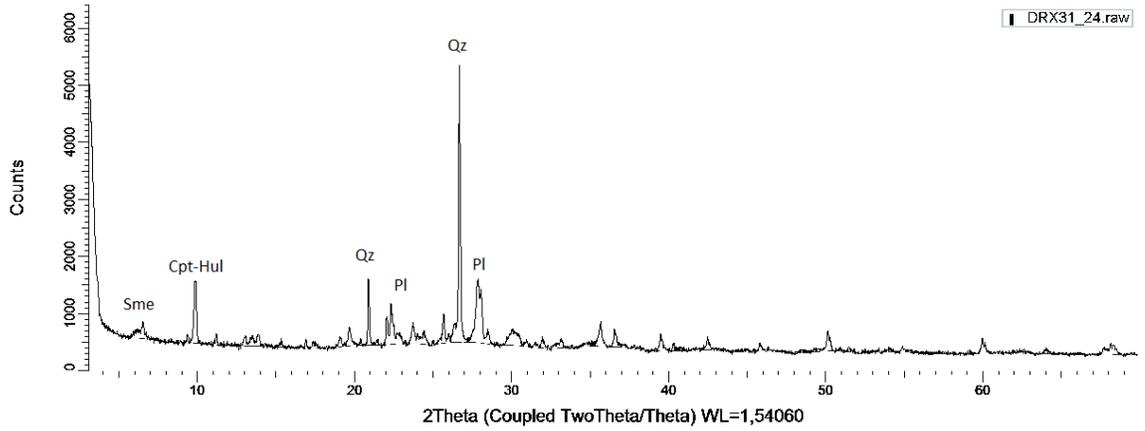
Muestra: HQ09P1-1



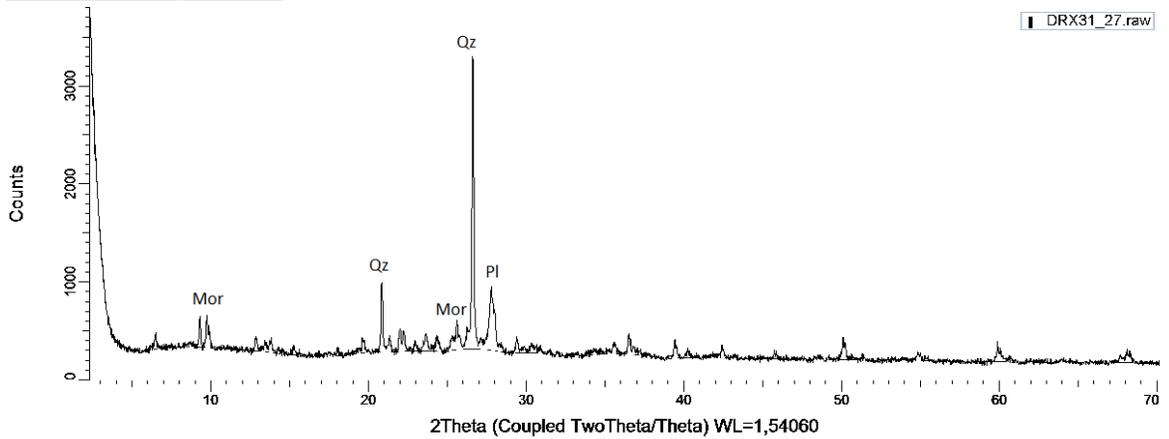
Muestra: HQ09P4-1



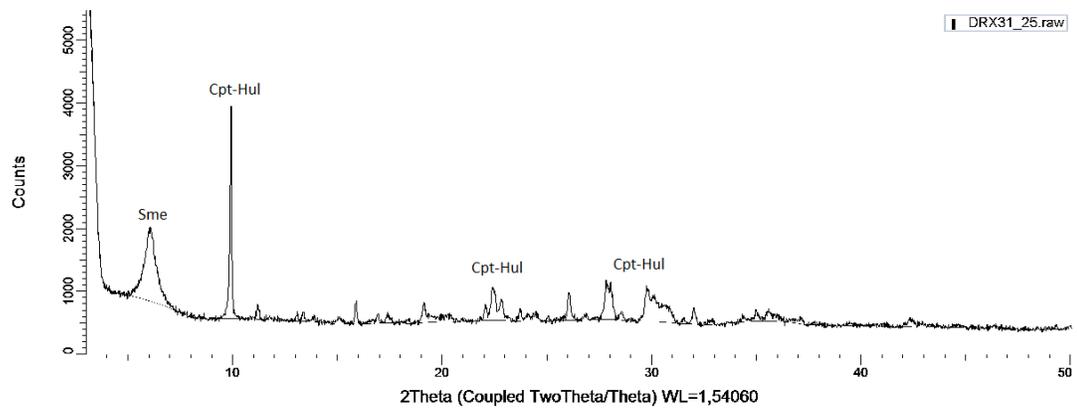
Muestra: HQ09P4-2



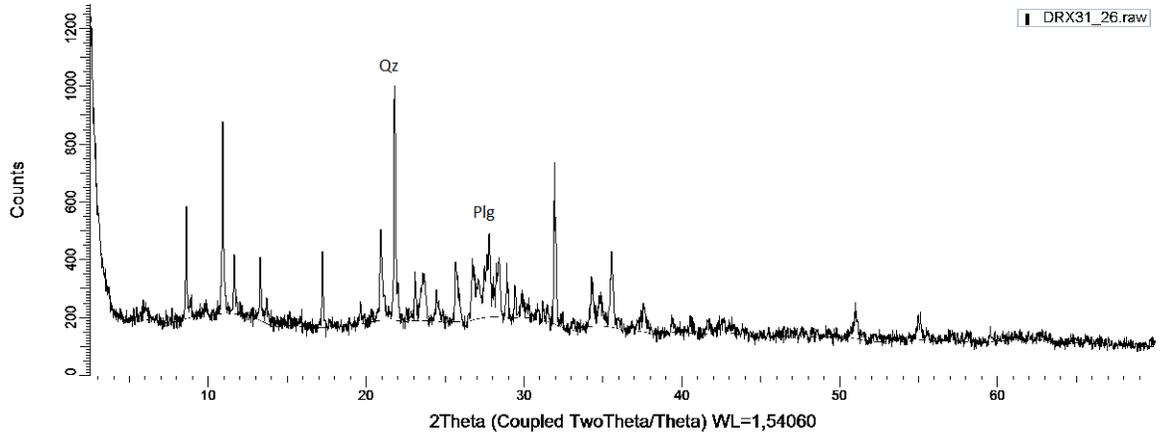
Muestra: HQ09P4-3



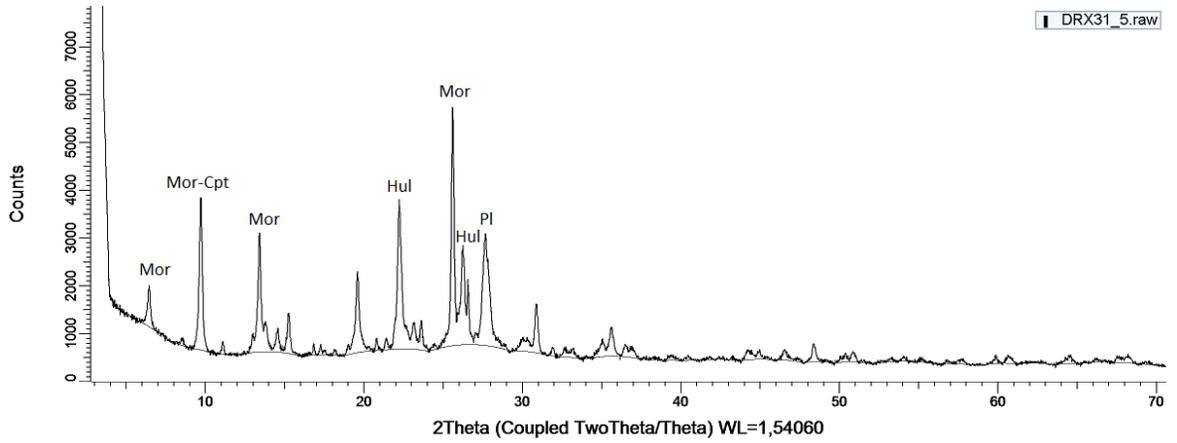
Muestra: HQ09P6-2



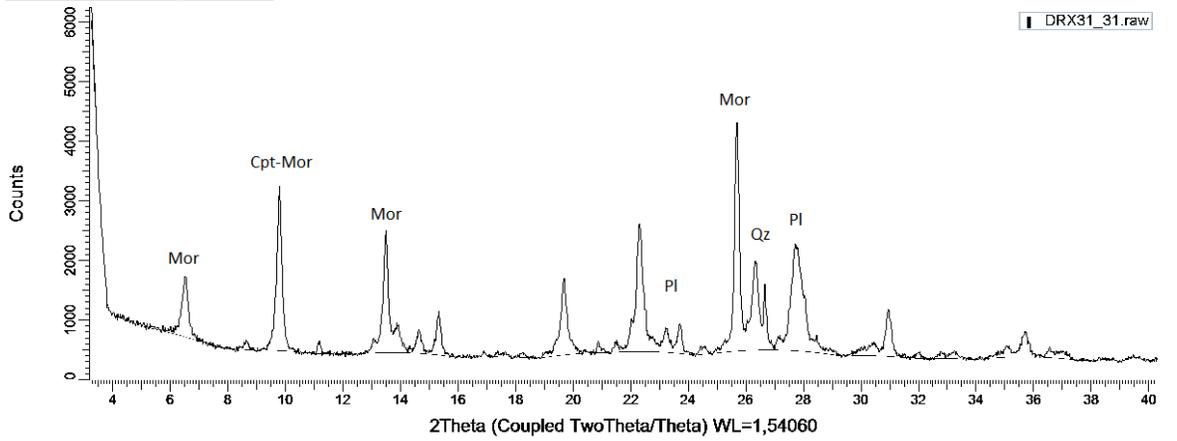
Muestra: HQ09P6-*



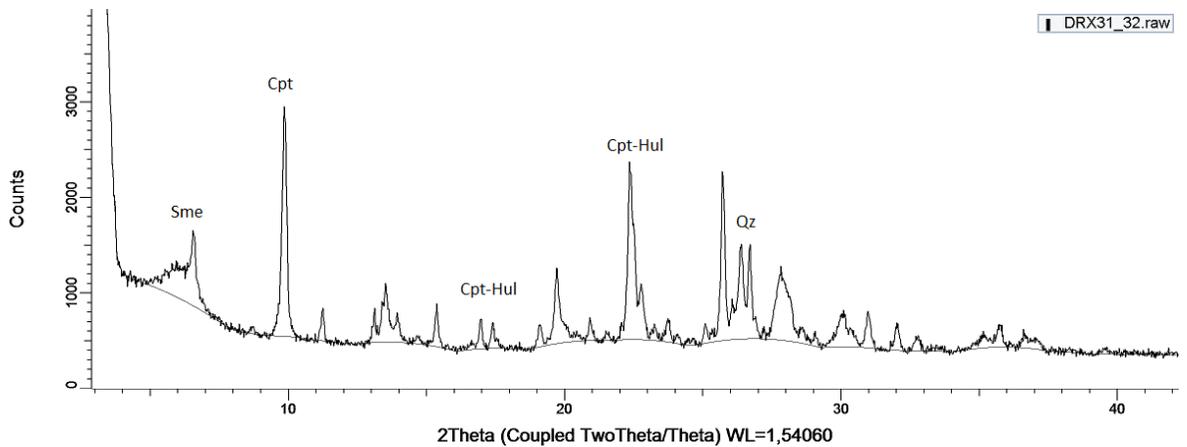
Muestra: HQ10F-C



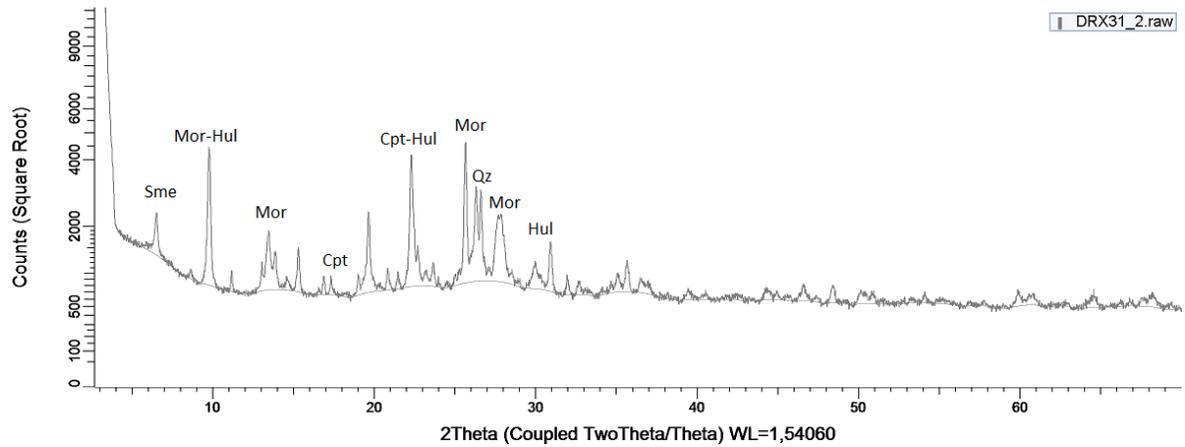
Muestra: HQ10F-D



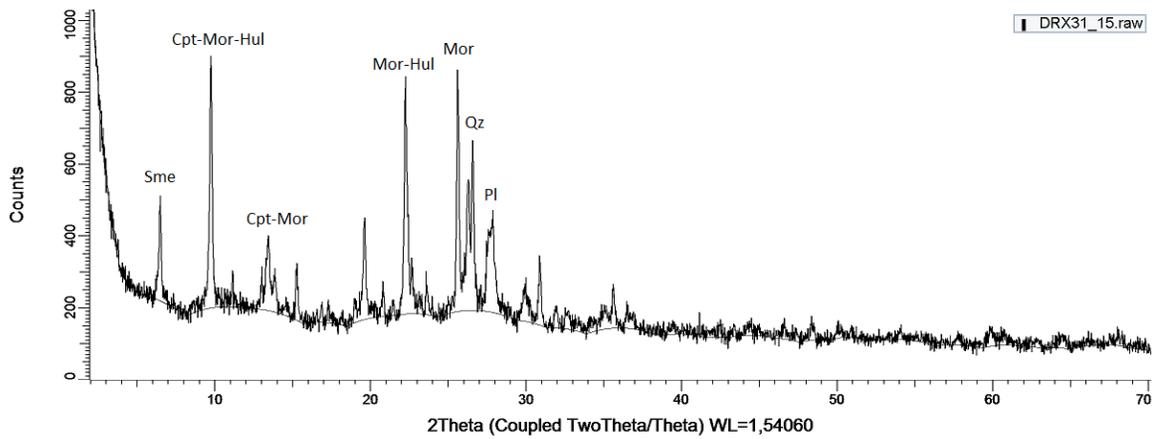
Muestra: HQ10F-E



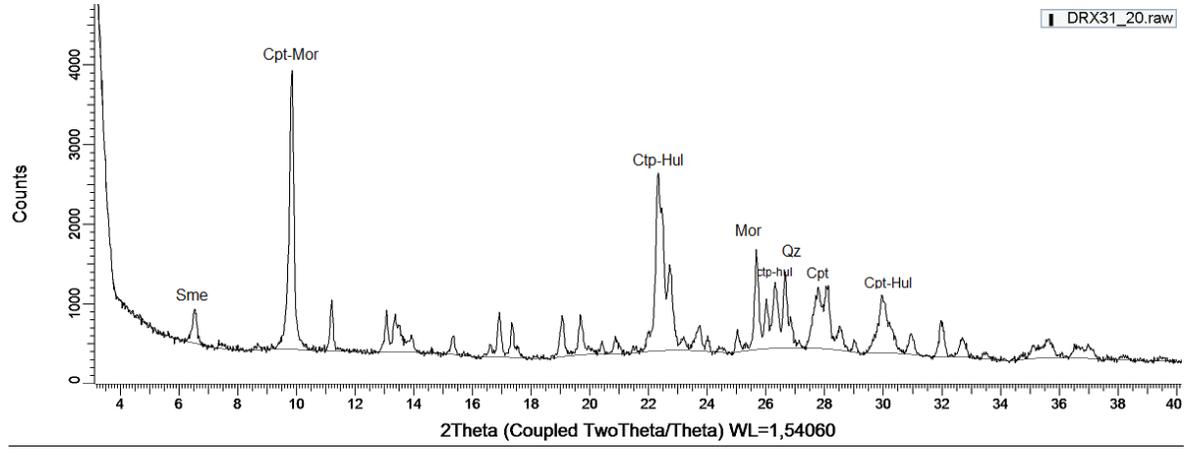
Muestra: HQ10P1-A'



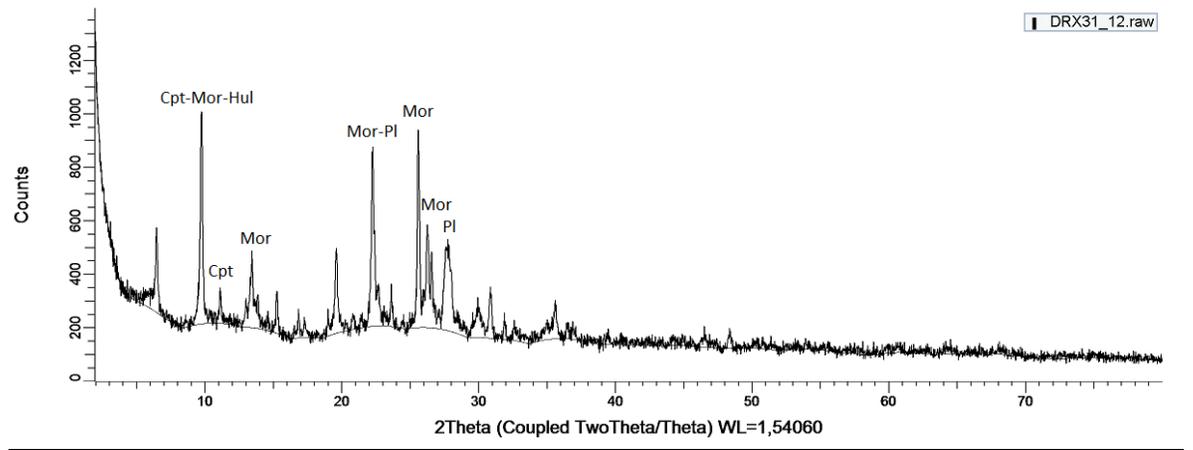
Muestra: HQ10P1-A



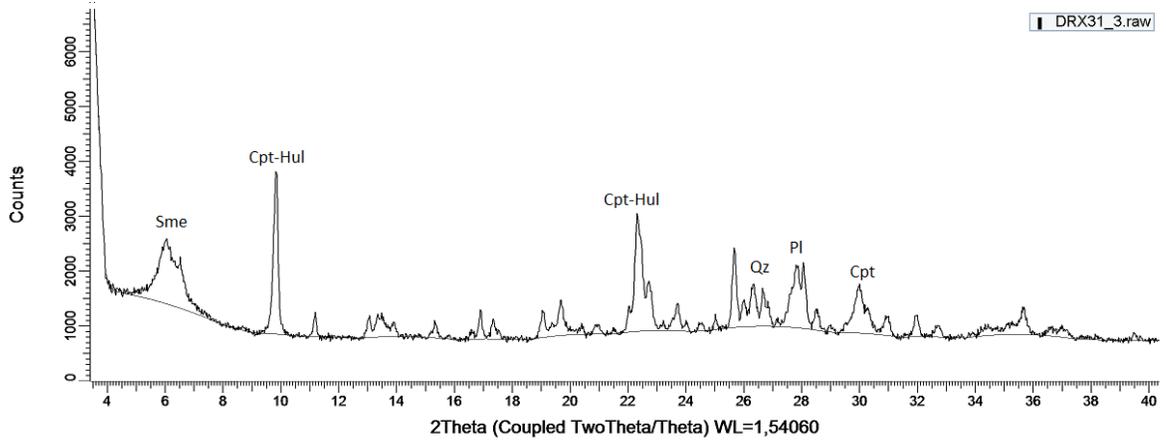
Muestra: HQ10P1-B



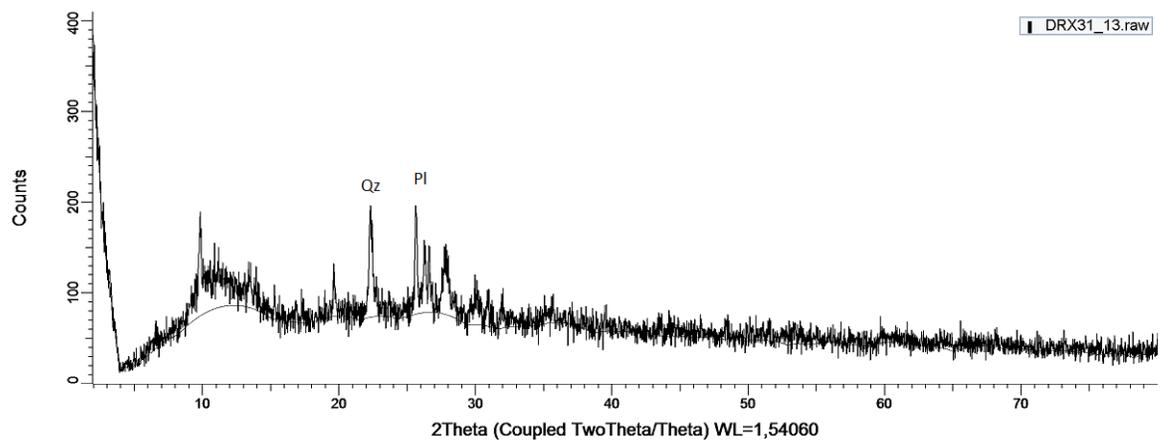
Muestra: HQ10P1-C



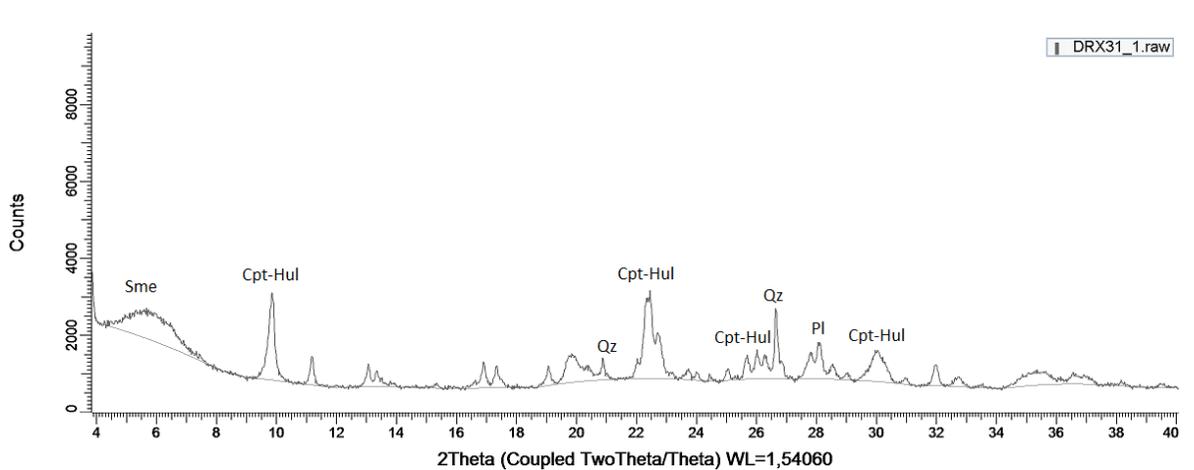
Muestra: HQ10P1-D



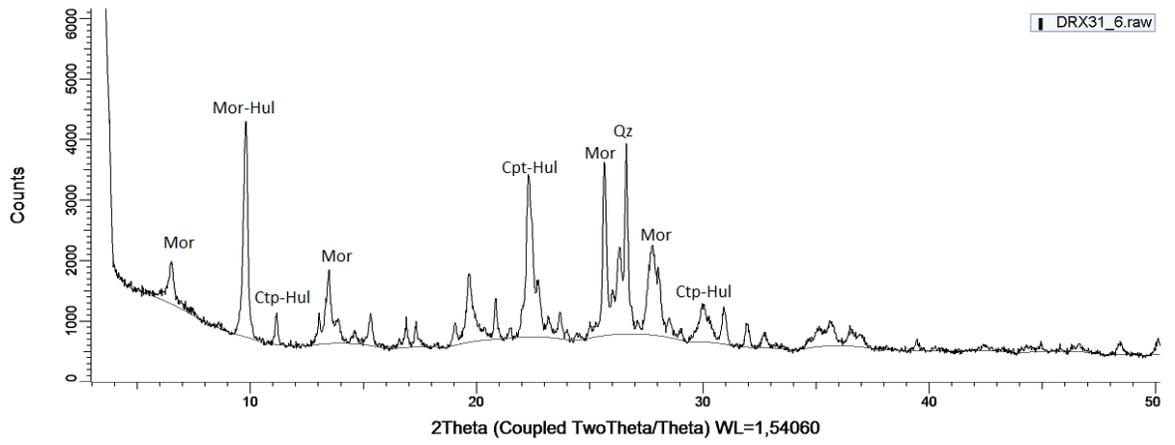
Muestra: HQ10P1-E



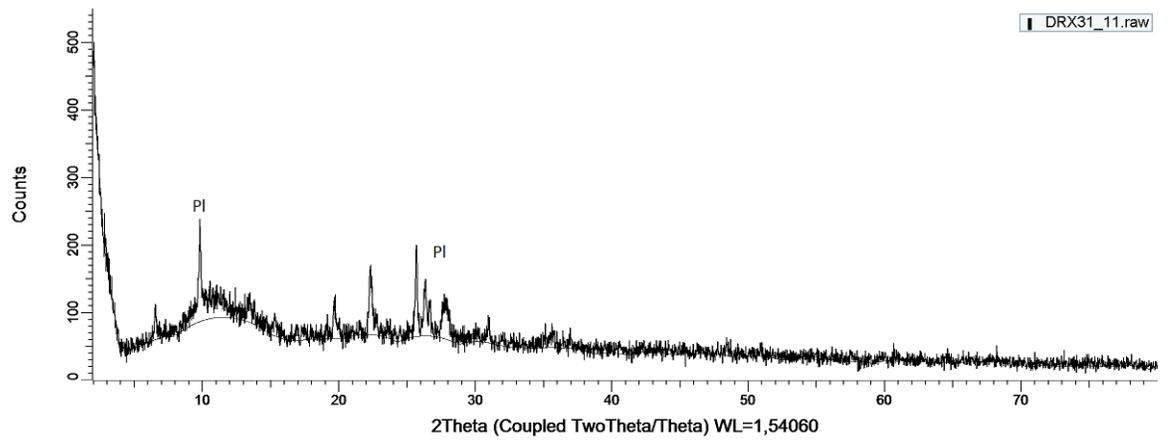
Muestra: HQ10P1-F



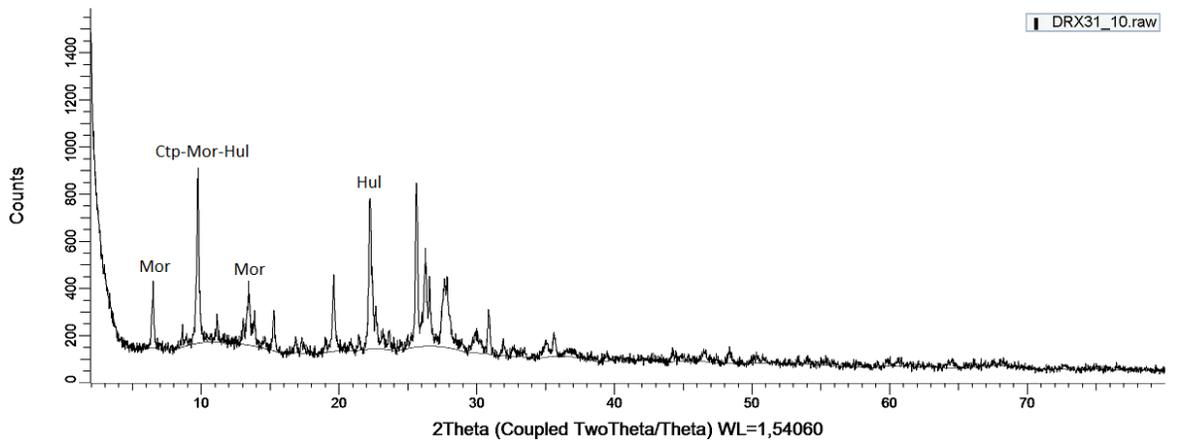
Muestra: HQ10P2-G



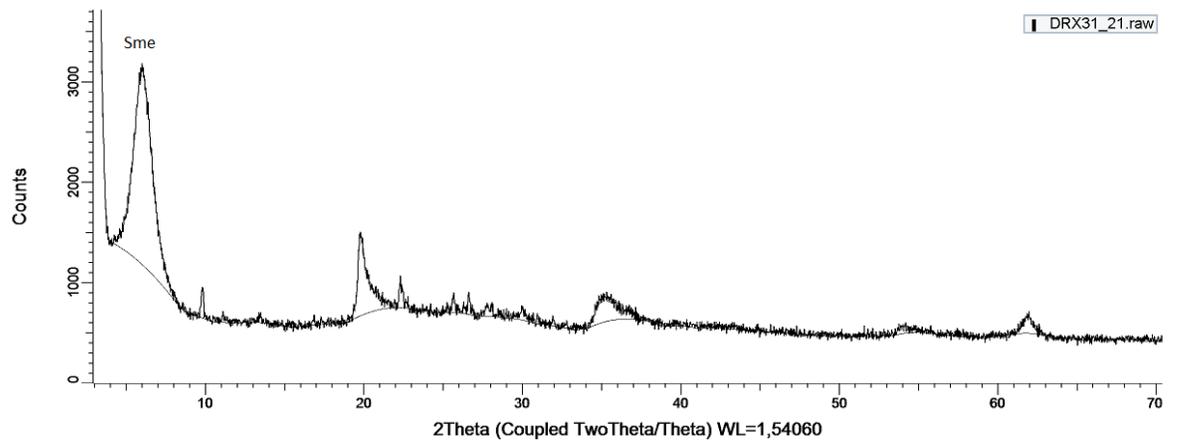
Muestra: HQ10P2-H



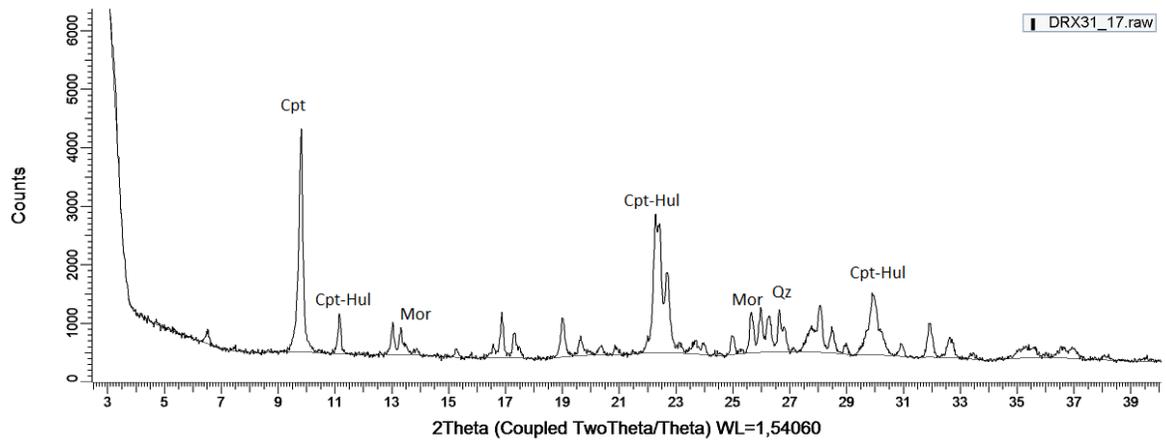
Muestra: HQ10P2-H'



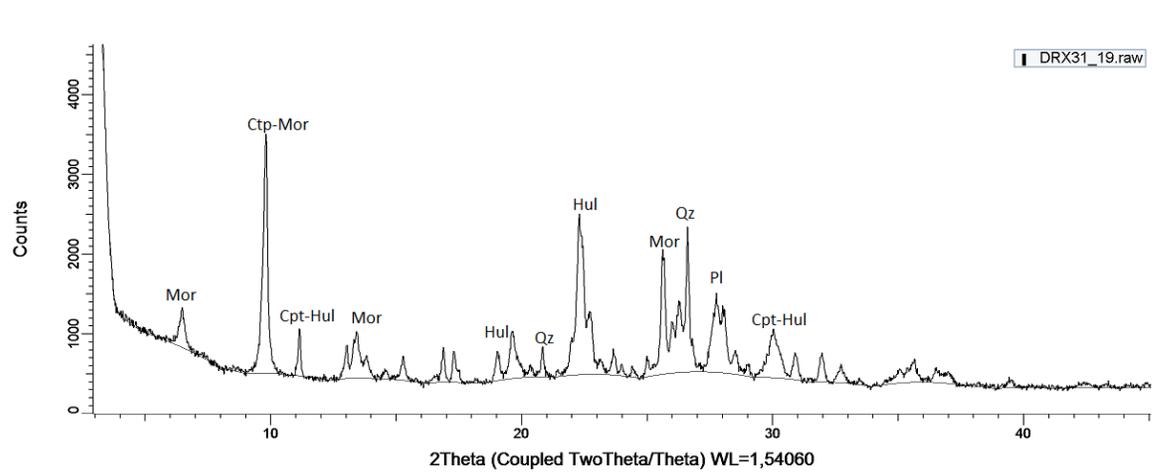
Muestra: HQ10P2-I



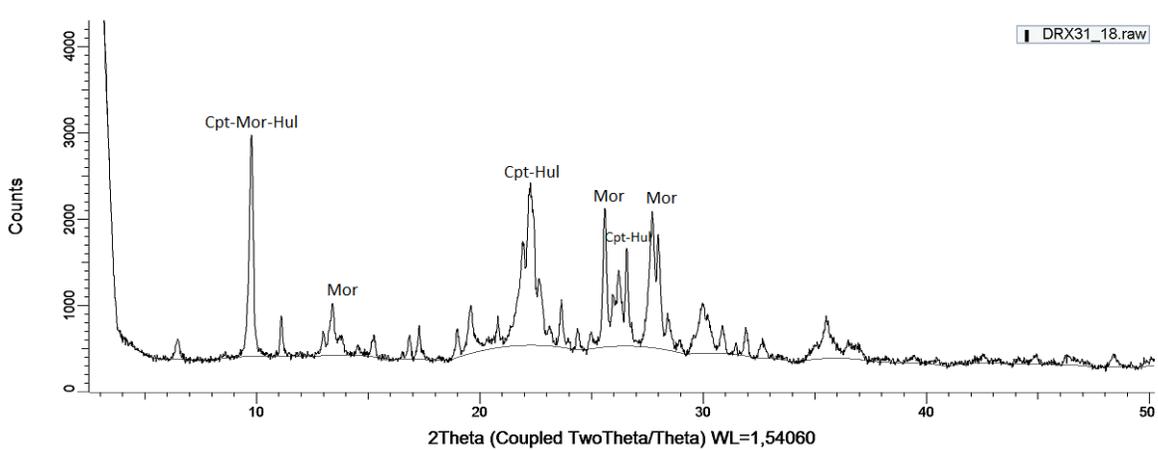
Muestra: HQ10P2-J



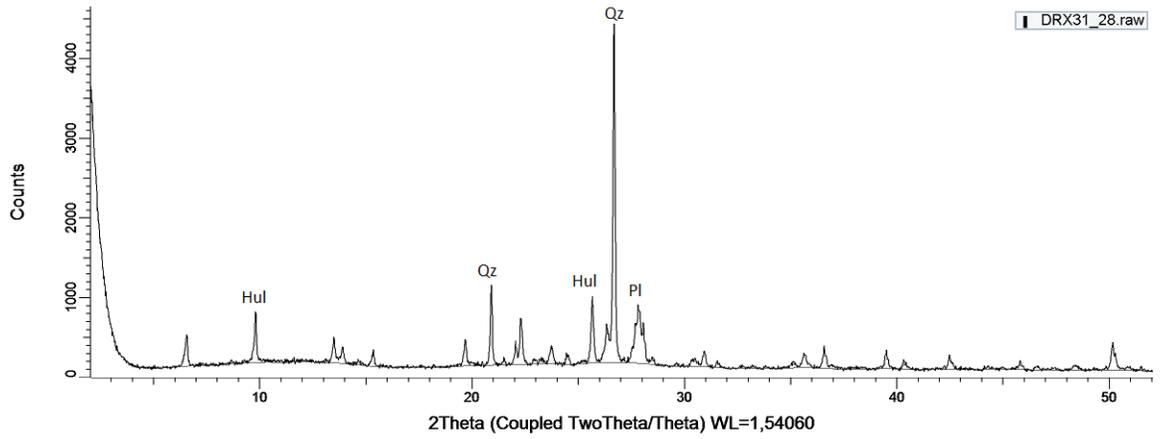
Muestra: HQ10P2-K



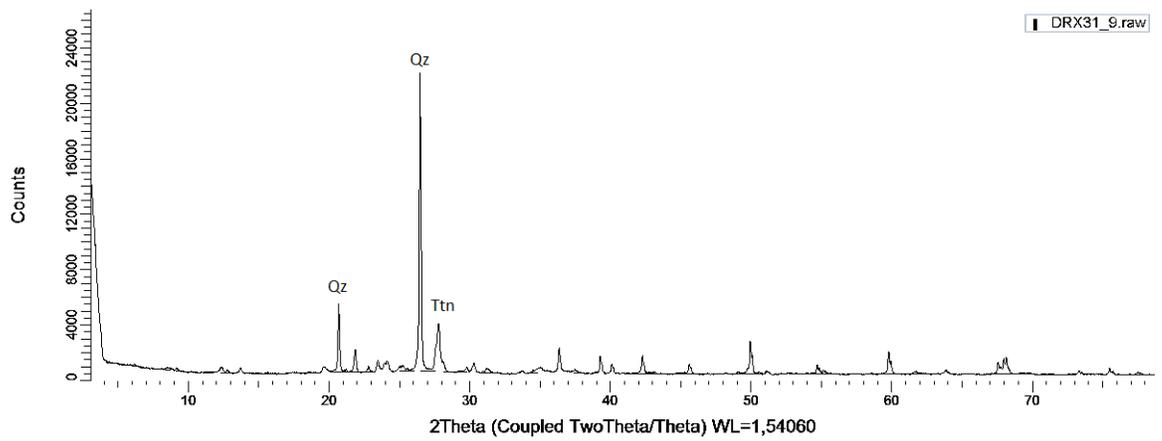
Muestra: HQ10P4-L



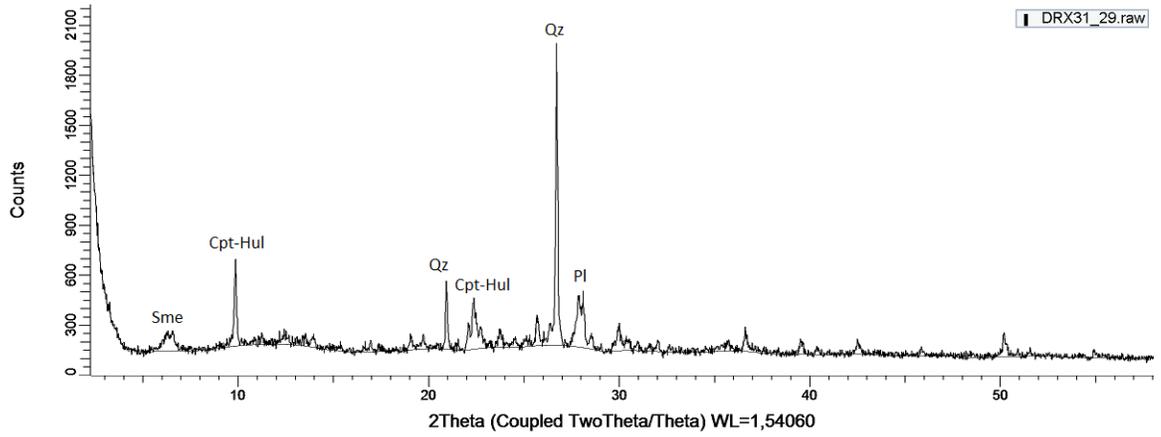
Muestra: HQ11P3-1



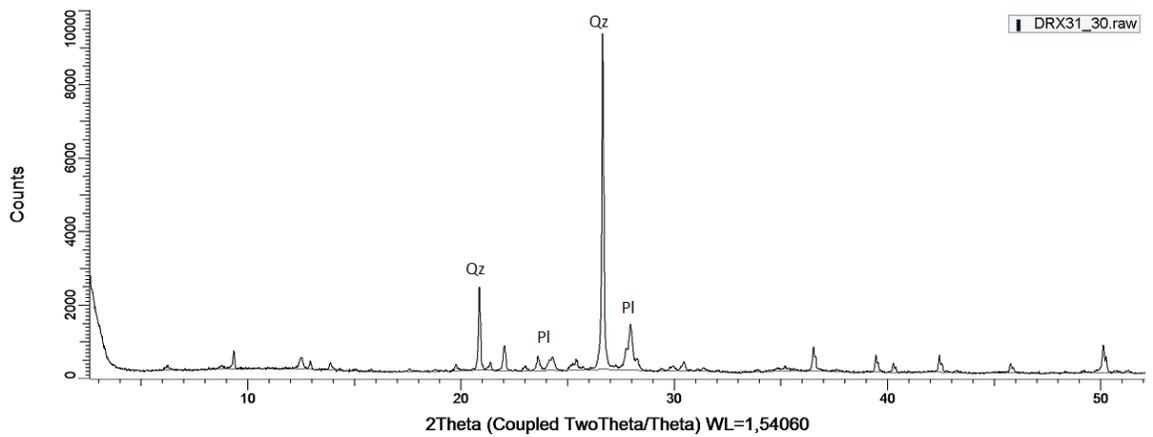
Muestra: HQ11P3-2



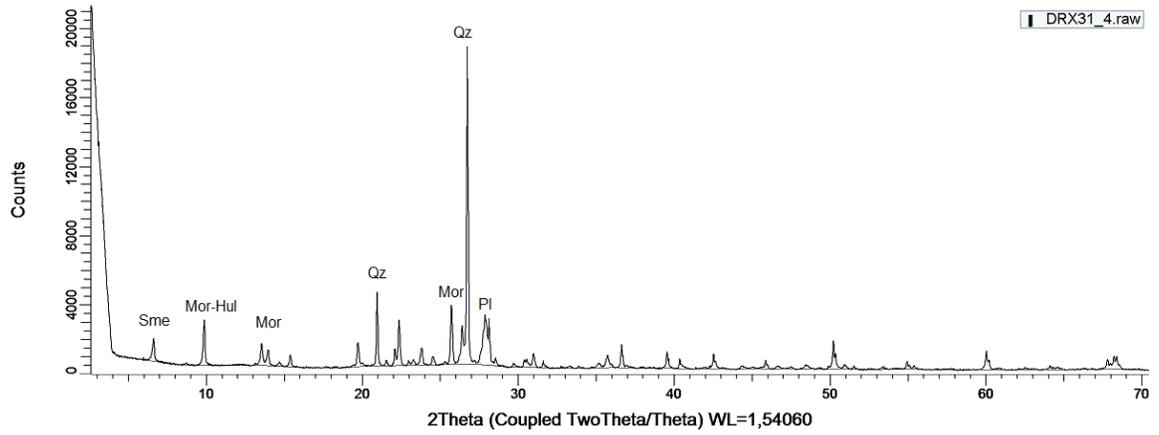
Muestra: HQ11P3-3



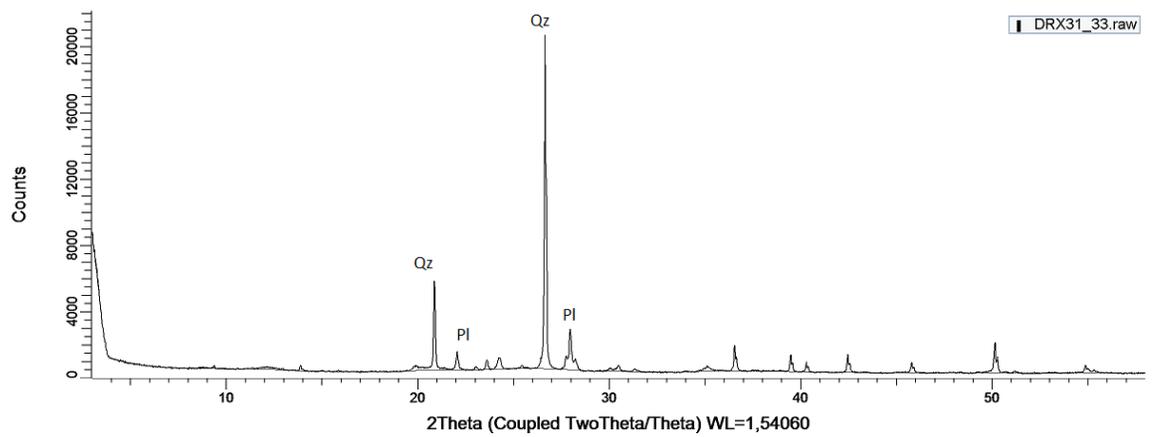
Muestra: HQ11P3-4



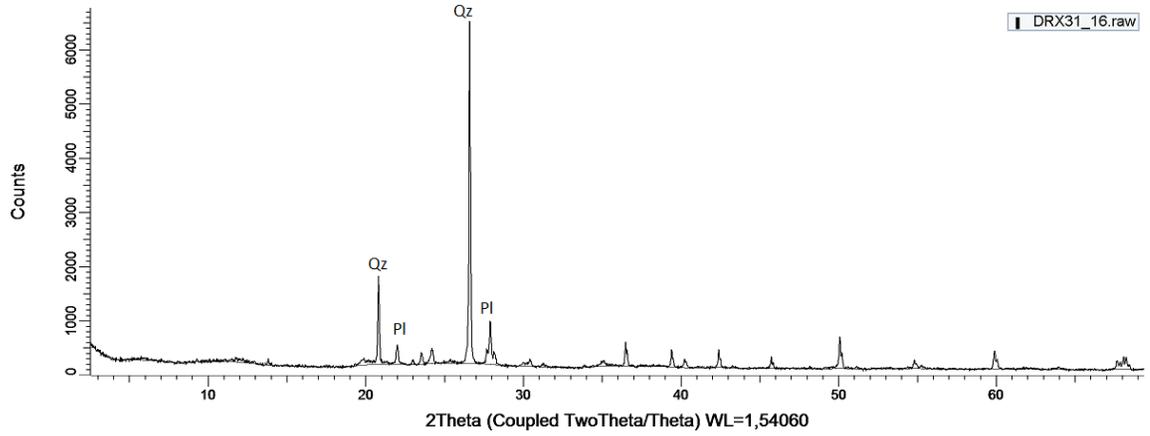
Muestra: HQ11P3-5



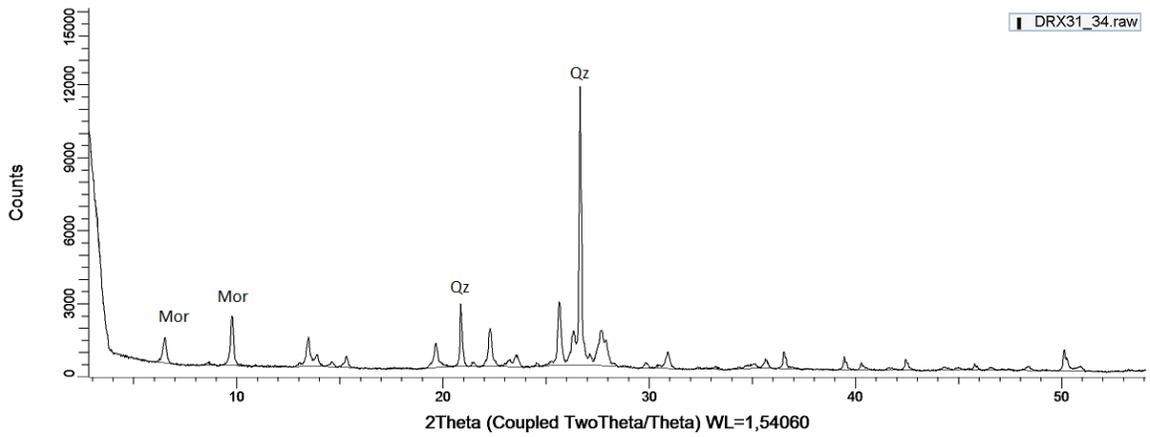
Muestra: HQ11P3-6



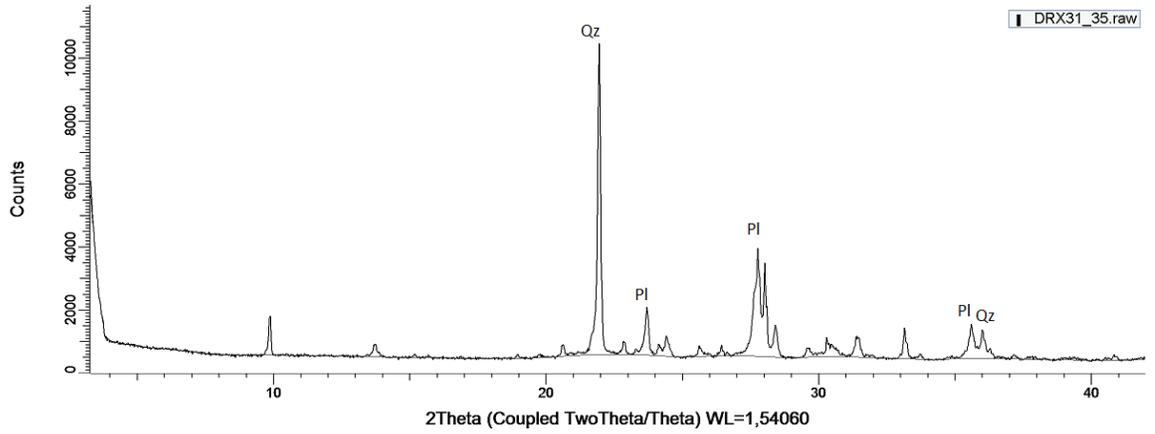
Muestra: HQ11P3-7



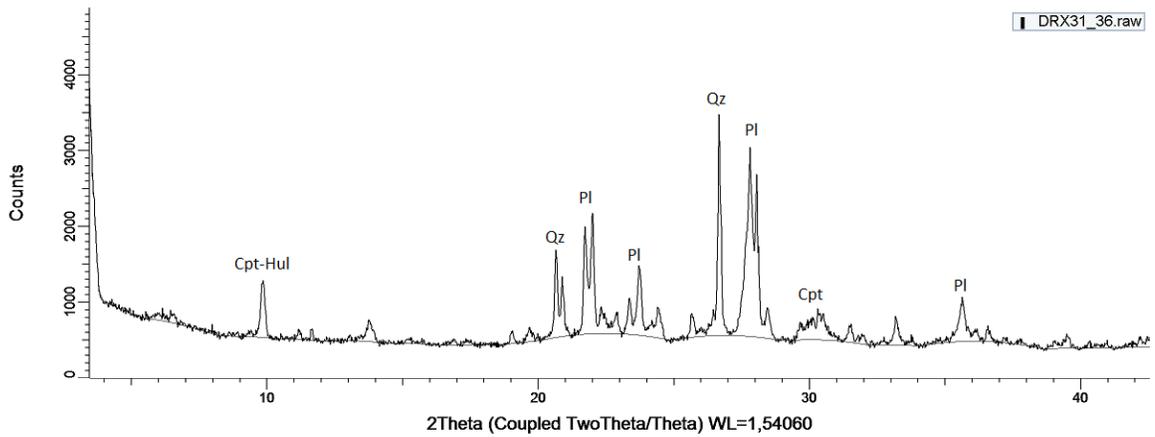
Muestra: HQ11P3-*



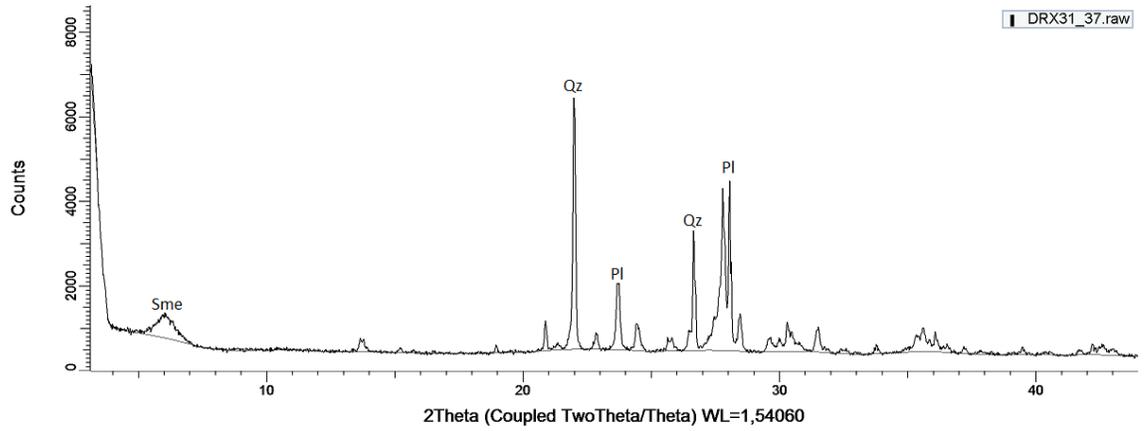
Muestra: HQ12P1-1



Muestra: HQ12P1-2



Muestra: HQ12P1-4



Muestra: HQ12P1-5

