



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



**MINERALOGÍA CON ANÁLISIS DE PROPIEDADES FÍSICAS Y
QUÍMICAS DE ROCAS CON ALTERACIÓN CEOLÍTICA
PROVENIENTES DE LA REGIÓN DEL GENERAL LIBERTADOR
BERNARDO O'HIGGINS Y REGIÓN DEL MAULE, CHILE, PARA
EVALUAR SU POTENCIAL USO COMO MATERIAL DE ENMIENDA
AGRÍCOLA.**



Memoria para optar al Título de Geólogo

Nelson Elías Andreau Gazale

Profesor Patrocinante: Dra. Ursula Kelm

Profesor co-Patrocinante: Dr. Mauricio Schoebitz Cid

Profesores Comisión: Dra. Verónica Oliveros Clavijo

Dra. Fernanda Álvarez Amado

Concepción, 2020

A mi madre, la persona que me enseñó lo importancia de la educación, a quien admiro y respeto profundamente, para ella es este trabajo.



ÍNDICE

Pág.

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.2.1 Objetivo General	2
1.2.2 Objetivos específicos	3
1.3 UBICACIÓN DE ZONAS DE PROCEDENCIA DE MUESTRAS	3
1.3.1 Ubicación zona de muestras de la Formación Coya – Machalí	3
1.3.2 Ubicación zona de muestras de la Formación Colbún	4
1.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO	5
1.4.1 Etapa de Gabinete	5
1.4.2 Etapa de Laboratorio	6
1.4.3 Etapa de Cultivo	7
1.4.4 Etapa de Gabinete final	8
1.5 TRABAJOS ANTERIORES	8
1.5.1 Estudios geológicos en el sector de la Formación Coya – Machalí	8
1.5.2 Estudios geológicos en el sector de la Formación Colbún	9
1.5.3 Estudios con presencia de ceolitas en Chile Central	10
1.5.4 Agrogeología	11
1.6 AGRADECIMIENTOS	15
2. CARACTERIZACIÓN DE MATERIALES CEOLÍTICOS	16
2.1 CARACTERIZACIÓN DE MUESTRAS DE LA FORMACIÓN COYA – MACHALÍ	16
2.2 CARACTERIZACIÓN DE MUESTRAS DE LA FORMACIÓN COLBÚN	20
3. MINERALOGÍA Y CARACTERÍSTICAS DE CEOLITAS	24
3.1 GENERALIDADES SOBRE CEOLITAS	24
3.2 CEOLITAS EN ROCAS DE LA FORMACIÓN COYA – MACHALÍ	25
3.2.1 Características de la Laumontita	25
3.3 CEOLITAS EN ROCAS DE LA FORMACIÓN COLBÚN	29
3.3.1 Características de la Mordenita	30
3.3.2 Características de la Heulandita – Clinoptilolita	31
4. DISTRIBUCIÓN DEL TAMAÑO DE PARTÍCULAS POR GRANULOMETRÍA LÁSER	36
4.1 PREPARACIÓN DE MUESTRAS	36
4.2 TEORÍA DE LA METODOLOGÍA Y PROCESO DE ANÁLISIS	36
4.3 DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA DEL MAT. < 2 mm DE LA FM. COYA – MACHALÍ	39
4.4 DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA DEL MAT. < 2 mm DE LA FM. COLBÚN	41

4.5	DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA DEL SUELO DE CULTIVO	44
5.	MINERALOGÍA POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X	47
5.1	PREPARACIÓN DE MUESTRAS	47
5.2	TEORÍA DE LA METODOLOGÍA	48
5.3	MINERALOGÍA POR DRX EN ROCAS DE LA FORMACIÓN COYA – MACHALÍ	49
5.4	MINERALOGÍA POR DRX EN ROCAS DE LA FORMACIÓN COLBÚN	53
6.	COMPOSICIÓN QUÍMICA POR ESPECTROMETRÍA DE FLUORESCENCIA DE RAYOS X	57
6.1	PREPARACIÓN DE MUESTRAS	57
6.2	TEORÍA DE LA METODOLOGÍA	58
6.3	COMPOSICIÓN QUÍMICA DE ROCAS DE LA FORMACIÓN COYA – MACHALÍ	58
6.4	COMPOSICIÓN QUÍMICA DE ROCAS DE LA FORMACIÓN COLBÚN	62
7.	OTRAS PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS	66
7.1	DENSIDAD	66
	7.1.1 Preparación de muestras y proceso de medición	66
7.2	Ph	69
	7.2.1 Fundamento teórico	69
	7.2.2 Proceso de medición y resultados	69
7.3	CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIÓNICO	70
	7.3.1 Fundamento teórico	70
	7.3.2 Resultados de CIC	72
8.	CULTIVO DE TRIGO	75
8.1	USOS DE CEOLITAS NATURALES EN AGRICULTURA	75
8.2	MATERIALES Y PLANIFICACIÓN DE CULTIVO	77
8.3	PARÁMETROS MORFOLÓGICOS EVALUADOS	81
8.4	RESULTADOS CULTIVO	83
9.	RESULTADOS	88
9.1	CONCLUSIONES	88
9.2	DISCUSIÓN Y RECOMENDACIONES	90
	REFERENCIAS	93
	ANEXOS	101

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Pág.
1. 1	Mapa de ubicación de zona de procedencia de ambas rocas con alteración ceolítica	4
2. 1	Clasificación macroscópica en diagrama IUGS rocas volcánicas after Streckeisen (1978) ...	19
2. 2	Clasificación textural en diagrama de Fisher (1966) para rocas piroclásticas	21
2. 3	Clasificación composicional en diagrama de Schmid (1981) para rocas tobáceas	22
3. 1	Representación de la estructura cristalquímica de laumontita totalmente hidratada	27
3. 2	Diagrama de la aparición de ceolitas según variación de temperatura	28
3. 3	Representación de la estructura cristalquímica de mordenita	31
3. 4	Representación de la estructura cristalquímica de heulandita-Ca	33
3. 5	Representación de la estructura cristalquímica de clinoptilolita-Na	33
3. 6	Diagrama de ceolitas de mayor ocurrencia, según razones $K+Na/(K+Na+Ca)$ y Si/Al	34
4. 1	Representación gráfica de un Disco de difracción de Airy	37
4. 2	Representación gráfica de la teoría de Fraunhöffer	37
4. 3	Gráfico de frecuencias acumuladas en material granulado de la Fm. Coya – Machalí	40
4. 4	Histograma obtenido por DL en material granulado de roca de la Fm. Coya – Machalí	40
4. 5	Gráfico de frecuencias acumuladas en material granulado de roca de la Fm. Colbún	42
4. 6	Histograma obtenido por DL en material granulado de roca de la Fm. Colbún	42
4. 7	Comparación gráfica de los histogramas de granulometría de ambas litologías	43
4. 8	Gráfico con % de frecuencias acumuladas del suelo del Instituto INIA de Chillán	45
4. 9	Histograma obtenido por DL en suelo del Instituto INIA de Chillán	45
4. 10	Triángulo de clasificación textural para suelos de acuerdo con el Sistema ISSS	46
5. 1	Ilustración del fenómeno de difracción de un frente de rayos x en un cristal de mineral	49
5. 2	Comparación de los difractogramas de las muestras B1 y B2	50
5. 3	Identificación de ceolitas mediante DRX en rocas de la Fm. Coya – Machalí	51
5. 4	Comparación de los difractogramas de las muestras A1 y A2	53
5. 5	Identificación de ceolitas mediante DRX en rocas de la Fm. Colbún	55
6. 1	Gráfico elementos Mayoritarios y Minoritarios por FRX en rocas de la Fm. Coya – Machalí ..	60
6. 2	Gráfico de elementos Mayoritarios y Minoritarios por FRX en rocas de la Fm. Colbún	63
6. 3	Diagrama $Na_2O + K_2O$ vs SiO_2 con la composición para rocas de la Fm. Colbún	64
6. 4	Gráfico de comparación entre elementos Mayoritarios y Minoritarios de ambas unidades	65
7. 1	Gráfico con las capacidades de intercambio catiónico según litología y granulometría	73
8. 1	Representación de la distribución espacial de tratamientos en cultivo de trigo	78

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía	Pág.
2. 1 Muestra de andesita porfídica de la Fm. Coya – Machalí	17
2. 2 Muestra de autobrecha andesítica de la Fm. Coya – Machalí	17
2. 3 Ceolitas y calcita en vesículas de rocas de la Fm. Coya – Machalí	18
2. 4 Ceolitas y calcita en vetillas y planos de diaclasa de rocas de la Fm. Coya – Machalí	18
2. 5 Muestra de toba vítrea de la Fm. Colbún	21
2. 6 Muestra de toba vítrea de la Fm. Colbún	21
4. 1 Equipo utilizado para la granulometría por difracción láser	38
5. 1 Pulverizado de rocas en portamuestras para DRX	47
6. 1 Pulverizado de rocas en portamuestras para FRX	57
7. 1 - 7. 4 Proceso de determinación de densidad aparente	67 - 68
8. 1 - 8. 4 Crecimiento y maduración de plantas de trigo	80
8. 5 - 8. 6 Proceso de medición de parámetros morfológicos aéreos de las plantas	82
8. 7 Equipo escaner de raíces utilizado para la medición de parámetros radiculares	83
8. 8 Masa aérea considerada de las plantas	83
8. 9 - 8. 10 Imágenes del sistema radicular de plantas de trigo	86



ÍNDICE DE FÓRMULAS

Fórmula	Pág.
1 Fórmula general de las ceolitas naturales modificada de Gottardi y Galli (1985)	24
2 Fórmula de Laumontita totalmente hidratada modificada de Artioli y Ståhl (1993)	26
3 Fórmula de Mordenita modificada de Gottardi y Galli (1985)	30
4 Fórmula de Heulandita modificada de Gottardi y Galli (1985)	30
5 Fórmula de Clinoptilolita modificada de Gottardi y Galli (1985)	30
6 Fórmula de Estilbita modificada de Gottardi y Galli (1985)	30
7 Fórmula del diámetro de esfera equivalente utilizada en granulometría láser	37
8 Fórmula de pH mediante medición de concentración de iones H^+	69
9 Fórmula de la constante del agua (K_w)	69

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Pág.
3. 1	Parámetros cristalográficos de las ceolitas encontradas en rocas de la Fm. Colbún	30
4. 1	Medidas estadísticas de granulometría en material de la Formación Coya – Machalí	39
4. 2	Medidas estadísticas de granulometría en material de la Formación Colbún	41
4. 3	Medidas estadísticas de tendencia central y dispersión en suelo Andisol	44
5. 1	Minerales identificados mediante DRX en rocas de la Fm. Coya – Machalí	52
5. 2	Minerales identificados mediante DRX en rocas de la Fm. Colbún	54
6. 1	Elementos Mayoritarios y Minoritarios por FRX en rocas de la Formación Coya – Machalí ...	59
6. 2	Elementos Traza por FRX en rocas de la Formación Coya – Machalí	59
6. 3	Evaluación de concentraciones tóxicas de elementos en las rocas por FRX	61
6. 4	Elementos Mayoritarios y Minoritarios por FRX en rocas de la Formación Colbún	62
6. 5	Elementos Traza por FRX en rocas de la Formación Colbún	62
7. 1	Resultados de determinación de densidad aparente para las muestras de rocas y suelo	68
7. 2	Resultados de determinación de pH para las muestras de rocas y suelo	70
7. 3	Ejemplificación de la conversión de la unidad molc ⁺ /kg	72
7. 4	Capacidad de Intercambio Catiónico según litología y granulometría	72
8. 1	Propiedades físicas y químicas del suelo Andisol utilizado en el cultivo de trigo	79
8. 2	Promedios de los parámetros morfológicos aéreos considerados	85
8. 3	Comparación de los promedios de parámetros radiculares con el grupo control	86
8. 4	Comparación de los promedios de parámetros radiculares entre tratamientos	87

RESUMEN

En el proceso de aplicación de urea (fertilizante nitrogenado) a suelos de cultivo, suelen ocurrir grandes pérdidas de NO_3^- y NH_4^+ al ambiente mediante lixiviación con las aguas o conversión a fases gaseosas; es por esto, que se decidió evaluar la acción de rocas con alteración ceolítica, con el fin de disminuir las pérdidas de nutrientes aplicados vía fertilizantes hidrosolubles y de funcionar como cuerpos almacenadores de humedad. Lo anterior basado en que las ceolitas son minerales porosos de estructura abierta con una elevada capacidad de intercambio catiónico y de alta superficie de contacto, siendo capaces de retener iones nutritivos y agua en la superficie cristalina.

Se estudiaron rocas andesitas de la Formación Coya – Machalí provenientes de la confluencia de los ríos Tinguiririca y Portillo en la Región del General Libertador Bernardo O'Higgins, y también rocas tobáceas de la Formación Colbún del sector de Quinamávida en la VII Región del Maule, ambas con alteración a ceolita.

Mediante el estudio mineralógico por descripción macroscópica, difracción de rayos x y el análisis composicional por espectrometría de fluorescencia de rayos x, se logró corroborar la presencia moderada de laumontita en conjunto con calcita en los planos de fractura, vetillas y relleno de cavidades, producto de condiciones de metamorfismo de muy bajo grado que afectaron a la secuencia de rocas volcánicas de composición intermedia de la VI Región; así como también reconocer una alta presencia de mordenita, heulandita y clinoptilolita, producto de una pervasiva alteración del vidrio volcánico de composición ácida por medio de procesos diagenéticos, que involucraron participación de aguas meteóricas y la acción de fuentes termales cercanas, afectando a las tobas de la VII Región.

A partir de análisis en el laboratorio del Instituto GEA, se tiene que el material rocoso granulado a partir de tobas de la Formación Colbún comparado al de las andesitas de la Formación Coya – Machalí, corresponde a un material de carácter más ácido, estructuralmente más liviano, de una granulometría más fina obtenida del proceso de chancado y con una capacidad de intercambio catiónico mayor. Las diferencias observadas están relacionadas principalmente con el proceso genético de la litología, la composición mineral y también al tipo de alteración que afectó a cada unidad litoestratigráfica.

Con el fin de poner a prueba cómo enmienda agrícola los materiales geológicos estudiados, el cultivo de trigo variedad Pantera INIA desarrollado en condiciones de cámara de crecimiento en el laboratorio de Microbiología de Suelos, resultó ser un método efectivo para un adecuado crecimiento vegetal, permitiendo evaluar parámetros morfológicos aéreos y radiculares, los cuales fueron sometidos a pruebas de evaluación estadística para validar las diferencias observadas y generar en conjunto con los análisis de laboratorio mencionados, los resultados de esta investigación.

Finalmente, a partir de la integración de los datos obtenidos y de las pruebas estadísticas posteriores, se pudo concluir que el producto granulado de rocas tobáceas de la Formación Colbún rico en mordenita, heulandita y clinoptilolita, funcionaría como material de enmienda ocasionando una mejora en las condiciones edáficas, traducido en un aumento considerable de la biomasa radicular en las plantas de cereal, tanto en la cantidad de raíces como en el grosor de estas. Se recomienda realizar futuros proyectos de investigación que incluyan este material geológico con fines agrícolas, principalmente en mediciones de retención de iones nutritivos y en la capacidad como cuerpo almacenador de humedad.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Asegurar un sistema agrícola productivo y sostenible en el tiempo, resulta ser fundamental para el bienestar de una nación y un elemento clave en su desarrollo. La demanda por alimentos de una población en constante crecimiento genera el uso excesivo de los suelos y con esto, el agotamiento de las reservas de nutrientes acumuladas durante millones de años por la acción geológica, climática y biológica, en conjunto con un deterioro de la fertilidad global del suelo; lo que obliga a requerir de prácticas antropogénicas como el uso de fertilizantes (químicos u orgánicos), para suplir las necesidades metabólicas de las plantas en cultivo cada temporada.

Según el informe de la ODEPA de Oyarzún (2009) sobre fertilizantes en Chile, nuestro país corresponde a un importador neto de éstos, con una cantidad que bordea 1,1 millones de toneladas anuales; demanda que creció a razón del 4 % entre los periodos 2008/2009 y 2011/2012, siendo la urea (fertilizante nitrogenado) el de mayor importación con volúmenes cercanos al 55 % del total. Además, se estima que la compra y aplicación de fertilizantes representa el 60 % del costo final de un cultivo para los agricultores (Ming y Allen, 2001). Cuando existen condiciones climáticas desfavorables, como el exceso de lluvia y se utilizan prácticas de manejo poco eficientes, la aplicación de este producto nitrogenado puede resultar en cuantiosas pérdidas del material añadido alcanzando cifras cercanas al 30 – 50 % del total, mediante procesos de volatilización o lixiviación (Fernández, 1984). Lo anterior implica fuertes perjuicios económicos y rendimientos de cosecha por debajo de lo esperado para los productores de alimentos, como también importantes daños medio ambientales de carácter local y regional, aportando a la inseguridad alimentaria de una región y a la degradación de la tierra cultivable (FAO, 2015).

Sobre este contexto es que se desea, mediante el estudio y aplicación de productos geológicos ricos en minerales de la familia de las ceolitas, provenientes de la Formación Coya – Machalí y Formación Colbún de la zona de Chile Central, proponer una alternativa factible que ayude a mejorar las condiciones del suelo donde se desarrollará un cultivo agrícola, actuando entre otras cosas, en la disminución de pérdidas de nutrientes aplicados vía fertilizante, mejoramiento de la estructura y capacidad para retener humedad.

La mejoría está enfocada en la capacidad de determinados minerales ceolíticos presentes en las rocas alteradas para seleccionar y retener cationes producto de una elevada capacidad de intercambio catiónico (CIC), generada por la distribución de cargas negativas en la superficie mineral. Con esto se pretende que el nutriente (cationes, en su mayoría monovalentes) añadido mediante fertilizante, sea retenido por el mineral y pueda estar disponible en la zona radicular por mayor tiempo. Bajo este panorama, con la adición de minerales ceolíticos contenidos en las rocas, al suelo de cultivo, se esperan mejoras en aspectos físicos y químicos del sustrato, favoreciendo así el crecimiento, rendimiento y estado de salud general de las plantas

El uso de ceolitas en procedimientos agrícolas asociado a las características mencionadas es altamente respaldado por bibliografía internacional en países como Estados Unidos, Rusia, China, Japón, Cuba, Ecuador, Colombia, Canadá y México, entre otros, mas su uso en Chile carece de respaldos formales disponibles (Ming y otros, 1995; Mumpton, 1977; van Straaten, 2002; Díaz y Sánchez, 2009; Gevrek y otros, 2009; de Campos Bernardi, 2013).

Finalmente, resulta productivo realizar investigaciones en conjunto con la carrera de Agronomía puesto que existen aristas comunes que podrían generar nuevos usos para recursos que tienen una alta presencia nacional, como lo son ceolitas producto de alteración diagénica o por metamorfismo de muy bajo grado de material volcanoclástico y volcánico, ampliando la aplicabilidad de los recursos no metálicos con un consecuente beneficio para los productores de alimentos, la sociedad y el medio ambiente.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General

Realizar una caracterización mineralógica, física y química, de dos rocas volcánicas con alteración parcial a ceolita provenientes de la zona de Chile Central, para identificar los efectos de utilizar el producto geológico granulado como material de enmienda agrícola en un cultivo de trigo. El estudio se enfocará en las especies ceolíticas Laumontita y Heulandita – Clinoptilolita, presentes en andesitas de la Formación Coya – Machalí de la VI Región y en tobas de la Formación Colbún de la VII Región del país, respectivamente; buscando integrar y relacionar la información geológica de cada unidad litoestratigráfica, con análisis estadísticos de mediciones sobre parámetros morfológicos de las plantas cultivadas.

1.2.2 Objetivos específicos

- ✓ Identificar uno o más problemas del rubro de la producción de alimentos, que pueda ser solucionado total o parcialmente desde un trabajo interdisciplinario entre las carreras de Agronomía y Geología.
- ✓ Caracterizar química y mineralógicamente las litologías estudiadas, con la finalidad de corroborar la presencia de especies ceolíticas en las rocas volcánicas y determinar su composición química aproximada. Esto, mediante la aplicación de técnicas de difracción (DRX) y fluorescencia de rayos x (FRX), en conjunto con análisis macroscópicos de muestras de roca.
- ✓ Determinar propiedades físicas y químicas consideradas relevantes, cómo son la distribución granulométrica, densidad, ph y capacidad de intercambio catiónico del producto geológico granulado utilizado como material de enmienda agrícola, para comprender su participación en la relación suelo – planta.
- ✓ Identificar y cuantificar el efecto del producto geológico utilizado como enmienda agrícola en el desarrollo vegetal, mediante la evaluación estadística de datos obtenidos a partir de mediciones sobre parámetros morfológicos aéreos y radiculares en las plantas cultivadas. Esto se lleva a cabo con el desarrollo de un cultivo de trigo variedad Pantera INIA en una cámara de crecimiento agrícola, en dependencias de la Facultad de Agronomía sede Concepción.



1.3 UBICACIÓN DE ZONA DE PROCEDENCIA DE MUESTRAS

1.3.1 Ubicación zona de muestras de la Formación Coya-Machalí

Las rocas analizadas de esta unidad litoestratigráfica corresponden a muestras de testigos anteriormente utilizados para ensayos geotécnicos, que se encontraban disponibles en el Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA). El área de donde provienen los testigos se encuentra en la Cordillera Principal de Chile Central, en la intersección de los valles de los ríos Tinguiririca y Portillo, en la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins, aproximadamente a 60 kilómetros al este de la ciudad de San Fernando (Bravo, 2014) (Figura 1.1).

1.3.2 Ubicación zona de muestras de la Formación Colbún

El material analizado corresponde al producto comercializado por la empresa Fertosa, quienes realizan explotación de roca toba con alteración ceolítica; este producto se encontraba disponible en el Instituto GEA, proveniente de un estudio previo sobre la geología, petrología y mineralogía de la unidad litoestratigráfica a la cual pertenecen las rocas estudiadas. El sector del cual provienen las muestras se encuentra en la comuna de Colbún, VII Región del Maule, Chile. Geomorfológicamente se ubica en la parte occidental de la Cordillera de los Andes, y se localiza dentro del cuadrante 35°46' - 35°50' de Latitud Sur y 71°25'30" - 71°28'15" Longitud Oeste (Bascuñán, 2005) (Figura 1.1).

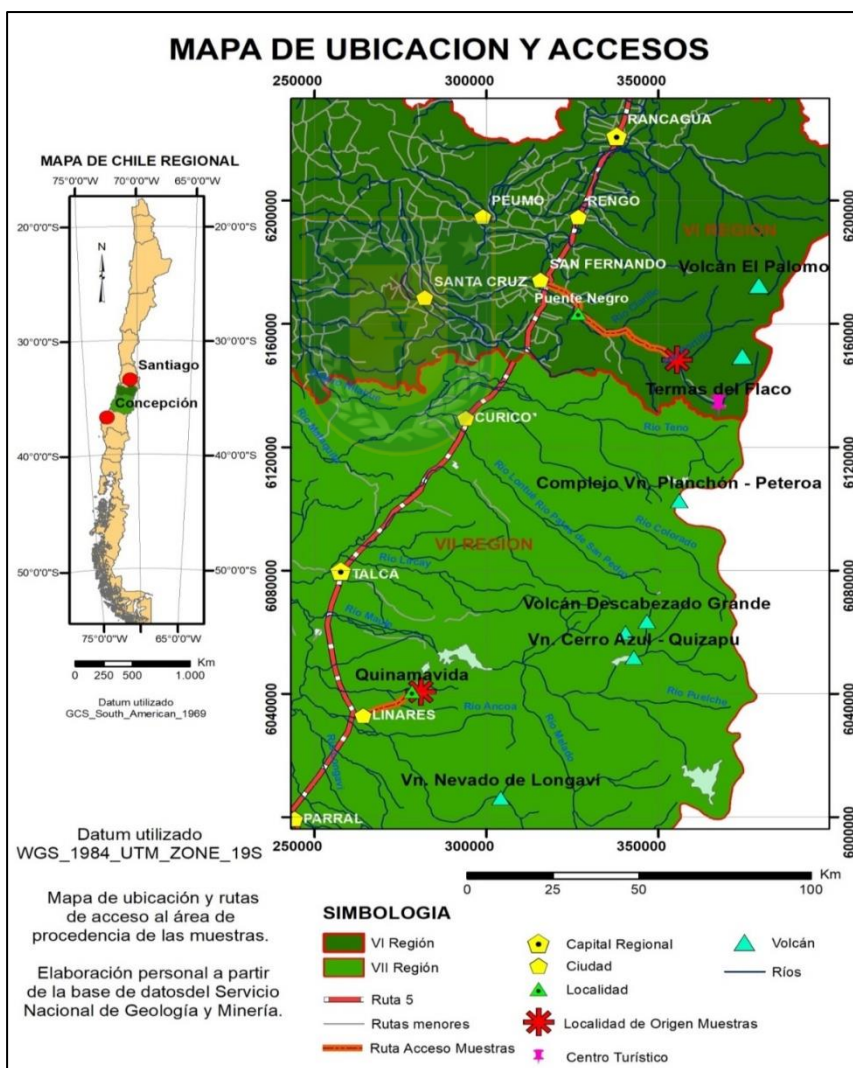


Figura 1.1 Mapa de ubicación y accesos al sector de procedencia de las muestras de ambas litologías utilizadas; estudiadas previamente por Bravo (2014) y Bascuñán (2005).

1.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO

La metodología aplicada consistió en el desarrollo de 3 etapas principales, una primera de Gabinete seguida de una etapa conformada por dos procesos simultáneos entre sí, Laboratorio y Cultivo, para finalmente realizar una etapa de integración de la información obtenida y confección del escrito.

Para llevar a cabo las etapas mencionadas con anterioridad, se utilizaron las dependencias del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) y el Módulo 10 correspondiente al Laboratorio de Microbiología de Suelos de la Facultad de Agronomía, ambos pertenecientes a la Universidad de Concepción, Sede Concepción.

1.4.1 Etapa de Gabinete

En primera instancia, se realizó la contextualización de un problema vigente del rubro agrícola abordable desde el trabajo interdisciplinario entre las especialidades de Agronomía y Geología, que pudiera tener solución o presentar una alternativa viable, mediante el estudio y aplicación de material geológico nacional.

Una vez determinado el problema, se procedió a la recopilación de material bibliográfico correspondiente a 3 temas centrales:

1. El uso de rocas y minerales en procedimientos agrícolas
2. Geología del sector de procedencia de dos rocas de origen volcánico con alteración ceolítica de Chile Central
3. Génesis, clasificación y usos de ceolitas naturales.

Luego, se llevó a cabo la recolección de muestras de roca pertenecientes a las dos litologías a estudiar, ambas disponibles en el Instituto de Geología Económica Aplicada. Además, se estableció el procedimiento de trabajo de laboratorio para la caracterización de propiedades físicas y químicas de los materiales molidos, como también la planificación de un cultivo de trigo en cámara de crecimiento agrícola en dependencias de la Facultad de Agronomía.

1.4.2 Etapa de Laboratorio

Esta etapa de análisis se desarrolló tanto en dependencias del instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) como en el Módulo 10 de la Facultad de Agronomía, y consistió en los siguientes procedimientos:

- ✓ Selección de muestras de roca andesita con alteración ceolítica desde testigos que se encontraban en el Instituto GEA y la obtención del producto comercializado por la empresa privada Fertosa, la cual explota rocas tobáceas con alteración a ceolita. A partir de esto, se realizó la descripción macroscópica con el uso de lupa de terreno 14X.
- ✓ Reducción dimensional del material rocoso en el Laboratorio de Chancado y Molienda del Instituto de Geología Económica Aplicada, con equipo marca *Fritsch* modelo D-55743, donde también se tamizó con aperturas de malla # 5 (4 mm) y # 18 (1 mm) según norma ASTM.
- ✓ Pulverización de partículas de roca con equipo marca *Fritsch* modelo *pulverisette*, con sistema de molino de bolas de tungsteno (15) por 5 minutos a 450 rpm, lo que permitió obtener un material fino donde aproximadamente el 95 % tiene tamaño inferior a la malla #200 Tyler (75 μ m).
- ✓ Identificación cualitativa de la mineralogía de 4 muestras (2 para cada litología) por difracción de rayos x (DRX) en análisis de Roca Total, con el equipo Buker D4 perteneciente al Instituto GEA.
- ✓ Determinación de la composición química de 4 muestras pulverizadas (2 para cada litología), con uso del equipo de fluorescencia de rayos x (FRX) de onda dispersiva modelo Rigaku ZSX Primus II perteneciente al Instituto GEA.
- ✓ Cálculo de pH del material en suspensión, mediante procedimiento estándar descrito en el capítulo 8 sección 8.1 del libro *Soil Science* de D.L. Rowell.
- ✓ Determinación de densidad de las partículas de roca molida con tamaño inferior a 2 mm de diámetro, según el capítulo 4 sección 4.1 del libro *Soil Science* de D.L. Rowell.
- ✓ Análisis de la distribución del tamaño de grano del material chancado inferior a 2 mm, mediante la aplicación de la técnica de Granulometría Láser, utilizando el equipo de marca *Fritsch* modelo *Analysette 22*.
- ✓ Medición de la Capacidad de Intercambio Catiónico de bases intercambiables según la norma ISO 11.260.

1.4.3 Etapa de Cultivo

Esta etapa se llevó a cabo en el módulo 10 de la Facultad de Agronomía, correspondiente al laboratorio de Microbiología de Suelos, específicamente en una cámara de crecimiento agrícola donde las condiciones ambientales fueron homogéneas para toda la población de plantas, siendo la única diferencia entre estas, el tipo de tratamiento geológico a utilizar como material de enmienda.

Para la investigación desarrollada, **material de enmienda** significa: tipo de tratamiento geológico incorporado al suelo de cultivo, con el fin de añadir minerales ceolíticos (presentes en la roca) al sustrato. Y por **tratamiento geológico** se refiere a: la totalidad de la muestra de roca, conformada tanto por minerales primarios como por minerales de alteración (ej.: ceolitas, filosilicatos), granulada por un proceso de molienda convencional y separada en dos granulometrías mediante tamizaje físico. Es importante mencionar que, si bien el interés de este trabajo es identificar el efecto que puedan tener específicamente las especies ceolíticas en el desarrollo vegetal, no es un objetivo realizar una separación y concentración previa de estos minerales.

La confección de los tratamientos geológicos se realizó (1) según naturaleza (litología) y (2) granulometría requerida. Se designó según naturaleza, con la letra "A" a las tobas de la Formación Colbún (interés en presencia de ceolitas heulandita – clinoptilolita), y con la letra "B" a las andesitas de la Formación Coya – Machalí (interés en presencia de ceolita laumontita) y, según granulometría, con la letra griega " α " al material con diámetro $\varnothing$ 1 – 4 mm, y con la letra griega " β " a las partículas de tamaño $\varnothing$ < 1 mm. Se generaron de esta forma 4 grupos o tipos de tratamiento geológico, a saber, A α (toba $\varnothing$ 1 – 4 mm), A β (toba $\varnothing$ < 1 mm), B α (andesita $\varnothing$ 1 – 4 mm) y B β (andesita $\varnothing$ < 1 mm), utilizando también un grupo control (C) sin material geológico; con lo que se obtuvo en total 5 grupos muestrales (4 tratamientos geológicos + 1 grupo control) con 4 individuos (maceteros) en cada grupo, conformando una población final de 20 individuos. Toda la población fue fertilizada con 0,5 gramos de urea.

El cultivo se inició con la germinación de 40 plantas de trigo de la variedad Pantera INIA colocadas en pares, en un total de 20 maceteros, el 28 de septiembre del 2018. Durante 3 meses y 2 semanas se extendió el proceso de crecimiento vegetativo y maduración de las plantas, dándose la cosecha el 14 de enero del año 2019.

Durante el desarrollo de las plantas y posterior a la cosecha, se realizaron mediciones sobre parámetros morfológicos que permitieron conocer el estado de salud vegetal, con el fin de visualizar y registrar diferencias relacionadas a la adición de los tratamientos geológicos utilizados como enmienda agrícola. Las mediciones efectuadas se explican en forma detallada en el capítulo 8 de este trabajo.

1.4.4 Etapa de Gabinete final

Última instancia correspondiente a la integración e interpretación de los resultados obtenidos en las etapas de laboratorio y de cultivo, con el fin de generar conclusiones y un subcapítulo de discusión, para la redacción de esta memoria de título.

1.5 TRABAJOS ANTERIORES

Los trabajos previos considerados en este estudio fueron divididos en 3 grupos. El primero corresponde a estudios geológicos efectuados en las zonas de procedencia de las muestras, los cuales poseen distintos fines investigativos. El segundo grupo incluye estudios con presencia de alteración ceolítica en Chile Central y un tercero, relacionado al uso de material geológico en procedimientos agrícolas, incluidos en la disciplina denominada Agrogeología (Chesworth y otros, 1989).

1.5.1 Estudios geológicos en el sector de la Formación Coya – Machalí

Estos documentos se centran en descripciones geológicas, morfológicas y estructurales en extensos sectores, dentro de los cuales se encuentra la zona de procedencia de las muestras de andesitas pertenecientes a la Formación Coya – Machalí.

Klohn (1960) estudia las unidades sedimentarias y volcánicas, las rocas intrusivas y los rasgos principales de la Cordillera de los Andes de Chile Central en las provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó, abarcando una superficie de 10.200 km². En su trabajo define 7 formaciones formalmente, incluyendo la Formación Coya – Machalí a la cual pertenecen las muestras de roca andesita utilizadas en el presente estudio.

González y Vergara (1962) realizan un reconocimiento geológico en la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° de Latitud Sur, donde estudian principalmente la Formación Nacientes del Teno (equivalente de la Formación Valle Grande) y los estratos basales de la Formación Río Damas, con el análisis estructural de pliegues y una falla de gran extensión en la parte Oriental de la zona estudiada.

Charrier y Lillo (1973) describe las formaciones volcano-sedimentarias y las unidades plutónicas a lo largo de una franja E – O, entre los paralelos 34° y 35° de Latitud Sur en territorio chileno. Asocia las distintas edades de las rocas con una serie de fases tectónicas, que comprenden el ciclo Hercínico (Paleozoico) y el ciclo Andino (Mesozoico y Cenozoico). Para el ciclo final reconoce la presencia de 5 fases tectónicas compresivas, las que serían responsables de la configuración actual del sector central de los Andes Meridionales.

1.5.2 Estudios geológicos en el sector de la Formación Colbún

Galay y Talloni (1966 en Bascuñán, 2005) realizan un estudio geotécnico para el proyecto “Central Hidroeléctrica Colbún”; en este trabajo dividen la secuencia de rocas en 4 unidades, basándose en sus características petrográficas y estratigráficas. La división de la cual provienen las muestras analizadas corresponde a la cuarta unidad de los autores, formada por andesitas con intercalaciones de tobas, areniscas y limonitas.

Karzulovic y otros (1979) estudian las edades de rocas volcánicas e intrusivas que aparecen en el área de los proyectos hidroeléctricos Colbún – Machicura – Melado. En este trabajo definen la Formación Colbún como un complejo volcanoclástico dividido en 3 subunidades: una superior, compuesta por rocas andesíticas y dacíticas, una capa intermedia sedimentaria continental y otra inferior volcanoclástica con clastos en una matriz pumicítica, denominada Brecha Colbún. La edad determinada por los autores basándose en el contenido fosilífero vegetal y dataciones radiométricas K-Ar, es Terciario inferior a medio.

Vergara (1985) redefine la Formación Colbún a nivel regional, separándola en 2 unidades litológica y estructuralmente diferentes: la unidad litoestratigráfica propiamente tal y el Complejo Intrusivo Machicura. Subdivide la secuencia volcano – sedimentaria en 3 miembros, el inferior de origen lacustre con aporte piroclástico pumicítico, el miembro intermedio compuesto por lutitas y tobas finas verdosas, y finalmente el miembro superior conformado por tobas y brechas piroclásticas – epiclásticas.

Troncoso y Muñoz (1988) estudiaron la edad de las tobas blanquecinas de Quinamávida y las areniscas del puente Bullileo (55 km al Sur), determinando una edad Eoceno inferior para las rocas piroclásticas y Eoceno medio para las sedimentarias, concluyendo que no son correlacionables.

1.5.3 Estudios con presencia de ceolitas en Chile Central

Levi y otros (1989) en su estudio del metamorfismo que afectó a las secuencias estratificadas mesozoicas y cenozoicas de Chile Central, definen una importante presencia de la facie metamórfica Ceolita, incluyendo una subfacie “Laumontita”, identificando minerales de bajo y muy bajo grado para las formaciones Coya – Machalí y Farellones.

Aguirre y otros (2000) estudiaron la secuencia de rocas volcánicas estratificadas denominada Valle Nevado, la cual pertenece a la Formación Farellones de edad Mioceno, donde determinan que la unidad fue afectada por un metamorfismo de bajo grado caracterizado por las asociaciones ceolíticas Heulandita – Clinoptilolita y Mordenita – Heulandita, con presencia de filosilicatos de la familia de la esmectita principalmente. Los factores que regularon la intensidad del metamorfismo según los autores fueron la presión en profundidad producto de la acumulación de material y la acción de fluidos hidrotermales ligados a centros volcánicos cercanos. El gradiente geotermal durante el metamorfismo era alto, con valores estimados de 150 – 175 °C/km.

Fuentes (2004) en su tesis doctoral, realiza un estudio petrológico y metamórfico en la secuencia de rocas cretácicas del Miembro Ocoa de la Formación Veta Negra en Chile Central, donde incluye a las formaciones Farellones y Coya – Machalí. Los resultados de su estudio reafirman que el patrón de alteración que afectó a la unidad estudiada coincide con el propuesto para las rocas mesozoicas y cenozoicas de esa zona del país, correspondiendo a un metamorfismo de muy bajo grado de facie Pumpellita alcanzando facie Actinolita.

Bascuñán (2005) en su memoria de título realiza la caracterización geológica, petrográfica y mineralógica de las tobas de Quinamávida; rocas que pertenecen a la Formación Colbún de edad Oligoceno – Mioceno definida por Karzulovic y otros (1979), localizada en la vertiente Oeste de la Cordillera de Los Andes en la región del Maule. En sus resultados confirma una alta presencia de especies ceolíticas, principalmente clinoptilolita, mordenita y heulandita, distribuidas en toda la secuencia de rocas piroclásticas y sedimentarias con aporte de material volcánico. El origen de las ceolitas estaría relacionado con la infiltración de aguas meteóricas, que generarían en conjunto con un elevado gradiente geotérmico, la alteración del vidrio volcánico a minerales de la familia de las ceolitas, proponiendo un origen diagenético para estos minerales.

Bravo (2014) realiza la caracterización petrográfica y mineralógica de testigos de rocas volcánicas (andesitas principalmente) pertenecientes a la Formación Coya – Machalí en la VI Región del país. El estudio fue enfocado en determinar la presencia de Laumontita, mineral que sufre un reordenamiento estructural durante procesos de deshidratación/hidratación, para evaluar su efecto negativo en material destinado para producir hormigón. En sus resultados el autor confirma la abundante presencia de este mineral, con información de estructuras (vetillas, diaclasas, etc.) y orientación de minerales producto de un metamorfismo de muy bajo grado que afectó a la secuencia volcánica, reafirmando el patrón general de alteración para las rocas cenozoicas de Chile Central.

1.5.4 Agrokeología

Concepto que nace formalmente en el trabajo de Chesworth y otros (1989), denominado *“Agrokeology in East Africa: the Canada – Tanzania project”*, para definir una disciplina que a grandes rasgos significa: “la geología al servicio de la agricultura”.

La disciplina posee un enfoque trans – disciplinario, pues combina el conocimiento de científicos del suelo y productores de alimentos, con el de geólogos e ingenieros de procesos. En cuanto a su aplicación, funciona con una directriz general que comienza por el trabajo de los científicos de suelo, quienes definen las limitaciones y necesidades nutricionales o estructurales que tiene un terreno, para que posteriormente el geólogo delimite y caracterice el material geológico a ocupar para mejorar lo planteado inicialmente, dando paso al ingeniero de procesos para que genere la concentración y transformación de las rocas/minerales definidos como útiles. Es fundamental que durante el proceso de planificación y ejecución de labores exista una buena comunicación y acercamiento por parte de los científicos e ingenieros con los productores de alimentos, pues son ellos quienes utilizan finalmente el material geológico.

Incluye estudios de los procesos de formación y distribución de suelos, análisis de propiedades fisicoquímicas de rocas y minerales, determinación de las condiciones de formación de minerales, entre otros, con el objetivo de la aplicación de productos geológicos en sistemas agrícolas o forestales, como enmiendas o fertilizantes para mantener e incrementar la productividad vegetal, con el fin de aumentar los beneficios económicos, sociales y medioambientales en una región determinada, caracterizando las relaciones entre rocas, clima, suelo y seguridad alimentaria (Chesworth, 1993 en van Straaten, 2002).

Esta metodología aborda aspectos como las necesidades nutricionales de los cultivos, el desbalance entre salida de nutrientes e ingresos y también enmendar propiedades fisicoquímicas de los suelos con el fin de aumentar su fertilidad (van Straaten, 2002); así encontramos por ejemplo el uso de:

- ✓ Salitre (interés por su contenido de nitratos)
- ✓ Rocas fosfatadas (ricas en apatito con reemplazo de francolita)
- ✓ Rocas y minerales que contengan potasio (silvita, micas, glauconita, ceolitas, etc.)
- ✓ Azufre, sulfuros, sulfatos (interés por su contenido de azufre)
- ✓ Yeso (interés por su contenido de azufre)
- ✓ Carbonatos de Ca y Mg (interés como correctores de pH en suelos ácidos)
- ✓ Silicatos varios contenidos en rocas plutónicas
- ✓ Ceolitas (interés en capacidad de retención de nutrientes y humedad)
- ✓ Roca pómez y escoria volcánica (interés en capacidad para almacenar humedad)

Ahora, al evaluar un material geológico para ser utilizado como “agromineral”, es necesario tener en cuenta ciertos factores que determinan la efectividad de su aplicación al suelo de cultivo (van Straaten, 2002); a modo general encontramos:

- ✓ La composición mineralógica y química de la roca,
- ✓ La tasa de reactividad/solubilidad de los minerales que conforman la litología,
- ✓ El tamaño de grano y área de superficie de contacto,
- ✓ Las condiciones físicas y químicas del suelo (pH, capacidad de campo, concentración de elementos, punto de marchitez, etc.),
- ✓ El tipo de cultivo y sus requisitos nutricionales,
- ✓ Las prácticas de manejo antropogénicas.

A continuación, se resumen algunos trabajos que tienen como objetivo principal la evaluación de la calidad de material geológico como mejorador de las condiciones de cultivo, generalmente comparándolo con un producto comercial utilizado en agronomía.

Barrau y Berg (1977) utilizaron los desperdicios de una mina de oro, enfocándose principalmente en la abundante presencia de pirita en la cola del proceso productivo, para evaluar su rol como fuente de hierro en suelos calcáreos con deficiencia de este elemento, cultivando *sudangrass* con 6 cosechas

consecutivas. El material consistió en partículas finas de diámetro $\varnothing < 0,1$ mm, el cual generalmente representa un problema para las mineras pues tienen que apilar, guardar y asegurar que los residuos no causen peligros al ambiente. Utilizaron como control $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ en 200 y 600 ppm, y FeEDDHA (quelato de hierro) a 5 y 15 ppm, encontrando que la aplicación de este material residual minero (dosis 45 y 135 ton ha^{-1}) aumentó los rendimientos de cosecha entre 160 – 200 % con respecto a los controles, con similares cantidades de Fe disponible y duplicación de la concentración de cobre utilizable para las plantas. Uno de los mayores beneficios fue una disponibilidad más prolongada de hierro en la zona radicular, otorgado por una tasa de solubilidad menor, pero suficiente, del material geológico.

Mumpton (1977) en un trabajo perteneciente al Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad del Estado de Nueva York, analiza la génesis, composición química y cristalográfica, como también las propiedades físicas y químicas de los principales minerales ceolíticos, con el objetivo de utilizarlos en agricultura y las eventuales consecuencias de su aplicación. Dentro de sus resultados destaca el uso como fertilizante y material de enmienda, medio portador (insecticidas, fungicidas y herbicidas), trampas naturales para metales pesados, aditivo en la nutrición animal, controlador de humedad y purificador de fluidos (agua, gas metano, oxígeno, etc), entre otros.

Rajan (1987) dirigió un estudio en Nueva Zelanda con el fin de encontrar alternativas de menor costo para sustituir total o parcialmente al TSP (*triple superphosphate*). En su trabajo utilizó una roca fosfatada de Carolina del Norte, Estados Unidos, para la fertilización de suelos destinados a la producción de cobertura alimenticia y comparó los efectos con el fertilizante comercial en pruebas de campo. Aplicó la técnica de "*partial acidulation*" en porcentajes de 20 %, 30 % y 50 % de la cantidad requerida para una acidulación total con ácido fosfórico. Los resultados obtenidos en cuanto a efectividad y efecto residual, reflejados en la cantidad de material herbáceo producido y la cantidad de fósforo en el suelo (kg P / ha) respectivamente, en un periodo de 2 años, indicarían que las rocas fosfatadas parcialmente aciduladas, incluso al 20 % de acidulación, funcionarían con igual efectividad que el TSP, suministrando de manera adecuada y con inmediatez, la cantidad de fósforo que las plantas requieren. El país donde se llevó a cabo la investigación, a la fecha de publicación del estudio, comenzó con la producción de PAPR (*partially acidulated phosphate rock*) al 30 %, con fines agrícolas.

Díaz y Sánchez (2009) utilizaron dos rocas con alteración a ceolita provenientes de distintos yacimientos, ambas correspondientes a variedades de clinoptilolita, para incrementar la producción y rentabilidad de un cultivo de frejol (*Phaseolus vulgaris* L.), aplicando distintas cantidades de material

ceolítico en conjunto con fertilización de nitrógeno, fósforo y potasio, en la localidad de Quevedo, Ecuador. Los resultados muestran que a mayor dosis de ceolita se adelantó la floración, disminuyó la acción de plagas y enfermedades, como también una mayor producción por planta y por hectárea de los tratamientos con ceolita *versus* los sin ceolita.

Gevrek y otros (2009) estudiaron los efectos en el crecimiento y contenido de nutrientes en plantas de arroz, producto de la aplicación de toba con alteración a clinoptilolita en suelos agrícolas de la Universidad Ege, Izmir, Turquía. Los resultados muestran que las parcelas tratadas con la ceolita, tuvieron en promedio una productividad mayor en un 11 % y un 9,7 % más en el contenido de proteínas, como también un incremento en la concentración de macro y micronutrientes, comparadas con las parcelas sin tratamiento ceolítico. Los autores atribuyen que la mejora en estas condiciones de las plantas se debe principalmente, a la capacidad de la ceolita clinoptilolita para retener el ion amonio (NH_4^+) de la solución de suelo, producto de la selectividad del mineral por cationes monovalentes y su alta capacidad de intercambio catiónico (CIC).

En Brasil, de Campos Bernardi y otros (2013) realizan la caracterización y posterior aplicación en distintos suelos de cultivo, de una roca sedimentaria brasileña con alteración ceolítica, principalmente estilbita acompañada de arcillas de la familia de la esmectita, para evaluar su funcionamiento como fertilizante de lenta liberación. Para esto se enriqueció previamente la roca ceolítica molida con soluciones de KNO_3 , K_2HPO_4 y H_3PO_4 , y se mezcló con apatito cristalino. Los resultados en cultivos sucesivos de hortalizas, arroz y pasto *Andropogon*, mostraron que la aplicación de ceolita enriquecida aumentó el rendimiento de cosecha en un 20 % aproximadamente y también la calidad de los alimentos fue mejorada. En suelos tratados con ceolita y urea (fertilizante nitrogenado), la pérdida de nitrógeno por volatilización de amoníaco disminuyó en un 8 %; así como también en un suelo arenoso aumentó la cantidad de agua disponible en un 15 % al mejorar la capacidad de campo.

Boyras y Nalbant (2015) estudiaron el efecto sobre las propiedades físicas de 8 suelos granulométricamente distintos, que tuvieron la adición de ceolita clinoptilolita ($\emptyset < 1 \text{ mm}$), polvo de diatomita y granulado de piedra pómez ($\emptyset$ entre 0 - 4 mm) en 4 concentraciones diferentes, en cuanto a conductividad hidráulica, punto de marchitez, *bulk density*, densidad de partícula, porosidad y capacidad de campo. Pese a encontrar diferencias según cada tipo de suelo en propiedades aisladas, determinaron que la capacidad de campo, que es la cantidad de humedad que es retenida por un suelo luego de drenado el exceso de agua, aumentó entre un 5,6 – 21 % con la ceolita, entre un 2,2 – 16,8 % con el polvo

de diatomita y entre un 2,2 – 30,1 % con el granulado de piedra pómez; concluyendo que el material obtenido de diatomita y piedra pómez puede ser utilizado como una enmienda agrícola, con similar o igual efectividad que la ceolita clinoptilolita para estos fines (el cual según los autores es un producto ya consolidado en la industria agrícola orgánica).

1.6 AGRADECIMIENTOS

Primeramente, agradecer a los profesores Ursula Kelm y Mauricio Schoebitz, quienes recibieron mi inquietud de realizar una memoria conjugando las dos disciplinas y fomentaron el desarrollo de este trabajo, brindando su apoyo como profesores patrocinantes, facilitando acceso a la infraestructura universitaria, aclarando dudas y compartiendo sus experiencias en conversaciones, enriqueciendo este trabajo con su conocimiento y su calidad humana, mis más sinceros agradecimientos. Aquí también quiero incluir al personal del Instituto de Geología Económica Aplicada y al de la Facultad de Agronomía Sede Concepción, incluyendo alumnos de la carrera de agronomía a quienes tuve la oportunidad de conocer y entablar buenas relaciones, muchas gracias por todo.

Del Departamento de Ciencias de la Tierra, a mis profesores, quienes siempre nos brindaron un trato cercano a los alumnos, lo cual se valora, ya que el conocimiento entregado se asimila mejor cuando el profesor que tienes en frente está interesado realmente en que aprendas y también en que mejores como persona. Particularmente quiero mencionar al profesor Abraham González, quien aparte de impartir sus asignaturas correspondientes y ser un gran profesor, nos apoyó siempre en los temas deportivos, específicamente fútbol. Al profesor Luis Vásquez, quien nos hizo clases a un grupo de alumnos fuera de horario por un semestre, para que aprendiéramos más sobre programas computacionales que nos ayudarían en nuestro desempeño como profesionales. A los funcionarios del departamento, que sin ellos el desarrollo de los estudiantes no sería posible. En especial quiero agradecer a los profesores Arturo Quinzio, Fernanda Álvarez y Verónica Oliveros, quienes se comunicaron conmigo en una época difícil en lo personal y me brindaron su apoyo, muchas gracias de verdad. A mis compañeros de curso, gracias y les deseo lo mejor en lo que se propongan.

A mi padre, hermana y familia, quienes me han acompañado siempre. A mis amistades, obviamente, la vida no es sólo estudios y siempre agradecido de Uds.

CAPITULO 2: CARACTERIZACIÓN DE MATERIALES CEOLÍTICOS

Las muestras de roca pertenecientes a ambas unidades estratigráficas se encontraban disponibles en el Instituto de Geología Económica de la Universidad de Concepción, por lo que este capítulo es netamente una caracterización de las muestras y no se definirá el tipo de afloramiento ni la petrología del mismo.

Se realizó la descripción de los componentes minerales, textura, estructuras y grado de alteración presentes en las rocas, utilizando para la clasificación los diagramas ternarios de rocas volcánicas IUGS *after* Streckeisen (1978) y para rocas volcanoclásticas los de Fisher (1966) y Schmid (1981).

2.1 CARACTERIZACIÓN DE MUESTRAS DE LA FORMACIÓN COYA – MACHALÍ

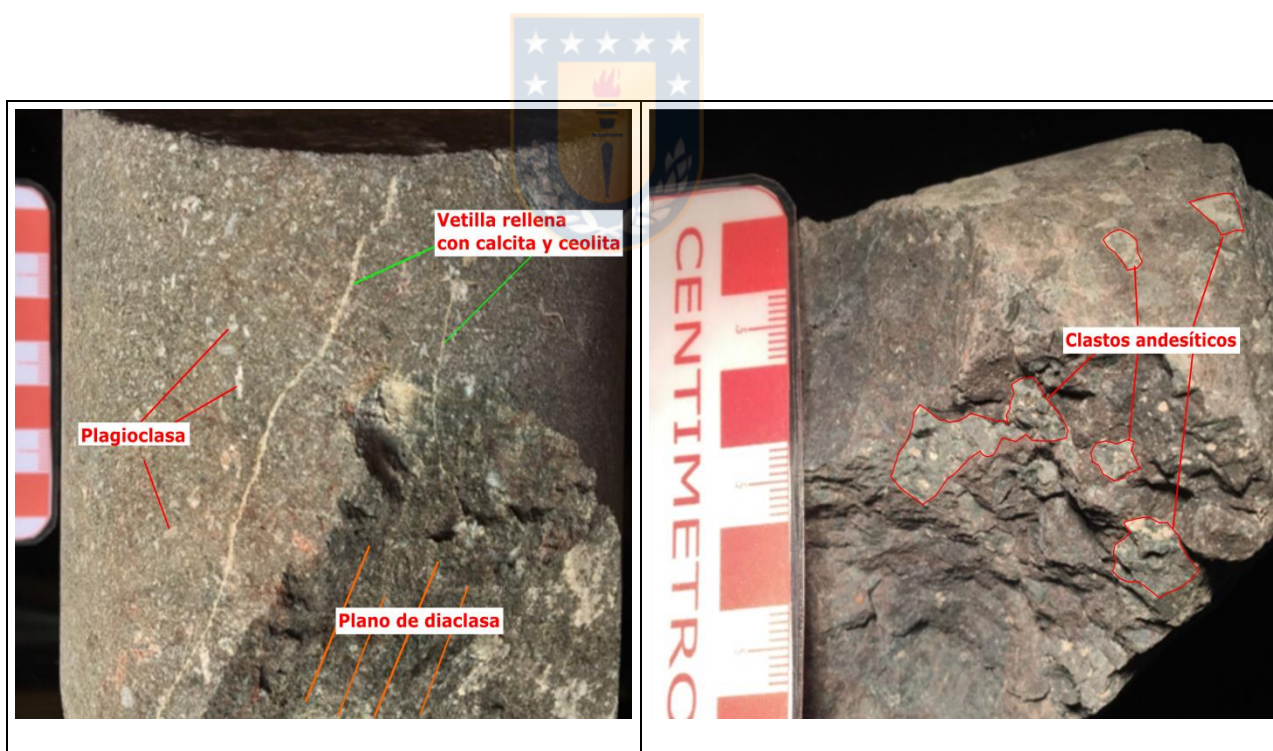
Las rocas provenientes de la sexta Región del país pertenecen al borde occidental de la Formación Coya – Machalí definida por Klohn (1960) y geográficamente se extrajeron en la confluencia de los ríos Tinguiririca y Portillo, en la vertiente Oeste de la Cordillera de los Andes. Esta unidad litoestratigráfica se compone mayoritariamente de lavas andesíticas gris verdosas y en menor medida de depósitos volcanoclásticos (Charrier, 1981 en Charrier y otros, 2007). Más información sobre la Formación a la cual pertenecen las muestras se encuentra en el Anexo VII.

Se llevó a cabo la descripción macroscópica de 8 muestras, extraídas de testigos de roca de dimensiones 10 x 100 cm que se encontraban en el Instituto GEA, utilizados en estudios previos de identificación y caracterización de minerales ceolíticos en conjunto con ensayos geotécnicos. Se mantuvo la nomenclatura sistemática que se utilizó para describir los testigos, con numeración alfabética A – N y dividiendo cada sondaje en 5 tramos contados desde la base (centímetro 0).

Es importante destacar que no se contó con secciones de corte transparente, por lo que la descripción macroscópica fue apoyada con información del trabajo de Bravo (2014) para una clasificación más completa. El detalle de todas las descripciones se encuentra en el Anexo I.

Las muestras corresponden en su mayoría a andesitas porfídicas de color gris oscuro, compuestas por fenocristales tabulares euhedrales a subhedrales de plagioclasa con tamaño variable

entre 0,5 - 5 mm, en una masa fundamental que presenta en alguns casos tonalitats rojizos per oxidació de minerals de ferro (hematització) i tonalitats verdoses per alteració a clorita (Fotografia 2.1). Els cristalls de plagioclasa se observen alterats, possiblement a sericita i en menor mesura a feldespato potàssic. També en trobem en menor quantitat, andesites brechoses (auto breches) amb clasts angulars de composició andesítica de color verdós amb mides entre 5 - 40 mm i una matriu de textura porfídica amb fenocristalls de plagioclasa i massa fundamental afanítica (Fotografia 2.2); aquestes últimes són roques generades normalment per l'avanç i enfriament de la colada de lava, on els marges paten solidificació i fracturació simultàniament (Mackenzie i altres, 1982). L'estat de les mostres varia de lleu a altament fracturat (distància entre 1 – 5 cm), amb desenvolupament de minerals cel·lítics i calcita en els plans de fractura, com també en relleno de cavitats i vesícules (Fotografia 2.3). És possible observar un microfracturament amb el desenvolupament de vetilles mil·límriques polidireccionals, que permeté la infiltració de fluids amb formació de cel·lites i calcita, associat també al fracturament general de les roques (Fotografia 2.4). Les mostres presenten elevada densitat i lleu magnetisme.



Fotografia 2.1 Muestra de andesita porfídica del testigo D tramo 2 (TDT2).

Fotografia 2.2 Muestra de andesita porfídica del testigo J tramo 1 (TJT1).



Fotografía 2.3 Relleno de vesículas y cavidades en andesita, con material ceolítico y calcita.

Fotografía 2.4 Formación de minerales ceolíticos y calcita en planos de diaclasa y relleno de vetillas.

A modo de complementar la clasificación, se recurrió a información del análisis en lámina delgada de Bravo (2014), donde plantea un predominio de cristales de plagioclasa en la composición, con porcentajes variables de feldespato potásico y cuarzo que no superan el 5 %. El autor también observó la presencia de pequeños cristales de clinopiroxeno subhedrales. La textura general determinada es porfídica seriada con fenocristales de grano medio a grueso y masa fundamental pilotaxítica de grano fino, y en menor medida hialopilitica con un claro predominio de vidrio rodeando a cristales de plagioclasa. En su estudio, destacó la presencia de un gran número de vetillas polidireccionales rellenas por calcita, cuarzo y ceolitas, siendo el carbonato de calcio el mineral de mayor abundancia en estas estructuras.

Sobre la cantidad (%) o volumen de minerales ceolíticos presentes en la litología, no fue posible realizar análisis de lámina delgada en microscopio óptico, por lo que proponer estimaciones basadas en un análisis macroscópico resulta poco relevante, ya que se trata de minerales que cristalizan en tamaños inferiores a los 20 μm por lo general. Es por esto que se recurre nuevamente al trabajo de Bravo (2014), donde realizó una semi cuantificación mediante modelamiento Rietveld utilizando el *software* AutoQuan versión 2.6.2, integrando información de los difractogramas (DRX) con parámetros geológicos como la mezcla de fases minerales; a partir de este modelamiento, se corrobora una presencia alta de laumontita

en determinadas secciones de los testigos, como por ejemplo, las muestras N-1 con un 33,6 % y N-2 con un 39,8 % de laumontita, y otras muestras como D-4 y E-2, donde no se identificó la presencia de este mineral, conformando así un rango estadístico de 0 – 39,8 % para 10 muestras analizadas. También en el mismo estudio, el autor estudió la distribución espacial de laumontita a través de análisis de láminas delgadas con equipo *QUEMSCAN* (*Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy*), para determinar cómo es la mineralización de este mineral en la roca y aportando información de semi-cuantificación analizando las mismas 10 muestras mencionadas anteriormente, identificando laumontita en todos los análisis con un rango estadístico de 0,1 – 18,5 %, determinando también, que el mineral se encuentra principalmente en vetillas y relleno de cavidades.

En la Figura 2.1 se muestra en el vértice P (plagioclasa), la clasificación macroscópica realizada en este estudio y se agrega la clasificación de las muestras estudiadas por Bravo (2014) en análisis de sección transparente.

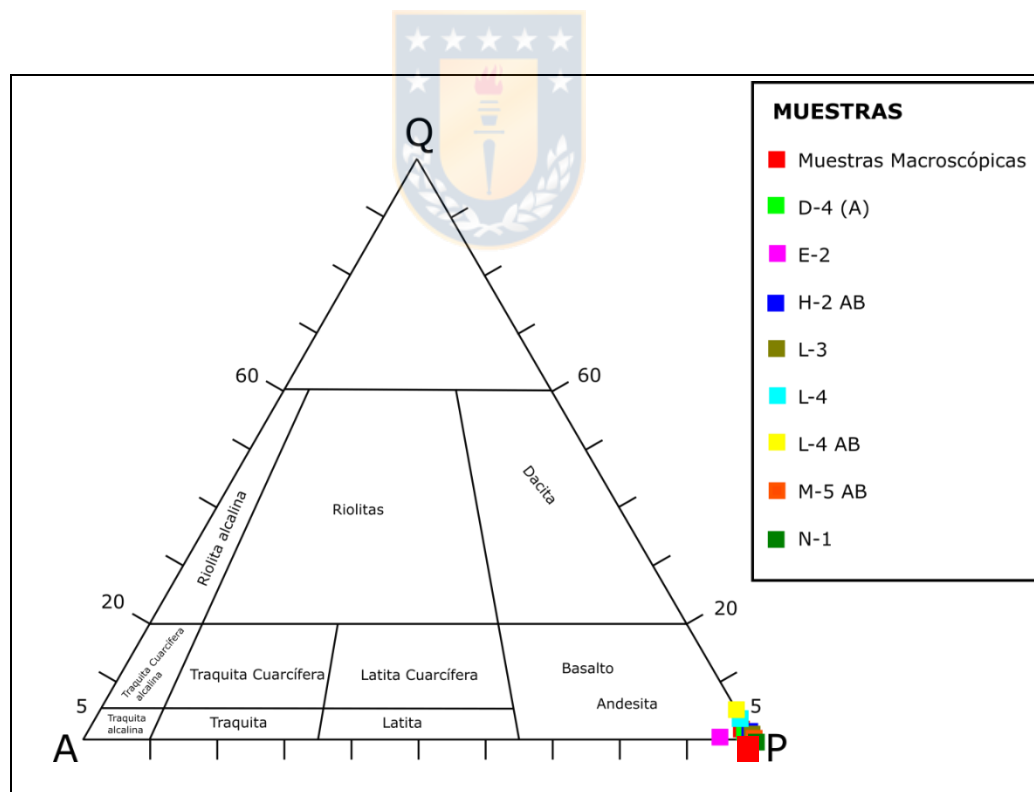


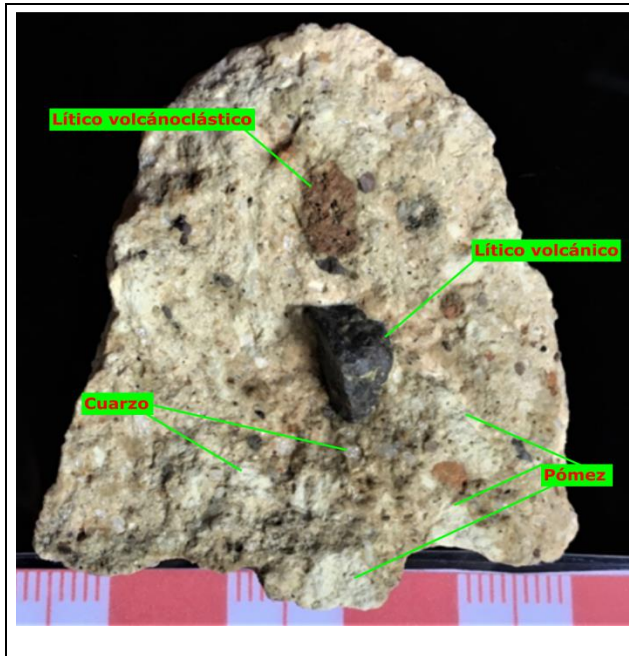
Figura 2.1 Diagrama IUGS para rocas volcánicas after Streckeisen (1978) modificado, con la clasificación del análisis macroscópico de este estudio y 8 muestras analizadas en lámina delgada por Bravo (2014).

2.2 CARACTERIZACIÓN DE MUESTRAS DE LA FORMACIÓN COLBÚN.

Las muestras de esta Formación estudiadas en el presente trabajo, corresponden al producto comercializado por la empresa Fertosa de la localidad de Quinamávida en la Región del Maule, la cual realiza extracción de roca toba con alteración ceolítica, para la comercialización de esta familia de minerales en particular. Es por lo anterior que no se tiene conocimiento del sector específico en la secuencia litoestratigráfica de dónde han sido extraídas las rocas, por lo que la siguiente descripción tiene como objetivo realizar netamente una aproximación litológica y en ningún caso definir el tipo de afloramiento o la petrología.

En el sector de procedencia de las muestras afloran depósitos piroclásticos y volcánicos de edad Eoceno (Troncoso y Muñoz, 1988) asignados a la Formación Colbún, definida por Karzulovic y otros (1979) como un conjunto de lavas y brechas andesíticas que intercalan con tobas, areniscas y lutitas, dispuestas en una franja relativamente N – S en el flanco occidental de la Cordillera de Los Andes. Más información sobre la Formación a la cual pertenecen las muestras se encuentra en el Anexo VII.

Mediante análisis macroscópico, se observa que texturalmente la mayoría de las muestras analizadas corresponden a lapillis tobáceas, en menor medida a tobas y escasamente a lapillitas (Figura 2.2), según clasificación de Fisher (1966). En general presentan color gris blanquecino claro en superficie fresca, que varía a tonalidades pardas en zonas de superficie alterada. Las rocas presentan un contenido variable de partículas tamaño lapilli, que va desde un 4 % a un 77 % y el contenido de material tamaño ceniza varía desde un 23 % hasta un 93 %; ninguna de las muestras analizadas presentó partículas de tamaño superior a los 64 mm. La fábrica es generalmente matriz soportada con un claro predominio de ceniza fina que rodea clastos volcánicos y volcanoclásticos angulosos a subangulosos, con una mala selección de estos (Fotografía 2.5 y 2.6). El grado de cohesión que presentan las tobas es alto, su peso específico medio y se encuentran medianamente compactadas.



Fotografía 2.5 Muestra de toba vítrea con presencia de líticos volcánicos, volcanoclásticos y cristales (FC2). Escala en cm.



Fotografía 2.6 Muestra de toba vítrea con alto contenido de vidrio y baja presencia de líticos y cristales (FC3). Escala en cm.

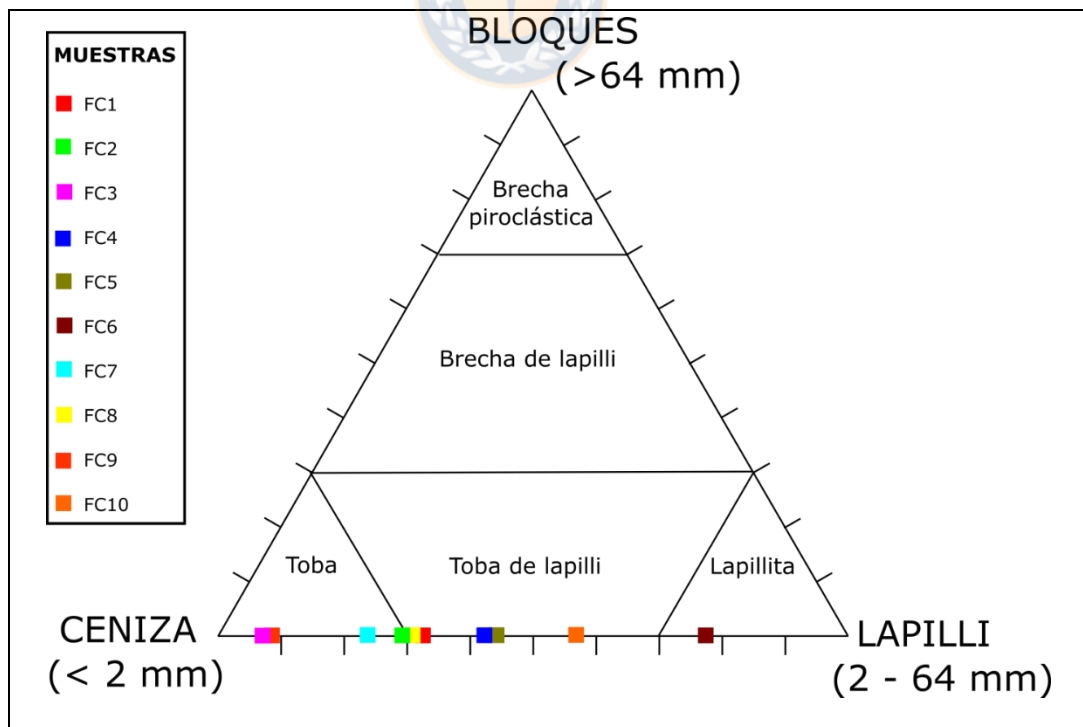


Figura 2.2 Diagrama de Fisher (1966) modificado, con la clasificación textural para las muestras analizadas macroscópicamente en este estudio, según el contenido de material tamaño ceniza, lapilli y bloque.

Luego, para determinar la composición se utilizó la clasificación de Schmid (1981) para rocas tobáceas, que establece límites según el contenido de componentes líticos, cristales y vidrio en un diagrama ternario. Basado en lo anterior, se tiene un predominio del componente vidrio en las muestras, representado por la matriz fina (ceniza y esquirlas) y los fragmentos de pómez (Fotografía 2.6), seguido por la presencia de líticos volcánicos y volcanoclasticos. El análisis permitió identificar la presencia reducida de cristales minerales, entre ellos cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico y piroxenos, cuyo valor normalizado no supera el 4 %. En definitiva, todas las muestras analizadas en el presente estudio corresponden a tobas vítreas (Figura 2.3).

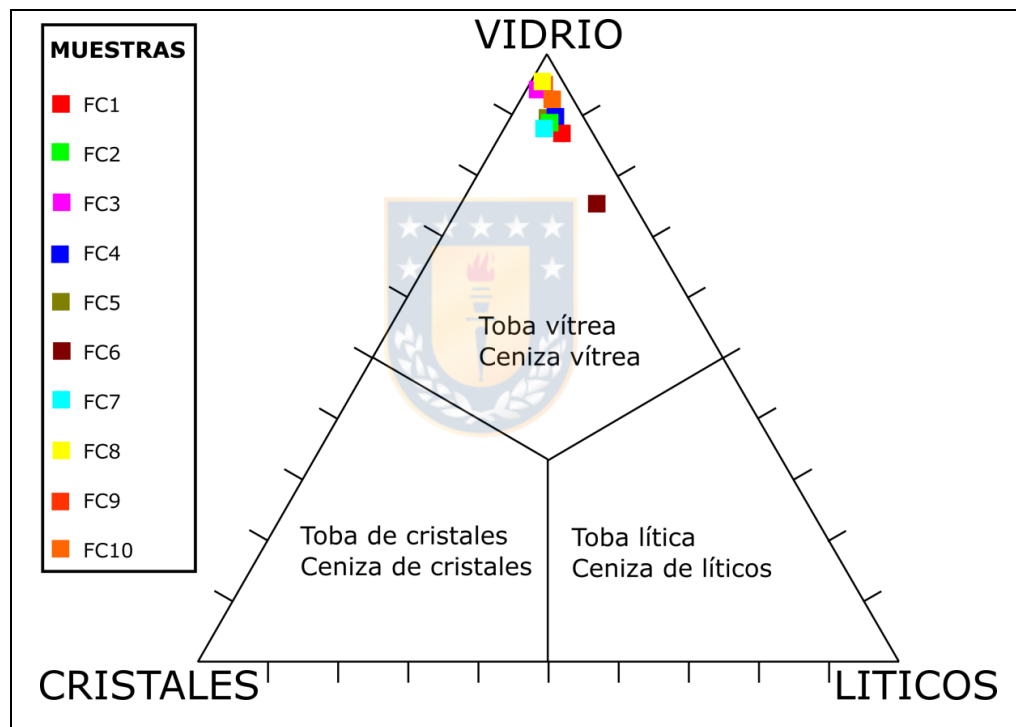


Figura 2.3 Representación gráfica de la clasificación macroscópica para 10 muestras de rocas pertenecientes a la Formación Colbún, según el diagrama ternario de Schmid (1981) modificado.

Bascuñán (2005) define mediante análisis microscópico que, la petrografía presenta un predominio de tobas, tobas de lapilli y lapillitas, compuestas principalmente por una matriz vítrea (esquirlas, ceniza y pómez) y líticos tanto piroclásticos como epiclásticos, y en baja concentración cristales enteros como también fracturados de cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, piroxenos y minerales opacos.

Sobre la cantidad (%) o volumen de minerales ceolíticos presentes en la litología, no fue posible realizar análisis de lámina delgada en microscopio óptico, por lo que proponer estimaciones basadas en un análisis macroscópico resulta poco relevante, ya que se trata de minerales que cristalizan en tamaños inferiores a los 20 μm por lo general. Por lo que a modo de complementar la información, se recurre al trabajo de Grez y Vera (2018), correspondiente a un informe de ENAMI para el yacimiento de ceolitas de Quinamávida, que es precisamente de donde provienen las muestras utilizadas en este trabajo; en este informe, aparte de la exploración geológica, se analizaron 86 muestras de las canteras de donde se extraen las rocas, utilizando técnicas de DRX y FRX para lograr una semi-cuantificación, determinando que las distintas secciones estratigráficas correspondientes al miembro 6 de la Formación Colbún (Karzulovic y otros, 1979), presentan un rango estadístico de presencia de ceolitas de 52 – 80 % en las distintas rocas, y que en promedio, los minerales ceolíticos constituyen el 70 % de la secuencia litoestratigráfica (38 % corresponde a clinoptilolita, un 20 % a mordenita y un 12 % a heulandita), siendo el 30 % restante de la roca, minerales primarios como feldespatos, cuarzo, máficos, vermiculita y también esquirlas de vidrio volcánico ácido.

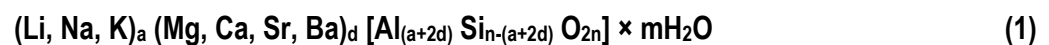


CAPÍTULO 3: MINERALOGÍA Y CARACTERÍSTICAS DE CEOLITAS

3.1 GENERALIDADES SOBRE CEOLITAS

Se atribuye el reconocimiento de estas fases cristalinas inorgánicas a Axel F. Cronstedt, quién las nombró así en 1756 por las palabras griegas “*zein*” y “*lithos*”, que significan “*que arde*” y “*roca*” respectivamente, debido a la marcada ebullición de agua que mostraban al ser calentadas, generando la impresión de que era la roca la que crepitaba (Gottardi y Galli, 1985).

Las ceolitas conforman un grupo de minerales dentro de la clase de los silicatos y al igual que éstos, las unidades primarias de construcción son tetraedros TO_4 , donde “T” es una ubicación que puede ser ocupada por silicio o aluminio (Si^{4+} y Al^{3+}), unidos entre sí mediante la compartición de oxígenos (los O^{2-} pueden ser reemplazados por OH^- , F^-), formando anillos estructurales de tetraedros enlazados. Tal arreglo genera una estructura tridimensional donde prácticamente todos los oxígenos son compartidos entre 2 tetraedros, creando grandes espacios o canales capaces de albergar elementos alcalinos, alcalinos térreos, tierras raras y moléculas de agua; estos cationes y moléculas de agua se reconocen como una estructura extra (*extra framework*) a la principal y por lo general es agregada a la fórmula química del mineral, teniendo la condición de ser modificable o intercambiable. Dependiendo del número de tetraedros que sean centrados por Si^{4+} o por Al^{3+} , se genera un desbalance de cargas en el mineral que debe ser neutralizado mediante la adición de cationes, que reciben el nombre de cationes de compensación o cationes intercambiables, los cuales generalmente corresponden a Ca^{2+} , K^+ , Na^+ y en menor medida Li^+ , Mg^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} y Cs^+ . Una característica propia es la capacidad de liberar su contenido de agua a altas temperaturas en el rango 150 – 400 °C, sin deterioro de la estructura y lograr reabsorber totalmente la humedad perdida en condiciones ambientales (Gottardi y Galli, 1985). La fórmula general de las ceolitas naturales modificada de Gottardi y Galli (1985) es la siguiente:



Con la aparición de la técnica de difracción de rayos x y la microscopía electrónica, el espectro de especies ceolíticas identificables creció y así también las condiciones o ambientes de formación conocidos. En términos generales, para formar ceolitas se necesitan temperaturas bajas/altas, presiones bajas, presencia de sílice y la interacción con fluidos de carácter alcalino (Tschernich, 1992).

Las ceolitas cristalizan en ambientes ricos en agua neutra a alcalina en un amplio rango de temperaturas y la mayoría en condiciones de poca presión, puesto que son minerales de baja densidad y estructura tridimensional abierta. A mayores presiones se vuelven inestables y son reemplazados por otros minerales, como es el caso de heulandita (o laumontita) sustituida por lawsonita y de analcima por albita o jadeíta. A bajas temperaturas (4 – 40 °C) estos minerales se forman durante largos periodos, a veces millones de años, producto de la alteración de ceniza volcánica y material piroclástico depositado en un ambiente continental sub aéreo, como cuerpos de agua dulce, mares someros, lagos salinos/alcalinos y en sedimentos de mar profundo; también tenemos el origen de alta temperatura (40 – 250 °C), asociado a fuentes hidrotermales en continentes, a “*black smokers*” en los océanos, a metamorfismo de contacto y regional por enterramiento, a metasomatismo regional, como también a fluidos tardíos en pegmatitas y cavidades miarolíticas, al enfriamiento de coladas de lava y en raras ocasiones, siendo minerales formadores de roca apareciendo como fenocristales en magmas basálticos (Tschernich, 1992).

3.2 CEOLITAS EN ROCAS DE LA FORMACIÓN COYA - MACHALÍ

Las rocas estudiadas con alteración a minerales ceolíticos provienen de la franja occidental de la Formación Coya-Machalí, la cual corresponde mayoritariamente a lavas andesíticas y en menor medida a depósitos volcanoclásticos (Klohn, 1960).

La única fase ceolítica identificada mediante análisis DRX, fue la señal perteneciente a laumontita, información aportada por estudios previos en las rocas con identificación adicional de analcima por Bravo (2014).

3.2.1 Características de la Laumontita

Esta especie mineral es bastante consistente en su composición, siendo siempre rica en calcio con porcentaje moderado de sodio y algunas trazas de potasio (Gottardi y Galli, 1985). El contenido de humedad varía desde completamente hidratada a parcialmente hidratada en condiciones ambientales, influyendo en parte en los parámetros cristalográficos del mineral como lo determinó Coombs (1952), al

estudiar el cambio del ángulo de extinción en luz polarizada al hidratar completamente la muestra. Este cambio en la concentración de moléculas de agua en el mineral y en las dimensiones cristalográficas, sustentó que en un principio se considerara a la Leonardita como una ceolita distinta a la Laumontita (Blum, 1843; Delffs, 1843 en Tschernich, 1992); distinción que actualmente se ha descartado y se reconoce como una variedad deshidratada de ésta última (Armbruster y Gunter, 2001). La fórmula (2), modificada de Artioli y Ståhl (1993), hace referencia a laumontita totalmente hidratada:



Esta fase cristalina pertenece al Grupo 1 (S4R – *single 4 ring*) de Breck (1974), basado en su unidad secundaria de construcción (SBU por sus siglas en inglés), donde también se encuentran ceolitas como phillipsita, gismondita, paulingita, entre otras.

Una serie de estudios estructurales en laumontita con diferentes grados de hidratación (10,8 a 18 moléculas de H₂O por unidad fundamental), muestran que la topología de la estructura se mantiene en el sistema cristalográfico monoclinico con simetría C2/m, pese al cambio en el contenido de humedad (Artioli y otros, 1989 en Armbruster y Gunter, 2001). La estructura interna se conforma de dos tipos de arreglos de anillos con 4 tetraedros enlazados; el primer grupo corresponde a una alternancia de tetraedros centrados por Si⁴⁺ y Al³⁺, y el segundo solamente por Si⁴⁺. A su vez, se observa la presencia de largos canales paralelos al eje – c, confinados en anillos de 10 tetraedros, con una apertura de 4,0 x 5,3 Å; en este ordenamiento los cationes de Ca²⁺ ocupan una posición ligada a los anillos de 4 tetraedros, dentro de los canales paralelos al eje – c, en coordinación con 3 moléculas de agua y 4 oxígenos, estos últimos pertenecientes a tetraedros tipo AlO₄. Además, existe la presencia de moléculas de agua adicionales en el canal, ligadas a las 3 moléculas de agua que coordinan con Ca²⁺ y a las paredes de la estructura, mediante enlaces hidrógeno (Armbruster y Gunter, 2001) (Figura 3.1).

La composición química es por lo general muy cercana a la fórmula esquemática, con Ca²⁺ como el catión dominante (DEC = *dominant extraframework cations*) y valores de K⁺ (0,3) y Na⁺ (0,2) más bajos. Posee una razón R (R = Si / Si + Al + Be) de 0,67 en promedio, lo que quiere decir que un 67 % de los tetraedros de la estructura cristalina son centrados por Si⁴⁺. Ocurren casos en que se presenta una variedad de este mineral conocida como “leonardita primaria”, la cual posee valores de Ca²⁺ y agua

considerablemente bajos, además de contenido de K^+ y Na^+ muy elevados, correspondiendo a la fórmula $Na_{1,24} K_{1,59} Ca_{2,55} [Al_{8,18} Fe^{3+}_{0,03} Si_{15,86} O_{48}] \times 14 H_2O$, confirmada por Pipping (1966), evidenciando que tiene un mayor número de espacios disponibles para cationes en su estructura extra (*extra framework*), lo que genera entre otras modificaciones que no sea susceptible de los procesos de hidratación - deshidratación a temperatura ambiente, ni tampoco sea afectada por la meteorización de igual manera como ocurre con la laumontita regular (Stolz y Armbruster, 1997 en Armbruster y Gunter, 2001).

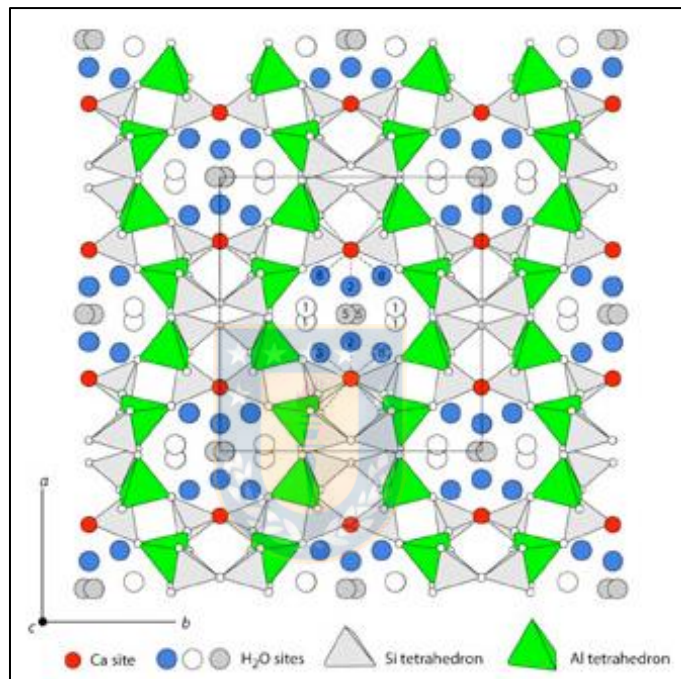


Figura 3.1 Estructura cristalinoquímica de laumontita totalmente hidratada con 18 moléculas de agua, vista desde plano perpendicular al eje-c, modificado de Stahl y Artioli (1993). En esta imagen se destaca la distribución de los cationes de Ca^{2+} y su coordinación con 3 moléculas de agua en los canales paralelos al eje-c.

A temperatura ambiente y totalmente hidratada con 18 moléculas de H_2O , los parámetros de celda unitaria son $a = 14,863 \text{ \AA}$, $b = 13,169 \text{ \AA}$, $c = 7,537 \text{ \AA}$, $\beta = 110,18^\circ$ y $Z = 1$ (Stahl y Artioli, 1993), en cambio cuando sufre procesos de deshidratación, por ejemplo, a 14 moléculas de H_2O , los parámetros son $a = 14,75 \text{ \AA}$, $b = 13,07 \text{ \AA}$, $c = 7,60 \text{ \AA}$, $\beta = 112,7^\circ$ y $Z = 1$ (Pipping, 1966). Estos cambios en los parámetros cristalográficos, que representan cambios dimensionales, significan probablemente que la estructura no

posee un centro de simetría (Armbruster y Gunter, 2001). Lo anterior se suma al carácter piroeléctrico de este mineral, identificado por Coombs (1952), proponiendo que ante transiciones de temperatura sufre una redistribución interna de las cargas eléctricas, lo que eventualmente está ligado a los cambios dimensionales de la celda unidad y al proceso de deshidratación/hidratación.

Las ceolitas presentes en rocas máficas o intermedias por lo general se desarrollan en cavidades o vetillas producto de acción hidrotermal. Este proceso sigue un patrón de formación para temperaturas bajo los 150 °C a 1 km de profundidad, con el desarrollo de (1) chabacita, (2) mesolita/scolectita, (3) stilbita y (4) laumontita a medida que aumenta la temperatura, para luego dar paso a la aparición de analcima y wairakita por sobre los 200 °C a similares profundidades (Kristmannsdóttir y Tómasson, 1978); estos autores plantean que con excepción de las ceolitas analcima y wairakita, todas las demás variedades se forman bajo los 250 °C (Figura 3.2).

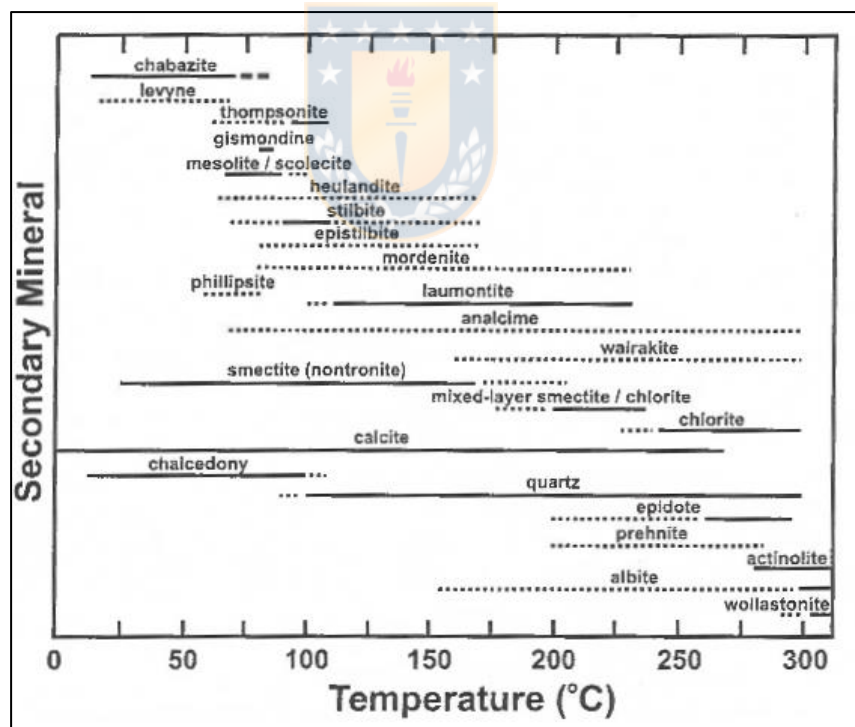


Figura 3.2 Distribución de la aparición de minerales secundarios en función de la temperatura de formación en basaltos alterados por acción hidrotermal; modificado de Chipera y Apps (2001).

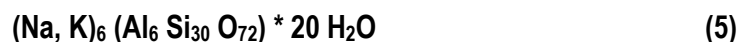
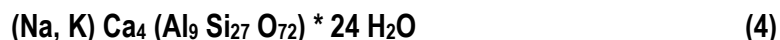
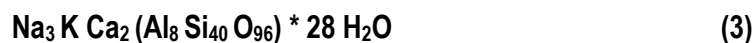
Se reconoce en la literatura a la laumontita como una ceolita de alta temperatura, puesto que es la primera de este grupo en aparecer en condiciones de metamorfismo e incluso es utilizada para establecer el límite entre los procesos diagenéticos y metamórficos por algunos investigadores, tal como lo define Coombs y otros (1976) al presentar una facie ceolítica acompañada de clorita y cuarzo. No obstante, se ha encontrado a este mineral rellenando cavidades y vesículas de rocas basálticas en conjunto con arcillas y calcita producto de percolación de fluidos tardíos donde cristaliza al último en la secuencia y, por ende, en condiciones de menor temperatura (Tschernich, 1992). Es por lo anterior, que es necesario esclarecer que la laumontita por sí sola no sirve como indicador de T° , sino que es la asociación de minerales la que nos entregará la información sobre las condiciones de formación (Gottardi y Galli, 1985).

Asociaciones minerales similares a la identificada (plagioclasas cálcicas, clorita, laumontita) se pueden encontrar en gran parte de las unidades mesozoicas y cenozoicas de Chile Central, principalmente albergadas en rocas volcánicas y volcanoclásticas de carácter calco-alcalino ubicadas al este del cinturón magmático Oligoceno - Mioceno y al oeste del arco volcánico Cuaternario (Vergara y otros, 1988), donde la interacción de aguas meteóricas y/o fluidos hidrotermales asociados a centro eruptivos cercanos, en conjunto con las condiciones termobarométricas producto del apilamiento de materiales volcánicos, ocasionarían cambios mineralógicos de metamorfismo de muy bajo grado no deformacional, alcanzando campos de estabilidad de facie ceolita hasta la facie esquistos verdes, con un predominio de la facie prehnita – pumpellita en las unidades del Mesozoico (Levi y otros, 1989). La intensidad de la alteración está directamente relacionada con la profundidad estratigráfica alcanzada por las unidades volcánicas individuales, separadas entre ellas por inconformidades regionales. Las fases ceolíticas que predominan son del tipo calco-sódicas o cálcicas, con transiciones según profundidad desde niveles más superficiales con heulandita-clinoptilolita a mordenita y a mayor profundidad con aparición de laumontita (Aguirre y otros, 2000).

3.3 CEOLITAS EN ROCAS DE LA FORMACIÓN COLBÚN

Las rocas estudiadas provienen de afloramientos de la secuencia piroclástica perteneciente a la Formación Colbún, definida por Karzulovic y otros (1979) en la vertiente occidental de la Cordillera de Los Andes en la Región del Maule, como un paquete de lavas, brechas y rocas piroclásticas de composición andesítica, que intercalan con tobas, areniscas y lutitas de origen continental.

Los minerales del grupo de las ceolitas identificados en este estudio mediante difracción de rayos - x son 4 especies distintas, a saber, (3) mordenita, (4) heulandita, (5) clinoptilolita y (6) estilbita, cuyas fórmulas modificadas de Gottardi y Galli (1985), son las siguientes:



En la Tabla 3.1 se muestran algunos de los parámetros cristalográficos de las fases identificadas, extraídos del trabajo de Passaglia y Sheppard (2001), quienes realizaron un compendio de las características químicas y estructurales de ceolitas investigadas por distintos autores.

Tabla 3.1 Parámetros cristalográficos de las ceolitas encontradas en el presente estudio, tomados de Passaglia y Sheppard (2001). Las especies heulandita y clinoptilolita son cristalográficamente idénticas. Las unidades de los parámetros a, b y c corresponden a Armstrong.

Ceolita	Simetría	a	b	c	β
Mordenita	Cmc2	18,05 – 18,25	20,35 – 20,53	7,49 – 7,55	pseudohexagonal
Heulandita ≈ Clinoptilolita	C2/m	17,62 – 17,74	17,81 – 18,05	7,39 – 7,53	116,13° - 116,90°
Estilbita	C2/m	13,59 – 13,66	18,18 – 18,33	17,71 – 17,84	90,20° - 91,15°

3.3.1 Características de la Mordenita

La mordenita pertenece al sistema ortorrómbico con una estructura interna formada por anillos de 6 tetraedros paralelos al plano (100), los cuales son unidos mediante anillos de 4 tetraedros paralelos al eje – a, formando estructuras de canal confinadas por 12 y 8 tetraedros con aperturas de 6,5 x 7,0 Å y 2,6 x 5,7 Å, paralelas al eje – c y eje – b respectivamente (Figura 3.3), según las modificaciones de Alberty y otros (1986).

En general, posee valores R en el rango 0,80 – 0,86 con predominio de Na^+ , Ca^{2+} y K^+ en orden de abundancia como catión dominante, pero esto no constituye una regla general, ya que se han encontrado ejemplares donde el Ca^{2+} ocupa más espacios del *extra framework*, como por ejemplo en los basaltos de Deccan, India (Passaglia, 1975) y otros donde el K^+ es dominante, como lo determinó Alberti y otros (1986) en una pegmatita de la isla Elba en Italia. Estas variaciones en la composición son atribuidas como consecuencias del desorden cristalográfico que presenta esta ceolita, donde se ha observado que un cristal puede contener hasta 8 dominios espaciales distintos (Meier y otros, 1978, en Armbruster y Gunter, 2001).

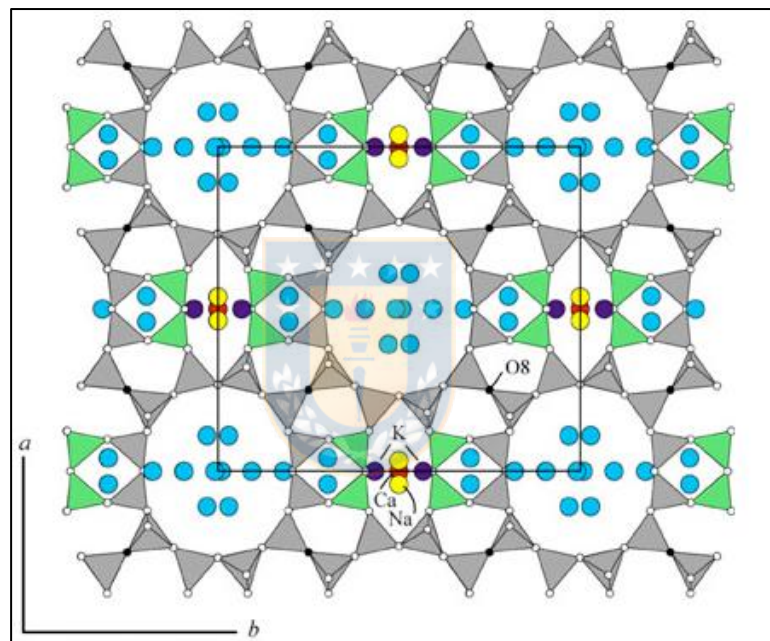


Figura 3.3 Estructura cristalina de mordenita perpendicular al eje – c, modificada de Alberti y otros (1986). Se puede apreciar los anillos de 12 tetraedros que se disponen paralelos al eje-c, en los cuales se albergan la mayor cantidad de las moléculas de agua. Los tetraedros verdes corresponden a los centrados por Al^{3+} y los círculos rojo, morado y amarillo, a cationes de Ca^{2+} , K^+ y Na^+ , respectivamente.

3.3.2 Características de Heulandita – Clinoptilolita

Por su parte, las variedades heulandita y clinoptilolita pertenecen al grupo de las ceolitas tabulares, cuya unidad estructural básica son cadenas de 10 tetraedros ($\text{T}_{10} \text{O}_{20}$) que se disponen paralelos al eje – a (Breck, 1974). Estas especies minerales forman una solución sólida isomorfa, parcial o

totalmente intercambiable y cristalográficamente pertenecen al sistema monoclinico con simetría espacial C2/m, con un arreglo estructural (*framework*) idéntico (Armbruster y Gunter, 2001). Bajo estas similitudes cristaloquímicas, la distinción entre especies resulta ambigua desde un punto de vista cristalográfico o composicional separadamente, siendo una de las diferencias aceptadas por el Subcomité de Zeolitas de la IMA (*International Mineralogical Association*), la razón Si/Al que presenta el mineral en estudio, definiéndose cómo Heulandita a una ceolita con arreglo estructural de heulandita y valores Si/Al < 4,0, y cómo Clinoptilolita a una especie mineral con arreglo estructural de heulandita y valores Si/Al ≥ 4,0 (Bish y Boak, 2001).

Ahora bien, una de las primeras propuestas que tuvo aceptación en cuanto a la distinción desde un punto de vista químico fue la de Boak y otros (1991), quienes postularon la existencia de dos caminos composicionales o *trends*, donde el incremento en el contenido de Al³⁺ en heulanditas responde a un vector que conecta con la forma de intercambio de sílice de otros tectosilicatos, mas que con el de tipo plagioclasa (Na Si ↔ Ca Al) regularmente asociado a las variaciones Si ↔ Al en ceolitas. Otros aspectos, como la respuesta a condiciones externas, revelan la existencia de comportamientos termales distintos correlacionables con las razones Si/Al y (Na+K)/(Ca+Mg+Sr+Ba), los cuales reflejan que la estabilidad termal aumenta con el incremento en la razón (Na+K)/(Ca+Mg+Sr+Ba) y en menor medida con el incremento de la razón Si/Al (Alietti, 1972; Boles, 1972).

A partir de análisis estructurales sobre cristales de heulandita - clinoptilolita, se reporta que tienen 3 conjuntos de canales interconectados, todos localizados en el plano (010); los canales A confinados en estructuras de anillos de 10 tetraedros con una apertura de 3,0 x 7,6 Å y los canales B con aperturas de 3,3 x 4,6 Å rodeados por 8 tetraedros, ambos dispuestos paralelos al eje – c y un tercer tipo de canal, C, paralelo al eje – a con apertura 2,6 x 4,7 Å, conformado por anillos de 8 tetraedros (Armbruster y Gunter, 2001) (Figuras 3.4 y 3.5). Los cationes predominantes (DEC) son Ca²⁺, Na⁺ y K⁺, y en menor medida son incluidos Mg²⁺, Sr²⁺ y Ba²⁺ (SEC = *subordinated extraframework cations*). Valores R de 0,85 fueron obtenidos en muestras de una secuencia de toba riolítica alterada en Cañadón Hondo, Argentina (Mason y Sand, 1960); el promedio obtenido a partir de 179 muestras de diversos procesos de formación es R = 0,81 (Passaglia y Sheppard, 2001). Una de las implicancias del contenido de Si⁴⁺ en un cristal fue planteada por Hawkins (1974), quién determinó que al aumentar el valor R, el eje – b se alarga mientras que el eje – c sufre acortamiento.

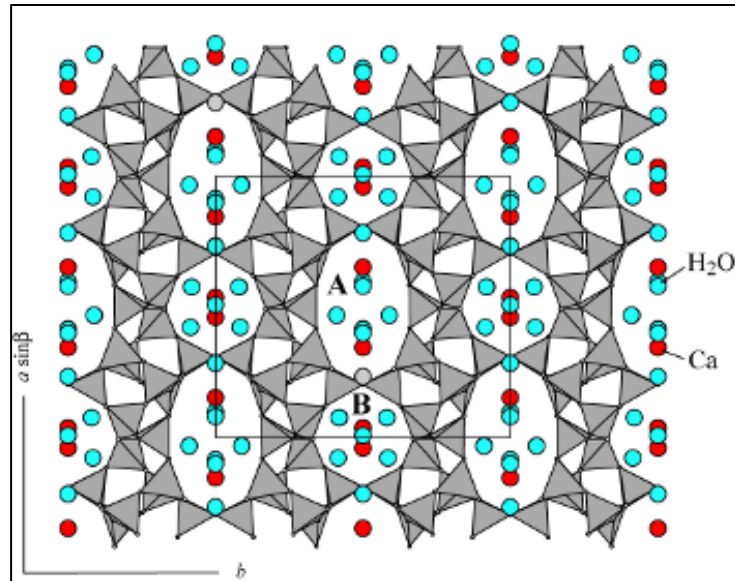


Figura 3.4 Estructura cristalquímica de heulandita-Ca perpendicular al eje- c , con los sitios ocupados por calcio (rojo) y agua (celeste), modificado de Alberti (1972).

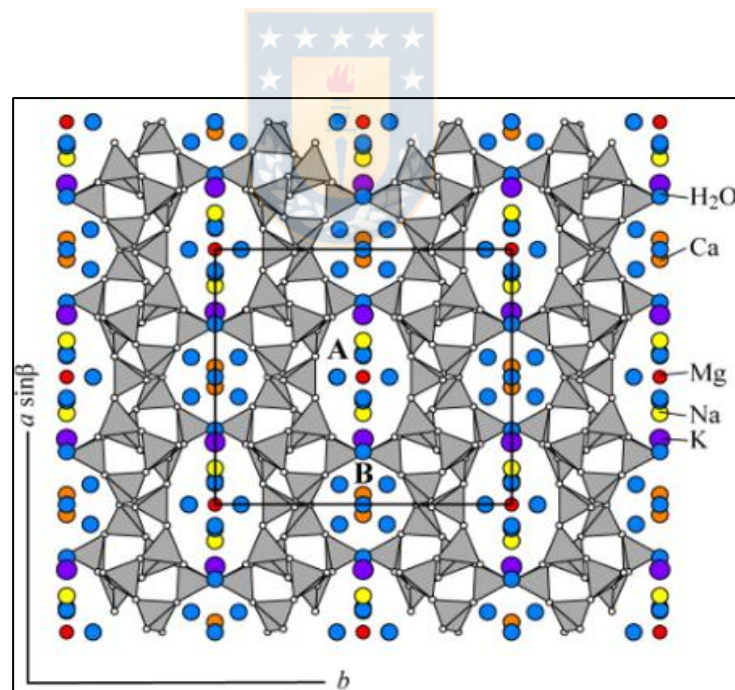


Figura 3.5 Estructura cristalquímica de clinoptilolita-Na perpendicular al eje- c , donde se muestran los sitios disponibles para Na (amarillo), K (púrpura), Mg (rojo) y Ca (naranja), además de las moléculas de agua en azul; modificado de Koyama y Takéuchi (1977).

En adición a los cambios estructurales (dimensionales) que producen las variaciones en el contenido de cationes intercambiables y tetraédricos, existen también implicancias en el contenido de agua que albergan estas ceolitas según la composición catiónica predominante. Por ejemplo, bajo ciertas condiciones de temperatura y humedad, una mayor cantidad de moléculas de H_2O serán incorporadas en heulanditas/clinoptilolitas -Ca que en heulanditas/clinoptilolitas -Na, debido a la mayor energía de hidratación del Ca^{2+} y a más espacio disponible que queda en la estructura, puesto que se requiere un menor número de estos cationes (que de Na^+) para lograr la estabilidad de cargas (Bish, 1988 en Bish y Boak, 2001).

Ahora bien, las relaciones de estabilidad de estas ceolitas pueden ser evaluadas desde la composición química. Por ejemplo, especies que provienen de ambientes de formación con una elevada actividad de sílice en el fluido, como lo son clinoptilolita y mordenita, contienen altos valores de razón Si/Al, en cambio fases que se forman en rocas máficas o intermedias, presentan razones Si/Al bajas, como se puede observar en la Figura 3.6; también existe una tendencia en la comparación de la razón Na+K vs Ca, observándose que existen ceolitas predominantemente cálcicas o sódicas, pero en marcadas excepciones el K^+ es el catión dominante. Se da el caso de que una misma especie formada en distintos ambientes geológicos, muestre considerables variaciones composicionales (Chipera y Apps, 2001).

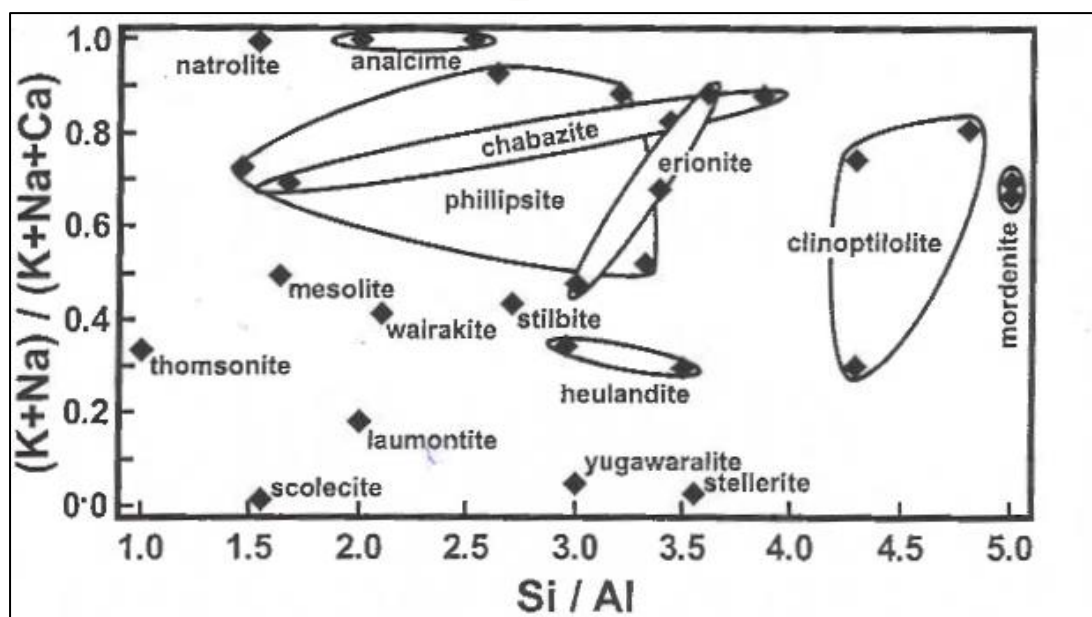


Figura 3.6 Diagrama donde se plotean las composiciones químicas representativas de las ceolitas de mayor ocurrencia; modificado de Chipera y Apps (2001).

Más información sobre tipos de yacimientos y usos de minerales ceolíticos, así como también una contextualización general del mercado nacional de estas rocas y minerales industriales (RMI), se encuentran en el Anexo VI de este trabajo.



CAPÍTULO 4: DISTRIBUCIÓN DEL TAMAÑO DE PARTÍCULAS POR ANÁLISIS DE GRANULOMETRÍA LÁSER

El análisis de tamaño de partículas mediante la aplicación de la técnica de Difracción Láser (DL), permite conocer la distribución de los tamaños bajo la malla #10 ASTM (2 mm) con precisión, para una mejor comprensión del comportamiento que tendrá el material particulado en el suelo de cultivo.

4.1 PREPARACIÓN DE MUESTRAS

Tanto la preparación de muestras como el proceso de análisis fueron realizados en las dependencias del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA).

En este análisis se estudiaron 3 muestras; las primeras dos (A y B) corresponden a rocas con alteración ceolítica y la tercera (C) al suelo con el que se llevó a cabo el cultivo.

Para generar la reducción de los materiales A y B se utilizó un equipo chancador marca *Fritsch*, pasando las muestras de mano ($\approx 1,8$ kg) por las aperturas n° 5, 3 y 1. Posteriormente se realizó tamizado físico convencional con apertura de malla #10 ASTM (2 mm). El material obtenido (< 2 mm) fue cuarteado con un separador de rifles metálico de laboratorio por 6 repeticiones, para generar la homogenización estadística necesaria. Finalmente se secó en estufa a 60 °C por 48 horas. Con respecto a la muestra C (suelo), se realizó el tamizado convencional con malla #10 ASTM (2 mm) y el posterior secado en estufa en similares condiciones a las muestras anteriores.

4.2 TEORÍA DE LA METODOLOGÍA Y PROCESO DE ANÁLISIS

Para la determinación de los tamaños de partículas mediante DL se analizan los patrones de difracción obtenidos por la interacción entre un haz láser y los cuerpos que conforman una muestra. Se utiliza la luz láser (siglas en inglés de "*Light Amplified by Stimulated Emission of Radiation*") porque constituye una emisión monocromática (una sola longitud de onda), polarizada (vibración contenida en un solo plano), direccionada y en fase (ondas en una misma posición para un mismo tiempo), lo que le significa ser una fuente de luz ideal para la observación de los patrones de difracción en escala micrométrica.

Los patrones se generan por la interacción entre un haz y un cuerpo no transparente, formando nuevos focos de emisión de radiación sobre los bordes del material (fenómeno de difracción), produciendo una superposición de ondas (fenómeno de interferencia) que, al ser vista perpendicularmente a la dirección de propagación, forma zonas circulares de sombra y luz (interferencia destructiva y constructiva), conformando la estructura visual conocida como Disco de Airy (Dupré, 2019) (Figura 4.1).

El tipo de patrón resultante depende del tamaño del material con el que interactúe el haz, siendo identificados por detectores de alta resolución que generan una distribución de tamaños basándose en las teorías de Fraunhofer y de Lorenz-Mie (Figura 4.2).

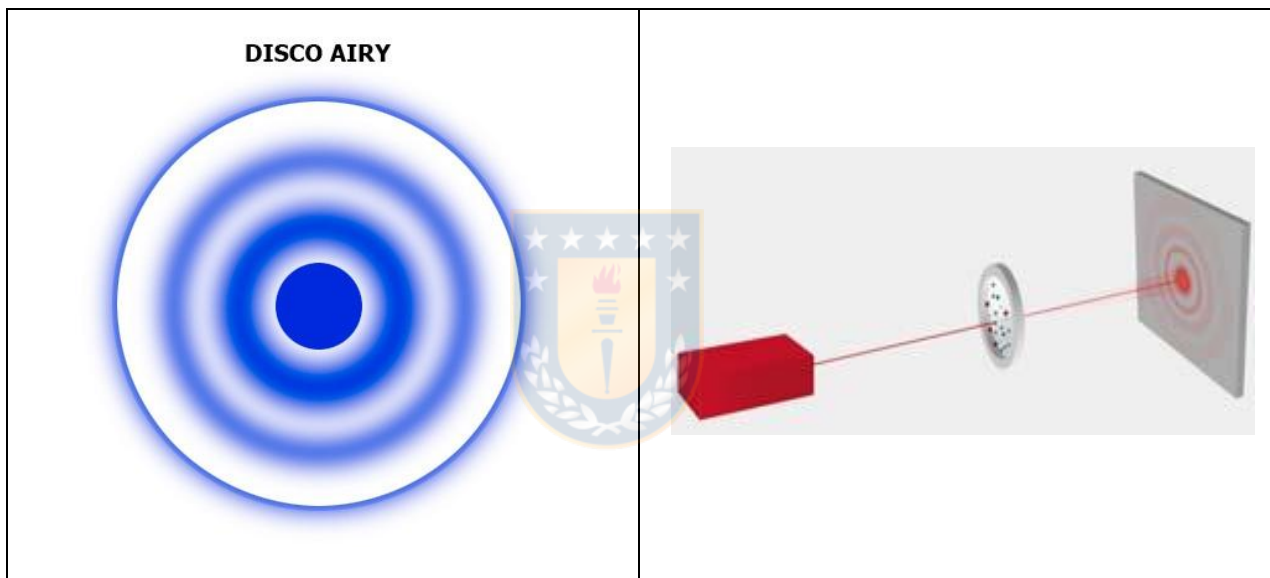


Figura 4.1 Visualización de un disco de difracción de Airy; de Dupré (2019).

Figura 4.2 Representación de la teoría de Fraunhofer, donde se muestra la incidencia del láser en una muestra y el patrón de difracción resultante; modificado a partir de la ficha técnica del equipo Annalysette 22 MicroTec Plus del laboratorio Fritsch.

La medida resultante para cada partícula (irregular) analizada, corresponde a una sola dimensión de esta, obtenida mediante el cálculo del “diámetro de esfera equivalente”, d_v (7), el cual busca equiparar una propiedad de la partícula en estudio a una esfera cuya dimensión se expresa en su diámetro:

$$d_v = \sqrt[3]{(6V/\pi)} \quad (7)$$

Los resultados corresponden a una base de datos que puede ser representada gráficamente y, por ende, sujeta a interpretación según valores estadísticos de tendencia central, de forma y de dispersión (Dupré, 2019).

El análisis de distribución de tamaño de partículas (PSD por sus siglas en inglés) fue realizado con el equipo *Analysette 22* modelo *MicroTec Plus*, procedente del laboratorio de manufactura alemán *Fritsch*. Este equipo consta de dos unidades funcionales, una dispersante y otra lectora (Fotografía 4.1), con un rango de medición que abarca desde los 0,08 μm a los 2.000 μm (2 mm).

En primera instancia el proceso de medición consiste en la adición de las muestras a la Unidad Dispersora, la cual mediante vía húmeda (agua destilada o de cañería) y aplicación de ultrasonido, separa las partículas del material granulado. Para las muestras A y B fueron necesarias cantidades inferiores a 1 gramo y para la muestra C se utilizó aproximadamente 1,2 gramos de material. Luego la cantidad ingresada pasa a la Unidad Lectora, la cual realiza cerca de 100 o más mediciones para generar una representatividad estadística. Esta unidad cuenta con dos tipos de láser, uno de longitud de onda “verde” para las partículas de menor tamaño y otro de longitud de onda “roja” para las partículas más grandes. El proceso fue realizado por duplicado para tener representación estadística. Finalmente, el *software* del equipo entrega la información en un histograma de frecuencias relativas y en planilla Excel.



Fotografía 4.1 Equipo ANALYSETTE 22 MicroTec Plus del Instituto GEA. Unidad Lectora a la izquierda y Unidad Dispersante a la derecha de la imagen.

4.3 DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA DE MATERIAL < 2 mm DE LA FORMACIÓN COYA – MACHALÍ

Las rocas estudiadas presentan una alta cantidad de diaclasas con apertura ≈ 3 mm, distanciadas entre 1 – 5 cm, vetillas milimétricas y vesículas rellenas con calcita y ceolitas, que además presentan una evidente meteorización por agentes ambientales; condiciones que afectan la granulometría obtenida en procesos de chancado. Las muestras fueron reducidas en el equipo chancador como se describe en el apartado 4.1 de este estudio.

Se utilizó 1,7 kg de material en forma de muestra de mano para el proceso de chancado, obtenidos a partir de los testigos disponibles en el Instituto GEA. La separación mediante tamizaje físico convencional utilizando malla #10 norma ASTM (2 mm) como límite, generó una acumulación de 905 g y de 800 g, por sobre y bajo esta medida respectivamente; siendo utilizados para la difracción láser 0,98 g de la fracción inferior a 2 milímetros por cada repetición, realizando la medición por duplicado.

La distribución de frecuencias presenta carácter unimodal de asimetría negativa, con un *peak* principal acentuado situado en la fracción más gruesa de la muestra. También se puede observar una incipiente moda en la granulometría fina del análisis, representada por la población hasta el 23% de frecuencia acumulada (Figura 4.4). Las medidas estadísticas son presentadas en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Medidas estadísticas de tendencia central y dispersión, para la distribución de frecuencias relativas de la granulometría en material granulado de roca andesita de la Formación Coya – Machalí.

Muestra	Moda (μm)	D (4,3) (μm)	Me (μm)	Rango (μm)
B	433,46	20,15	205,3	0,08 -- 1,007

A partir de la distribución obtenida, se establece que el total de la muestra se encuentra por debajo de 1 mm de diámetro equivalente, con lo que el tamaño máximo esperado estaría dentro del rango de arena gruesa.

De la clasificación según tamaño de partícula de Friedman y Sanders (1978) y las variables estadísticas, podemos determinar como resultado del proceso de chancado, que el material corresponde

en su mayoría al tamaño arena con un 71,4 % del total, seguido de un 24,4 % de tamaño limo y en menor cantidad, un 4,2 % de tamaño arcilla. Ahora, dentro del 71 % más grueso existe un predominio del rango de arenas finas y medias en similares concentraciones (cerca de 29 %), y en menor medida encontramos arena gruesa (14,6 %); sin embargo, la acumulación tiende al rango de arena media, ya que las frecuencias relativas son de mayor magnitud al acercarse a estos límites (Figuras 4.3 y 4.4).

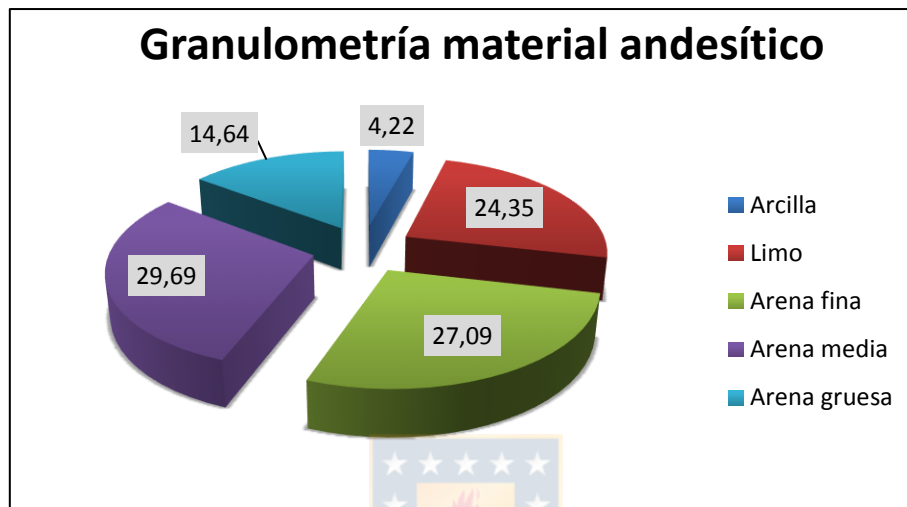


Figura 4.3 Gráfico con los porcentajes de la acumulación de frecuencias relativas del material granulado a partir de roca andesita de la Fm. Coya – Machalí. Límites de tamaño de grano según clasificación de Friedman y Sanders (1978).

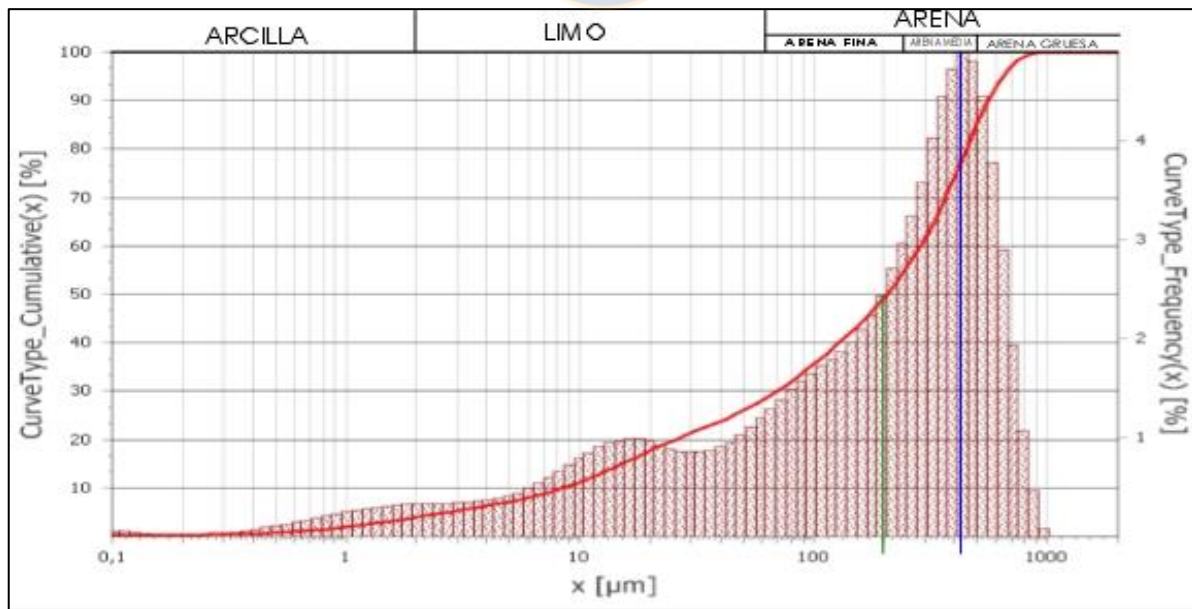


Figura 4.4 Histograma de distribución de frecuencias obtenido por GL en material chancado de la Formación Coya-Machalí, con inclusión de la clasificación de tamaños de partícula para rocas siliciclásticas de Friedman y Sanders (1978) en la parte superior de la imagen. La curva de color rojo corresponde a la frecuencia acumulada. Las líneas verticales verde y azul indican la posición de la mediana y de la moda, respectivamente.

4.4 DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA DE MATERIAL < 2 MM DE LA FORMACIÓN COLBÚN

Las rocas estudiadas presentan una alta cantidad de vidrio volcánico que fue depositado como ceniza y esquirlas, conformando parte de la matriz y también presente en líticos pumicíticos, siendo éstos los principales componentes de la litología. La composición vítrea es un factor que considerar al momento de evaluar una distribución granulométrica, ya que el vidrio es un material altamente fragmentable. Las muestras fueron reducidas en el equipo chancador como se describe en el subcapítulo 4.1.

Para realizar este análisis se chancaron 1,87 kg de material, adquiridos en tamaño de muestras de mano de tobas comercializadas por la empresa Fertosa. Esta cantidad fue reducida y posteriormente tamizada con malla #10 norma ASTM (2 mm), presentando una acumulación de 1.195 g sobre la medida y 675 g por debajo de ésta. Siendo utilizados para la medición mediante difracción láser 0,87 g por duplicado.

A partir de la distribución de frecuencias obtenida por DL, se puede observar una gráfica asimétrica bi-modal. La ubicación del *peak* o moda principal coincide relativamente con la de la mediana, lo que indica que hacia ambos extremos de la mayor frecuencia se tiene igual cantidad de datos u observaciones. Las variables estadísticas se encuentran en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2 Medidas estadísticas de tendencia central y dispersión, para la distribución de frecuencias relativas de granulometría en material granulado de roca toba de la Formación Colbún.

Muestra	Moda 1 (µm)	Moda 2 (µm)	D (4,3) (µm)	Me (µm)	Rango (µm)
A	19,91	238,78	4,74	21,7	0,08 – 555,02

Con la información obtenida del análisis, se determina que el máximo tamaño de grano producto de la molienda es de 833 µm (0,83 mm), pero sin embargo resulta ser una dimensión que no tiene significancia porcentual suficiente y correspondería a un valor extremo el que fue despreciado para los cálculos de variables estadísticas. El tamaño máximo esperable resultó ser 555 µm.

Utilizando la distribución de intervalos de frecuencia y la clasificación de Friedman y Sanders (1978) para la granulometría de componentes de rocas siliciclásticas, fue posible establecer que la mayor parte de la población analizada corresponde al tamaño limo con un 61,2 % de presencia, le sigue la

fracción arena con un 28,1 % y en menor medida, las partículas de tamaño arcilla con un 10,7 % (Figuras 4.5 y 4.6).

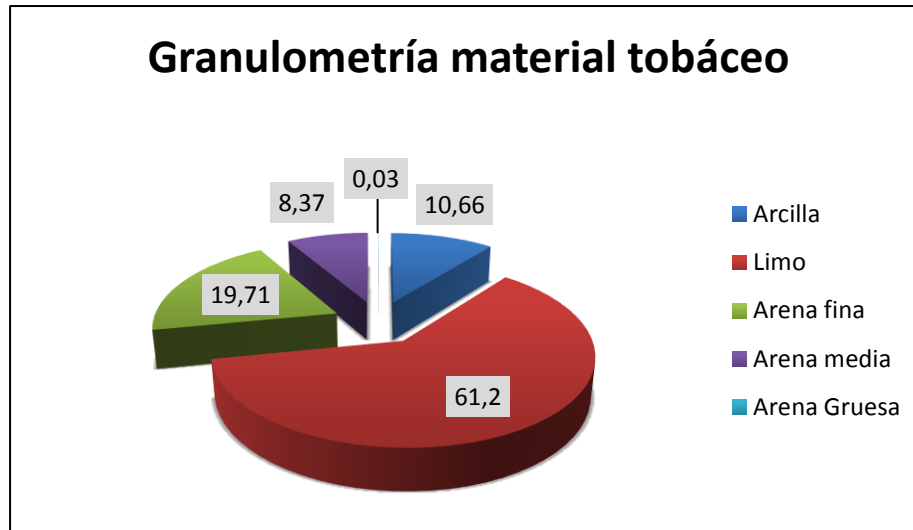


Figura 4.5 Gráfico con los porcentajes de la acumulación de frecuencias relativas del material granulado a partir de roca toba de la Formación Colbún. Límites de tamaño de grano según clasificación de Friedman y Sanders (1978).

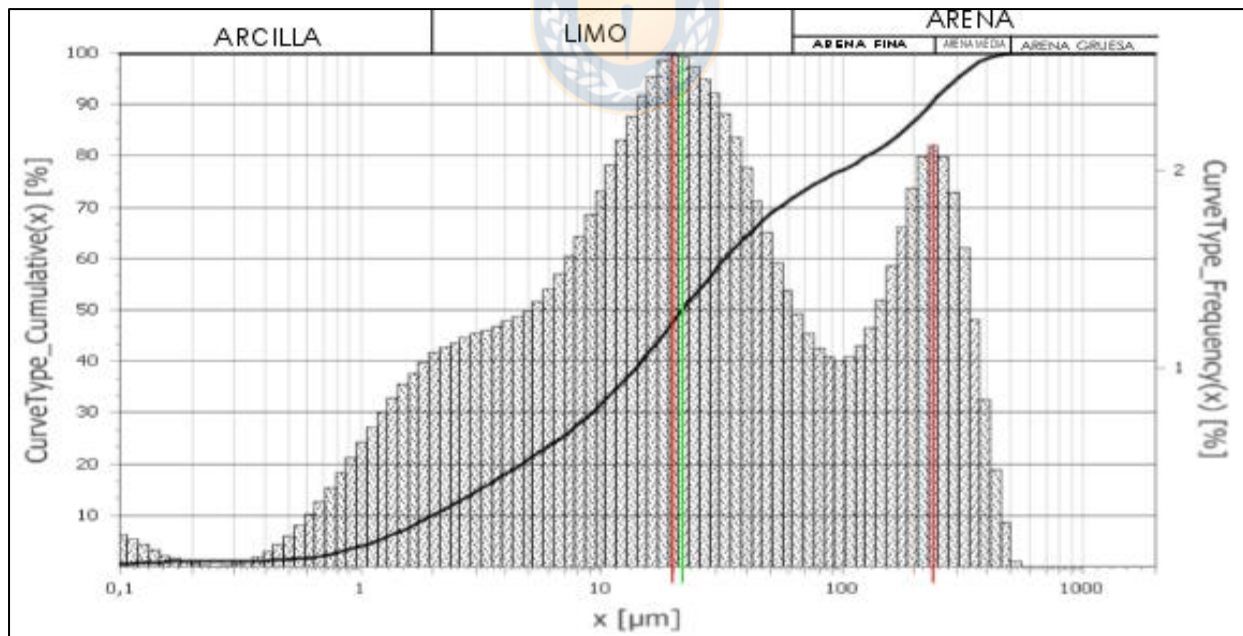


Figura 4.6 Histograma de distribución de frecuencias obtenido por DL en las muestras de Toba, con inclusión de la clasificación de tamaños de partícula para rocas siliciclásticas de Friedman y Sanders (1978). La curva de color negro corresponde a la frecuencia acumulada. Las líneas verticales rojas corresponden a la posición de las modas y la línea verde a la ubicación de la mediana.

Se puede determinar entonces, que prácticamente $\frac{3}{4}$ del material analizado está bajo el tamaño de $62\ \mu\text{m}$ (límite limo/arena fina), límite que marca aproximadamente el inicio de una subpoblación en la granulometría, ya que posterior a éste (parte derecha de la gráfica) se tiene una nueva distribución “acampanada” que abarca la fracción arena del análisis, con una segunda moda de menor intensidad que la moda principal.

Para una mejor visualización de las diferencias que existen desde el punto de vista gráfico entre las distribuciones para la fracción $< 2\ \text{mm}$ de ambas litologías con alteración ceolítica, la Figura 4.7 muestra la sobre posición de las curvas granulométricas del material proveniente de rocas de la Formación Coya – Machalí (color rojo) y de la Formación Colbún (color verde). En la figura se puede evidenciar la clara diferencia en cuanto a la distribución del tamaño de partícula, correspondiendo las tobas de la Formación Colbún a rocas que generan un material predominantemente de tamaño limo medio y las andesitas de Formación Coya – Machalí, una litología que ante esfuerzos de molienda produce partículas donde $\frac{3}{4}$ del total se encuentra en el rango arena, según clasificación de Friedman y Sanders (1978).

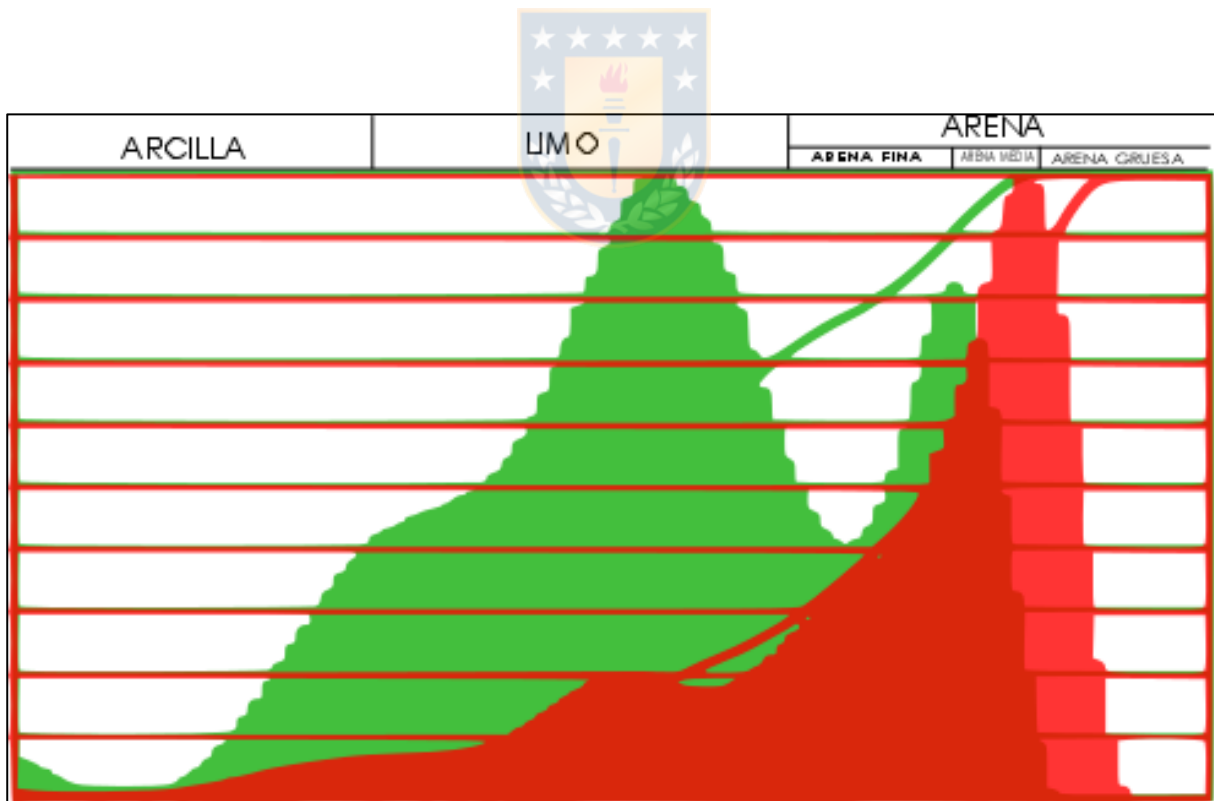


Figura 4.7 Imagen de la sobreposición de las curvas granulométricas (vectorizadas y coloreadas) de las formaciones Coya-Machalí (color rojo) y Colbún (color verde). Con la inclusión en la parte superior de la división para tamaños de partículas de rocas siliciclásticas de Friedman y Sanders (1978).

4.5 DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA DEL SUELO DE CULTIVO

Las muestras de suelo Andisol serie Arrayán (ver Capítulo 8) utilizadas en este trabajo, fueron obtenidas en el Instituto INIA Quilamapu. Del análisis macroscópico y tamizaje físico convencional, se tiene que el suelo no posee diferencias texturales claras, ya que no hay presencia de granos tamaño arena o grava, ni diferencias composicionales evidentes, sólo material tamaño arcilla-limo con escasas raíces y fragmentos de troncos pequeños. Las únicas estructuras de mayor tamaño que no pasaron por la malla #10 norma ASTM (2 mm), corresponden a aglomeraciones previas de partículas producto de la humedad.

Con la información del análisis de DL, se obtiene una gráfica unimodal relativamente simétrica con un pequeño sesgo negativo generado por el desplazamiento de la distribución hacia la derecha; esto es evidenciable por la presencia de la moda o “frecuencia relativa” de mayor magnitud localizada a la derecha de la ubicación de la mediana (d_{50}). Las medidas estadísticas determinadas se encuentran en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3 Medidas estadísticas de tendencia central y dispersión para la distribución de frecuencias relativas de granulometría en muestras de suelo tipo Andisol del Instituto INIA Quilamapu de Chillán.

Muestra	Moda (μm)	D (4,3) (μm)	Me (μm)	Rango (μm)
C	29,63	1,54	23,9	0,08 – 276,8

Basándonos en la distribución de frecuencias y la clasificación de granulometría para las partículas componentes de rocas siliciclásticas de Friedman y Sanders (1978), encontramos que el rango de tamaño que predomina en la muestra es el de la fracción limo con un 84,19 % del total, seguido de un 10,03 % de arena fina y un 5,77 % de fracción tamaño arcilla (Figura 4.8 y 4.9).

También es importante mencionar, el hecho de que la moda y las frecuencias relativas de mayor intensidad se tienden a acumular en los rangos más gruesos de la división tamaño limo, con un 57,4 % del total de partículas analizadas en el rango “limo grueso” a “limo muy grueso” de la clasificación de Friedman y Sanders (1978).

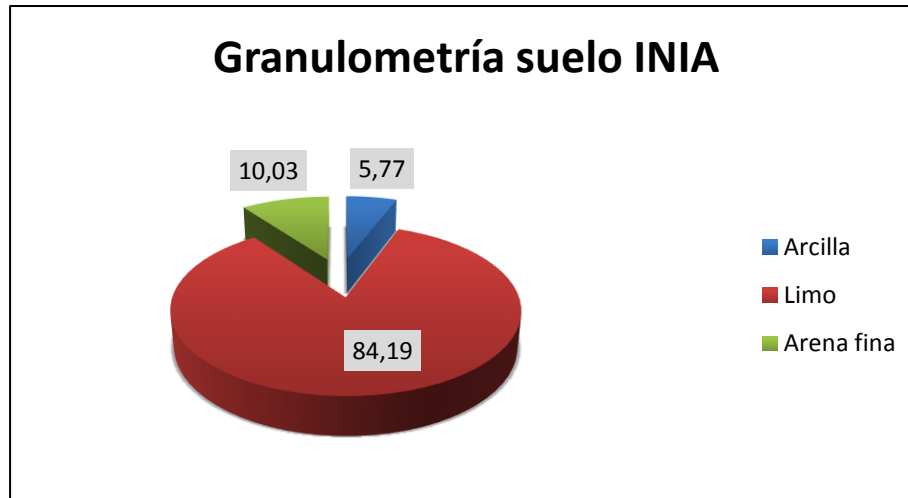


Figura 4.8 Gráfico con los porcentajes de la acumulación de frecuencias relativas del suelo del Instituto INIA Quilamapu de Chillán. Límites de tamaño de partículas según la clasificación de Friedman y Sanders (1978).

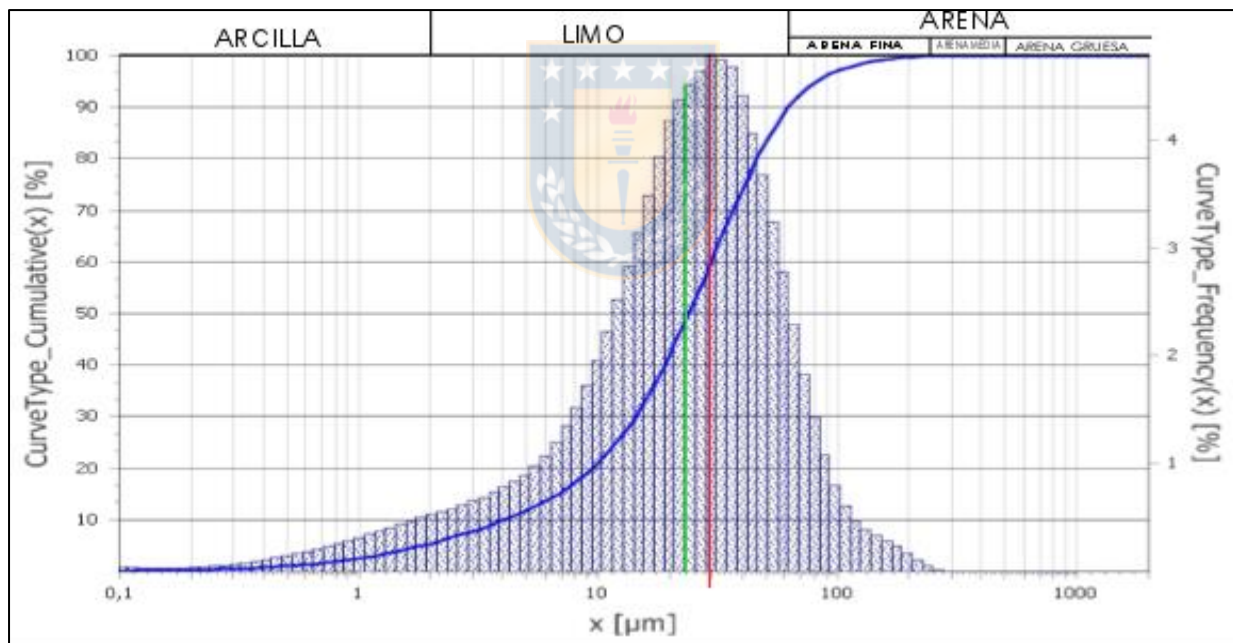


Figura 4.9 Histograma de distribución de frecuencias relativas obtenido por DL en las muestras de suelo de Chillán, con inclusión de la clasificación de tamaños de partícula de Friedman y Sanders (1978). La curva de color azul corresponde a la frecuencia acumulada. Las líneas verde y roja corresponden a la posición de la mediana y la moda respectivamente.

El límite establecido por el Sistema Europeo (UK) de 60 μm como la separación entre arena fina y limo, permite determinar que el suelo estudiado corresponde a un suelo limoso (Figura 4.10).

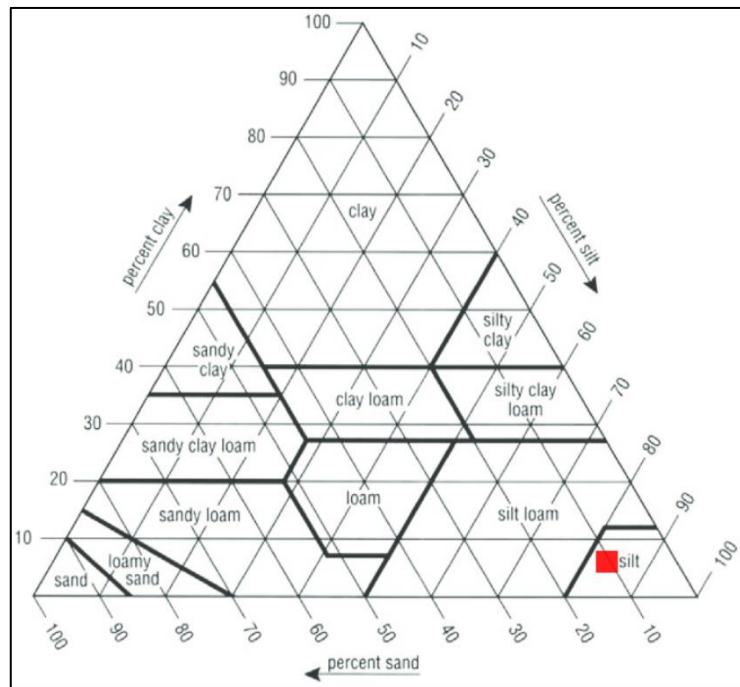


Figura 4.10 Triángulo de clasificación textural para suelos de acuerdo al Sistema ISSS, con la clasificación del suelo utilizado determinado mediante DL. Se utilizaron las medidas del Reino Unido para el límite entre arena fina y limo (60 μm).

CAPÍTULO 5: MINERALOGÍA POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X.

La aplicación de la técnica de difracción de rayos x (DRX), permitió corroborar de manera eficaz y breve la mineralogía presente en las litologías estudiadas por Bascuñán (2005) y Bravo (2014), con la identificación cualitativa de las especies minerales que no son detectables en análisis macroscópicos, ya que éstas se presentan en tamaños muy pequeños como son por ejemplo, filosilicatos y ceolitas que cristalizan en tamaños inferiores a 20 μm generalmente.

5.1 PREPARACIÓN DE MUESTRAS

En este estudio se efectuó el análisis en la modalidad de Roca Total, en la cual se analiza todo el material que constituye la muestra sin seleccionar una parte, estructura o tamaño de grano en específico.

La reducción de muestras corresponde al proceso del apartado 4.1. Las partículas de roca obtenidas fueron tamizadas con mallas #5 (4 mm) y #18 (1 mm) norma ASTM, para separar las muestras en dos rangos, entre 4 – 1 mm y otro < 1 mm. Se realizó homogenización con un separador de rifles metálico de laboratorio, con 6 repeticiones para cada rango. Se secó en estufa a 60 °C por 48 horas. Finalmente se pulverizó con molino de bolas modelo *Pulverisette* marca *Fritsch* durante 5 minutos a 450 rpm con 15 bolas de tungsteno, obteniendo un 95 % de la cantidad pulverizada bajo el tamaño de 75 μm (malla #200 ASTM). El material pulverizado fue colocado en portamuestras, como se observa en Fotografía 5.1.



Fotografía 5.1 Pulverizado de roca en disco para portamuestras del equipo de difracción de rayos x.

5.2 TEORÍA DE LA METODOLOGÍA

Los rayos x forman parte del espectro electromagnético y tienen propiedades de comportamiento similares a las de la luz, es decir, se comportan como onda y como partícula. Estos rayos son producidos cuando partículas que se mueven a gran velocidad (paquetes de electrones) son desacelerados repentinamente y sufren pérdidas de energía (ΔE), la cual es liberada en un 98 % en forma de calor y otra pequeña parte como fotones de radiación x. El proceso para generar esta radiación es por medio del uso de un tubo de rayos x, donde un filamento incandescente (cátodo, de tungsteno generalmente) es calentado mediante la aplicación de voltajes de entre 15 kV a 60 kV, generando una emisión de electrones que viajan a través del vacío del tubo para impactar un blanco de metal (ánodo); al golpear las poblaciones de electrones de otro elemento (del blanco) se logra una brusca desaceleración de los electrones emitidos desde el cátodo, generándose una liberación de energía donde una parte es liberada como radiación x, la cual se presenta de dos maneras: a) una radiación continua o radiación blanca con un amplio espectro de longitudes de onda que sólo dependen del cátodo y b) una radiación característica con “*peaks*” agudos de longitudes de onda que dependen del material bombardeado o blanco (Moore y Reynolds, 1997).

La longitud de onda utilizada en esta técnica varía desde 0,001 nm a 10 nm (Bish y Post, 1989 en Moore y Reynolds, 1997). Al poseer características similares a las de la luz, los rayos generados pueden ser reflejados, refractados o absorbidos por el material a estudiar.

En la identificación de fases minerales, como la estructura cristalina externa se repite hacia el interior o viceversa, se genera una superposición de capas de átomos equidistantes entre ellas, que funcionan como espejos de reflexión. Esta combinación de espaciamientos entre capas, que es único para cada mineral, es la variable que permite identificar qué fase cristalina está en estudio y su determinación se rige por la Ley de Bragg, que relaciona la longitud de onda, el espaciamiento cristalino, el ángulo de incidencia y de difracción de un haz; siempre y cuando los rayos involucrados se encuentren en fase o interferencia constructiva (Figura 5.1).

Los límites de detección de esta técnica de identificación composicional dependen de la configuración del equipo utilizado, el detector, la velocidad de barrido y una adecuada preparación de la muestra; por ejemplo, el cuarzo al ser una fase altamente cristalina se detecta con una presencia < 0,5 % y fases poco cristalinas como la esmectita o hidróxidos de hierro, para su detección necesitan una presencia del 3 – 5 %.

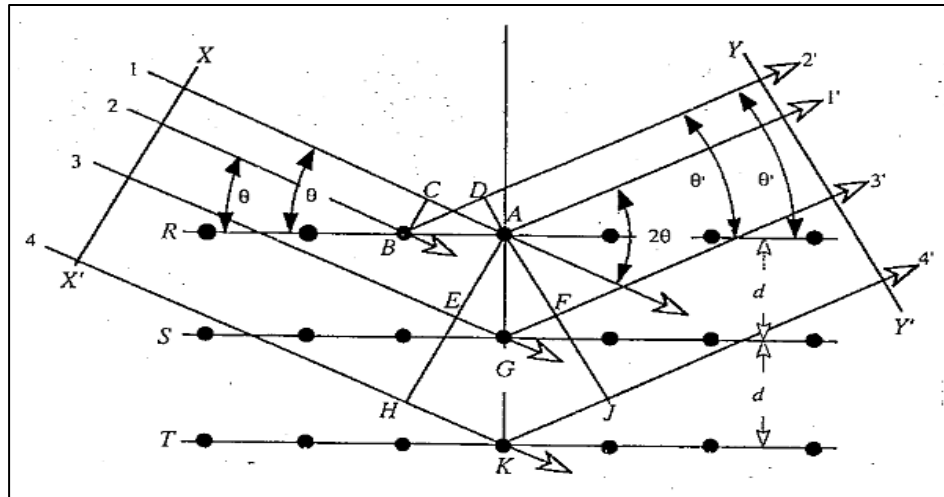


Figura 5.1 Ilustración que muestra la difracción de un frente de rayos x en fase, interactuando con dos niveles cristalinos separados por una distancia "d"; modificado de Moore y Reynolds (1997). Para la determinación del valor d se utiliza la ecuación de Bragg: $2d \sin\theta = n\lambda$. Con d=distanciamiento interplanar, θ =ángulo de difracción, n=número de orden de reflexión y λ =longitud de onda utilizada.

Para la lectura se utilizó el equipo Bruker D4, operado con radiación de Cu y filtro de radiación $k\beta$ de Ni. Con información del análisis macroscópico y ayuda del *software* EVA, se efectuó la interpretación de los difractogramas los cuales se encuentran completos en el Anexo II de este trabajo.

La determinación mineral por esta técnica corresponde a un reconocimiento cualitativo, por lo que se identifica la presencia de una fase mediante la comparación de *peaks* en un difractograma, analizando la ubicación de la señal (ángulo 2θ) y su intensidad.

5.3 MINERALOGÍA POR DRX EN ROCAS DE LA FORMACIÓN COYA-MACHALÍ

El polvo de roca analizado para esta Formación se obtuvo a partir del granulado rocoso que se utilizó como material de enmienda agrícola, y este a su vez, se conformó de distintas secciones de los testigos disponibles, con el fin de lograr una homogenización mineral para las plantas en cultivo.

Los difractogramas de las muestras B1 y B2, que representan cada una un rango granulométrico determinado, resultaron ser prácticamente idénticos en cuanto a la distribución de *peaks* con una leve diferencia en la intensidad de la señal, siendo la de B2 moderadamente más alta que la de B1, desde los 10° hasta los 19° (en eje 2θ); fenómeno que puede deberse a una acumulación de minerales amorfos u

óxidos de hierro en el polvillo fino del proceso de chancado, ya que la muestra B2 corresponde a un rango granulométrico más fino, específicamente las partículas < 1mm (Figura 5.2).

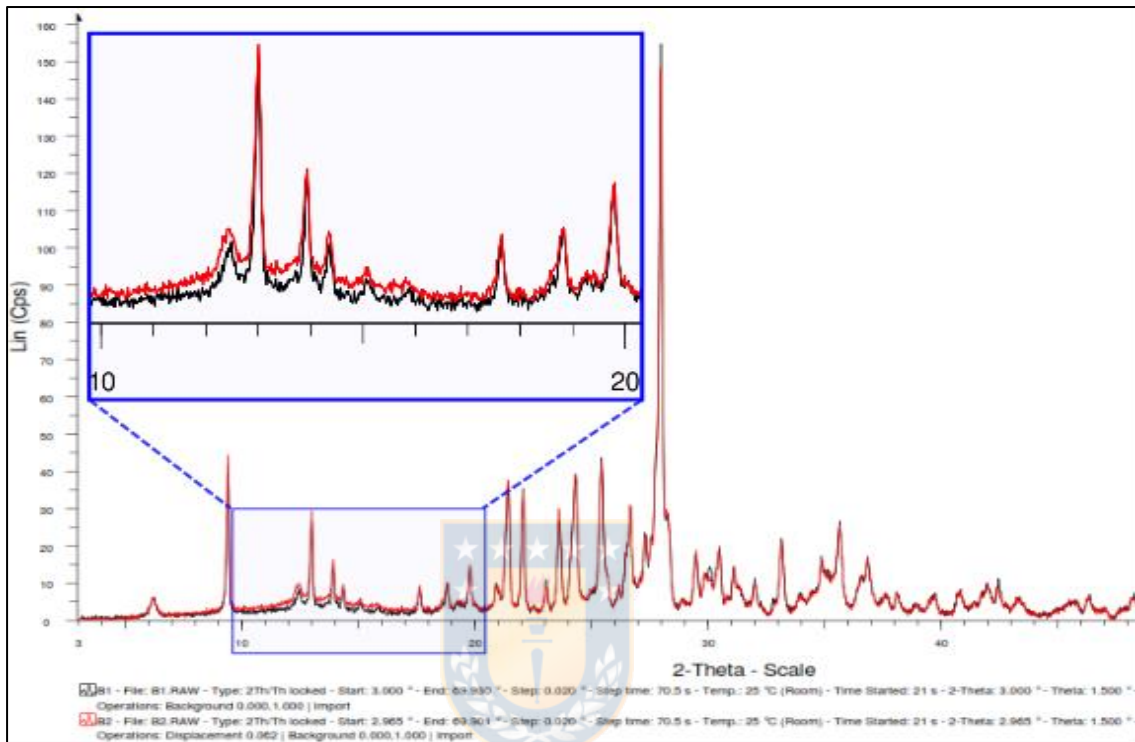


Figura 5.2 Comparación entre los difractogramas de B1 (color negro) y B2 (color rojo), donde se destaca la diferencia de intensidad entre los 10 – 19° (eje x), ocasionado posiblemente por acumulación de minerales amorfos u óxidos de hierro.

Uno de los objetivos planteados fue la identificación de minerales del grupo de las ceolitas, búsqueda que se logró en esta litología reconociendo la presencia de laumontita en su señal característica ($2\theta = 9,4^\circ$) en ambas muestras (Figura 5.3). La señal que presenta este mineral en los difractogramas permite determinar basándonos en su intensidad, que posee una presencia de carácter mediano – alto; lo anterior asociado al gran número de vetillas, relleno de cavidades y alto grado de alteración que fue observado en la descripción macroscópica. También, en el difractograma se incluyó la variedad ceolítica leonardita, que en un principio se consideraba un mineral separado de la laumontita, pero estudios recientes determinaron que corresponde a una variedad deshidratada de ésta, por lo que el nombre está en desuso (West y Armbruster, 1997 en Armbruster y Gunter, 2001).

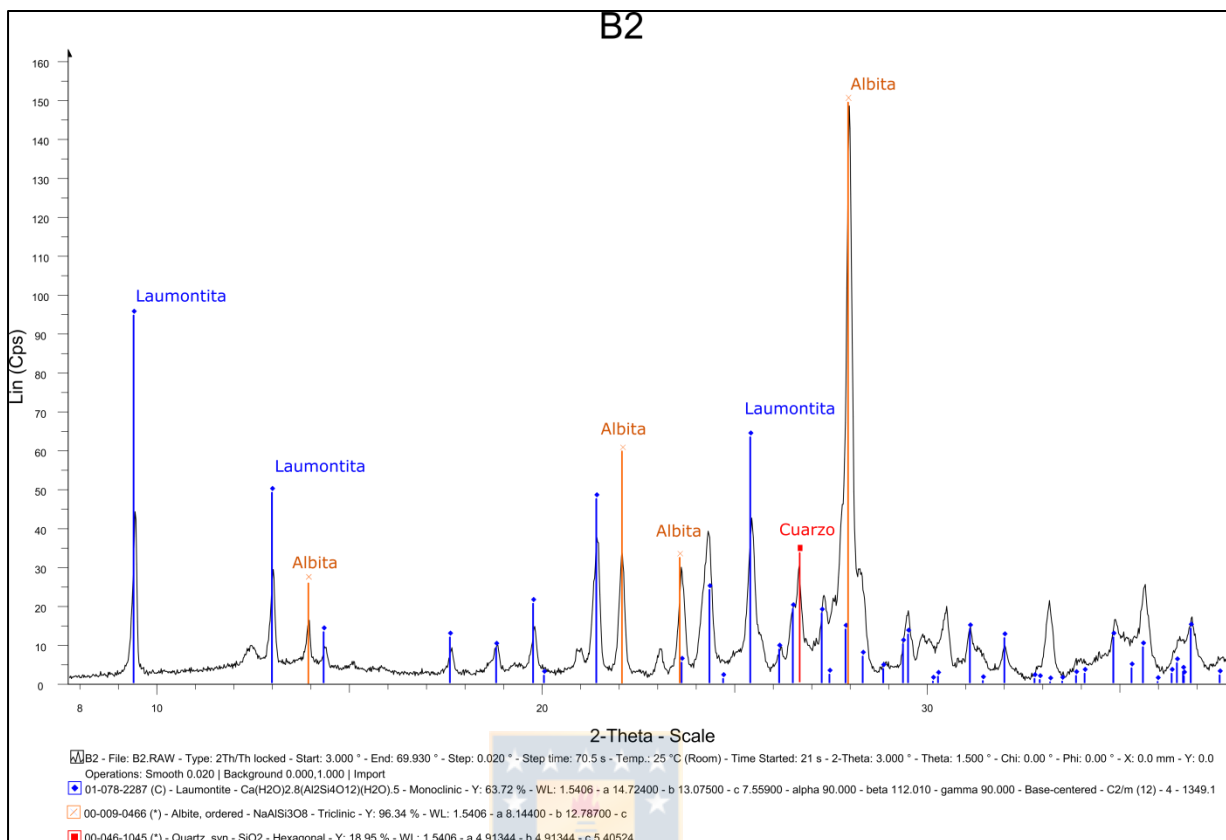


Figura 5.3 Difractograma de la muestra B2, con énfasis en los *peaks* correspondientes a la fase ceolítica identificada, laumontita; se añadieron las señales de cuarzo y albita. La información completa de esta lectura se encuentra en el Anexo II de este trabajo.

Por su parte los minerales identificados desde los difractogramas son los mismos para ambas lecturas, determinándose la presencia de nueve fases distintas. En general los *peaks* de mayor intensidad indican un predominio de plagioclasas en las rocas, lo que se condice con la descripción macroscópica de este estudio, en que se determina una textura porfídica para la mayoría de las muestras con dominio prácticamente exclusivo de estos feldespatos en la composición de los fenocristales; al igual que una elevada presencia de plagioclasas en la masa fundamental como plantea Bravo (2014) en análisis de lámina delgada. Las señales bajas indican una presencia menor de minerales como hematita, clorita, calcita y clinopiroxeno. Se observa también que algunas señales son anómalamente más “anchas”, lo que generalmente está relacionado con la presencia de filosilicatos de la familia de la esmectita en intercrecimiento laminar con otro grupo de filosilicatos.

5.4 MINERALOGÍA POR DRX EN ROCAS DE LA FORMACIÓN COLBÚN

El polvo de roca analizado para esta unidad litoestratigráfica, se obtuvo a partir del granulado rocoso que se utilizó como material de enmienda agrícola, el cual a su vez representa una mezcla de muestras del producto comercializado por la empresa Fertosa, por lo que se desconoce a qué sector de la secuencia estratigráfica corresponden.

Las lecturas de ambas muestras A1 y A2, que representan dos rangos granulométricos distintos, tienen una similar distribución de señales lo que evidencia que la composición mineral es la misma, sin embargo, existe una diferencia en intensidad entre los 10° hasta los 19° (escala 2θ), donde la señal de A2 se sobrepone a la de A1, lo que sugiere que existe una acumulación de minerales amorfos u óxidos de hierro (Figura 5.4).

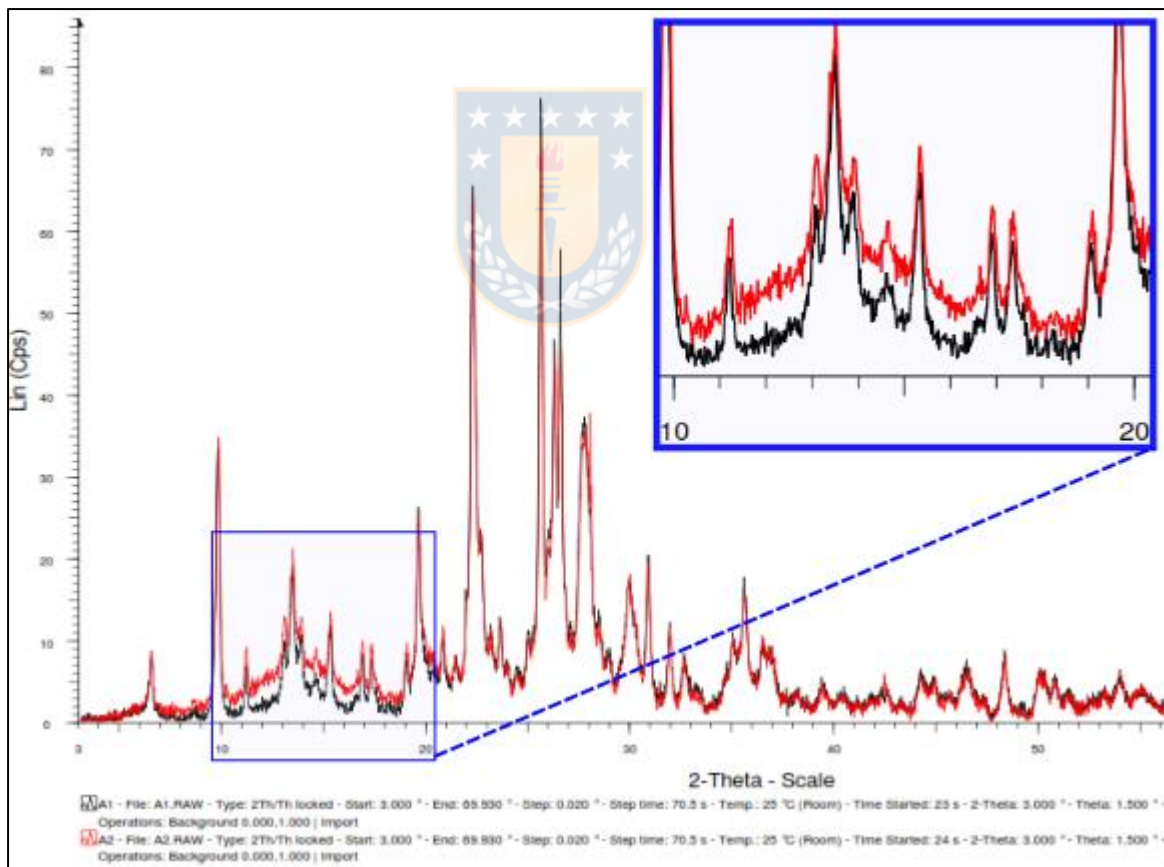


Figura 5.4 Difractograma en modalidad Roca Total de las muestras A1 (en negro) y A2 (en rojo), donde se observa la similitud en la distribución de las señales, destacando la diferencia de intensidad en el rango $10 - 19^\circ$ en el eje 2θ .

El análisis por difracción de rayos x en las muestras de esta unidad resulta de gran utilidad, puesto que se trata por lo general, de rocas compuestas en su mayoría por material tamaño ceniza y fragmentos muy pequeños, provenientes de un origen caótico asociado a erupciones volcánicas donde los materiales expulsados sufren un enfriamiento repentino y cristalización acelerada generando un mal desarrollo del hábito cristalino (Bascuñán, 2005), haciendo que la identificación mineral se vuelva poco precisa en análisis macroscópico. Esta técnica permite detectar fases cristalinas inferiores a 20 μm de tamaño, dimensión común de cristalización para ceolitas y filosilicatos (Moore y Reynolds, 1997).

De la interpretación se evidenció que las señales de mayor intensidad corresponden a minerales del grupo de las ceolitas, por lo que su presencia sería elevada; además abarcan prácticamente la mitad de la diversidad de especies que podemos encontrar en estas rocas. Las fases presentes de este grupo son mordenita, heulandita - clinoptilolita y en menor medida, estilbita (Figura 5.6). En la Tabla 5.2 se muestran las fases cristalinas identificadas en el presente estudio y en 9 de los barridos realizados por Bascuñán (2005).

Tabla 5.2 Minerales identificados por técnica de DRX en análisis modalidad de Roca Total en las muestras A1 y A2 (en verde), pertenecientes a la Formación Colbún. Además, se agregan análisis de minerales mayoritarios en 9 barridos estudiados por Bascuñán (2005) (en rojo).

Fase Mineral	A1	A2	M-1904	M-1945	M-1943	M-1951	M-1826	M-1633	M-1635	M-1700	M-1613
Montmorillonita			✓	✓	✓	✓				✓	✓
Clinoptilolita	✓	✓	✓			✓	✓	✓		✓	✓
Anortita	✓	✓	✓	✓		✓					✓
Cuarzo	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Albita	✓	✓	✓					✓			
Heulandita	✓	✓		✓		✓			✓	✓	✓
Mordenita-Ca					✓			✓	✓	✓	
Mordenita-Na					✓		✓				✓
Mordenita	✓	✓									
Ortoclasa	✓	✓									
Sanidina	✓	✓									

Los feldespatos anortita y albita, que corresponden en esta roca a minerales primarios, tienen una presencia moderada basándonos en la intensidad de sus señales en el difractograma; estos dos minerales

corresponden a los extremos de la solución sólida del grupo de las plagioclasas y su presencia en conjunto se puede explicar debido a que el polvo de roca analizado se compone de la mezcla de varias muestras juntas y no sólo a una sección en específico de la secuencia. Ortoclasa y sanidina están presentes en baja intensidad, siendo este último mineral asociado a procesos de rápido enfriamiento como lo es precisamente el cambio de condiciones que sufren los materiales expulsados en una erupción volcánica; origen del material que compone la litología, el cual conjuntamente fue transportado y depositado por agentes erosivos como el viento o corrientes de agua (Bascuñán, 2005).

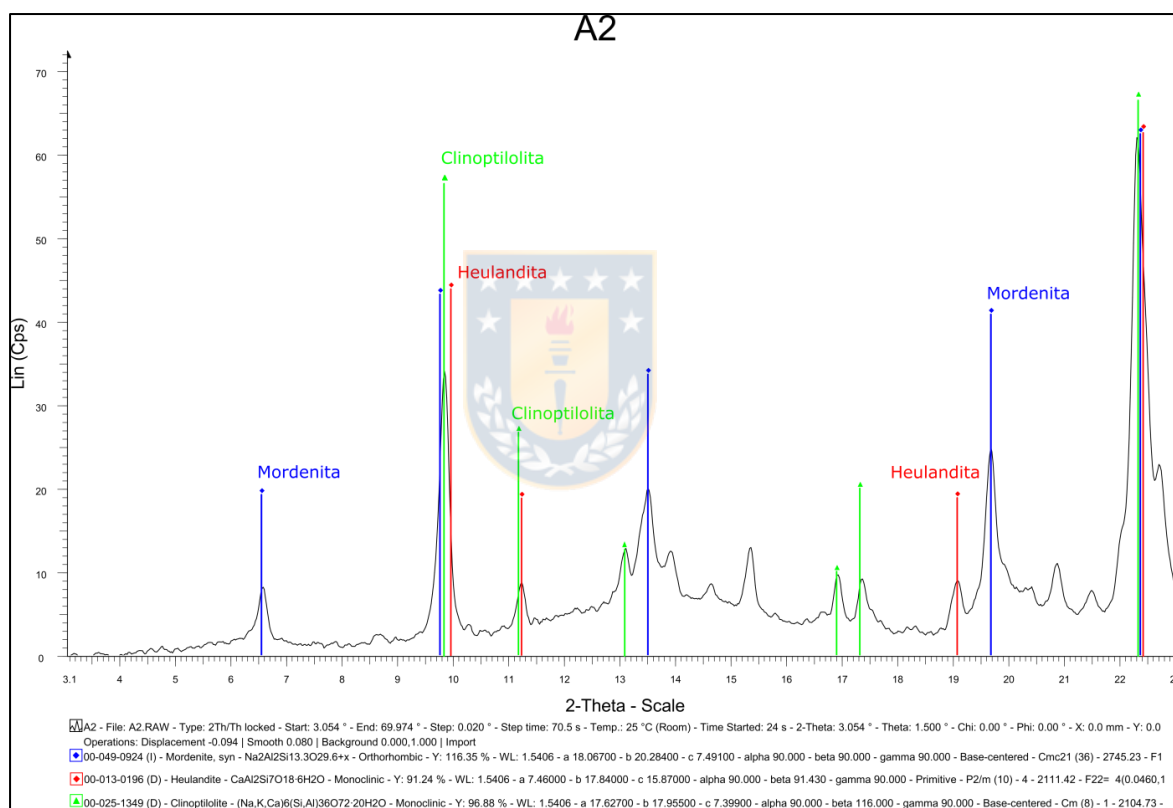


Figura 5.5 Difractograma con énfasis en las principales fases ceolíticas detectadas, en este caso en la muestra A2, correspondiente a la granulometría < 1 mm de toba de la Formación Colbún. Los minerales identificados fueron los mismos para ambas muestras.

De estudios anteriores, el realizado por Bascuñán (2005) donde describe la estratigrafía, petrología y mineralogía de la secuencia piroclástica de la cual forman parte las tobas, utiliza la técnica de difracción de rayos x en análisis de Roca Total, análisis de fracción < 2 µm (con saturación de etilenglicol, tratamiento de T° a 375°C y 550°C) y análisis especial de relleno de amígdalas identificando minerales del

grupo de las ceolitas, con predominio de heulandita, clinoptilolita y mordenita. Además, la autora determinó la presencia de filosilicatos en todas las muestras analizadas, con mayor abundancia de minerales pertenecientes al grupo de las esmectitas, casi exclusivamente la variedad montmorillonita (en análisis de fracción argílica = $\varnothing < 2 \mu\text{m}$). Los feldespatos anortita y albita están presentes, pero no son de carácter dominante; el cuarzo lo encontró en cantidades de mineral traza.



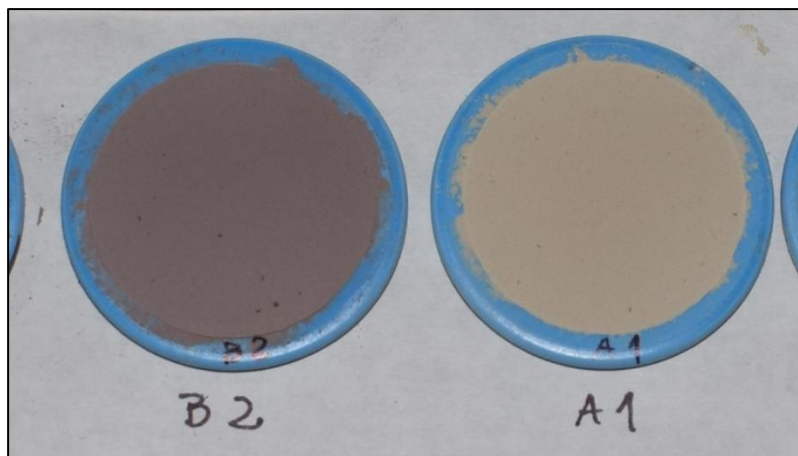
CAPÍTULO 6: COMPOSICIÓN QUÍMICA POR ESPECTOMETRÍA DE FLUORESCENCIA DE RAYOS X

La aplicación de la técnica de Espectrometría por Fluorescencia de rayos x (FRX) permite un preciso conocimiento de qué elementos son los que componen a las litologías estudiadas, presentando una información cualitativa y semicuantitativa de éstos.

Los elementos Mayoritarios ($x > 1\%$ wt) y los Minoritarios ($1 > x > 0,1\%$ wt) son expresados en forma de óxidos como porcentaje, en cambio los elementos Traza ($x < 0,1\%$ wt) se muestran de manera elemental en ppm.

6.1 PREPARACIÓN DE MUESTRAS

Para la aplicación de esta técnica se realiza un tratamiento similar al de la difracción de rayos x, descrito en el subcapítulo 5.1 de este trabajo. El polvo fino de roca fue colocado a presión en anillos de PVC ocupando una prensa hidráulica, para luego ser adosado al porta muestras (Fotografía 6.1).



Fotografía 6.1 Briqueta de polvo de roca (30 mm diámetro) para lectura por espectrometría de fluorescencia de rayos x.

6.2 TEORIA DE LA METODOLOGÍA

Esta técnica se basa en el estudio de las emisiones de rayos x secundarios o fluorescentes, característicos de un material que ha sido excitado por rayos x de alta energía.

La radiación primaria emitida desde un tubo de rayos x, es dirigida a una muestra con el objetivo de bombardearla y dejar a los átomos en un estado excitado (excitación secundaria), del cual se emite una nueva radiación proveniente de la muestra, denominada radiación secundaria o de fluorescencia. Esta segunda radiación, emitida por la muestra, es dirigida a un cristal analizador que tiene un espaciamiento “d” conocido, el cual difracta la señal en sus componentes monocromáticas en función de sus longitudes de onda (λ). Cada haz difractado en una posición angular específica incide sobre un detector ubicado en un ángulo 2θ conocido. Las variables mencionadas se rigen por la Ley de Bragg descrita en el subcapítulo 5.2 de este trabajo y se pueden utilizar en la ecuación que lleva el mismo nombre. La técnica utilizada se conoce como Espectrometría por Fluorescencia de rayos x de longitud de onda dispersiva (WDS = *wavelength – dispersive Spectrometry*) (Heath y Taylor, 2016).

Para la identificación composicional se utilizó el equipo *Rigaku ZSX Primus II*, con metodología de análisis semi-cuantitativo ocupando radiación de Rh en briqueta de polvo con diámetro de área de lectura de 30 milímetros. Se realizaron barridos entre $5 - 90^\circ$ (2θ) para elementos pesados y barridos entre $35 - 148^\circ$ (2θ) para elementos livianos.

6.3 COMPOSICIÓN QUÍMICA DE ROCAS DE LA FORMACIÓN COYA - MACHALÍ

Los análisis químicos de elementos Mayoritarios, Minoritarios y trazas en Roca Total, para dos muestras B1 ($\varnothing 1 - 4$ mm) y B2 ($\varnothing < 1$ mm), pertenecientes a lavas de la Formación Coya-Machalí, se muestran en las Tablas 6.1 y 6.2.

El contenido de SiO_2 con un valor cercano al 53 %, indicaría que las rocas corresponden a una composición intermedia según la clasificación propuesta por Gilbert (1954), lo que se condice con los análisis modales previos; este elemento se encuentra en mayor medida en conjunto con Al_2O_3 (20 %), formando parte de la estructura cristaloquímica de minerales pertenecientes al grupo de las plagioclasas.

En comparación con estándares internacionales, específicamente los proporcionados por el Servicio Geológico de Japón (*Geochemical Reference Samples of the Geological Survey of Japan en*

Anexo III), las lavas andesíticas estudiadas presentan menores contenidos de CaO y Na₂O, así como también un relativo empobrecimiento en SiO₂ que las acerca al límite de la composición máfica/intermedia de Gilbert (1954). La concentración de Fe₂O₃ y Al₂O₃, resulta mayor que la obtenida de las lavas andesíticas de los estándares.

Las principales diferencias entre ambas muestras se ven en la parte cualitativa de los elementos traza, puesto que la muestra B2 presenta V, Ga y As, y no así la muestra B1, la cual presenta Co como único elemento no identificado en B2 (ver Tabla 6.2). El resto, tanto elementos mayoritarios como minoritarios se encuentran en ambas muestras en cantidades similares. En la Figura 6.1 se muestra de manera gráfica la concentración de elementos Mayoritarios y Minoritarios.

Tabla 6.1 Resultado composicional de elementos mayoritarios y minoritarios expresados como % en masa de óxido, para las muestras B1 y B2.

Tabla 6.2 Elementos traza expresados en ppm, de las muestras B1 y B2.

Óxido	B1	B2
SiO ₂	52,99	52,74
Al ₂ O ₃	20,06	19,99
Fe ₂ O ₃	9,02	9,15
CaO	6,98	6,94
MgO	4,05	4,23
Na ₂ O	3,58	3,64
K ₂ O	1,48	1,46
TiO ₂	0,86	0,88
P ₂ O ₅	0,45	0,43
MnO	0,23	0,23
Total	99,7	99,69

Elemento	B1	B2
Sr	912	871
Ba	814	598
S	327	303
V	—	358
W	195	206
Zr	171	123
Cl	165	149
Zn	86	99
Cu	59	30
Co	48	—
Rb	44	41
Ga	—	44
Y	35	33
As	—	32

equivalencia: 1 ppm = 1 g / tonelada

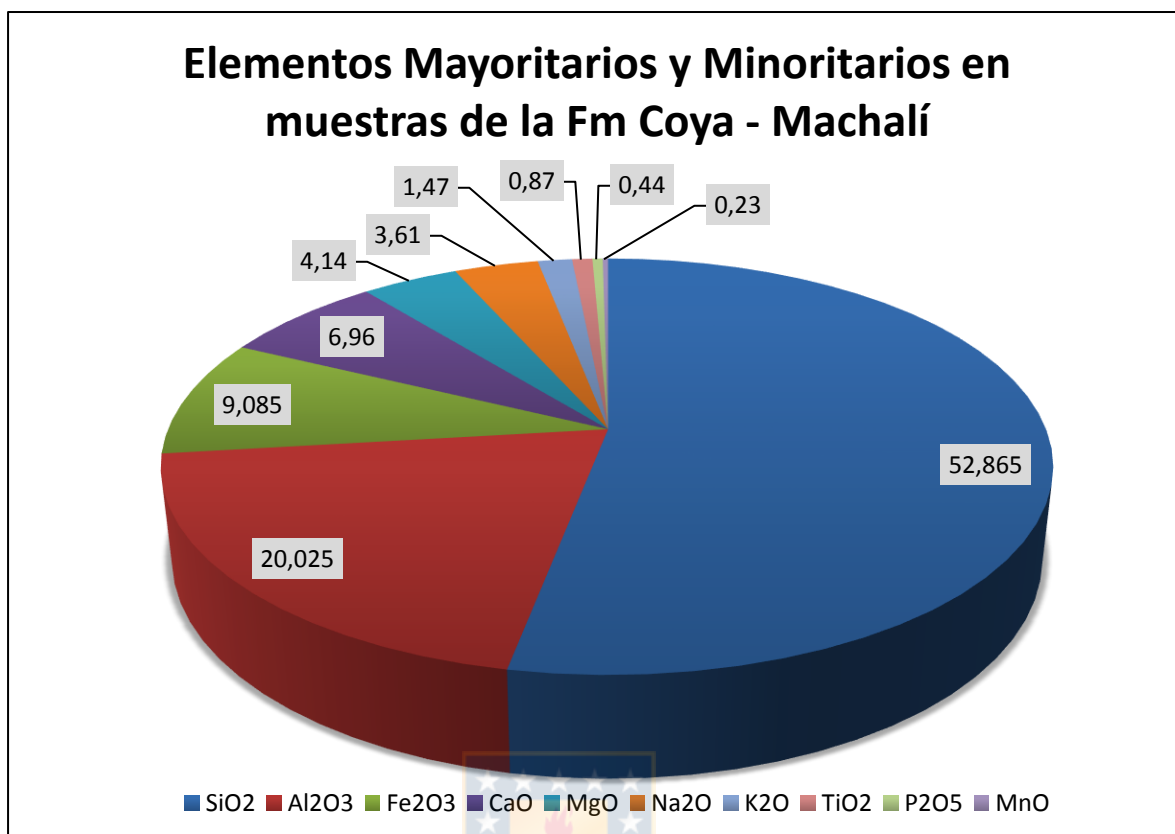


Figura 6.1 Gráfico de la composición promedio entre las muestras B1 y B2, donde se muestran en orden decreciente los valores de elementos Mayoritarios y Minoritarios, expresados en % de óxidos.

Comparando los resultados obtenidos por FRX con las tablas de toxicidad de elementos traza de Pais y Jones (1996) y de Kabata-Pendias y Pendias (1994), se puede predecir que en general no existen concentraciones de elementos (nutrientes) en las andesitas con alteración a ceolita que resulten perjudiciales para la salud de las plantas, como podrían ser valores elevados de As, Ba, Co, Cl, V, Zr, siendo la concentración de Ti (5,84 mg/kg de suelo) la única que sobrepasa el rango considerado como tóxico (0,5 - 2 mg/kg, *dry wt.*) (Tabla 6.3). Es importante recalcar que esto no necesariamente resulta perjudicial para la salud de las plantas, puesto que los valores (mg/kg, *dry wt.*) indicados como perjudiciales en las tablas de comparación, son determinados en material vegetal seco, y por tanto, corresponden a nutrientes absorbidos por las raíces a partir de la solución de suelo durante el periodo de cultivo, y el análisis FRX de este estudio se realizó sobre material molido de rocas y por ende, minerales, lo que no equivale a una presencia completa inmediata de los elementos identificados en la solución de suelo para las raíces, puesto que los nutrientes son “liberados” como consecuencia de factores externos que regulan la tasa de disolución mineral (Rowell, 1994). Además, no se observaron anomalías

relacionadas a toxicidad por elementos en las plantas durante la extensión del cultivo. Se recomienda en caso de alguien presentar interés en el uso de este material geológico como enmienda agrícola, efectuar mediciones de lixiviación de elementos en soluciones que emulen los procesos químico-biológicos de los suelos en ambientes de cultivo.

Tabla 6.3 Comparación de concentración de elementos determinadas por FRX en muestras de toba de la Fm. Colbún (A) y andesita de la Fm. Coya-Machali (B) versus tablas de toxicidad de elementos en plantas.

Óxido	A (%)	B (%)	mg catión (A) / kg de suelo	mg catión (B) / kg de suelo	Tipo de nutriente	Normal *	Tóxico *	Suficiente o Tóxico **	Excesivo **
SiO ₂	71,39	52,865	477,12	367,83	Micro (b)	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	15,56	20,025	69,38	92,96	—	—	—	—	—
CaO	4,38	6,96	47,94	79,31	Macro	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	4,29	9,085	16,14	35,58	Micro	—	—	—	—
Na ₂ O	1,38	3,61	14,19	38,64	Micro (b)	—	—	—	—
K ₂ O	1,00	1,47	7,57	11,58	Macro	—	—	—	—
MgO	0,88	4,14	11,31	55,39	Macro	—	—	—	—
TiO ₂	0,82	0,87	5,28	5,84	Traza	—	—	0,5 - 2,0	50 - 200
P ₂ O ₅	0,04	0,44	0,09	1,21	Macro	—	—	—	—
MnO	0,05	0,23	0,45	2,25	Micro	—	—	—	—
BaO	0,05	0,07	0,23	0,37	Traza	—	—	—	500
SrO	0,04	0,09	0,30	0,65	Traza	—	—	—	—
SO ₃	0,06	0,03	0,26	0,14	Macro	—	—	—	—
ZrO ₂	0,02	0,01	0,11	0,07	Traza	—	—	0,5 - 2,0	15
WO ₃	0,01	0,02	0,04	0,06	Traza	—	—	—	—
ZnO	0,01	0,01	0,07	0,08	Micro	—	—	—	—
Y ₂ O ₃	0,01	0,003	0,02	0,01	—	—	—	—	—
Rb ₂ O	0,01	0,004	0,02	0,02	—	—	—	—	—
PbO	0,004	—	0,02	—	Traza	0,1 - 10	—	5,0 - 10	30 - 300
CuO	0,004	0,004	0,04	0,04	Micro	—	—	—	—
Ga ₂ O ₃	0,003	0,004	0,01	0,02	Traza	—	—	—	—
As ₂ O ₃	0,005	0,003	0,01	0,01	Traza	0,1 - 5,0	2	1,0 - 1,7	150
V ₂ O ₃	—	0,04	—	0,15	Traza	0,1 - 10	> 10	0,2 - 1,5	5,0 - 10
Cl	—	0,02	—	0,40	Micro	—	—	—	—
Co ₂ O ₃	—	0,005	—	0,02	Micro (b)	0,05-0,5	> 2,0	0,02 - 1,0	15 - 50

Las concentraciones de 'suficiente', 'tóxico' o 'exceso' están dadas en mg/kg, dry wt.

* Según tabla de Pais y Jones (1996), extraído de Jones (1997).

** Según tabla de Kabata - Pendías y Pendías (1994), extraído de Jones (1997).

Micro (b): micronutriente demandado en menor cantidad que los micronutrientes principales (B, Cl, Cu, Fe, Mn, Mo, Zn)

6.4 COMPOSICIÓN QUÍMICA DE ROCAS DE LA FORMACIÓN COLBÚN

Los resultados del análisis composicional de elementos Mayoritarios, Minoritarios y traza efectuados sobre las muestras A1 ($\varnothing$ 1 – 4 mm) y A2 ($\varnothing$ < 1 mm), que representan rocas pertenecientes a la unidad piroclástica de la Formación Colbún, se muestran en las Tablas 6.4 y 6.5.

Tabla 6.4 Resultado composicional de elementos mayoritarios y minoritarios expresados como % en masa de óxido, de las muestras A1 y A2.

Óxido	A1	A2
SiO ₂	72,48	71,39
Al ₂ O ₃	14,95	15,56
CaO	4,44	4,38
Fe ₂ O ₃	3,72	4,29
Na ₂ O	1,49	1,38
K ₂ O	1,03	1
MgO	0,84	0,88
TiO ₂	0,76	0,82
Total	99,71	99,7

Tabla 6.5 Elementos traza expresados en ppm de las muestras A1 y A2.

Elemento	A1	A2
Ba	466	—
Mn	448	511
Sr	412	451
S	373	854
P	344	373
Zr	219	233
W	178	107
Zn	75	84
Y	52	50
Rb	50	56
Pb	44	—
Cu	32	51
Ga	30	28
As	—	45
equivalencia: 1 ppm = 1 g / tonelada		

En general no existen diferencias composicionales significativas en los elementos mayoritarios y minoritarios, pero sí entre los elementos traza, puesto que A1 presenta Ba y Pb, elementos que no están presentes en A2, que por su parte contiene As en su composición; observando también que la fracción más fina (A2) presenta casi el doble de concentración de azufre que la fracción gruesa (A1).

El contenido de sílice (SiO_2) con valores sobre el 71 % para ambas muestras, permite clasificar al magma a partir del cual se formó la roca dentro del rango de composición ácido ($\text{SiO}_2 > 63 \%$) propuesto por Gilbert (1954); esta clasificación otorga una apreciación con respecto al fundido y sobre el grado de diferenciación que tenía éste, pero en términos de petrología reúne muchas rocas distintas. En el gráfico de la Figura 6.2 se muestra el contenido de los elementos Mayoritarios y Minoritarios como % de óxidos.

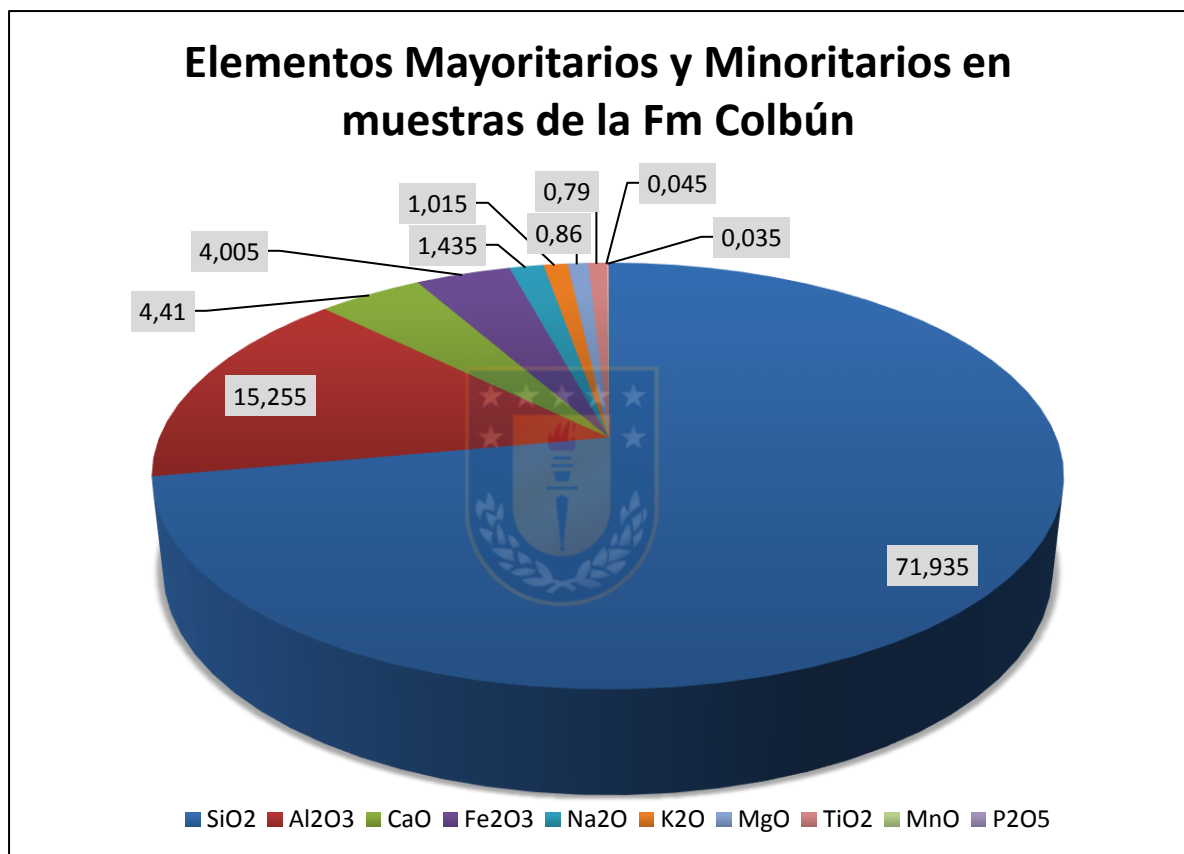


Figura 6.2 Gráfico de la composición promedio entre las muestras A1 y A2, donde se observan en orden decreciente los valores de elementos mayoritarios y minoritarios expresados como % de óxido.

Por lo anterior es que se puede recurrir a los porcentajes de Na_2O y K_2O , relacionándolos con el contenido de SiO_2 presente, para lograr una aproximación química-petroológica más certera utilizando el diagrama TAS propuesto por Le Bas y otros (1986) para rocas de origen volcánico. Tomando los valores promedio entre ambas muestras, el resultado arrojó un contenido de álcalis ($\% \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) de 2,46 % en contra de un 71,9 % de SiO_2 , lo cual corresponde a una composición dacítica (Figura 6.3); esto es

congruente con los análisis modales previos y con lo propuesto por Bascuñán (2005) para el yacimiento de donde provienen las muestras.

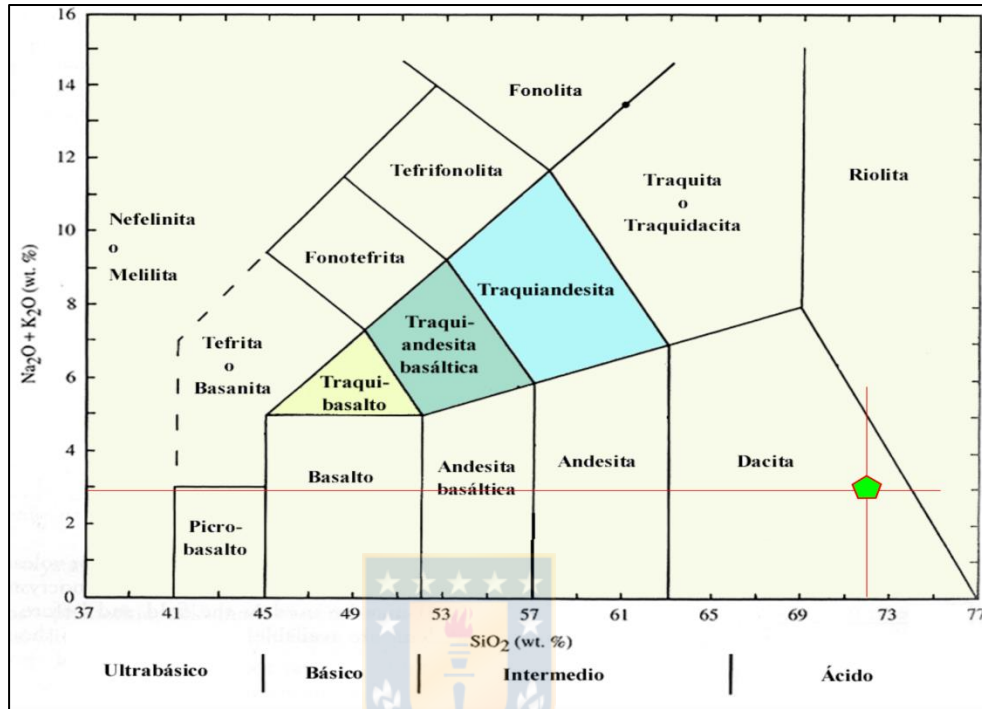


Figura 6.3 Diagrama TAS modificado de Le Bas y Otros (1986), donde se plotea la relación entre contenido de álcalis (% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en el eje-y vs contenido de sílice (% SiO_2) en el eje-x.

A modo de comparación se analizaron las diferencias con respecto a estándares internacionales, específicamente los proporcionados por el Servicio Geológico de Japón (*Geochemical Reference Samples of the Geological Survey of Japan* en Anexo III). Es así como las rocas de la Formación Colbún presentan un menor contenido de Na_2O , K_2O y concentraciones mayores de CaO , TiO_2 , S y As, que los estándares internacionales utilizados.

Comparando los resultados obtenidos por FRX con las tablas de toxicidad de elementos traza de Pais y Jones (1996) y de Kabata-Pendias y Pendias (1994), se puede predecir que en general no existen concentraciones de elementos en las muestras de toba con alteración a ceolita, que resulten perjudiciales para la salud de las plantas, como podrían ser valores elevados de As, Ba, Pb y Zr, siendo la concentración de Ti (5,28 mg/kg de suelo) la única que sobrepasa el rango considerado como tóxico (0,5 -

2 mg/kg, *dry wt.*) (Tabla 6.3 en el apartado 6.3). Es importante recalcar que la concentración de Ti determinada no necesariamente resulta ser perjudicial para la salud de las plantas, puesto que los valores (mg/kg, *dry wt.*) indicados como perjudiciales en las tablas de comparación, son determinados en material vegetal seco, y por tanto, corresponden a nutrientes absorbidos por las raíces a partir de la solución de suelo durante el periodo de cultivo, y el análisis FRX de este estudio se realizó sobre material molido de rocas y por ende, minerales, lo que no equivale a una presencia completa inmediata de los elementos identificados en la solución de suelo para las raíces, puesto que los nutrientes son “liberados” como consecuencia de factores externos que regulan la tasa de disolución mineral (Rowell, 1994). Además, no se observaron anomalías relacionadas a toxicidad por elementos en las plantas, durante la extensión del cultivo. Se recomienda en caso de alguien presentar interés en el uso de este material geológico como enmienda agrícola, efectuar mediciones de lixiviación de elementos en soluciones que emulen los procesos químico-biológicos de los suelos en ambientes de cultivo.

Como resumen, se muestra en la Figura 6.4 la comparación entre las concentraciones de óxidos de elementos mayoritarios y minoritarios para los dos tipos de roca utilizados en este estudio. Se aprecia la clara diferencia en el contenido de SiO_2 , donde las tobas (Fm. Colbún) presentan casi un 20 % más que las andesitas (Fm. Coya – Machalí), lo que está directamente relacionado con el grado de diferenciación del magma a partir del cual cristalizaron estas unidades. Concordante con lo anterior, son las concentraciones de CaO , MgO y Fe_2O_3 , más altas en las rocas de carácter más básico, como lo son las rocas de la Formación Coya - Machalí.

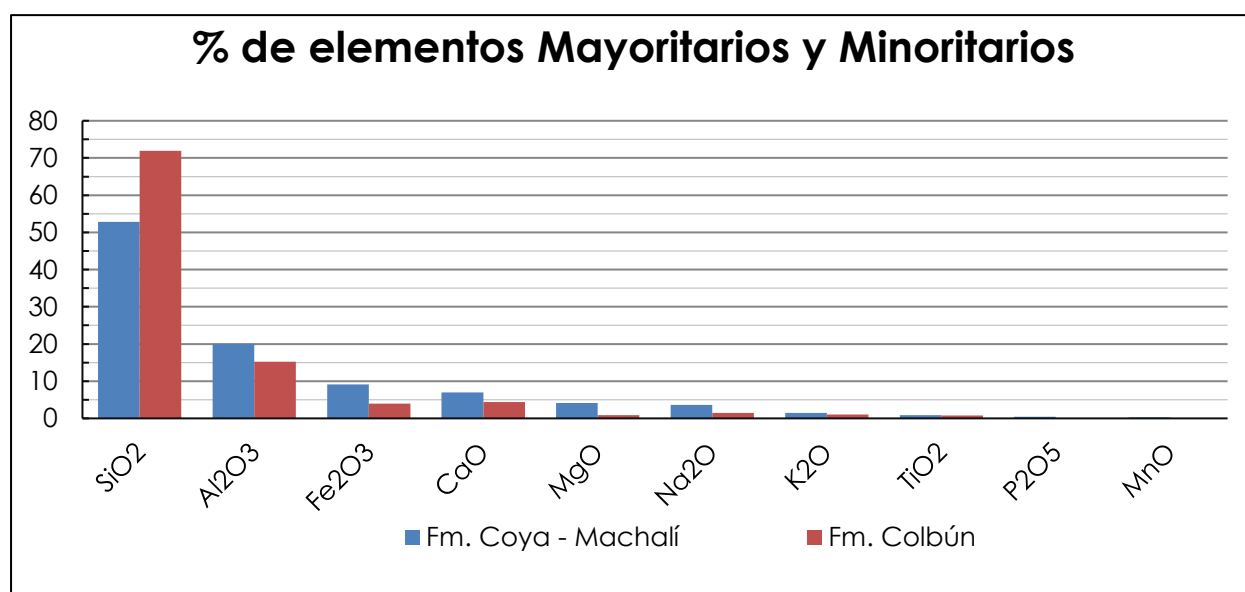


Figura 6.4 Gráfico de concentraciones de elementos mayoritarios y minoritarios para las muestras de la Fm. Coya-Machalí (en azul) y de la Fm. Colbún (en rojo), expresados en % de óxido.

CAPÍTULO 7: OTRAS PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS

7.1 DENSIDAD

7.1.1 Preparación de muestras y proceso de medición

Para el análisis se utilizó el método de “determinación de densidad aparente” de partículas de suelo, extraído del libro editado por Rowell (1994).

Los materiales utilizados fueron:

- ✓ Matraz Erlenmeyer
- ✓ Balanza digital
- ✓ Probeta graduada
- ✓ Matraz volumétrico de 250 ml
- ✓ Embudo de vidrio
- ✓ Agua destilada



El procedimiento consistió en primera instancia en el secado del material a analizar en estufa de aire a una temperatura de 105 °C por 5 horas. Luego se procedió a masar el matraz Erlenmeyer (m_1) sin partículas en su interior. Una vez masado el matraz, se añadieron las partículas (25 cm³ aproximadamente) y se masaron juntos (m_2) (Fotografía 7.1). Posteriormente se agregaron 50 ml de agua destilada para hervir suavemente la mezcla por 30 minutos, esto con el fin de eliminar moléculas de aire y generar la dispersión de las partículas (Fotografía 7.2). Se anotó la masa del matraz volumétrico solo (m_3). Una vez terminado el proceso de eliminación de aire, se bajó la temperatura del matraz que contenía la suspensión, colocándolo en contacto con agua fría o dejando reposar unos minutos. Posterior a esto, se procedió a traspasar el contenido completo al matraz volumétrico asegurándose de no dejar partículas, utilizando agua destilada y un embudo de vidrio (Fotografía 7.3). Traspasado todo el material, se aforó el matraz volumétrico y se masó todo junto (m_4) (Fotografía 7.4).

Con los datos obtenidos se realizó el siguiente cálculo matemático para determinar la densidad de las partículas, utilizando las asignaciones:

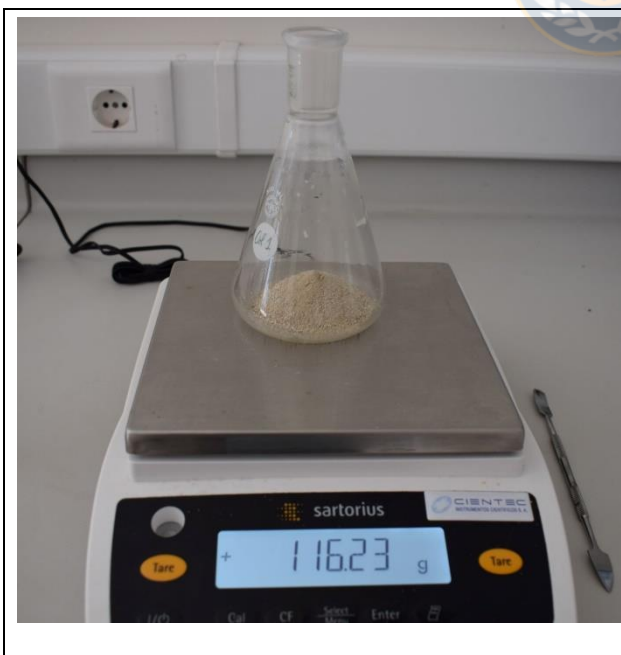
m_1 = masa del matraz Erlenmeyer solo ; m_2 = masa del matraz Erlenmeyer + partículas

m_3 = masa del matraz volumétrico solo ; m_4 = masa matraz volumétrico + suspensión

v_m = volumen del matraz volumétrico ; $[\rho_{H_2O \text{ líquida}} = 1 \text{ g/cm}^3]$

➤ Procedimiento matemático:

- | | |
|---|--|
| (1) masa de las partículas (m_5): | $m_5 = m_2 - m_1$ |
| (2) masa de la suspensión (m_6): | $m_6 = m_4 - m_3$ |
| (3) masa de agua de la suspensión (m_7): | $m_7 = m_6 - m_5$ |
| (4) volumen de agua de la suspensión (v_1): | $v_1 = m_7$; equivalencia con densidad del agua |
| (5) volumen de las partículas (v_2): | $v_2 = v_m - v_1$ |
| (6) densidad de las partículas (ρ_1): | $\rho_1 = m_5 / v_2$ |



Fotografía 7.1 Determinación de la masa de las partículas (m_5)



Fotografía 7.2 Eliminación de moléculas de aire de la suspensión aplicando calor.



Fotografía 7.3 Traspaso de la suspensión a matraz volumétrico de 250 ml.



Fotografía 7.4 Determinación de la masa final de la suspensión, a volumen conocido.

Es así como se obtuvieron los siguientes valores de densidad para las partículas de cada material (Tabla 7.1). Las muestras fueron tratadas por triplicado para obtener un promedio representativo.

Tabla 7.1 Valores de las 3 mediciones por muestra con el promedio final. La densidad está indicada en g/cm³.

Muestra	Medición 1	Medición 2	Medición 3	Promedio
Andesita	2,44	2,54	2,65	2,54
Toba	2,23	2,21	2,24	2,22
Suelo	2,21	2,32	2,44	2,32

Andesita = roca de la Formación Coya – Machalí
Toba = roca de la Formación Colbún

7.2 PH

7.2.1 Fundamento teórico

El pH es utilizado como medida de la acidez o alcalinidad que caracteriza a una solución, indicando la concentración y/o actividad de los iones de hidrógeno (H^+) presentes (Rowell, 1994).

Las letras que conforman el término fueron acuñadas por el bioquímico danés S.P.L. Sørensen en 1909, quien lo definió como el logaritmo opuesto (negativo) en base 10 de la concentración de los iones hidrógeno (ver fórmula 8). También se le asocia con el término “potencial de hidrógeno”.

$$pH = - \log [H^+] \quad (8)$$

Para la representación de los valores que puede tomar este análisis se utiliza la denominada “escala de pH” que normalmente varía en el rango de 0 a 14, donde el valor 7 es considerado “neutro” y el resto se divide en dos grupos; de 0 - 7 encontramos las soluciones “ácidas” y de 7 - 14 tenemos las soluciones “alcalinas” (o básicas).

La base teórica consiste en el postulado de la constante “ K_w ”, conocida como “constante de equilibrio del agua”, la cual asocia las concentraciones de los iones hidrógeno e hidroxilos multiplicados, con un valor de 10^{-14} a 25 °C (ver fórmula 9).

$$K_w = [H^+] [OH^-] = 10^{-14} \quad (9)$$

El instrumento utilizado para medir este parámetro analítico corresponde a un potenciómetro también llamado “pH-metro”, el cual mide la diferencia de potencial entre dos electrodos, uno de referencia y otro sensible a la actividad de los iones hidrógeno. El valor obtenido con este aparato generalmente es distinto al obtenido con la fórmula (8), ya que el valor de la actividad de los iones hidrógeno es distinto al de su concentración.

7.2.2 Proceso de medición y resultados

Se midió el valor del pH para 3 muestras distintas, a saber, partículas de roca andesítica y tobácea y una muestra de suelo del Instituto INIA Quilamapu de Chillán, las cuales fueron tratadas por triplicado para generar un valor estadístico representativo.

La preparación de las muestras consistió en el mismo procedimiento que se realizó para el análisis de distribución de tamaño de partículas mediante Difracción Láser descrito en el apartado 4.1.

Para la medición se utilizó un pH-metro de soluciones líquidas, el que fue previamente calibrado con dos soluciones *buffer* de pH 4 y 6,88 respectivamente. El proceso de análisis es el descrito en la sección 8.1 del libro de Rowell (1994). Este procedimiento consiste en masar 10 g de material tamaño inferior a 2 mm en balanza electrónica, a los que se le agregan 25 ml de agua destilada para formar una solución con material en suspensión, la cual se revuelve con agitador un magnético por 15 minutos, para finalmente realizar la lectura de la actividad de los iones hidrógeno con el pH-metro.

Los resultados obtenidos son mostrados en la Tabla 7.2, donde se incluye el valor de cada medición y el promedio final.

Tabla 7.2 Resultados de las mediciones de pH para el material granulado de ambas formaciones, con 3 repeticiones.

Muestra	Medición 1	Medición 2	Medición 3	Promedio
Andesita	6,30	6,47	6,54	6,3
Toba	5,90	5,89	5,87	5,88
Suelo	6,09	6,04	5,98	6,03

*Andesita = roca de la Formación Coya – Machali
 *Toba = roca de la Formación Colbún

7.3 CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIÓNICO (CIC)

7.3.1 Fundamento teórico

En términos de propiedades de suelos, se define como la capacidad que tiene un suelo para retener e intercambiar cationes o compuestos orgánicos positivos mediante el proceso de adsorción, lo que resulta ser un reflejo de la cantidad de sitios disponibles cargados negativamente que pueden ser ocupados por cationes de la solución de suelo (Rowell, 1994). Normalmente se asocia la CIC y sus variaciones a la cantidad y tipo de minerales de arcilla presentes, como también a la cantidad de materia orgánica (MOS) y humus. La determinación de esta variable, como se realizó en este trabajo, se efectúa

en procesos de intercambio iónico con desplazamiento de cationes y posterior medida de éstos en la solución, expresándose en $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$; ocurre también que esta variable se obtiene a partir de información composicional del material y se expresa en equivalentes, como lo es la unidad $\text{meq}/100 \text{ g}_{\text{suelo}}$.

Particularmente los minerales ceolíticos, debido a su configuración tetraédrica tridimensional donde el Si^{4+} es reemplazado en distintos porcentajes por Al^{3+} en la posición central de los tetraedros (razón Si/Al), estos poseen un exceso de cargas negativas que son balanceadas por cationes intercambiables, generalmente Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y en menor medida Mg^{2+} , Li^+ , Sr^{2+} , los cuales ingresan a los espacios tridimensionales conformando una estructura externa (*extra framework*) en conjunto con moléculas de agua y otros compuestos. A causa de este exceso de cargas negativas (o deficiencia de cargas positivas), una estructura porosa abierta, una elevada superficie de contacto y cierta selectividad iónica, es que se han llevado a cabo numerosos estudios enfocados en la capacidad de intercambio catiónico efectiva de las ceolitas naturales y artificiales, destacando su uso en aplicaciones industriales, ambientales, agropecuarias, entre otros (Pabalan y Bertetti, 2001).

Los cationes del *extra framework* están ligados débilmente a la estructura principal y son fácilmente intercambiables mediante la aplicación de soluciones catiónicas; este proceso de intercambio tiene como factores (1) la topología de la estructura (canales y poros), (2) la forma de los iones y su polarización, (3) la densidad de cargas en la estructura externa, (4) la carga del ion y (5) la concentración electrolítica de la solución circundante, por lo que el carácter difusivo de una ceolita depende del número de canales, su configuración espacial y el balance electrostático interno (Barrer, 1978 en Pabalan y Bertetti, 2001).

A modo de contextualización, se tiene que la unidad de medida de esta variable se comprende bajo la condición inicial de que regularmente en un suelo podemos encontrar 10^{23} cargas por kilogramo de suelo (Rowell, 1994), a partir de lo cual se puede calcular la masa de iones utilizando la masa molar de los elementos ($1 \text{ mol} = 6,02 \cdot 10^{23}$ átomos o iones). Mediante la conversión anterior se llega a una relación mol kg^{-1} . Ahora bien, trabajar con estas unidades trae inconvenientes puesto que los cationes en un suelo no tienen la misma valencia (ej. K^+ , Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , NH_4^+ , Al^{3+}), por lo anterior, para una mejor comprensión y uso, la capacidad de intercambio catiónico necesita estar relacionada a la carga y no a los moles o masa de los iones. Así se introduce lo que se conoce como *mole of charge* o carga de mol, que se escribe mol_c y equivale a $6,02 \cdot 10^{23}$ cargas. Finalmente, a modo de simplificación en los cálculos para trabajar en números enteros, se aplica una conversión matemática a centimoles, obteniendo la unidad de

medida $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ (Rowell, 1994). En la Tabla 7.3 se ejemplifica de mejor manera la conversión de unidades para iones de K^+ , Ca^{2+} y Al^{3+} .

Tabla 7.3 Ejemplificación de la conversión de unidades de carga para 3 cationes comunes en suelos; modificado de Rowell (1994).

n de cargas negativas	n de cationes intercambiables por kg	g / kg	mol / kg	mol c / kg
10^{23}	$1 * 10^{23} \text{ K}^+$	6,5	0,166	0,166
10^{23}	$0,5 * 10^{23} \text{ Ca}^{2+}$	3,3	0,083	0,166
10^{23}	$0,33 * 10^{23} \text{ Al}^{3+}$	1,5	0,055	0,166

7.3.2 Resultados de CIC

La técnica utilizada corresponde a la especificada por la Norma ISO 11.260 y fue realizada en dependencias del Instituto de Geología Económica Aplicada por profesionales que trabajan en el establecimiento. Los resultados del análisis son mostrados en la Tabla 7.4.

Tabla 7.4 Medición de la capacidad de intercambio catiónico (CIC) de bases intercambiables para los 4 tipos de tratamiento geológico utilizados como enmienda agrícola, bajo las especificaciones de la Norma ISO 11.260. Se destaca el catión de mayor retención para cada tipo de muestra. Unidad de medida en cmol_c/kg .

Muestra	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	TOTAL
Toba fina	12,22	7,11	48,24	6,08	73,65
Toba gruesa	11,12	5,53	40,99	2,94	60,58
Andesita fina	0,7	1,5	17,78	4,64	24,62
Andesita gruesa	0,03	0,43	5,68	0,19	6,33

fina = granulometría < 1 mm

Toba = Fm. Colbún

gruesa = granulometría entre 1 - 4 mm

Andesita = Fm. Coya - Machalí

Se puede observar una clara diferencia entre las litologías (Figura 7.1), teniendo las rocas provenientes de la Formación Colbún (toba) una capacidad de intercambio catiónico notablemente más elevada que las rocas ceolitizadas de la Formación Coya – Machalí (andesita), con un valor aproximadamente 3 veces mayor (toba fina vs andesita fina). Así también, existe una diferencia de CIC

relacionada con la granulometría del material, constituyendo las rocas molidas finamente, un material intercambiador más efectivo que las partículas más gruesas de su misma naturaleza.

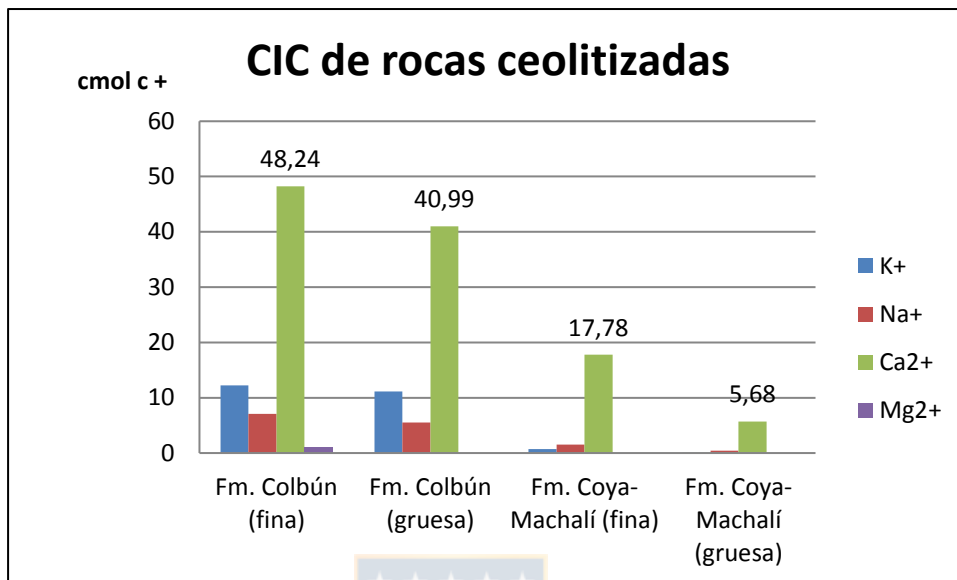


Figura 7.1 Gráfico del análisis de capacidad de intercambio catiónico de bases, en las rocas ceolitizadas de las formaciones Coya-Machalí y Colbún. Se muestran los valores de barra correspondientes al catión de Ca²⁺.

A partir de las mediciones se puede establecer como premisa, que la configuración tridimensional de la estructura de los minerales que conforman a ambas rocas, en conjunto con la distribución de cargas negativas en la superficie cristalina, favorecen un ingreso y retención elevado de iones de calcio (Ca²⁺) en comparación con los demás cationes. Sumado a lo anterior, al analizar selectividades por grupos de elementos (valencia), se da que la preferencia de Ca²⁺ >> Mg²⁺ y de K⁺ > Na⁺ en el caso de las tobas ricas en clinoptilolita, heulandita y mordenita (tobas), concuerda con los estudios de Ames (1960, 1961), quién determinó series de selectividad para elementos alcalinos y alcalinos térreos en columnas rellenas solamente (95% pureza) con clinoptilolita y mordenita, identificando las series de preferencia Cs⁺ > Rb⁺ > K⁺ > Na⁺ > Li⁺ y Ba²⁺ > Sr²⁺ > Ca²⁺ > Mg²⁺, respectivamente. Por su parte, las rocas de la Formación Coya – Machalí (andesitas) ricas en laumontita, presentan resultados concordantes con los estudios binarios de selectividad de Dyer y otros (1991 en Pabalan y Bertetti, 2001), quienes estudiaron las relaciones de intercambio catiónico de este mineral en comparaciones Ca²⁺ / K⁺, Ca²⁺ / NH₄⁺, Ca²⁺ / Na⁺, Ca²⁺ / Cs⁺ y

$\text{Ca}^{2+} / \text{Sr}^{2+}$, donde encontraron que el Ca^{2+} siempre ingresó en mayor cantidad que los otros cationes, con excepción del Sr^{2+} .

Se da el caso de que la relación en la capacidad para retener Ca^{2+} y Mg^{2+} en las tobas de la Formación Colbún, presenta una razón que excede de los límites convencionales para suelos, que regularmente puede ser $\text{Ca} : \text{Mg} = 5 : 1$ o $2 : 1$ (Rowell, 1994), ya que en los resultados obtenidos se encontró una diferencia de 8 hasta 14 veces más; lo que podría significar beneficios al utilizar estos materiales en conjunto con rocas ricas en minerales cálcicos, como por ejemplo apatito (Mumpton, 1977), puesto que la normal disolución de los minerales fosfatados (apatito) se vería aumentada por la selectividad y retención elevada de las ceolitas por Ca^{2+} .

Dentro de los factores que regulan la selectividad catiónica que tendrá un mineral o en términos macro, un suelo, encontramos las variaciones de pH. Esta propiedad influye de tal manera que, la adsorción de Al^{3+} y H^{+} puede variar desde un valor 0 en suelos neutros, a más del 90 % de la CIC total en ambientes muy ácidos. Así también ocurre con el Ca^{2+} y Mg^{2+} , ocupando casi la totalidad de la CIC en suelos neutros y presentando en ocasiones, valores inferiores al 10 % en suelos muy ácidos (Rowell, 1994). En el caso de la medición realizada en este estudio, el pH corresponde al de la roca.

Al realizar una comparación con los rangos de CIC para suelos estandarizados en la literatura, es necesario aclarar que, en un análisis de Capacidad de Intercambio Catiónico regular, se consideran además de la medición de bases intercambiables (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} , Na^{+}), la medición de la cantidad de cationes ácidos intercambiables, que normalmente corresponden a H^{+} , Al^{3+} y NH_4^{+} , los cuales no fueron medidos en este estudio. A pesar de esto, la medición en las rocas de la Formación Colbún presenta resultados de CIC iguales y más elevados a los suelos con los mayores rangos de CIC citados por Rowell (1994), que son los suelos arcillosos y arcillo – limosos (CIC entre 4 – 60 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$). Por su parte, las rocas de la Formación Coya – Machalí (andesitas), presentan valores de CIC del rango suelos arenosos - limo arenosos, que vendrían siendo suelos con una capacidad media a baja.

CAPÍTULO VIII: CULTIVO DE TRIGO

Con el fin de evaluar el efecto como material de enmienda agrícola de los productos geológicos (rocas molidas), se realizó un cultivo de trigo variedad Pantera INIA en condiciones de cámara de crecimiento agrícola, que permitiera identificar diferencias en los parámetros morfológicos de las plantas atribuibles a la incorporación de estos materiales rocosos en el suelo de cultivo. Si bien este estudio está enfocado en las propiedades de los minerales ceolíticos presentes en las rocas y cómo estas afectan el desarrollo de las plantas cultivadas, se consideró la totalidad de la muestra como producto geológico, es decir, que se incorporaron al sustrato todos los minerales que conforman la roca; situación regular al utilizar ceolitas naturales en procedimientos agrícolas (Mumpton, 1999).

Para validar las diferencias en las mediciones de parámetros morfológicos, se utilizaron las pruebas estadísticas de Tukey para la comparación entre tratamientos y Dunnet para la comparación de los tratamientos con respecto a un grupo control; ambas pruebas con un nivel de significancia del 5 % ($\alpha = 0,05$).



8.1 USOS DE CEOLITAS NATURALES EN AGRICULTURA

Uno de los usos conocidos de ceolitas naturales es como (1) **acondicionador de suelo** para mejorar las propiedades físicas y químicas del medio donde se llevará a cabo un cultivo vegetal. Dentro de las propiedades químicas modificables asociadas a la aplicación de estos minerales, encontramos el incremento del pH y de la CIC; por ejemplo, adiciones de tobas ricas en clinoptilolita a razones entre 0 – 35 ton ha⁻¹, en suelos ácidos (*podzolic soils*) arenosos de Ucrania, resultó en aumentos de pH desde 5,2 a 7 y de la capacidad de intercambio catiónico desde 6,1 cmol_c/kg a 11,2 cmol_c/kg (Mazur y otros, 1984). Otro ejemplo de esto fue publicado por Suwardi y otros (1994), donde aplicaron productos ceolíticos ricos en clinoptilolita sola, mordenita sola y mezcla de ambas a 3 tipos distintos de suelos de cultivo, obteniendo resultados de incremento en la CIC desde 10,6 cmol_c/kg a 14,6 cmol_c/kg, añadiendo 50 Mg ha⁻¹ de toba rica en clinptilolita (82 % concentración en la roca) a un suelo rojo amarillento *podzolic*, y la misma tasa de aplicación a suelo arenoso aumento la CIC desde 6,45 cmol_c/kg a 11,2 cmol_c/kg.

Dentro de las propiedades físicas que se pueden mejorar con la aplicación de ceolitas naturales, se encuentra la de disminuir la densidad del suelo (*bulk density*), ya que la densidad de tobas ceolitizadas varía entre 0,8 – 2,5 g/cm³, debido a la naturaleza porosa y origen vítreo de estos minerales. Por ejemplo, Petrovic (1990) realizando pruebas de laboratorio para aplicaciones en campos de golf, encontró que la granulometría entre 0,1 – 1 mm maximiza los beneficios de infiltración y disponibilidad de agua, así como también la aireación.

Otro de los usos convencionales de estos materiales es para (2) **mejorar la eficiencia de fertilizantes y prevenir la lixiviación de nutrientes**, esto como consecuencia de la selectividad y capacidades de intercambio catiónicas que presentan las ceolitas. Dependiendo del tipo de ceolita, ciertos nutrientes serán cambiados con los cationes intercambiables del *extra framework* de los minerales, ingresando a éstos y ocupando los sitios catiónicos. La unión de los nutrientes a la estructura cristalina es lo suficientemente débil como para permitir que las plantas tomen los nutrientes en la zona radicular. A su vez, la acción descrita evita pérdidas de nutrientes por lixiviación o su conversión a fases gaseosas que son liberadas a la atmósfera, que en promedio alcanza valores del 50 % de la cantidad del nutriente aplicado (Ming y Allen, 2001). Pese a que su uso en agricultura es de carácter centenario, en Japón fue donde por primera vez se estudiaron estos efectos con el trabajo de Minato (1968), quién documentó un aumento del 63 % del nitrógeno disponible para plantas de arroz con fertilización de urea en suelos gruesos, mediante la adición de 80 ton ha⁻¹ de toba rica en clinoptilolita en comparación a suelos sin adición de ceolita. Lo anterior encuentra explicación en que la variedad clinoptilolita presenta una alta selectividad por ion amonio (NH₄⁺) de acuerdo con Ames (1960), quien determinó que, dentro de 12 cationes distintos, el NH₄⁺ es el 4° en selectividad por parte del mineral, después del Cs⁺, Rb⁺ y K⁺. Entre los estudios sobre la disminución en la lixiviación de nutrientes, destacan los relacionados a la mantención de campos de golf, donde Huang y Petrovic (1994) comprobaron que mediante la adición de toba rica en clinoptilolita (CIC = 160 cmol_c/kg) 10 % *wt*, en ensayos en arenas cuarcíferas con fertilización nitrogenada, ocurre una disminución de la lixiviación en 86 % y 99 % de NO₃⁻ y NH₄⁺, respectivamente.

Una aplicación que encuentran las ceolitas en los cultivos, es la de (3) **actuar como fertilizante de lenta liberación o de liberación controlada**. Éstas se utilizan de dos maneras, (a) una como fertilizante de lenta liberación por intercambio iónico y (b) otra mediante la combinación de una disolución mineral e intercambio iónico (por ejemplo, roca fosfórica en conjunto con ceolita). La primera forma de aplicación se realiza mediante un enriquecimiento previo en las ceolitas del nutriente que se desea añadir

al suelo o sustrato, como por ejemplo, en tobas ricas en clinoptilolita enriquecidas con K^+ o NH_4^+ , donde se da el caso que el mineral presenta selectividad para estos iones por sobre otros como Ca^{2+} o Na^+ , generando una mayor dificultad de ser removidos por la solución de suelo, permaneciendo más tiempo disponibles para las plantas (Ming y Allen, 2001). Ahora, la combinación de rocas ricas en ceolita y otro producto natural (o sintético) utilizado como fertilizante, fue evaluado por primera vez por Lai y Eberl (1986), quienes mezclaron una roca fosfórica (rica en francolita) con tobas ricas en clinoptilolita (CIC= 180 cmol_c/kg) intercambiada y no intercambiada con NH_4^+ , H^+ y Na^+ , a razón 5 : 1 de ceolita : roca fosfórica, evidenciando que el fósforo disponible en la solución de suelo fue significativamente mayor en las mezclas con ceolitas vs las sin ceolitas, siendo la toba enriquecida- H^+ la que generó mayor disolución del material fosfórico. Bajo el mismo concepto del uso como fertilizante de lenta liberación, se utilizan como (4) **carriers para herbicidas e insecticidas y compuestos orgánicos**.

También se han utilizado rocas ceolitizadas a modo de suelo de cultivo, en lo que se conoce como (5) **sustrato zeopónico para crecimiento vegetal**. Este medio de cultivo contiene un predominio de material ceolítico, generalmente toba rica en clinoptilolita en conjunto con otros materiales como rocas fosfóricas, hidroxiapatitos sintéticos, fertilizantes (N, P, K), vermiculita, turba y arena cuarcífera, entre otros. Por ejemplo, Ming y otros (1995) incorporaron un rango de elementos esenciales para las plantas en la estructura de hidroxiapatitos sintéticos, usado en conjunto con un material granulado de tobas ricas en clinoptilolita (intercambiadas con NH_4^+ y K^+) para un cultivo de trigo, obteniendo resultados que indicarían que el sustrato proporcionó elementos suficientes para el desarrollo de las plantas. Muchos de los experimentos que utilizan ceolitas como suelo artificial, son realizados por países que desarrollan tecnología espacial (Ming y Allen, 2001).

8.2 MATERIALES Y PLANIFICACIÓN DE CULTIVO

Con respecto al estudio del efecto que puedan ocasionar los productos geológicos granulados, esta etapa busca identificar las diferencias atribuibles a dos propiedades, que son: (1) la **naturaleza del material**, es decir, el tipo de litología y por consecuencia, el tipo de ceolita contenido en las rocas, cómo también (2) la **granulometría** utilizada, producto de procesos de molienda y tamizaje.

El cultivo se realizó en condiciones de cámara de crecimiento agrícola en el Laboratorio de Microbiología de Suelos de la Facultad de Agronomía de la Universidad de Concepción, campus Concepción, con el objetivo de tener control sobre los parámetros que influyen en el desarrollo vegetal y

que éstos fueran lo más homogéneos posible para todas las plantas en cultivo, logrando que la única diferencia fuera el tipo de tratamiento geológico utilizado en los distintos grupos; los parámetros homogéneos son la temperatura ambiente ($\approx 20\text{ }^{\circ}\text{C}$), las horas y grado de exposición a luz (luz LED con fotoperiodo 18/6), cantidad de agua de riego (150 ml por día).

Para la confección de materiales enmienda representativos, se trabajó cada producto geológico por separado, con la designación de las letras A y B mayúsculas para referirse a las tobas de la Fm. Colbún (rico en ceolitas heulandita – clinoptilolita) y las andesitas de la Fm. Coya – Machalí (rico en ceolita laumontita), respectivamente. También, cada unidad fue tamizada y separada en dos fracciones, una más gruesa de tamaño $\varnothing 1 - 4\text{ mm}$ designada con la letra griega “ α ” y otra más fina con las partículas de tamaño $\varnothing < 1\text{ mm}$ designada con la letra griega “ β ”, generando 4 tratamientos geológicos: A α (toba $\varnothing 1 - 4\text{ mm}$), A β (toba $\varnothing < 1\text{ mm}$), B α (andesita $\varnothing 1 - 4\mm$) y B β (andesita $\varnothing < 1\text{ mm}$). Se dispuso también, de un grupo de plantas sin tratamiento geológico, utilizado como población control representado con la letra “C” mayúscula. Para generar una representatividad estadística se cuádruplicó cada tratamiento (enumerados de 1 a 4), lo que resultó en un total 20 maceteros (Figura 8.1) y 40 plantas de trigo a cultivar, ya que se colocaron dos plantas por maceta (tubos de PVC de 11 cm de diámetro x 50 cm de alto).



Figura 8.1 Representación gráfica de la distribución de posiciones de los maceteros con respecto a la fuente de luz. Corresponden según color, Rojo=Tobas 1-4 mm, Azul=Tobas < 1 mm, Amarillo=Andesitas 1 - 4 mm, Verde=Andesitas < 1 mm, Café=Grupo control

Con respecto al sustrato, se ocupó una mezcla de suelo Andisol Serie Arrayán con tamaño de partícula inferior a 2 mm proveniente del instituto INIA Quilamapu ubicado en la ciudad de Chillán, en conjunto con arena media-gruesa en proporción 4:1 (suelo : arena). Este tipo de suelo se formó a partir de cenizas volcánicas recientes, depositadas sobre un sustrato no relacionado, el cual se constituye de materiales de origen fluvial y fluvio-glacial compactados; estos suelos son profundos, bien drenados, de texturas medias con dominancia de la clase textural Franco Limosa (García y Tahiri, 2005). En estudios que buscan adaptar nuevas tecnologías sostenibles para el rubro agrícola, la Facultad de Agronomía sede Concepción utilizó este mismo suelo en tesis de pregrado (Chávez, 2019), enviando muestras al Laboratorio de Suelos del Departamento de Suelos y Recursos Naturales de Agronomía campus Chillán, para análisis de las propiedades químicas y físicas de éste, las que son mostradas en la Tabla 8.1.

Tabla 8.1 Propiedades químicas y físicas del suelo Andisol Serie Arrayán, perteneciente al Instituto INIA Quilamapu de Chillán.

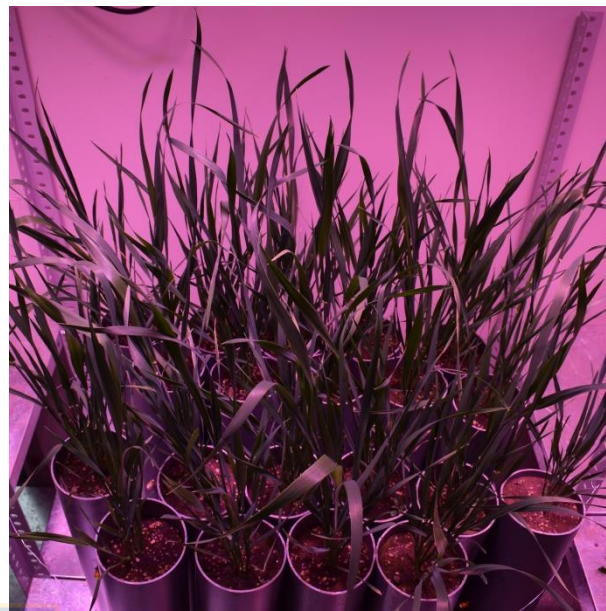
Variable	Unidad de medida	Cantidad
pH en agua		5,56
Materia Orgánica	%	12,37
Nitratos (N-NO ₃)	mg/Kg	12,1
Amonio (N-NH ₄)	mg/Kg	2,2
Nitrógeno disponible	mg/Kg	14,3
Fósforo olsen	mg/Kg	12,7
K disponible	mg/Kg	182,7
K intercambiable	cmol/kg	0,47
Textura		
Arena	%	72
Limo	%	14
Arcilla	%	15
Clase textural	Franco arenoso	

A los maceteros con tratamiento geológico, a saber, A α – A β – B α – B β , se les añadieron 13 gramos del tratamiento geológico respectivo, distribuidos en los primeros 20 cm de profundidad (centímetro = 0 corresponde a la superficie superior o techo del macetero). Toda la población cultivada fue fertilizada con 0,5 gramos de urea (fertilizante nitrogenado) por macetero. La duración del periodo de cultivo abarcó desde el 28 de septiembre del 2018 con la germinación de las plantas, hasta el 14 de enero

de 2019 cuando se realizó el levantamiento y cosecha. El total de días fue de 109, traducido en 3 meses y 2 semanas aproximadamente (Fotografías 8.1 a la 8.4).



Fotografía 8.1 Plantas en proceso de germinación. Fecha 28 de septiembre del 2018.



Fotografía 8.2 Plantas en proceso de encañado. Fecha 1 de noviembre del 2018.



Fotografía 8.3 Plantas en proceso de espigado. Fecha 4 de diciembre del 2018.



Fotografía 8.4 Plantas en fase final de maduración. Fecha 14 de enero del 2019.

8.3 PARÁMETROS MORFOLÓGICOS EVALUADOS

El trigo (*Triticum aestivum* L.) es una planta herbácea (caracterizadas por poseer órganos no leñosos), perteneciente a la familia de las Gramíneas; otras plantas de esta familia son la caña de azúcar, arroz, maíz, cebada, avena, centeno y bambú, entre otros (Moreno y otros, 2001).

La morfología general está representada por un sistema radicular que se compone de dos tipos de raíces, las denominadas seminales que son estructuradas por una radícula central y 2 pares laterales, siendo generalmente delgadas y de diámetro uniforme con finas ramificaciones laterales, y un segundo tipo denominado adventicio (corona); el grado de ramificación radicular depende de la humedad, porosidad/aireación y estado de fertilidad general del suelo, con una penetración entre 60 – 90 cm de profundidad. El tallo, al igual que en las otras plantas gramíneas, corresponde a una caña formada por nudos y entrenudos de distinta longitud; es en los nudos donde se encuentran las yemas que dan origen a las hojas y también a los macollos. En el nudo basal y los nudos superiores el tallo es denso, pero en los entre nudos es hueco; esta estructura alcanza alturas variables entre 30 y 170 cm. Las hojas presentes en esta planta son del tipo cintiformes, paralelinervias y terminadas en punta, dispuestas sobre el tallo en hileras verticales alternadas, con una divergencia de 180° entre hojas consecutivas; se constituyen de una vaina, lámina, lígula y un par de aurículas en la base de la lámina. La inflorescencia corresponde a una espiga, cuyo eje principal o raquis conforma una estructura sinuosa y articulada, compuesta también por nudos y entrenudos; ésta estructura se compone a su vez por espiguillas alternadas que contienen entre 2 a 5 flores estériles. Cada flor da lugar a un solo fruto (cariópse) (Moreno y otros, 2001).

Para tener una aproximación al efecto de la presencia de material ceolítico en el suelo de cultivo, se realizaron mediciones regulares sobre determinados parámetros morfológicos aéreos y radiculares de las plantas.

Una de estas variables corresponde a la altura de la “hoja bandera”, que es un tipo de hoja que presentan las gramíneas. La estructura resulta ser primordial en el rendimiento de grano de la cosecha, pues es la principal fuente de fotosintatos durante la etapa de “llenado” de granos. Su ubicación en la planta es debajo de la inflorescencia de granos y su altura se midió extendiendo la hoja verticalmente tomando la medida desde el suelo de cultivo hasta la punta de la hoja (Fotografía 8.5) (Schoebitz, M., comunicación personal, 2018).

También se midió la altura de la planta semanalmente desde la formación de la inflorescencia como primera medición, hasta el término de la maduración, periodo en el cual la planta de trigo toma su color amarillo característico. La longitud determinada corresponde desde la superficie del suelo hasta la ubicación de la última espiguilla (Fotografía 8.6).



Fotografía 8.5 Procedimiento de medición de altura de hoja bandera en planta de trigo.



Fotografía 8.6 Procedimiento de medición de altura de la inflorescencia en planta de trigo.

Otro parámetro estudiado fue la biomasa radicular presente en cada tratamiento, la cual se determinó mediante la extracción del material radicular separándolo del suelo y realizando lavado con agua, una vez realizada la cosecha del cultivo. Las raíces libres de suelo o “tierra”, fueron secadas en estufa de aire caliente a 70 °C por 24 horas. Una vez secas, fueron medidas con el escáner de raíces LA2400 equipado con el *software WinRHIZO™*, el cual mediante el análisis de imágenes permitió conocer parámetros como la Longitud Total, Área de Superficie Total y Volumen Total de raíces (Fotografía 8.7).

El último parámetro vegetal considerado fue la cantidad de masa aérea producida por cada tratamiento, representada por el tallo, hojas e inflorescencia juntos. Para esta medición se cortó el tallo a 5

cm desde la superficie del suelo y se secó el material en estufa a 70 °C por 48 horas (Fotografía 8.8). Luego las estructuras secas fueron masadas con balanza electrónica.



Fotografía 8.7 Lectura de raíces con scanner equipo LA2400.



Fotografía 8.8 Masa aérea vegetal considerada para la medición.

Las mejoras observables están directamente condicionadas a los análisis estadísticos, teniendo que existir diferencias significativas con respecto al grupo control, que representa la forma de cultivo tradicional de este tipo de cereal, para poder determinar si existe un efecto positivo en la fertilidad del sustrato al añadir los distintos tratamientos geológicos. También se realizaron comparaciones de las variables ceolíticas según naturaleza y granulometría, como también de su combinación ($A\alpha$, $A\beta$, $B\alpha$ y $B\beta$).

8.4 RESULTADOS DEL CULTIVO

Para la evaluación estadística de los datos de parámetros morfológicos obtenidos de las plantas, se utilizó la media (o promedio) de los grupos $A\alpha$, $A\beta$, $B\alpha$, $B\beta$ y C. Estos datos se sometieron primeramente a una prueba de hipótesis ANOVA (análisis de varianza de un solo factor) para cada parámetro considerado; este análisis compara las varianzas entre las medias de los grupos y dentro de éstos, para probar si forman parte de una misma población más amplia o pertenecen a poblaciones

separadas con características distintas en base a dos hipótesis: (1) que todas las medias sean iguales (H_0 = hipótesis nula) o (2) que al menos una media sea significativamente distinta (H_1 = hipótesis alterna); en este caso con un nivel de significancia del 5 % ($\alpha = 0,05$). El nivel de significancia se utiliza para crear rangos o intervalos de confianza, los cuales se interpretan como la probabilidad de que el parámetro medido estará en el intervalo un $100(1 - \alpha)$ % de las veces que apliquemos el procedimiento; la longitud del intervalo es una medida de la precisión de la estimación, por ejemplo, un intervalo del 95 % de confianza es más seguro que un intervalo del 99 %. Luego, en los parámetros donde la prueba ANOVA indicó la existencia de al menos una media significativamente distinta (rechaza H_0), se aplicaron métodos de comparaciones múltiples de Dunnet y Tukey, ambos con un nivel de significancia del 5 % ($\alpha=0,05$). La prueba de Dunnet es una modificación de la prueba t de Student, que crea intervalos de confianza simultáneos para la comparación de la diferencia entre la media de cada grupo (o tratamiento) respecto a la media de un grupo de control; esta prueba resulta ser más robusta estadísticamente, ya que controla la tasa de error asignada para la familia de comparaciones (en este caso $\alpha=0,05$), integrando un error individual (menor al α) en cada comparación, disminuyendo así la probabilidad de cometer error de tipo I (rechazar H_0 siendo verdadera). Ahora, con los intervalos de confianza calculados, se puede determinar lo que se conoce como “valor p”, que en términos estadísticos corresponde a la probabilidad de cometer el error de aceptar H_1 como cierta, cuando en realidad es falsa; si el valor p es menor que el α designado, entonces acepto H_1 como verdadera, y determino que las medias son estadísticamente diferentes. Por ejemplo, al utilizar un grupo control como se hizo en este trabajo, gráficamente lo que evaluó al comparar el valor p con el α , es que la media del grupo control no esté dentro del intervalo de confianza individual generado a partir de la diferencia de las medias (tratamiento x con el grupo control). Los análisis estadísticos completos se encuentran en el Anexo V.

El primer parámetro analizado fue la altura de la hoja bandera, la cual no presentó diferencias estadísticas significativas con respecto al grupo control ni entre tratamientos, aun cuando todos los tratamientos geológicos (A y B) mostraron medias mayores a la del grupo control (C). La altura mayor fue alcanzada por el tratamiento B α (andesitas de la Fm. Coya-Machalí entre 1 - 4 mm). Para su mejor representación, las medias de los parámetros morfológicos aéreos son mostradas en la Tabla 8.2.

Con respecto a la altura de la inflorescencia o “espiga”, todos los tratamientos geológicos muestran valores superiores al grupo control, aunque la diferencia no resultó ser estadísticamente suficiente (Tabla 8.2). En cuanto a las comparaciones entre las variables, las medias tienen un valor muy

cercano entre ellas y no existe diferencia estadística significativa. El promedio mayor corresponde al tratamiento A α (toba de la Fm. Colbún entre 1 - 4 mm).

El análisis de la cantidad de masa aérea producida por cada tratamiento mostró que la combinación A β correspondiente a toba de la Fm. Colbún < 1mm, presenta la media más elevada seguida por la combinación de variables A α . Sin embargo, no existen diferencias estadísticas significativas con el grupo control ni entre los tratamientos (Tabla 8.2).

Tabla 8.2 Medias de los parámetros morfológicos aéreos de las plantas. El análisis ANOVA para cada parámetro (1,2 y 3) no indicó la existencia de alguna media estadísticamente diferente.

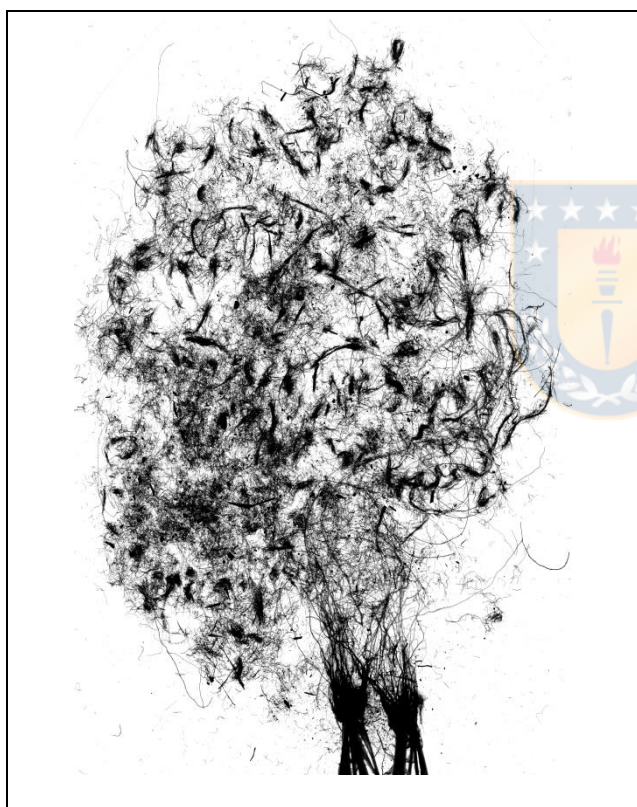
Parámetro	A α	A β	B α	B β	C
1. Altura Hoja Bandera (cm)	71,3	71,07	71,97	70,1	65,6
2. Altura Inflorescencia (cm)	69,25	68,63	67,25	68,75	64,13
3. Masa aérea (g)	25,06	26,42	22,65	24,96	23,29
* No se obtuvieron diferencias estadísticas significativas entre las medias de los tratamientos ni con respecto al grupo control C.					

Ahora bien, las mediciones efectuadas sobre el sistema radicular de las plantas sí presentaron diferencias estadísticas significativas en tratamientos con respecto al grupo control, las que se muestran en la Tabla 8.3. Es así como el Largo Total de raíces es significativamente mayor en los tratamientos que contienen toba de la Formación Colbún, es decir, A α (7.362 cm) y A β (8.641 cm), al igual que la medición del Área de Superficie Total de raíces, en la cual se encontró diferencia significativa ($p < 0,05$) de los tratamientos A α (582,7 cm²) y A β (727,3 cm²). Por su parte, el tratamiento que mostró diferencias significativas en cuanto a "Volumen Total" de raíces, fue la combinación A β (5,07 cm³) con respecto al control. Ocurre en definitiva que los tratamientos de tipo de naturaleza A (toba de Fm. Colbún) con una cantidad aplicada de 13 g por tratamiento, obtuvieron un mayor desarrollo radicular en cuanto al número de raíces, longitud y grosor de éstas. Estas diferencias son visibles en las imágenes obtenidas por escáner de las fotografías 8.9 para tratamiento con toba granulada de la Fm. Colbún y 8.10 representando a un tratamiento del Grupo Control.

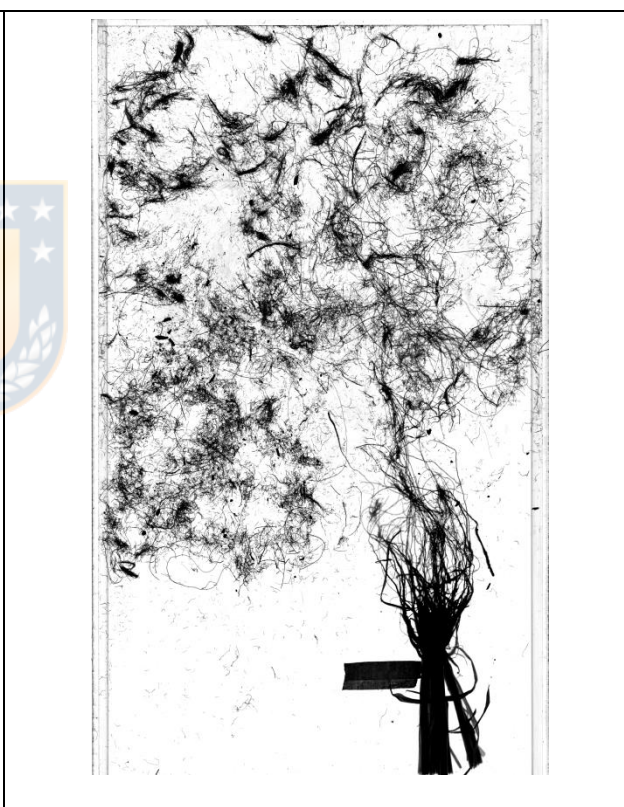
Tabla 8.3 Promedio de las mediciones de parámetros radiculares de las plantas de trigo según los distintos tratamientos geológicos aplicados. Evaluación estadística con prueba de Dunnett al 5% de significancia con respecto al grupo control C.

Parámetro	A α	A β	B α	B β	C
1. Largo total raíces (cm)	7.362	8.641	3.168 (a)	5.807 (a)	3.334 (a)
2. Área superficie total raíces (cm ²)	582,7	727,3	269,3 (b)	415,9 (b)	286 (b)
3. Volumen total raíces (cm ³)	3,73 (c)	5,07	2,02 (c)	2,45 (c)	1,98 (c)

(a) = etiqueta para medias estadísticamente iguales en el parámetro 1.
(b) = etiqueta para medias estadísticamente iguales en el parámetro 2.
(c) = etiqueta para medias estadísticamente iguales en el parámetro 3.



Fotografía 8.9 Imagen obtenida por scanner, de las raíces del tratamiento A β 3 (toba < 1 mm #3). Área analizada = 951,8 cm².



Fotografía 8.10 Imagen obtenida por scanner, de las raíces del tratamiento C2 (control #2). Área analizada = 928,8 cm².

Luego al evaluar la relación entre variables, existen también diferencias estadísticas significativas. La primera variable comparada fue el (1) tipo de naturaleza, la que arrojó diferencias suficientes ($p < 0,05$)

en cuanto al Largo, Área de Superficie y Volumen Total de raíces, donde el sustrato con producto geológico perteneciente a la Fm. Colbún presenta resultados estadísticamente más elevados que aquel con material proveniente de la Fm. Coya – Machalí (Tabla 8.4); por lo anterior se puede establecer como premisa, que la naturaleza del tratamiento aplicado sí afectó al desarrollo radicular de las plantas en este estudio. La segunda variable estudiada fue (2) el tamaño granulométrico, donde se comparó los resultados en tratamientos de tamaño “ α ” con los de tamaño “ β ”, sin comparar la naturaleza del material; este análisis no arrojó diferencias estadísticas suficientes ($p > 0,05$) aunque, sin embargo, el grupo más fino (granulometría $\beta = \emptyset < 1$ mm) obtuvo promedios más elevados en todos los parámetros medidos. También se comparó las diferencias estadísticas entre las combinaciones de igual naturaleza, pero de diferente granulometría (análisis entre $A\alpha - A\beta$ y entre $B\alpha - B\beta$); en esta comparación la única combinación de variables que presentó diferencias significativas ($p < 0,05$) con respecto a su homólogo en naturaleza, fue el tratamiento $B\beta$ con raíces significativamente más largas que $B\alpha$ (Tabla 8.4).

Tabla 8.4 Comparación entre las variables (A y B; α y β) y su combinación ($A\alpha$ y $A\beta$; $B\alpha$ y $B\beta$) en mediciones de parámetros radiculares. Se realizó evaluación ANOVA y la prueba de Tukey con un nivel de significancia del 5% para analizar las diferencias entre las medias.

PARÁMETRO	entre A – B	entre α – β	entre $A\alpha$ – $A\beta$	entre $B\alpha$ – $B\beta$
Largo Total Raíces (cm)	7.962 – 4.274	5.132 – 7.104	7.362 – 8.562	2.902 – 5.646
Área Superficie raíces (cm ²)	655 – 342,6	426 – 571,6	582,7 – 727,3	269,3 – 415,9
Volumen Total raíces (cm ³)	4,4 – 2,24	2,88 – 3,76	3,73 – 5,07	2,02 – 2,45

*en rojo se destacan los valores estadísticos significativamente diferentes.
A = Ceolita de la Fm. Colbún; B = Ceolita de la Fm. Coya – Machalí
 α = granulometría entre 1 – 4 mm; β = granulometría < 1 mm

CAPÍTULO 9: RESULTADOS

A partir de los resultados obtenidos en los distintos capítulos de esta memoria, en conjunto con la información recopilada desde la bibliografía, se puede desarrollar el siguiente proceso de síntesis.

9.1 CONCLUSIONES

A) Sobre la caracterización mineralógica y química de las litologías utilizadas como material de enmienda agrícola:

Las rocas de la Formación Coya - Machalí provenientes de la VI Región, corresponden en su totalidad a rocas volcánicas, principalmente andesitas porfídicas de color gris oscuro con predominio de plagioclasas como fenocristales en una masa fundamental que adquiere tonalidades rojizas producto de hematización y/o color verdoso producto de alteración a clorita y, en menor medida, corresponden a andesitas brechozas (autobrechas) con clastos angulosos de composición andesítica; el estado general de las rocas varía desde leve a altamente fracturado, con presencia de vetillas polidireccionales, diaclasas y amígdalas, las cuales permitieron la infiltración de fluidos y relleno con calcita, ceolitas y cuarzo. El análisis de difracción de rayos x en modalidad Roca Total, permitió identificar que el componente principal de las rocas son las plagioclasas de composición intermedia, las cuales son acompañadas en menor medida por clinopiroxeno y cuarzo como minerales primarios; con esta técnica se logró corroborar la presencia de laumontita, mineral perteneciente a la familia de las ceolitas, en conjunto con calcita, cuarzo, clorita y hematita como minerales de alteración. Mediante la técnica de espectrometría de fluorescencia de rayos x se determinó que, las lavas andesíticas muestran un relativo empobrecimiento en SiO_2 que lo acerca al límite entre la composición máfico/intermedio con valores similares a los de un basalto y, por el contrario, presentan un enriquecimiento en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 y MnO , con relación al estándar internacional utilizado (Anexo III).

Por su parte, las rocas de la Formación Colbún provenientes de la VII Región, corresponden a rocas de origen volcanoclástico, que desde un punto de análisis composicional son en su totalidad tobas vítreas con un claro predominio del componente vidrio presente como ceniza, esquirlas y clastos pumicíticos, seguido por líticos polimícticos y muy escasamente cristales de minerales como cuarzo, plagioclasas y piroxenos; ahora, desde un análisis textural la mayoría de las rocas corresponden a lapillis

tobáceas, en menor medida a tobas y escasamente a lapillitas, de fábrica matriz soportada con un claro predominio de la fracción ceniza que rodea a clastos volcánicos y volcanoclásticos. La información mineralógica detallada, obtenida a partir de análisis de difracción de rayos x en modalidad Roca Total, permite determinar que predominan los minerales pertenecientes a la familia de las ceolitas, específicamente las variedades mordenita, clinoptilolita y heulandita, y en menor medida encontramos plagioclasas, cuarzo y feldespato potásico. Ahora, mediante análisis de espectrometría por fluorescencia de rayos x, se tiene que las tobas se componen en su mayoría por SiO_2 y Al_2O_3 en rangos normales para el tipo de litología, con un enriquecimiento en CaO , Fe_2O_3 , TiO_2 , As_2O_3 y SO_3 , pero contenidos bajos de Na_2O y K_2O , con respecto al estándar internacional utilizado como referencia (Anexo III).

B) Sobre la determinación de propiedades químicas y físicas consideradas relevantes para el estudio:

En cuanto a las propiedades químicas y físicas de los productos geológicos molidos que se consideraron relevantes para lograr comprender de mejor manera la interacción que tendrían los tratamientos probados como enmienda agrícola con las raíces de las plantas, a saber, pH, densidad, granulometría y capacidad de intercambio catiónico de bases intercambiables, se determinó lo siguiente: el material granulado a partir de tobas de la Formación Colbún comparado al de las andesitas de la Formación Coya – Machalí, corresponde a un material de carácter más ácido (pH 5,8 vs 6,3), estructuralmente más liviano (densidad 2,22 vs 2,54 g/cm^3), de una granulometría más fina obtenida del proceso de molienda (61,2 % tamaño limo vs 71,42 % tamaño arena media) y con una Capacidad de Intercambio Catiónico mayor (73,65 vs 24,62 cmol/kg , de bases intercambiables).

C) Sobre el desarrollo de un cultivo de trigo que permitiera evaluar el efecto del producto geológico utilizado como enmienda agrícola

Desde el inicio del cultivo con la germinación de las plántulas hasta el día de la cosecha, las plantas de trigo mostraron un crecimiento y maduración normal, desarrollándose dentro del periodo estimado para la especie, sin situaciones de percance como la presencia de plagas, destrucción de algún macetero o mortandad de un individuo, lo que permitió la evaluación semanal de parámetros morfológicos a la población total; parámetros como la altura de hoja bandera, altura de inflorescencia, humedad de suelo y finalmente postcosecha, mediciones del sistema radicular y la cantidad de masa aérea producida por cada tratamiento.

Es basado en el párrafo anterior, que se concluye que el desarrollo de un cultivo de trigo variedad Pantera INIA en condiciones de ambiente controlado (temperatura, horas exposición a luz, tipo de luz, cantidad de agua de riego, etc.), resulta ser un método efectivo cuando se desea obtener información de las posibles diferencias morfológicas en ensayos agrícolas que incluyen adición de productos geológicos como material de enmienda de suelo, puesto que, se disminuye la variabilidad en las condiciones ambientales y así las posibilidades de cometer errores de interpretación de resultados.

D) Sobre el objetivo general de este trabajo de investigación:

A partir de los resultados obtenidos en las etapas de laboratorio y de cultivo, sumado a los análisis estadísticos posteriores, se concluye que el producto granulado a partir de tobas de la Formación Colbún de la VII Región de Chile y, específicamente la abundante presencia de minerales de la familia de las ceolitas en estas rocas, a saber, mordenita, heulandita y clinoptilolita, funciona como un producto geológico que puede ser utilizado como material de enmienda agrícola mejorando, eventualmente, las condiciones de cultivo. Esta mejoría en las condiciones de cultivo, si bien se vio reflejada en diferencias positivas en más de un parámetro morfológico, el principal efecto fue un significativo incremento de la biomasa radicular de la especie vegetal cultivada. Lo anterior significa que, el suelo tratado (mezclado) con este producto geológico granulado, ofrece mejores condiciones desde un punto de vista físico y químico para el desarrollo del sistema de raíces de las plantas, generando como consecuencia un incremento del número y grosor de éstas, traduciéndose en un mejor aprovechamiento de los nutrientes, agua y aire presentes en el suelo.

9.2 DISCUSIÓN Y RECOMENDACIONES

A modo de interpretación, se plantea que las diferencias en las propiedades químicas y físicas observadas en ambas litologías son atribuibles principalmente al proceso de formación de las rocas y la composición inicial, como también a la posterior alteración que sufrió cada una; lo cual se cree es la razón para las diferencias en la cantidad de minerales ceolíticos desarrollados por cada litología y por consecuencia, su posterior efecto al ser utilizadas como material de enmienda agrícola.

Por un lado, las rocas andesíticas de la Formación Coya - Machalí formadas a partir del enfriamiento de coladas de lava de carácter intermedio, con un contenido más elevado de minerales ferromagnesianos (clinopiroxenos) y afectadas posteriormente por un metamorfismo de muy bajo grado,

conforman un material estructuralmente más cohesionado y de mayor densidad que las tobas de la Formación Colbún, éstas últimas formadas a partir del apilamiento de material volcanoclástico fragmentado con abundante vidrio volcánico ácido en forma de ceniza y esquirlas, conformando un material altamente poroso el cual sufrió alteración producto de condiciones superficiales de infiltración de aguas meteóricas (hidrólisis); se plantea esto como la explicación a la obtención de un menor número de partículas, en su mayoría tamaño arena media, a partir de la molienda de la roca andesita, comparado al proceso de moler la roca tobácea, la cual produjo una distribución granulométrica constituida en su mayoría de tamaño limo y un mayor número de partículas.

Lo anterior se suma a la condición de que la roca toba alterada tiene una proporción elevada de minerales ceolíticos en comparación a su par de origen volcánico de la VI Región, lo que generaría una superficie específica de contacto mayor (minerales altamente porosos), que en conjunto con una capacidad de intercambio catiónico elevada (73,65 cmol_c/kg) ayudaría de manera más eficiente a la retención de cationes nutritivos y moléculas de agua en la superficie de los minerales que componen la litología, como plantea Mazur y otros (1984) en un estudio donde la capacidad de intercambio catiónico del suelo cultivado aumentó de 6,1 cmol_c kg⁻¹ a 11,2 cmol_c kg⁻¹, con la aplicación de 37,5 ton ha⁻¹ de material granulado de toba alterada a clinoptilolita (ceolita predominante) a un suelo arenoso (*podzolic*) en Ucrania.

Ahora, las mejoras en las condiciones de cultivo atribuibles al uso de tobas de la Formación Colbún granuladas se vieron reflejadas entre otras cosas, en un incremento significativo de la biomasa radicular de la especie vegetal cultivada y, en consecuencia, un mejor estado de salud de las plantas. Este aumento en la cantidad y grosor de las raíces se entiende como resultado de la capacidad de los minerales ceolíticos identificados (clinoptilolita, mordenita, heulandita), para seleccionar y retener los iones amonio (NH₄⁺) presentes en la solución de suelo, como plantea Ames (1960), quien determinó que este compuesto iónico ocupa la cuarta posición (Cs>Rb>K>NH₄⁺>Ba>Sr>Na>Ca>Fe>Al>Mg>Li) de selectividad catiónica por parte de la variedad clinoptilolita; una consecuencia de esto, es la menor tasa de lixiviación de compuestos nitrogenados (NO₃⁻ y NH₄⁺), como plantean Huang y Petrovic (1994), quienes midieron una reducción entre el 86 – 99 % de éstos iones en el agua drenada de sus experimentos para campos de golf en Oregon, USA, incrementando así la eficiencia de fertilizantes de nitrógeno entre un 16 – 22 %.

Con respecto al producto granulado a partir de andesitas de la Formación Coya – Machalí con presencia de ceolita laumontita, este tratamiento geológico no generó diferencias estadísticas significativas en los parámetros morfológicos evaluados. Se plantea que la composición mineralógica inicial en conjunto

con el proceso de alteración, desarrollaron minerales ceolíticos restringidos a los planos de fractura y relleno de cavidades, lo que se traduce en una menor presencia y variedad de estas fases cristalinas en el material rocoso, por lo que no representaría un producto de enmienda agrícola que permita un aprovechamiento considerablemente mayor de los nutrientes añadidos mediante fertilizante hidrosoluble o capaz de funcionar como un material almacenador de humedad. Se desconoce si la presencia de otros minerales como clinopiroxeno, actinolita, clorita y hematita, que poseen mayores contenidos de hierro, magnesio y calcio que los minerales que conforman las rocas tobáceas, habrían contribuido a la liberación de elementos nutritivos a la solución de suelo al reaccionar con los ácidos biológicos producto del desarrollo de las plantas y degradación de la materia orgánica presente, mejorando otros aspectos no contemplados por el presente estudio.

Finalmente, dentro de las limitaciones o mediciones que no se pudieron realizar tenemos que, en este trabajo se determinó la capacidad de intercambio catiónico de los productos geológicos, pero no del sustrato utilizado como suelo (proveniente del Instituto INIA Quilamapu) o del sustrato con adición de producto geológico rico en ceolita, por lo que no se pudo cuantificar el incremento planteado por Mazur y otros (1984), lo cual sería muy recomendable de realizar en investigaciones futuras. También es necesario mencionar que no se logró obtener muestras de la solución de suelo durante el cultivo, lo que tenía por objetivo poder medir las concentraciones de NO_3^- y NH_4^+ en el líquido de drenaje, y ofrecer datos cuantitativos que corroboren la información bibliográfica acerca de la retención de estos iones por parte de tobas ricas en ceolita clinoptilolita propuesta por Huang y Petrovic (1994), ya que no se consiguió confeccionar un sistema de colección de líquidos (solución de suelo) funcional en los recipientes utilizados como maceteros para plantas; basado en lo anterior y de presentar interés en esta propiedad en particular, se recomienda fabricar previamente un sistema de recolección de líquidos eficaz antes de comenzar con el cultivo, o simplemente realizar mediciones sobre esta propiedad en el material rocoso rico en ceolita sin mezclarlo con un suelo de cultivo. Se propone también, realizar ensayos que midan la capacidad como material almacenador de humedad, específicamente para el producto geológico de la Formación Colbún.

REFERENCIAS

- AGUIRRE, L., ROBINSON, D., BEVINS, R. E., MORATA, D., VERGARA, M., FONSECA, E., y CARRASCO, J. 2000. A low-grade metamorphic model for the Miocene volcanic sequences in the Andes of central Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. **43**: 83 - 93.
- ALBERTI, A. 1972. On the cristal structure of the zeolite heulandite. *Tschermarks mineralogische und petrographische Mitteilungen*. Vol. **18**: 129 – 146.
- ALBERTI, A., DAVOLI, P. y VEZZALINI, G. 1986. The crystal structure refinement of a natural mordenite. *Zeitschrift für Kristallographie-Crystalline Materials*. Vol. **175**: 249 – 256.
- ALIETTI, A. 1972. Polymorphism and crystal-chemistry of heulandites and clinoptilolites. *American Mineralogist. Journal of Earth and Planetary Materials*. Vol. **57**: 1448 – 1462.
- AMES, L. L. 1960. The cation sieve properties of clinoptilolite. *American Mineralogist. Journal of Earth and Planetary Materials*. Vol. **45**: 689 – 700.
- AMES, L. L. 1961. Cation sieve properties of the open zeolites, chabazite, mordenite, erionite and clinoptilolite. *American Mineralogist. Journal of Earth and Planetary Materials*. Vol. **46**: 1120 – 1131.
- ARMBRUSTER, T. y GUNTER, M. E. 2001. Crystal Structures of Natural Zeolites. *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. **45**: 1 – 57.
- ARTIOLI, G. y STÅHL, K. 1993. Fully hidratated laumontite: A structure study by flat – plate and capillar powder diffraction techniques. *Zeolites*. Vol. **13**: 249 – 255.
- BARRAU, E.M. y BERG, W.A. 1977. Pyrite and Pyritic Mill Tailing as a Source of Iron in a Calcareous Iron-deficient Soil. *Soil Science Society of America Journal*. Vol. **41**: 385 – 388.
- BAS, M. J. I., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. y ZENETTIN, B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali – Silica Diagram. *Journal of Petrology*. Vol. **27**: 745 – 750.
- BASCUÑÁN, S. 2005. Geología y mineralogía de las Tobas de Quinamávida, Colbún, VII Región, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 177 pp., Concepción.

- BISH, D. L. y BOAK, J. M. 2001. Clinoptilolite-Heulandite Nomenclature. Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Vol. **45**: 207 – 215.
- BOAK, D. L., CLOKE, P. y BROXTON, D. 1991. Mineral chemistry of clinoptilolite and heulandite in diagenetically altered tuffs from Yuca Mountain, Nye County, Nevada. Geological Society of America, Program with Abstracts. Vol. **23**: A186.
- BOLES, J. R. 1972. Compositions, optical properties, cell dimensions, and thermal stability of some heulandite group zeolites. American Mineralogist. Journal of Earth and Planetary Materials. Vol. **57**: 1463 – 1493.
- BOYRAZ, D. y NALBANT, H. 2015. Comparison of zeolite (Clinoptilolite) with diatomite and pumice as Soil Conditioners in agricultural soils. Pakistan Journal of Agricultural Sciences. Vol. **52**(4): 923 – 929.
- BRAVO, A. 2014. Mineralogía y análisis geomecánico de rocas zeolíticas, en testigos provenientes de la Formación Coya – Machalí, Valle del Tinguiririca, Región del General Libertador Bernardo O'Higgins, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 136 pp., Concepción.
- BRECK, D. W. 1974. Zeolite Molecular Sieves. John Wiley y Sons: 771 pp. Nueva York
- CAMPOS BERNARDI, A. C. d., OLIVIERA, P. P. A., MELO MONTE, M. B. d. y SOUZA-BARROS, F. 2013. Brazilian sedimentary zeolite use in agricultura. Microporous and Mesoporous Materials. Vol. **167**: 16 – 21.
- CHARRIER, R. y LILLO, F. 1973. Geología regional y geoquímica del drenaje de las provincias de O'Higgins y Colchagua. Informe del Instituto de Investigación de Recursos Naturales IREN. Santiago, Chile. 87 pp.
- CHARRIER, R., PINTO, L. y RODRIGUEZ, M. P. 2007. Tectonoestratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. The Geology of Chile. Moreno, T. y Gibbons, W. The Geological Society: 395 pp, London.
- CHÁVEZ, R. 2019. Aumento de la disponibilidad de fósforo en el suelo a través de cultivos asociados lupino y trigo. Tesis para optar el título de Ingeniero Agrónomo. Universidad de Concepción, Facultad de Agronomía (inédito): 25 pp., Concepción.

CHESWORTH, W., STRAATEN, P. v. y SEMOKA, J. M. R. 1989. Agrogeology in East Africa: the Tanzania-Canada Project. *Journal of African Earth Sciences*. Vol. **9**: 357 – 362.

CHIPERA, S. J. y APPS, J. A. 2001. Geochemical stability of natural zeolites. *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications. Reviews in mineralogy and Geochemistry*. Vol. **45** (1): 117 – 161.

COLELLA, C., GENNARO, M. d. y AIELLO, R. 2001. Use of Zeolitic Tuff in the Building Industry. *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. **45**: 551 – 583.

COOMBS, D. S. 1952. Cell size, optical properties and chemical composition of laumontite and leonhardite. *American Mineralogist. Journal of Earth and Planetary Materials*. Vol. **37**: 812 – 830.

COOMBS, D. S., NAKAMURA, Y. y VUANGNAT, M. 1976. Pumpellite-actinolite facies schists of the Taveyanne Formation near Loèche, Valais, *Switzerland*. *Journal of Petrology*. Vol. **17**: 440 – 471.

COOMBS, D. S., ALBERTI, A., ARMBRUSTER, T., ARTIOLI, G., COLELLA, C., GALLI, E., GRICE, J. D., LIEBAU, F., MANDARINO, J. A., MINATO, H., NICKEL, E. H., PASSAGLIA, E., PEACOR, D. R., QUARTIERI, S., RINALDI, R., ROSS, M., SHEPPARD, R. A., TILLMANN, E. y 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. *Canadian Mineralogist*. Vol. **35**: 1571 – 1606.

DÍAZ, T. y SÁNCHEZ, F. (2009). Empleo de zeolitas naturales en la fertilización y producción del Fréjol (*Phaseolus vulgaris* L.) en la zona de Quevedo. *Revista Ciencia y Tecnología*. Vol. **2**: 1 – 6.

DUPRÉ, A. 2019. Variables que determinan la Distribución de Tamaño de Partículas (PSD), obtenida mediante difracción láser vía húmeda en estándares minerales de filosilicatos y residuos mineros. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 119 pp., Concepción.

FAO, G. 2015. Estado Mundial del Recurso Suelo. Resumen Técnico: 79 pp.

FERNÁNDEZ, M. 1984. La Úrea, fertilizante nitrogenado. *Investigación y Progreso Agropecuario La Platina*. No **26**: 26 – 28.

FISHER, R. V. 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. American Journal of Science. Vol. **264** No 5: 350 – 363.

FRIEDMAN, G. M. y SANDERS, J. E. 1978. Principles of Sedimentology. Wiley, J.: 808 pp.

FUENTES, F. 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligomiocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33° S). Tesis doctoral, Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 398 pp., Santiago.

GARCÍA, F. y TAHIRI, G. 2005. Mapa de reconocimiento de suelos de la Región del Bio-Bío (sector norte). Memoria de Título para optar al Grado de Ingeniero Agrónomo. Universidad de Chile, Santiago, Chile.

GEVREK, M. N., TATAR, O., YAGMUR, B. y OZAYDIN, S. 2009. The effects of clinoptilolite application on growth and nutrients ion content in rice grain. Turkish Journal of Field Crops. Vol. 14 (2): pp 79 – 88.

GONZÁLEZ, O. y VERGARA, M. 1962. Reconocimiento Geológico de la Cordillera de Los Andes entre los paralelos 35° y 38° Latitud Sur. Publicaciones. No **24**: 121 pp. Santiago.

GOTTARDI, G. y GALLI, E. 1985. Natural zeolites (Mineral and Rocks). Springer-Verlag Berlín: 409 pp. Giessen.

GREZ, E. y VERA, M. 2018. Estudio geológico distrital, caracterización geológica y mineralógica yacimiento de zeolitas en Quinamávida. Informe ENAMI: 77 pp. Santiago.

HAWKINS, D. B. 1974. Statistical analyses of the zeolites clinoptilolite and heulandite. Contributions to Mineralogy and Petrology. Vol. **45**.: 27 – 36.

HAY, R. L. 1963. Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day formation of Oregon. California University Publications in Geologic Science. Vol. **42**: 199 – 262.

HAY, R. L. y SHEPPARD, A. 2001. Occurrence of Zeolites in Sedimentary Rocks: An Overview. Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Vol. **45**: 217 – 232.

HEATH y TAYLOR. 2016. Wavelength Dispersive (X – ray) Spectroscopy. John Wiley y Sons Ltd.: 31 pp. Chichester.

HUANG, Z. T. y PETROVIC, A. M. 1994. Clinoptilolite zeolites influence on nitrate leaching and nitrogen use efficiency in simulated sand based golf greens. *Journal of Environmental Quality*. Vol. **23**: 1190 – 1194.

ISO 11260. Soil quality – Determination of effective cation exchange capacity and base saturation level using barium chloride solution.

JONES Jr, J. B. 1997. Plant nutrition manual. CRC press.: 149 pp. New York.

KALLÓ, D. 2001. Applications of Natural Zeolites in Water and Wastewater Treatment. *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. **45**: 519 - 550.

KARZULOVIC, J., HAUSER, A. y 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. *Congreso Geológico Chileno No 2. Actas J*: 127 – 135. Arica.

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. Boletín No **8**: 94 pp.

KOYAMA, K. y TAKÉUCHI, Y. 1977. Clinoptilolite: the distribution of potassium atoms and its role in thermal stability. *Zeitschrift für Kristallographie – Crystalline Materials*. Vol. **145**: 216 – 239.

KRISTMANNSDÓTTIR, H. y TÓMASSON, J. 1978. Zeolite zones in geothermal áreas in Iceland.

LAI, T. M. y EBERL, D. D. 1986. Controlled and renewable release of phosphorus in soils from mixtures of phosphate rock and ammonium-exchanged clinoptilolite. *Mineralogical Society of America*. Vol. **6**: 129 – 132.

LEVI, B., AGUIRRE, L., NYSTRÖM, J. O., PADILLA, H. y VERGARA, M. 1989. Low – grade regional metamorphism in the Mesozoic – Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. **7**: 487 – 495.

MACKENZIE, W. S., DONALDSON, C. H. y GUILFORD, C. 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. Halstead Press.: 170 pp. Nueva Gales del Sur.

MASON, B. y SAND, L. B. 1960. Clinoptilolite from Patagonia: the relationship between clinoptilolite and heulandite. *American Mineralogist. Journal of Earth and Planetary Materials*. Vol. **45**: 341 – 350.

MAZUR, G. A., MEDVID, G. K. y GRIGORA, T. I. 1984. Use of natural zeolites for increasing the fertility of light-textured soils. *Pochvovedenie*. Vol. **10**: 70 – 77.

MINATO, H. 1968. Characteristics and uses of natural zeolites. *Koatsugasu*. Vol. **5**: 536 – 547.

MING, D. W. y ALLEN, E. R. 2001. Use of Natural Zeolites in Agronomy, Horticulture, and Environmental Soil Remediation. *Natural Zeolites Occurrence, Properties, Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. **45**: 619 – 649.

MING, D. W., BARTA, D.J., GOLDEN, D.C., GALINDO, Jr. C. y HENNINGER, D. L. 1995. Zeoponic plant-growth substrates for space applications. *Natural Zeolites*. Vol. **93**: 505 – 513.

MOORE, D. M. y REYNOLDS, R. JR. 1997. X – Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, Inc.: 373 pp., New York.

MORENO, I., RAMÍREZ, A., PLANA, R. y IGLESIAS, L. 2001. EL CULTIVO DE TRIGO ALGUNOS RESULTADOS DE SU PRODUCCIÓN EN CUBA. *Cultivos Tropicales*. Vol. **22**: 55 – 67.

MUMPTON, F. A. 1977. Utilization of natural zeolites. *Mineralogy and Geology of Natural Zeolites: Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America*. Vol. **4**: 177-204.

MUMPTON, F. A. 1999. La Roca Mágica: Uses of natural zeolites in agricultura and industry. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. Vol. **96**: 3463 – 3470.

OYARZÚN, J. 2009. Fertilizantes en Chile: Coyuntura y Perspectivas. Publicación de la Oficina de Estudios y Políticas Agrarias – ODEPA, Ministerio de Agricultura: 14 pp. Santiago, Chile.

PABALAN, R. T. y BERTETTI, P. F. 2001. Cation-Exchange Properties of Natural Zeolites. *Center for Nuclear Waste Regulatory Analyses. Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. **45**: 453 – 518.

PASSAGLIA, E. 1975. The crystal chemistry of mordenites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **50**: 65 – 77.

PASSAGLIA, E. y SHEPPARD, R. A. 2001. The Crystal Chemistry of Zeolites. *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. **45**: 69 – 104.

- PETROVIC, A. M. 1990. The potential of natural zeolite as a soil amendment. *Golf Course Manage.* Vol. **58**: 92 – 93.
- PIPPING, F. 1966. The deshydration and chemical composition of laumontite. *Mineralogical Society of India*, IMA volume: 159 – 166.
- RAJAN, S.S.S. 1987. Partially acidulated phosphate rock as fertiliser and dissolution in soil of the residual rock phosphate. *New Zealand Journal of Experimental Agriculture.* Vol. **15**: 177 – 184.
- ROWELL, D. L. 1994. *Soil Science: Methods and Applications.* Longman Scientific y Technical: 349 pp. Essex.
- SCHMID, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. *Geologische Rundschau.* Vol. **70** (2): 794 – 799.
- SERNAGEOMIN, 2019. *Anuario de la Minería 2018.* Servicio Nacional de Geología y Minería: 269 pp. Santiago.
- SHEPPARD, R. A. y HAY, R. L. 2001. Formation of Zeolites in Open Hydrologic Systems. *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* Vol. **45**: 261 – 275.
- STÅHL, K. y ARTIOLI, G. 1993. A neutron powder diffraction study of fully deuterated laumontite. *European Journal of Mineralogy.* Vol. **5**: 851 – 856.
- STRAATEN, P. v. 2002. *Rocks for Crops: Agrominerals of sub-Saharan Africa.* ICRAF: 338 pp. Nairobi.
- STRECKEISEN, A. 1978. IUGS Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanics Rocks. Lamprophyres, Carbonatites and Melilite Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlugen.* Vol. **141**: 1 -14.
- SUWARDI, I., GOTO, I. y NINAKI, M. 1994. The quality of natural zeolites from Japan and Indonesia and their application effects for soil amendment. *Journal of Agricultural Science - Tokyo Nogyo Daigaku.* Vol. **39**: 133 – 148.

TRONCOSO, A. y MUÑOZ, J. 1988. La edad de las tobas blanquecinas de Quinamávida y de las areniscas del puente Bullileo, V Región, Chile. Congreso Geológico Chileno No 5. Actas **C**: 203 – 211. Santiago.

TSCHERNICH, R. W. 1992. Zeolites of the world. Geoscience Pres, Inc.: 563 pp. Phoenix.

UTADA, M. 2001. Zeolites in Burial Diagenesis and Low-grade Metamorphic Rocks. Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Vol. **45**: 277 – 300.

VERGARA, M. 1985. Volcanismo Oligo-Miocénico en la Precordillera Andina del río Maule (35° 40' L.S.). Congreso Geológico Chileno, No 4, Actas **4**: 564 – 581. Antofagasta.

VERGARA, M., CHARRIER, R., MUNIZAGA, F., RIVANO, S., SEPULVEDA, P., THIELE, R. y DRAKE, R. 1988. Miocene volcanism in the Central Chilean Andes (31° 30' S – 34° 35' S). Journal of South American Earth Sciences. Vol. **1**: 199 – 209.

VICENCIO, R. V. 2015. Geología y mineralogía de alteración en una sucesión volcano-sedimentaria en la zona volcánica Sur Central, Chile. Evidencias de un paleo-sistema volcánico y geotermal en la Formación Cura Mallín. Tesis para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Santiago. 423 pp.



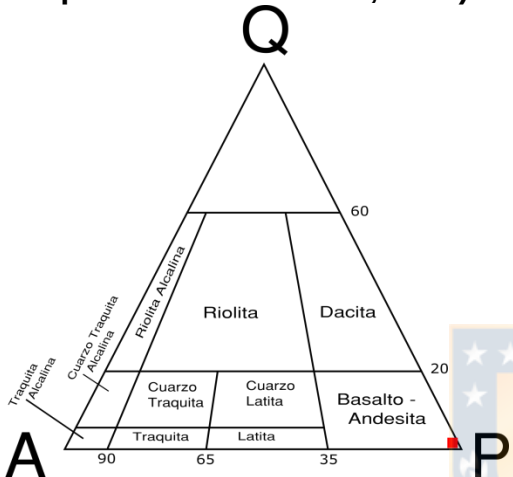
ANEXOS.

	Página
ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA	102
ANEXO II: DIFRACCIÓN DE RAYOS X	121
ANEXO III: FLUORESCENCIA DE RAYOS X	126
ANEXO IV: PARÁMETROS MORFOLÓGICOS DE PLANTAS	133
ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS	138
ANEXO VI: CEOLITAS NATURALES	155
ANEXO VII: RESEÑA DE LA GEOLOGÍA REGIONAL	164

ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA



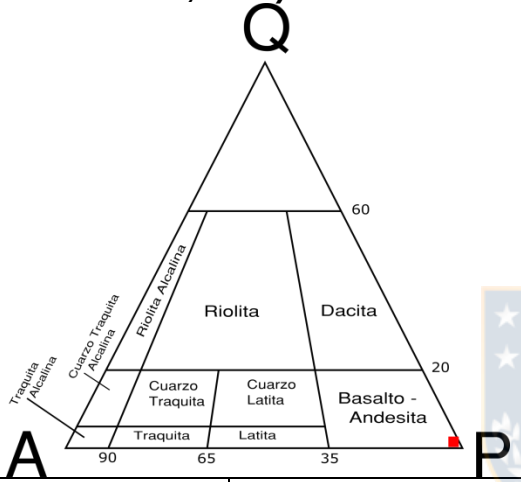
ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CODIGO	TN T3		
Coordenadas UTM			
LOCALIDAD	Confluencia		
CLASIFICACION: Andesita (IUGS para Rocas Volcánicas después de Streckeisen, 1979):			
			
COLOR	SUPERFICIE FRESCA: Gris oscuro SUPERFICIE ALTERADA: Gris rojizo y gris blanquecino		
TEXTURA	Porfídica		
DENSIDAD	Elevada		
COMPOSICION	%	ALTERACION	DIMENSION (mm)
FENOCRISTALES			
Plagioclasa	12	Sericita	1 - 2
MASA FUNDAMENTAL			
Minerales indiferenciados	88	Oxidación	--
OBSERVACIONES	Existe presencia moderada de alteración por oxidación. Desarrollo de ceolitas en planos de diaclasa y relleno de cavidades, en conjunto con calcita.		

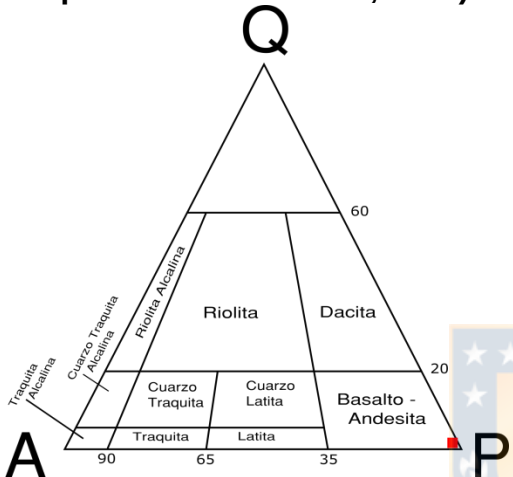
ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CODIGO	TF T1		
COORDENADAS UTM			
LOCALIDAD	Confluencia		
CLASIFICACION:	Andesita		
(IUGS para Rocas Volcánicas después de Streckeisen, 1979):			
COLOR	SUPERFICIE FRESCA: Gris oscuro		
	SUPERFICIE ALTERADA: Gris rojizo blanquecino		
TEXTURA	Porfídica		
DENSIDAD	Elevada		
COMPOSICION	%	ALTERACION	DIMENSION (mm)
FENOCRISTALES			
Plagioclasa	24	Sericita	2 – 5
MASA FUNDAMENTAL			
Minerales indiferenciados	76	Oxidación	--
OBSERVACIONES	Roca moderadamente diaclasada con abundante presencia de ceolita y calcita en planos de estructuras.		

ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CODIGO	TJ T1		
COORDENADAS UTM			
LOCALIDAD	Confluencia		
CLASIFICACION: Brecha andesítica (IUGS para Rocas Volcánicas después de Streckeisen, 1979):			
			
COLOR	SUPERFICIE FRESCA: Gris rojiza SUPERFICIE ALTERADA: Gris blanquecina-rojiza		
TEXTURA	Brechoza		
DENSIDAD	Elevada		
COMPOSICION	%	ALTERACION	DIMENSION (mm)
LITICOS			
Andesita verdosa	41	Clorítica	0,2 - 40
MATRIZ			
Minerales indiferenciados	59	Oxidación	--
OBSERVACIONES	Roca volcánica brechoza con clastos angulosos a subangulosos, de tamaño milímetro a centimétrico. La alteración ceolítica y formación de calcita se concentra en los clastos y en los planos de diaclasas. Roca altamente fracturada.		

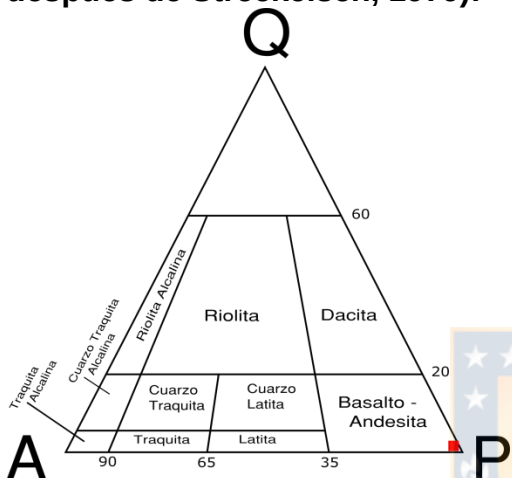
ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CODIGO	TA T1		
COORDENADAS UTM			
LOCALIDAD	Confluencia		
CLASIFICACION:	Andesita (IUGS para Rocas Volcánicas después de Streckeisen, 1979):		
			
			
COLOR	SUPERFICIE FRESCA: Gris rojizo SUPERFICIE ALTERADA: Gris blanquecino		
TEXTURA	Porfídica		
DENSIDAD	Elevada		
COMPOSICION	%	ALTERACION	DIMENSION (mm)
FENOCRISTALES			
Plagioclasa	32	Sericítica	0,5 - 4
MASA FUNDAMENTAL			
Minerales indiferenciados	68	Oxidación	--
OBSERVACIONES	Roca andesítica altamente fracturada. Con alteración por oxidación de hierro pervasiva. Presencia de minerales ceolíticos y calcita en planos de diacласa, microfracturas y vesículas.		

ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CODIGO	TG T5		
COORDENADAS UTM			
LOCALIDAD	Confluencia		
CLASIFICACION:	Andesita (IUGS para Rocas Volcánicas después de Streckeisen, 1979):		
COLOR	SUPERFICIE FRESCA: Gris verdoso SUPERFICIE ALTERADA: Gris rojizo		
TEXTURA	Porfídica		
DENSIDAD	Elevada		
COMPOSICION	%	ALTERACION	DIMENSION (mm)
FENOCRISTALES			
Plagioclasa	21	Potásica	0,5 - 3
MASA FUNDAMENTAL			
Minerales indiferenciados	79	Clorítica	--
OBSERVACIONES	Roca volcánica con fracturación moderada. Presenta relleno de ceolita, calcita y en menor medida feldespato K en planos de fractura y microvetillas. Roca en relativo buen estado.		

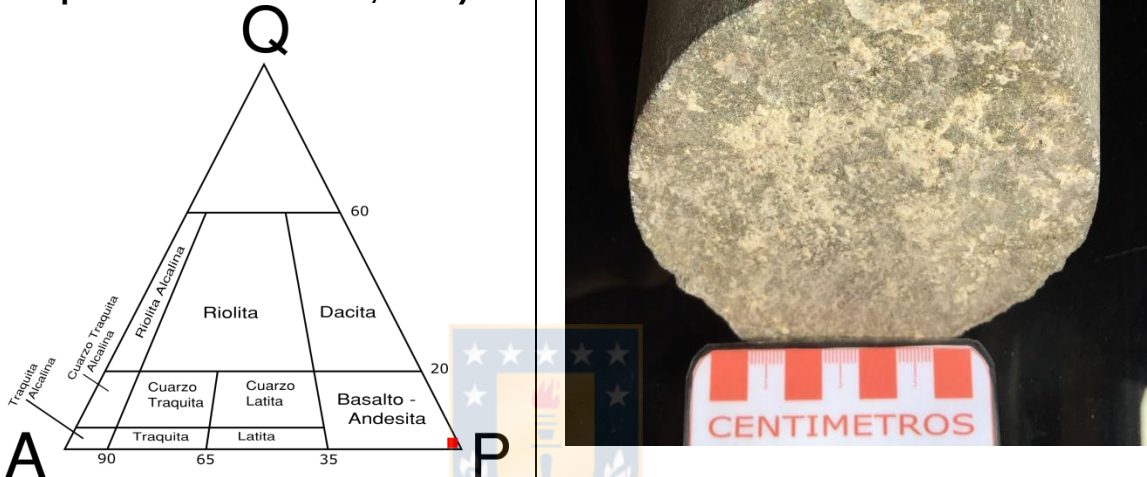
ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CODIGO		TJ T2	
COORDENADAS UTM			
LOCALIDAD		Confluencia	
CLASIFICACION: Brecha andesítica (IUGS para Rocas Volcánicas después de Streckeisen, 1979):			
			
			
COLOR		SUPERFICIE FRESCA: Gris oscuro rojizo	
		SUPERFICIE ALTERADA: Gris blanquecino	
TEXTURA		Brechoza	
DENSIDAD		Elevada	
COMPOSICION		%	ALTERACION
LITICOS			DIMENSION (mm)
Andesíticos		31	Clorítica / Potásica
			4 - 30
MATRIZ			
Plagioclasa		7	Sericita +- Potásica
Minerales indiferenciados		62	0,5 - 4
		Oxidación	--
OBSERVACIONES		Autobrecha andesítica de matriz color rojizo con fenocristales de plagioclasa. Los líticos son andesitas porfídicas verdosas. Roca levemente fracturada, con desarrollo de minerales ceolíticos en planos de fractura, vetillas y cavidades.	

ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CODIGO	TC T3		
COORDENADAS UTM			
LOCALIDAD	Confluencia		
CLASIFICACION	Andesita (IUGS para Rocas Volcánicas después de Streckeisen, 1979):		
COLOR	SUPERFICIE FRESCA: Gris oscuro SUPERFICIE ALTERADA: Gris blanquecino rojizo		
TEXTURA	Porfídica		
DENSIDAD	Moderada		
COMPOSICION	%	ALTERACION	DIMENSION (mm)
FENOCRISTALES			
Plagioclasa	8	Potásica +- sericita	1 - 4
MASA FUNDAMENTAL			
Minerales indiferenciados	92	Oxidación	--
OBSERVACIONES	Roca volcánica altamente fracturada y alterada. Abundante presencia de calcita y ceolitas en planos de fractura. Roca en mal estado, muy disgregable.		

ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CODIGO	TD T2		
COORDENADAS UTM			
LOCALIDAD	Confluencia		
CLASIFICACION:	Andesita (IUGS para Rocas Volcánicas después de Streckeisen, 1979):		
			
COLOR	SUPERFICIE FRESCA: Gris oscuro SUPERFICIE ALTERADA: Gris blanquecino		
TEXTURA	Porfídica		
DENSIDAD	Elevada		
COMPOSICION	%	ALTERACION	DIMENSION (mm)
FENOCRISTALES			
Plagioclasa	38	Potásica +- arcillas	0,5 - 5
MASA FUNDAMENTAL			
Minerales indiferenciados	62	Oxidación	--
OBSERVACIONES	Roca volcánica en buen estado, muy baja fracturación. Minerales ceolíticos en masa fundamental y crecimiento de calcita en planos de fractura (diaclasses).		

ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CÓDIGO	FC 1				
CARACTERÍSTICAS GENERALES					
Color superf. fresca	Gris blanquecino				
Color superf. alterada	Gris pardo				
Grado de alteración	Moderado				
Grado de cohesión	Elevado				
Grado de compactación	Moderado				
Peso específico	Bajo				
Estructuras primarias	No				
TEXTURA (%)					
tamaño Bomba	0				
tamaño Lapilli	32				
tamaño Ceniza	68				
- Clasificación Textural (Fisher, 1966)	Lapilli tobácea				
FÁBRICA	Matrizsoportada: (X)		Gransoportada: ()		
CEMENTO	(%) no es posible determinar				
	(comp.) no es posible identificar				
COMPOSICIÓN COMPONENTES FRAGMENTALES					
CRISTALES	%	LÍTICOS	%	VIDRIO	%
Cuarzo	3	Volcánicos	6	Pómez	20
Piroxeno	1	Volcanoclásticos	2	Vidrio fino	68
total	4	total	8	total	88
- Clasificación Composicional (Schmid, 1981): Toba vítrea					
Observaciones: Líticos volcánicos de composición andesítica y dacítica, presentan tamaños que varían entre 2 – 12 mm. Parte de los líticos pumicíticos se encuentran deformados (aplastados). También se observan restos vegetales carbonizados, muy disgregables.					



ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CÓDIGO	FC 2				
CARACTERÍSTICAS GENERALES					
Color superf. fresca	Gris blanquecino				
Color superf. alterada	Gris pardo				
Grado de alteración	Moderado				
Grado de cohesión	Elevado				
Grado de compactación	Moderado				
Peso específico	Bajo				
Estructuras primarias	No				
TEXTURA (%)					
tamaño Bomba	0				
tamaño Lapilli	29				
tamaño Ceniza	71				
- Clasificación Textural (Fisher, 1966)	Lapilli tobácea				
FÁBRICA	Matrizsoportada: (X)		Gransoportada: ()		
CEMENTO	(%) no es posible determinar				
	(comp.) no es posible identificar				
COMPOSICIÓN COMPONENTES FRAGMENTALES					
CRISTALES	%	LÍTICOS	%	VIDRIO	%
Cuarzo	2	Volcánicos	4	Pómez	17
Feldespato K	<1	Volcanoclásticos	2	Vidrio fino	72
Piroxeno	<1				
Metálicos	<1				
total	5	total	6	total	89
- Clasificación Composicional (Schmid, 1981): Toba vítrea					
Observaciones: Los líticos de mayor tamaño se encuentran en la parte media de la muestra. Los cristales de minerales se presentan en su mayoría fracturados. Presencia de restos vegetales carbonizados de tonalidad café.					



ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CÓDIGO	FC 3				
CARACTERÍSTICAS GENERALES					
Color superf. fresca	Gris blanquecino				
Color superf. alterada	Gris				
Grado de alteración	Moderado				
Grado de cohesión	Elevado				
Grado de compactación	Moderado				
Peso específico	Bajo				
Estructuras primarias	No				
TEXTURA (%)					
tamaño Bomba	0				
tamaño Lapilli	7				
tamaño Ceniza	93				
- Clasificación Textural (Fisher, 1966)	Toba				
FÁBRICA	Matrizsoportada: (X)	Granosoportada: ()			
CEMENTO	(%) no es posible determinar				
	(comp.) no es posible identificar				
COMPOSICIÓN COMPONENTES FRAGMENTALES					
CRISTALES	%	LÍTICOS	%	VIDRIO	%
Cuarzo	2	Volcánicos	1	Pómez	8
Plagioclasa	1			Vidrio fino	87
Piroxeno	<1				
total	4	total	1	total	95
- Clasificación Composicional (Schmid, 1981): Toba vítrea					
Observaciones: Esta muestra tiene un marcado predominio de vidrio fino sobre los demás componentes. Se observan dos litologías en los líticos volcánicos, diferenciables por su color ya que se presentan en tamaños muy pequeños.					



ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

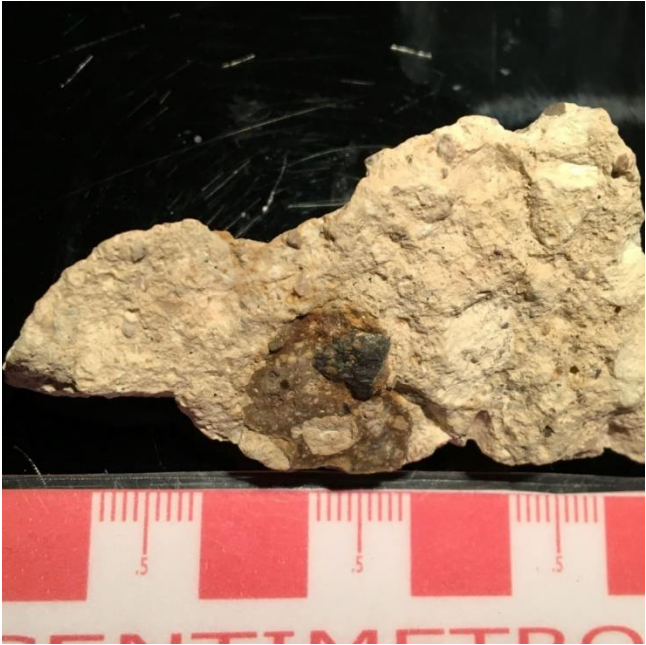
CÓDIGO		FC 4				
CARACTERÍSTICAS GENERALES						
Color superf. fresca	Gris blanquecino					
Color superf. alterada	Gris amarillento					
Grado de alteración	Moderado					
Grado de cohesión	Elevado					
Grado de compactación	Moderado					
Peso específico	Bajo					
Estructuras primarias	No					
TEXTURA (%)						
tamaño Bomba	0					
tamaño Lapilli	42					
tamaño Ceniza	58					
- Clasificación Textural (Fisher, 1966)	Lapilli tobácea					
FÁBRICA	Matrizsoportada: (X)		Gransoportada: ()			
CEMENTO	(%) no es posible determinar					
	(comp.) no es posible identificar					
COMPOSICIÓN COMPONENTES FRAGMENTALES						
CRISTALES	%	LÍTICOS	%	VIDRIO	%	
Cuarzo	2	Volcánicos	4	Pómez	31	
Plagioclasa	1	Volcanoclásticos	2	Vidrio fino	59	
Piroxeno	1					
total	4	total	6	total	90	
- Clasificación Composicional (Schmid, 1981): Toba vítrea						
Observaciones: Fragmentos de pómez se encuentran redondeados sin signos de deformación. Elevado fracturamiento de minerales ferromagnesianos.						



ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CÓDIGO	FC 5				
CARACTERÍSTICAS GENERALES					
Color superf. fresca	Gris blanquecino				
Color superf. alterada	Gris pardo				
Grado de alteración	Moderado				
Grado de cohesión	Elevado				
Grado de compactación	Moderado				
Peso específico	Bajo				
Estructuras primarias	No				
TEXTURA (%)					
tamaño Bomba	0				
tamaño Lapilli	44				
tamaño Ceniza	56				
- Clasificación Textural (Fisher, 1966)	Lapilli tobácea				
FÁBRICA	Matrizsoportada: (X)	Granosoportada: ()			
CEMENTO	(%) no es posible determinar				
	(comp.) no es posible identificar				
COMPOSICIÓN COMPONENTES FRAGMENTALES					
CRISTALES	%	LÍTICOS	%	VIDRIO	%
Cuarzo	2	Volcánicos	4	Pómez	36
Plagioclasa	1	Volcanoclásticos	1	Vidrio fino	55
Piroxeno	<1				
total	4	total	5	total	91
- Clasificación Composicional (Schmid, 1981): Toba vítrea					
Observaciones: Líticos volcánicos de tamaño milimétrico a centimétrico. Los líticos pumicíticos presentan orientación paralela entre ellos, según la dimensión de mayor tamaño.					

ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CÓDIGO	FC 6				
CARACTERÍSTICAS GENERALES					
Color superf. fresca	Gris blanquecino				
Color superf. alterada	Gris amarillento				
Grado de alteración	Moderado				
Grado de cohesión	Elevado				
Grado de compactación	Moderado				
Peso específico	Bajo				
Estructuras primarias	No				
TEXTURA (%)					
tamaño Bomba	0				
tamaño Lapilli	77				
tamaño Ceniza	23				
- Clasificación Textural (Fisher, 1966)	Lapillita				
FÁBRICA	Matrizsoportada: ()	Granosoportada: (X)			
CEMENTO	(%) no es posible determinar				
	(comp.) no es posible identificar				
COMPOSICIÓN COMPONENTES FRAGMENTALES					
CRISTALES	%	LÍTICOS	%	VIDRIO	%
Cuarzo	3	Volcánicos	2	Pómez	32
Piroxeno	1	Volcanoclásticos	18	Vidrio fino	44
total	4	total	20	total	76
- Clasificación Composicional (Schmid, 1981): Toba vítrea					
Observaciones: Roca con abundante contenido de líticos. Se observan costras cafezosas, relacionadas posiblemente a la presencia de materia orgánica durante el flujo piroclástico.					

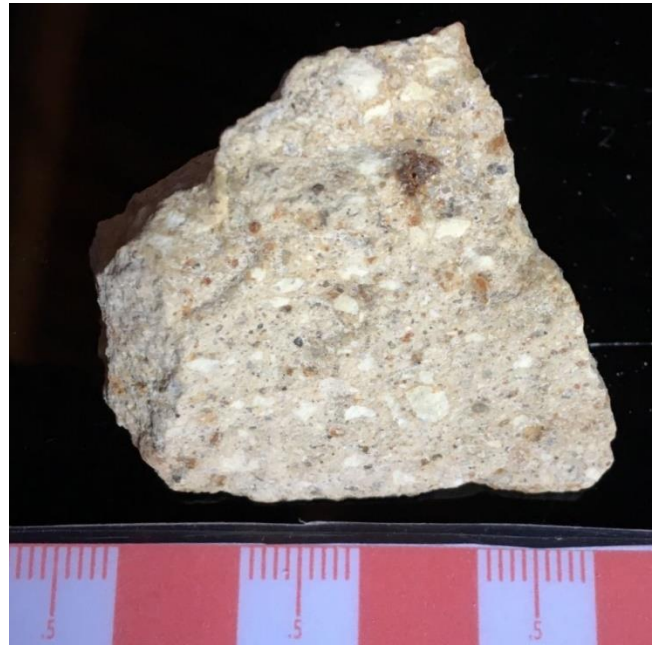
ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CÓDIGO	FC 7				
CARACTERÍSTICAS GENERALES					
Color superf. fresca	Gris blanquecino				
Color superf. alterada	Gris amarillento claro				
Grado de alteración	Moderado				
Grado de cohesión	Elevado				
Grado de compactación	Moderado				
Peso específico	Bajo				
Estructuras primarias	No				
TEXTURA (%)					
tamaño Bomba	0				
tamaño Lapilli	23				
tamaño Ceniza	77				
- Clasificación Textural (Fisher, 1966)	Toba				
FÁBRICA	Matrizsoportada: (X)		Granosoportada: ()		
CEMENTO	(%) no es posible determinar				
	(comp.) no es posible identificar				
COMPOSICIÓN COMPONENTES FRAGMENTALES					
CRISTALES	%	LÍTICOS	%	VIDRIO	%
Cuarzo	2	Volcánicos	4	Pómez	28
Plagioclasa	1			Vidrio fino	63
Feldespato K	<1				
Piroxeno	<1				
total	5	total	4	total	91
- Clasificación Composicional (Schmid, 1981): Toba vítrea					
Observaciones: Líticos de tamaño entre 2 – 8 mm representados por dos composiciones distintas. También se encuentra la presencia de material vegetal quemado, de color café muy disgregable.					



ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CÓDIGO	FC 8				
CARACTERÍSTICAS GENERALES					
Color superf. fresca	Gris blanquecino				
Color superf. alterada	Gris amarillento pardo				
Grado de alteración	Moderado				
Grado de cohesión	Elevado				
Grado de compactación	Moderado				
Peso específico	Bajo				
Estructuras primarias	No				
TEXTURA (%)					
tamaño Bomba	0				
tamaño Lapilli	31				
tamaño Ceniza	69				
- Clasificación Textural (Fisher, 1966)	Lapilli tobácea				
FÁBRICA	Matrizsoportada: (X)		Granosoportada: ()		
CEMENTO	(%) no es posible determinar				
	(comp.) no es posible identificar				
COMPOSICIÓN COMPONENTES FRAGMENTALES					
CRISTALES	%	LÍTICOS	%	VIDRIO	%
Feldespatos K	2	Volcánicos	1	Pómez	12
Cuarzo	1			Vidrio fino	83
Piroxeno	<1				
total	4	total	1	total	95
- Clasificación Composicional (Schmid, 1981): Toba vítrea					
Observaciones: Roca con elevada cantidad de restos vegetales carbonizados, que otorgan a la muestra una tonalidad parda más oscura. Presenta en un plano, capa de material carbonizado negro.					



ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CÓDIGO	FC 9				
CARACTERÍSTICAS GENERALES					
Color superf. fresca	Gris blanquecino				
Color superf. alterada	Gris				
Grado de alteración	Moderado				
Grado de cohesión	Elevado				
Grado de compactación	Moderado				
Peso específico	Bajo				
Estructuras primarias	No				
TEXTURA (%)					
tamaño Bomba	0				
tamaño Lapilli	4				
tamaño Ceniza	96				
- Clasificación Textural (Fisher, 1966)	Toba				
FÁBRICA	Matrizsoportada: (X)		Granosoportada: ()		
CEMENTO	(%) no es posible determinar				
	(comp.) no es posible identificar				
COMPOSICIÓN COMPONENTES FRAGMENTALES					
CRISTALES	%	LÍTICOS	%	VIDRIO	%
Cuarzo	1	Volcánicos	1	Pómez	8
Plagioclasa	1			Vidrio fino	87
Piroxeno	1				
Feldespatos K	<1				
total	4	total	1	total	95
- Clasificación Composicional (Schmid, 1981): Toba vítrea					
Observaciones: Roca con un marcado predominio de vidrio fino. Líticos pumicíticos se presentan en tamaño entre 1 – 3 mm.					



ANEXO I: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CÓDIGO	FC 10				
CARACTERÍSTICAS GENERALES					
Color superf. fresca	Gris blanquecino				
Color superf. alterada	Gris amarillento				
Grado de alteración	Moderado				
Grado de cohesión	Elevado				
Grado de compactación	Moderado				
Peso específico	Bajo				
Estructuras primarias	No				
TEXTURA (%)					
tamaño Bomba	0				
tamaño Lapilli	56				
tamaño Ceniza	44				
- <i>Clasificación Textural (Fisher, 1966)</i>	<i>Lapilli tobácea</i>				
FÁBRICA	Matrizsoportada: () Granosoportada: (X)				
CEMENTO	(%) no es posible determinar (comp.) no es posible identificar				
COMPOSICIÓN COMPONENTES FRAGMENTALES					
CRISTALES	%	LÍTICOS	%	VIDRIO	%
Cuarzo	2	Volcanoclásticos	2	Pómez	41
Plagioclasa	1			Vidrio fino	54
total	3	total	2	total	95
- <i>Clasificación Composicional (Schmid, 1981): Toba vítrea</i>					
Observaciones: Líticos pumicíticos de tamaño centimétrico. Roca levemente más alterada que las demás muestras.					

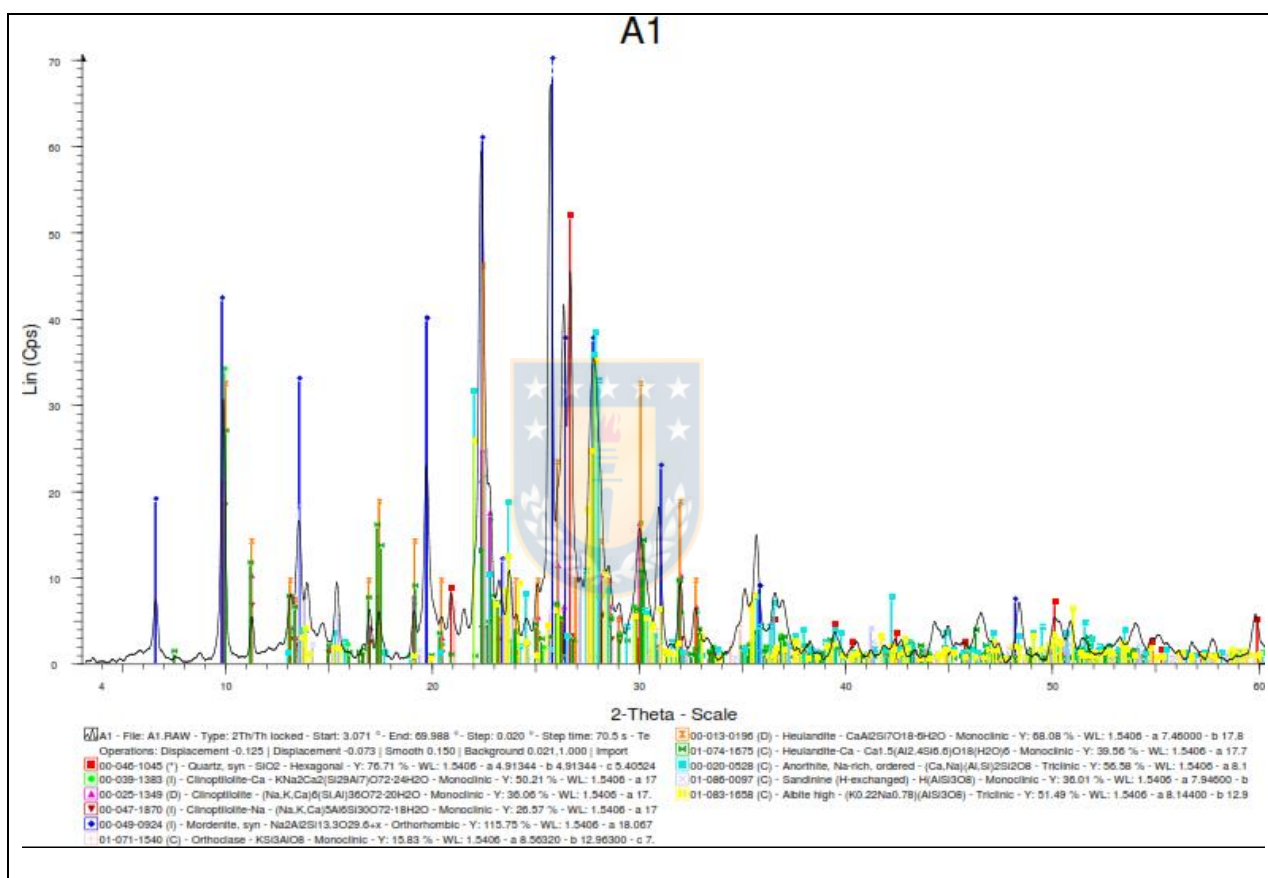


ANEXO II: DIFRACCIÓN DE RAYOS X



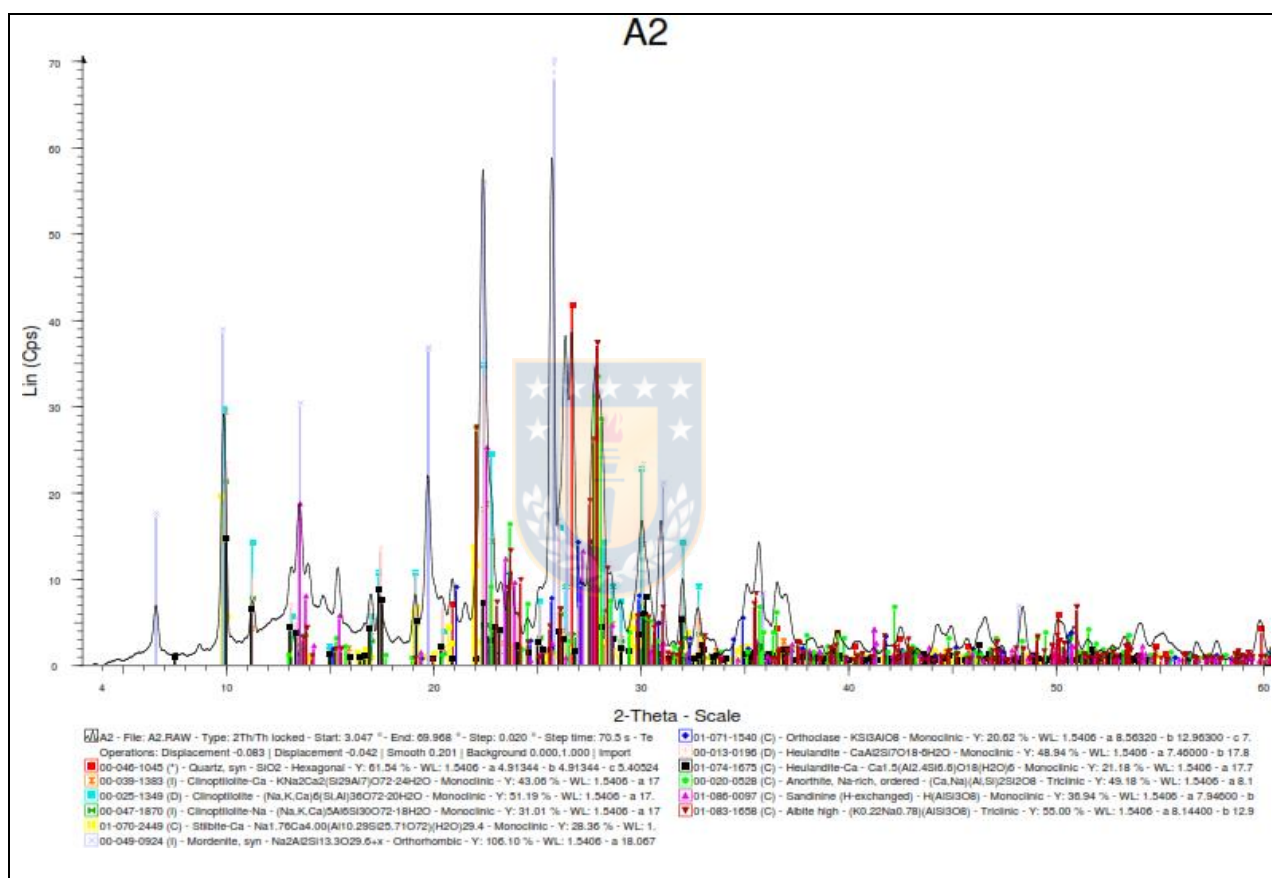
ANEXO II: DIFRACCIÓN DE RAYOS X

MINERALOGÍA DE LA MUESTRA A1 MEDIANTE DIFRACCIÓN DE RAYOS X EN ANÁLISIS DE ROCA TOTAL (TOBA DE LA Fm. COLBÚN 1 – 4 mm).



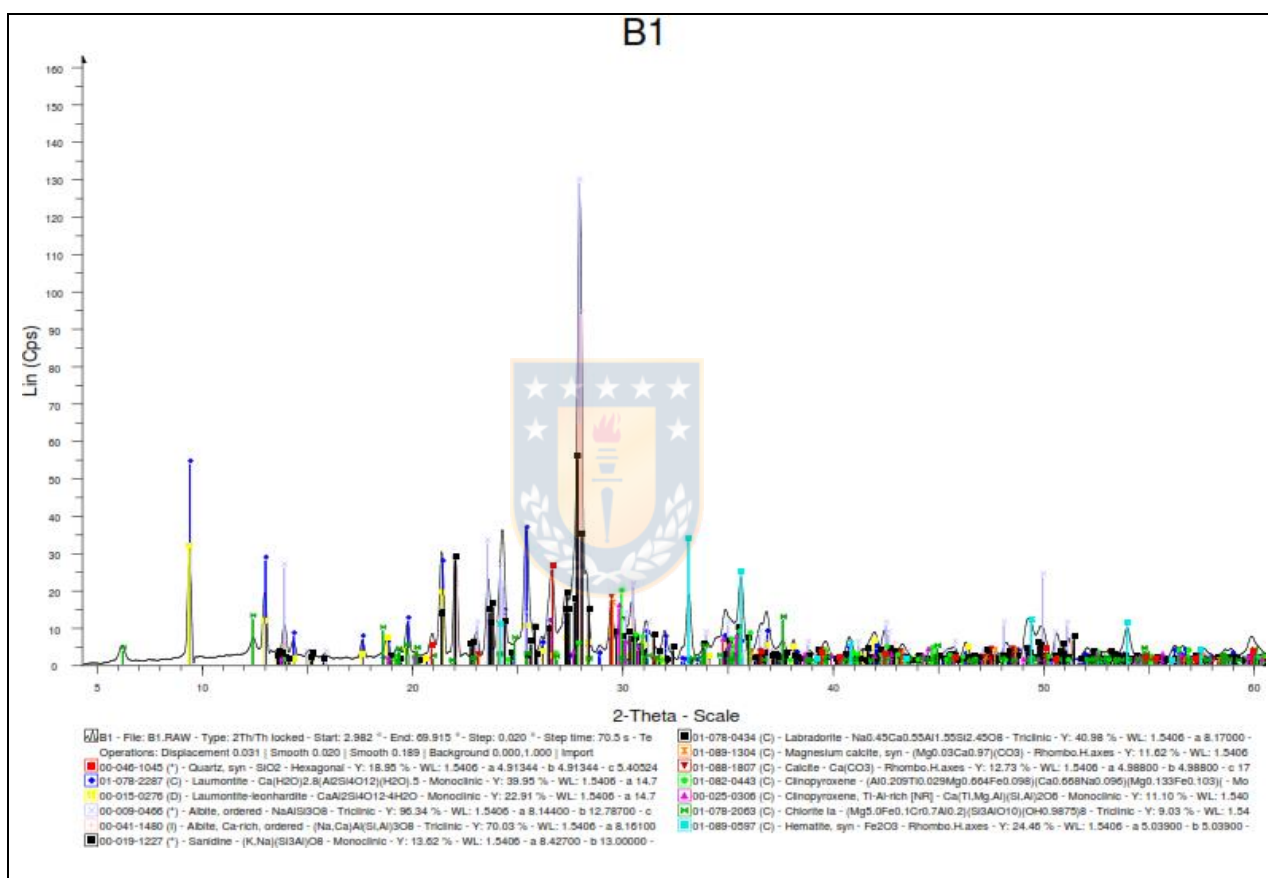
ANEXO II: DIFRACCIÓN DE RAYOS X

MINERALOGÍA DE LA MUESTRA A2 MEDIANTE DIFRACCIÓN DE RAYOS X EN ANÁLISIS DE ROCA TOTAL (TOBA DE LA Fm. COLBÚN < 1 mm).



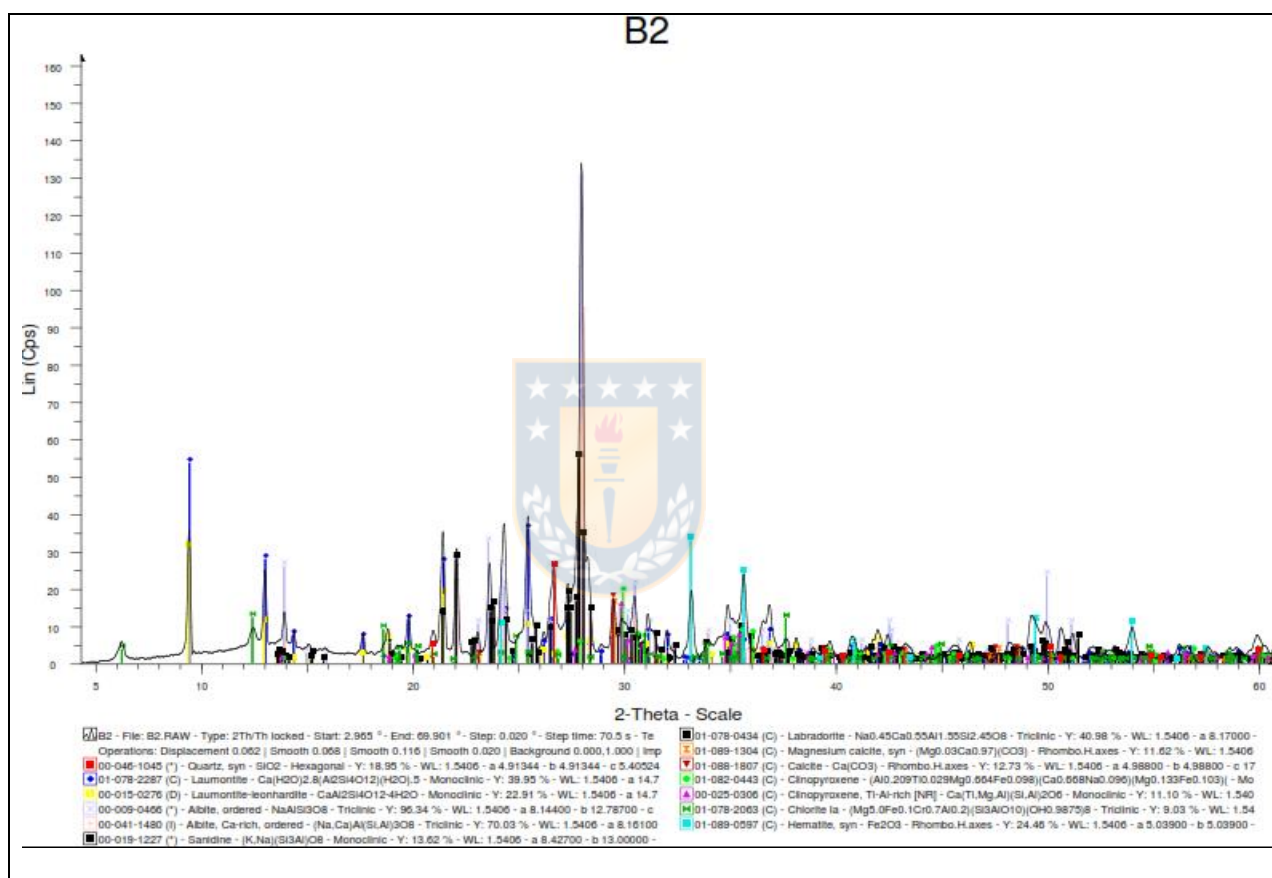
ANEXO II: DIFRACCIÓN DE RAYOS X

MINERALOGÍA DE LA MUESTRA B1 MEDIANTE DIFRACCIÓN DE RAYOS X EN ANÁLISIS DE ROCA TOTAL (ANDESITA DE LA Fm. COYA-MACHALÍ 1 – 4 mm).



ANEXO II: DIFRACCIÓN DE RAYOS X

MINERALOGÍA DE LA MUESTRA B2 MEDIANTE DIFRACCIÓN DE RAYOS X EN ANÁLISIS DE ROCA TOTAL (ANDESITA DE LA Fm. COYA – MACHALÍ < 1 mm)



ANEXO III: ESPECTROMETRÍA POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X



ANEXO III: ESPECTROMETRÍA POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X**ANÁLISIS PARA LA MUESTRA A1 (GRANULOMETRÍA 1 - 4 mm DE TOBA DE LA Fm. COLBÚN)**

Component	Result	Unit	Det. limit	El. line	Intensity	w/o normal	Analyzing depth(mm)
Na ₂ O	1,4966	mass%	0,01134	Na-KA	5,1143	1,2424	0,0028
MgO	0,837	mass%	0,01013	Mg-KA	6,7068	0,6949	0,0042
Al ₂ O ₃	14,9515	mass%	0,00936	Al-KA	347,9478	12,4125	0,006
SiO ₂	72,4829	mass%	0,01731	Si-KA	1293,7151	60,1743	0,0069
P ₂ O ₅	0,0344	mass%	0,00186	P -KA	0,7652	0,0286	0,0051
SO ₃	0,0373	mass%	0,00221	S -KA	0,7152	0,0309	0,0068
K ₂ O	1,0395	mass%	0,00378	K -KA	15,9784	0,863	0,0223
CaO	4,4412	mass%	0,0045	Ca-KA	66,983	3,687	0,0286
TiO ₂	0,7555	mass%	★ 0,0119	Ti-KA	3,9465	0,6272	0,0427
MnO	0,0448	mass%	★ 0,0029	Mn-KA	1,5715	0,0372	0,0863
Fe ₂ O ₃	3,7235	mass%	0,00284	Fe-KA	191,7847	3,0912	0,1087
CuO	0,0032	mass%	0,00152	Cu-KA	0,4406	0,0026	0,1808
ZnO	0,0075	mass%	0,00138	Zn-KA	1,4402	0,0063	0,2211
Ga ₂ O ₃	0,003	mass%	0,00146	Ga-KA	0,6456	0,0025	0,2692
Rb ₂ O	0,005	mass%	0,0009	Rb-KA	3,5159	0,0042	0,7527
SrO	0,0412	mass%	0,00092	Sr-KA	30,5921	0,0342	0,8716
Y ₂ O ₃	0,0052	mass%	0,00095	Y -KA	5,533	0,0043	1,0026
ZrO ₂	0,0219	mass%	0,00558	Zr-KB1	4,1783	0,0182	1,4761
BaO	0,0466	mass%	0,01213	Ba-KA	3,7689	0,0387	7,3122
WO ₃	0,0178	mass%	0,00451	W -LA	1,0069	0,0148	0,2098
PbO	0,0044	mass%	0,00264	Pb-LA	0,6793	0,0036	0,4013

ANEXO III: ESPECTROMETRÍA POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X**ANÁLISIS PARA LA MUESTRA A2 (GRANULOMETRÍA < 1 mm DE TOBA DE LA Fm. COLBÚN)**

Component	Result	Unit	Det. limit	El. line	Intensity	w/o normal	Analyzing depth(mm)
Na ₂ O	1,3832	mass%	0,0112	Na-KA	4,7097	1,1511	0,0028
MgO	0,8833	mass%	0,01073	Mg-KA	7,0665	0,7351	0,0041
Al ₂ O ₃	15,5602	mass%	0,00943	Al-KA	361,2758	12,9492	0,0059
SiO ₂	71,394	mass%	0,01742	Si-KA	1266,4675	59,4139	0,0068
P ₂ O ₅	0,0373	mass%	0,00198	P -KA	0,8332	0,0311	0,0051
SO ₃	0,0854	mass%	0,00233	S -KA	1,6444	0,071	0,0068
K ₂ O	0,9947	mass%	0,00291	K -KA	15,3857	0,8278	0,0222
CaO	4,3776	mass%	0,00451	Ca-KA	66,5306	3,643	0,0285
TiO ₂	0,8282	mass%	0,00983	Ti-KA	4,3644	0,6892	0,0426
MnO	0,0511	mass%	0,00313	Mn-KA	1,7992	0,0425	0,086
Fe ₂ O ₃	4,2943	mass%	0,00367	Fe-KA	221,8976	3,5737	0,1084
CuO	0,0051	mass%	0,00157	Cu-KA	0,7046	0,0043	0,1766
ZnO	0,0084	mass%	0,00134	Zn-KA	1,5858	0,007	0,2159
Ga ₂ O ₃	0,0028	mass%	0,00152	Ga-KA	0,5942	0,0024	0,2628
As ₂ O ₃	0,0045	mass%	0,0013	As-KA	1,3695	0,0037	0,38
Rb ₂ O	0,0056	mass%	0,0009	Rb-KA	3,8354	0,0046	0,7337
SrO	0,0451	mass%	0,00093	Sr-KA	32,8871	0,0375	0,8494
Y ₂ O ₃	0,005	mass%	0,00096	Y -KA	5,1612	0,0042	0,977
ZrO ₂	0,0233	mass%	0,00567	Zr-KB1	4,3639	0,0194	1,4379
WO ₃	0,0107	mass%	0,00444	W -LA	0,5954	0,0089	0,2049

ANEXO III: ESPECTROMETRÍA POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X**ANÁLISIS PARA LA MUESTRA B1 (GRANULOMETRÍA 1 - 4 mm DE ANDESITA DE LA Fm. COYA - MACHALÍ)**

Component	Result	Unit	Det. limit	El. line	Intensity	w/o normal	Analyzing depth(mm)
Na ₂ O	3,5751	mass%	0,01417	Na-KA	12,2315	3,1653	0,0025
MgO	4,0587	mass%	0,01274	Mg-KA	31,7145	3,5935	0,0036
Al ₂ O ₃	20,0593	mass%	0,01151	Al-KA	440,9891	17,7601	0,005
SiO ₂	52,9944	mass%	0,01624	Si-KA	892,7552	46,9202	0,0056
P ₂ O ₅	0,4536	mass%	0,00243	P -KA	11,2725	0,4016	0,005
SO ₃	0,0327	mass%	0,0022	S -KA	0,7008	0,029	0,0067
Cl	0,0165	mass%	0,00314	Cl-KA	0,2327	0,0146	0,0095
K ₂ O	1,4793	mass%	0,00446	K -KA	25,7649	1,3097	0,0216
CaO	6,9803	mass%	0,00527	Ca-KA	116,5391	6,1802	0,0273
TiO ₂	0,8595	mass%	0,01102	Ti-KA	4,7107	0,761	0,0384
MnO	0,2331	mass%	0,00328	Mn-KA	8,1878	0,2064	0,0765
Fe ₂ O ₃	9,021	mass%	0,00484	Fe-KA	458,4232	7,987	0,0961
Co ₂ O ₃	0,0048	mass%	0,0035	Co-KA	1,0647	0,0042	0,1186
CuO	0,0059	mass%	0,00183	Cu-KA	0,7001	0,0052	0,1355
ZnO	0,0086	mass%	0,00162	Zn-KA	1,3959	0,0076	0,1649
Rb ₂ O	0,0044	mass%	0,00101	Rb-KA	2,5362	0,0039	0,5493
SrO	0,0912	mass%	0,00103	Sr-KA	55,8924	0,0807	0,6348
Y ₂ O ₃	0,0035	mass%	0,00106	Y -KA	3,3176	0,0031	0,7291
ZrO ₂	0,0171	mass%	0,0063	Zr-KB1	2,668	0,0151	1,0677
BaO	0,0814	mass%	0,0145	Ba-KA	5,5539	0,0721	5,4403
WO ₃	0,0195	mass%	0,00486	W -LA	0,9357	0,0173	0,1568

ANEXO III: ESPECTROMETRÍA POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X**ANÁLISIS PARA LA MUESTRA B2 (GRANULOMETRÍA < 1 mm DE ANDESITA DE LA Fm. COYA - MACHALÍ)**

Component	Result	Unit	Det. limit	El. line	Intensity	w/o normal	Analyzing depth(mm)
Na ₂ O	3,6411	mass%	0,0144	Na-KA	12,4119	3,2144	0,0025
MgO	4,2332	mass%	0,01282	Mg-KA	32,9272	3,7372	0,0036
Al ₂ O ₃	19,9959	mass%	0,01145	Al-KA	436,7737	17,6527	0,005
SiO ₂	52,7393	mass%	0,01619	Si-KA	884,2379	46,5591	0,0056
P ₂ O ₅	0,4353	mass%	0,00241	P -KA	10,7922	0,3843	0,005
SO ₃	0,0303	mass%	0,00222	S -KA	0,6476	0,0268	0,0067
Cl	0,0149	mass%	0,00306	Cl-KA	0,2102	0,0132	0,0095
K ₂ O	1,4597	mass%	0,00327	K -KA	25,3862	1,2886	0,0216
CaO	6,9436	mass%	0,00527	Ca-KA	115,829	6,1299	0,0273
TiO ₂	0,8765	mass%	0,01033	Ti-KA	4,802	0,7738	0,0385
V ₂ O ₅	0,0358	mass%	0,00733	V -KA	0,3987	0,0316	0,049
MnO	0,2306	mass%	0,00321	Mn-KA	8,0859	0,2036	0,0766
Fe ₂ O ₃	9,1561	mass%	0,00507	Fe-KA	464,4275	8,0832	0,0962
CuO	0,003	mass%	0,00184	Cu-KA	0,3516	0,0026	0,135
ZnO	0,0099	mass%	0,00157	Zn-KA	1,5852	0,0087	0,1644
Ga ₂ O ₃	0,0044	mass%	0,00166	Ga-KA	0,7882	0,0039	0,1993
As ₂ O ₃	0,0032	mass%	0,00149	As-KA	0,836	0,0029	0,2863
Rb ₂ O	0,0041	mass%	0,00101	Rb-KA	2,3285	0,0036	0,5471
SrO	0,0871	mass%	0,00104	Sr-KA	53,072	0,0769	0,6322
Y ₂ O ₃	0,0033	mass%	0,00107	Y -KA	3,0366	0,0029	0,7261
ZrO ₂	0,0123	mass%	0,00631	Zr-KB1	1,915	0,0109	1,0638
BaO	0,0598	mass%	0,02646	Ba-LA	0,1549	0,0528	0,0379
WO ₃	0,0206	mass%	0,00506	W -LA	0,9814	0,0182	0,1563

ANEXO III: ESPECTROMETRÍA POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X**RESUMEN COMPOSICIÓN POR FRX. RESULTADOS EXPRESADOS EN %**

A1		A2		B1		B2	
Na ₂ O	1,50	Na ₂ O	1,38	Na ₂ O	3,58	Na ₂ O	3,64
MgO	0,84	MgO	0,88	MgO	4,06	MgO	4,23
Al ₂ O ₃	14,95	Al ₂ O ₃	15,56	Al ₂ O ₃	20,06	Al ₂ O ₃	20,00
SiO ₂	72,48	SiO ₂	71,39	SiO ₂	52,99	SiO ₂	52,74
P ₂ O ₅	0,03	P ₂ O ₅	0,04	P ₂ O ₅	0,45	P ₂ O ₅	0,44
SO ₃	0,04	SO ₃	0,09	SO ₃	0,03	SO ₃	0,03
K ₂ O	1,04	K ₂ O	0,99	Cl	*	Cl	*
CaO	4,44	CaO	4,38	K ₂ O	1,48	K ₂ O	1,46
TiO ₂	0,76	TiO ₂	0,83	CaO	6,98	CaO	6,94
MnO	0,04	MnO	0,05	TiO ₂	0,86	TiO ₂	0,88
Fe ₂ O ₃	3,72	Fe ₂ O ₃	4,29	MnO	0,23	V ₂ O ₅	0,04
CuO	*	CuO	*	Fe ₂ O ₃	9,02	MnO	0,23
ZnO	*	ZnO	*	Co ₂ O ₃	-	Fe ₂ O ₃	9,16
Ga ₂ O ₃	*	Ga ₂ O ₃	*	CuO	*	CuO	*
Rb ₂ O	*	As ₂ O ₃	*	ZnO	*	ZnO	*
SrO	0,04	Rb ₂ O	*	Rb ₂ O	*	Ga ₂ O ₃	*
Y ₂ O ₃	*	SrO	0,05	SrO	0,09	As ₂ O ₃	*
ZrO ₂	0,02	Y ₂ O ₃	*	Y ₂ O ₃	*	Rb ₂ O	*
BaO	0,05	ZrO ₂	0,02	ZrO ₂	*	SrO	0,09
WO ₃	*	WO ₃	*	BaO	0,08	Y ₂ O ₃	*
PbO	-			WO ₃	*	ZrO ₂	*
						BaO	0,06
						WO ₃	0,02

ANEXO III: ESPECTROMETRÍA POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X

ESTÁNDARES INTERNACIONALES PARA ROCAS DEL SERVICIO GEOLÓGICO DE JAPÓN (JGS)

	GRANITO				RIOLITA		ANDESITA		
% ÓXIDO	JG-1	JG-1a	JG-2	JG-3	JR-1	JR-2	JA-1	JA-2	JA-3
SiO ₂	72,30	72,19	76,95	67,10	75,41	75,85	64,06	56,18	62,26
TiO ₂	0,26	0,25	0,04	0,48	0,10	0,09	0,87	0,67	0,68
Al ₂ O ₃	14,20	14,22	12,41	15,52	12,98	12,82	14,98	15,32	15,57
Fe ₂ O ₃	2,14	2,05	0,92	3,73	0,96	0,86	6,95	6,14	6,59
MnO	0,06	0,06	0,02	0,07	0,10	0,11	0,15	0,11	0,11
MgO	0,74	0,69	0,04	1,79	0,09	0,05	1,61	7,68	3,65
CaO	2,18	2,13	0,80	3,76	0,63	0,45	5,68	6,48	6,28
Na ₂ O	3,39	3,41	3,55	4,03	4,10	4,03	3,86	3,08	3,17
K ₂ O	3,95	4,04	4,76	2,63	4,44	4,48	0,82	1,78	1,43
P ₂ O ₅	0,097	0,08	0,002	0,12	0,02	0,01	0,16	0,15	0,11

	BASALTO				GABRO	PERIDOTITA	FELDESPATO	
% ÓXIDO	JB-1	JB-1a	JB-2	JB-3	JGb-1	JP-1	JF-1	JF-2
SiO ₂	52,17	52,16	53,20	51,04	43,44	42,39	66,64	65,20
TiO ₂	1,34	1,30	1,19	1,45	1,62	< 0,001	0,005	0,004
Al ₂ O ₃	14,53	14,51	14,67	16,89	17,66	0,62	17,99	18,43
Fe ₂ O ₃	8,97	9,10	14,34	11,88	15,16	8,34	0,08	0,06
MnO	0,16	0,15	0,20	0,16	0,17	0,12	0,001	0,001
MgO	7,73	7,73	4,66	5,20	7,38	44,72	0,006	0,003
CaO	9,29	9,23	9,89	9,86	11,98	0,56	1,05	0,09
Na ₂ O	2,79	2,74	2,03	2,82	1,23	0,021	3,54	2,46
K ₂ O	1,42	1,46	0,43	0,80	0,26	0,003	10,05	13,10
P ₂ O ₅	0,26	0,26	0,10	0,29	0,05	-	0,009	0,002

ANEXO IV: PARÁMETROS MORFOLÓGICOS DE LAS PLANTAS EN CULTIVO



ANEXO IV: PARÁMETROS MORFOLÓGICOS DE PLANTAS EN CULTIVO

ALTURA DE HOJA BANDERA EN PLANTAS DE TRIGO EXPRESADA EN CENTÍMETROS

A α : tratamiento geológico de la Fm. Colbún de tamaño entre 1 – 4 mm

A β : tratamiento geológico de la Fm. Colbún de tamaño < 1 mm

B α : tratamiento geológico de la Fm. Coya – Machalí de tamaño entre 1 – 4 mm

B β : tratamiento geológico de la Fm. Coya – Machalí de tamaño < 1 mm

C: tratamiento Grupo Control

C	1	2	3	4	A α	1	2	3	4	A β	1	2	3	4
04-oct	15	15,1	12,5	13,2	04-oct	11	13,5	13,5	13,5	04-oct	14,2	14	12,5	14,3
08-oct	21,8	22,1	19,4	21	08-oct	19,9	23,5	22,7	22,4	08-oct	22,9	23	22	24,5
17-oct	31,8	28,9	29,4	29,7	17-oct	30,4	33,5	34,7	34,3	17-oct	32,5	33,3	31,6	35,1
24-oct	43,5	33,5	40,1	35,7	24-oct	38	39,4	39	39,5	24-oct	37	38,4	37	38,6
03-nov	55,5	41,5	53,5	48,2	03-nov	51,5	54,5	53,2	51	03-nov	51,5	53	53	52,5
08-nov	65,9	49,8	68,7	63,5	08-nov	66,7	66,2	66,5	64,6	08-nov	67,8	68,4	66,5	65,9
14-nov	70,2	52,5	72,7	67	14-nov	72	71,2	71	71	14-nov	72,3	72,5	70	69,5
21-nov	72	53	73	67	21-nov	72	70,5	70,7	71,5	21-nov	72	72,5	70,5	73,2
28-nov	72	52,5	73	65,5	28-nov	71,3	71	70,5	71,5	28-nov	72,8	72,3	70,5	73
06-dic	72	52	73	66	06-dic	71	71	71	69	06-dic	72,5	72	70,5	73,7
17-dic	71,5	52	72,5	67	17-dic	68	68,5	69,5	65	17-dic	71,5	72	70,5	73

B α	1	2	3	4	B β	1	2	3	4
04-oct	14,5	12,5	12	12,5	04-oct	14,5	12	13,5	13
08-oct	23,5	21	22	23	08-oct	22,6	19	22,4	21,7
17-oct	32,5	31,8	33,3	36	17-oct	31,3	30,3	29,5	30,8
24-oct	35	37,4	39,6	39,5	24-oct	41	34,6	39,8	35,4
03-nov	48	49	50	55,8	03-nov	64	48	52	47,5
08-nov	64,7	63,5	64,2	69,5	08-nov	75,2	63,2	59,9	63,3
14-nov	70,4	71,2	70,7	75,6	14-nov	76	70,8	65,1	68,5
21-nov	70,2	73	71	76	21-nov	76,5	71	65,2	68,5
28-nov	70,3	72,2	71	74,5	28-nov	76	69	65,5	68
06-dic	69	67,5	70	76	06-dic	76	71	65,5	68
17-dic	69,5	73	70	74	17-dic	76	71	65	65,5

ANEXO IV: PARÁMETROS MORFOLÓGICOS DE PLANTAS EN CULTIVO

ALTURA DE LA ESPIGA DE LAS PLANTAS DE TRIGO EXPRESADA EN CENTÍMETROS.

A α : tratamiento geológico de la Fm. Colbún de tamaño entre 1 – 4 mm

A β : tratamiento geológico de la Fm. Colbún de tamaño < 1 mm

B α : tratamiento geológico de la Fm. Coya – Machalí de tamaño entre 1 – 4 mm

B β : tratamiento geológico de la Fm. Coya – Machalí de tamaño < 1 mm

C: tratamiento Grupo Control

C	1	2	3	4
14-nov	57	56,5	44,5	46,8
21-nov	68	58	62	62
28-nov	68	58	69	62
06-dic	68	58	69	62
17-dic	68	58	68	62,5
Aα	1	2	3	4
14-nov	52	64,5	57	52,5
21-nov	68	73	68	67
28-nov	70,5	73,2	68	67
06-dic	71	73,2	68	67
17-dic	70	72	69	66
Aβ	1	2	3	4
14-nov	56	54,5	54	54
21-nov	67	64,5	65	74
28-nov	68	68	66	72,5
06-dic	68	68	66	74
17-dic	67	67	67	73,5
Bα	1	2	3	4
14-nov	52	48,5	53	46
21-nov	65	69	67	66
28-nov	65,5	69	67,5	67
06-dic	66	69	68	68
17-dic	65	69	67,5	67,5
Bβ	1	2	3	4
14-nov	73	47	52	52
21-nov	73	63,5	61,5	65,5
28-nov	73	66	67	70,5
06-dic	73	66	67	70,5
17-dic	72,5	66	66,5	70

ANEXO IV: PARÁMETROS MORFOLÓGICOS DE PLANTAS EN CULTIVO

MEDICIÓN DE LA MASA AÉREA PRODUCIDA POR TRATAMIENTO POR TRIPLICADO, EXPRESADA EN GRAMOS.

A α : tratamiento geológico de la Fm. Colbún de tamaño entre 1 – 4 mm

A β : tratamiento geológico de la Fm. Colbún de tamaño < 1 mm

B α : tratamiento geológico de la Fm. Coya – Machalí de tamaño entre 1 – 4 mm

B β : tratamiento geológico de la Fm. Coya – Machalí de tamaño < 1 mm

C: tratamiento Grupo Control

Muestra	Masa	Muestra	Masa	Muestra	Masa	Muestra	Masa	Muestra	Masa
A α 1	27,09	A β 1	26,12	B α 1	26,05	B β 1	24,45	C1	22,87
A α 1	27,1	A β 1	26,13	B α 1	26,06	B β 1	24,43	C1	22,86
A α 1	27,09	A β 1	26,13	B α 1	26,04	B β 1	24,46	C1	22,89
A α 2	21,77	A β 2	32,76	B α 2	19,97	B β 2	25,6	C2	23,27
A α 2	21,79	A β 2	32,76	B α 2	19,98	B β 2	25,59	C2	23,31
A α 2	21,78	A β 2	32,76	B α 2	19,99	B β 2	25,6	C2	23,3
A α 3	29,3	A β 3	24,59	B α 3	20,77	B β 3	27,91	C3	21,54
A α 3	29,35	A β 3	24,67	B α 3	20,75	B β 3	27,91	C3	21,52
A α 3	29,37	A β 3	24,64	B α 3	20,76	B β 3	27,91	C3	21,51
A α 4	22,02	A β 4	22,17	B α 4	23,82	B β 4	21,9	C4	25,48
A α 4	22,02	A β 4	22,18	B α 4	23,8	B β 4	21,93	C4	25,47
A α 4	22,03	A β 4	22,19	B α 4	23,81	B β 4	21,92	C4	25,49

ANEXO IV: PARÁMETROS MORFOLÓGICOS DE PLANTAS EN CULTIVO

MEDICIONES SOBRE LA BIOMASA RADICULAR DE LAS PLANTAS CULTIVADAS.

A α : tratamiento geológico de la Fm. Colbún de tamaño entre 1 – 4 mm

A β : tratamiento geológico de la Fm. Colbún de tamaño < 1 mm

B α : tratamiento geológico de la Fm. Coya – Machalí de tamaño entre 1 – 4 mm

B β : tratamiento geológico de la Fm. Coya – Machalí de tamaño < 1 mm

C: tratamiento Grupo Control

Tratam.	Área Analizada (cm ²)	Vol. Suelo (cm ³)	Largo Total (cm)	Área Proyect. (cm ²)	Área de Superf. (cm ²)	Diametro Prom. (mm)	Largo por Vol. (cm/cm ³)	Vol. Raíces (cm ³)
A α 1	243.3234	0.004560	1275.5777	32.5459	102.2459	0.2551	279731.96	0.652
A α 2	285.6123	0.004560	4924.6401	153.8561	483.3533	0.3124	1079964.94	3.775
A α 3	945.1775	0.004560	9639.8547	218.1209	685.2470	0.2263	2114003.23	3.876
A α 4	485.4184	0.004560	7520.0924	184.4946	579.6069	0.2453	1649143.06	3.555
A β 1	290.6123	0.004560	1507.1187	42.0294	132.0393	0.2789	330508.48	0.921
A β 2	907.0821	0.004560	8323.5171	266.2248	836.3698	0.3198	1825332.69	6.688
A β 3	945.2642	0.004560	8800.4391	196.8002	618.2661	0.2236	1929920.84	3.457
A β 4	447.6997	0.004560	1729.6945	47.1048	147.9840	0.2723	379318.96	1.008
B α 1	283.5375	0.004560	1460.0893	31.1700	97.9236	0.2135	320195.02	0.523
B α 2	437.5346	0.004560	3700.0141	121.0101	380.1645	0.3271	811406.59	3.108
B α 3	290.6123	0.004560	2220.0621	49.8824	156.7100	0.2247	486855.73	0.880
B α 4	284.0801	0.004560	2104.4004	50.4438	158.4740	0.2397	461491.31	0.950
B β 1	302.1607	0.004560	1963.5289	46.0414	144.6434	0.2345	430598.43	0.848
B β 2	474.7128	0.004560	5161.4551	109.7602	344.8219	0.2127	1131898.05	1.833
B β 3	932.7481	0.004560	14721.9538	632.0570	1985.6657	0.4293	3228498.63	21.313
B β 4	441.7249	0.004560	6130.2858	155.0303	487.0420	0.2529	1344360.92	3.079
C1	274.5299	0.004560	2733.3688	60.4180	189.8087	0.2210	599422.98	1.049
C2	472.4829	0.004560	5340.1869	162.6966	511.1265	0.3047	1171093.61	3.893
C3	928.8530	0.004560	1926.9747	49.6277	155.9101	0.2575	422582.16	1.004
C4	280.2333	0.004560	1083.8504	32.9281	103.4467	0.3038	237686.49	0.786

ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS



ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS**FRECUENCIAS RELATIVAS DE GRANULOMETRÍA POR DIFRACCIÓN LÁSER DE LA MUESTRA A
(TOBA Fm. COLBÚN)**

Size Low [μm]	Size Mid	Size High [μm]	dQ3(x) [%]	Q3(x) [%]	100-Q3(x) [%]	q3(x) [1/μm]	q3log(x)
0,00	0,04	0,09	0,24	0,24	99,76	0,03	0,01
0,09	0,09	0,10	0,18	0,41	99,59	0,19	0,04
0,10	0,10	0,11	0,16	0,58	99,42	0,16	0,04
0,11	0,11	0,12	0,14	0,71	99,29	0,12	0,03
0,12	0,13	0,13	0,11	0,82	99,18	0,09	0,03
0,13	0,14	0,15	0,08	0,90	99,10	0,06	0,02
0,15	0,15	0,16	0,06	0,96	99,04	0,04	0,01
0,16	0,17	0,18	0,04	1,00	99,00	0,02	0,01
0,18	0,19	0,20	0,02	1,03	98,97	0,01	0,01
0,20	0,21	0,22	0,01	1,04	98,96	0,01	0,00
0,22	0,23	0,24	0,01	1,05	98,95	0,00	0,00
0,24	0,25	0,26	0,00	1,05	98,95	0,00	0,00
0,26	0,28	0,29	0,00	1,05	98,95	0,00	0,00
0,29	0,31	0,32	0,01	1,07	98,93	0,00	0,00
0,32	0,34	0,36	0,03	1,09	98,91	0,01	0,01
0,36	0,37	0,39	0,05	1,14	98,86	0,01	0,01
0,39	0,41	0,43	0,08	1,21	98,79	0,02	0,02
0,43	0,46	0,48	0,11	1,33	98,67	0,02	0,03
0,48	0,50	0,53	0,15	1,48	98,52	0,03	0,04
0,53	0,56	0,58	0,21	1,69	98,31	0,04	0,05
0,58	0,61	0,65	0,26	1,95	98,05	0,04	0,06
0,65	0,68	0,71	0,33	2,28	97,72	0,05	0,08
0,71	0,75	0,79	0,40	2,68	97,32	0,05	0,09
0,79	0,83	0,87	0,47	3,15	96,85	0,06	0,11
0,87	0,91	0,96	0,55	3,70	96,30	0,06	0,13
0,96	1,01	1,06	0,63	4,33	95,67	0,06	0,15
1,06	1,12	1,17	0,71	5,03	94,97	0,06	0,16
1,17	1,23	1,29	0,78	5,81	94,19	0,06	0,18
1,29	1,36	1,43	0,85	6,66	93,34	0,06	0,20
1,43	1,50	1,58	0,92	7,58	92,42	0,06	0,21
1,58	1,66	1,74	0,98	8,55	91,45	0,06	0,23
1,74	1,83	1,92	1,03	9,59	90,41	0,06	0,24
1,92	2,03	2,13	1,08	10,66	89,34	0,05	0,25
2,13	2,24	2,35	1,11	11,77	88,23	0,05	0,26
2,35	2,47	2,59	1,13	12,90	87,10	0,05	0,26
2,59	2,73	2,86	1,16	14,06	85,94	0,04	0,27
2,86	3,01	3,16	1,18	15,23	84,77	0,04	0,27
3,16	3,33	3,49	1,19	16,42	83,58	0,04	0,28
3,49	3,68	3,86	1,21	17,64	82,36	0,03	0,28
3,86	4,06	4,26	1,24	18,88	81,12	0,03	0,29
4,26	4,48	4,71	1,26	20,14	79,86	0,03	0,29

4,71	4,95	5,20	1,29	21,43	78,57	0,03	0,30
5,20	5,47	5,74	1,34	22,77	77,23	0,02	0,31
5,74	6,04	6,34	1,40	24,17	75,83	0,02	0,32
6,34	6,67	7,00	1,48	25,65	74,35	0,02	0,34
7,00	7,37	7,74	1,57	27,22	72,78	0,02	0,36
7,74	8,14	8,54	1,66	28,88	71,12	0,02	0,39
8,54	8,99	9,44	1,78	30,65	69,35	0,02	0,41
9,44	9,93	10,42	1,90	32,55	67,45	0,02	0,44
10,42	10,97	11,51	2,03	34,58	65,42	0,02	0,47
11,51	12,11	12,72	2,16	36,73	63,27	0,02	0,50
12,72	13,38	14,04	2,27	39,01	60,99	0,02	0,53
14,04	14,78	15,51	2,38	41,38	58,62	0,02	0,55
15,51	16,32	17,13	2,48	43,86	56,14	0,02	0,57
17,13	18,03	18,92	2,55	46,41	53,59	0,01	0,59
18,92	19,91	20,90	2,59	49,01	50,99	0,01	0,60
20,90	21,99	23,08	2,57	51,58	48,42	0,01	0,60
23,08	24,29	25,49	2,52	54,10	45,90	0,01	0,58
25,49	26,82	28,16	2,46	56,56	43,44	0,01	0,57
28,16	29,63	31,10	2,39	58,96	41,04	0,01	0,55
31,10	32,72	34,35	2,29	61,24	38,76	0,01	0,53
34,35	36,14	37,94	2,17	63,41	36,59	0,01	0,50
37,94	39,92	41,90	2,01	65,43	34,57	0,01	0,47
41,90	44,09	46,28	1,85	67,28	32,72	0,00	0,43
46,28	48,69	51,11	1,69	68,96	31,04	0,00	0,39
51,11	53,78	56,45	1,53	70,50	29,50	0,00	0,36
56,45	59,40	62,35	1,40	71,89	28,11	0,00	0,32
62,35	65,61	68,87	1,27	73,17	26,83	0,00	0,30
68,87	72,46	76,06	1,17	74,34	25,66	0,00	0,27
76,06	80,03	84,01	1,10	75,44	24,56	0,00	0,26
84,01	88,40	92,78	1,06	76,50	23,50	0,00	0,25
92,78	97,63	102,48	1,04	77,54	22,46	0,00	0,24
102,48	107,83	113,18	1,06	78,60	21,40	0,00	0,25
113,18	119,10	125,01	1,11	79,71	20,29	0,00	0,26
125,01	131,54	138,07	1,21	80,92	19,08	0,00	0,28
138,07	145,28	152,50	1,34	82,26	17,74	0,00	0,31
152,50	160,46	168,43	1,52	83,78	16,22	0,00	0,35
168,43	177,23	186,03	1,71	85,50	14,50	0,00	0,40
186,03	195,74	205,46	1,91	87,41	12,59	0,00	0,44
205,46	216,19	226,93	2,07	89,48	10,52	0,00	0,48
226,93	238,78	250,64	2,13	91,60	8,40	0,00	0,49
250,64	263,73	276,82	2,07	93,67	6,33	0,00	0,48
276,82	291,28	305,75	1,89	95,56	4,44	0,00	0,44
305,75	321,72	337,69	1,61	97,17	2,83	0,00	0,37
337,69	355,33	372,97	1,25	98,41	1,59	0,00	0,29
372,97	392,45	411,94	0,85	99,26	0,74	0,00	0,20
411,94	433,46	454,98	0,49	99,75	0,25	0,00	0,11
454,98	478,75	502,51	0,22	99,97	0,03	0,00	0,05
502,51	528,76	555,02	0,03	100,00	0,00	0,00	0,01

ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS**FRECUENCIAS RELATIVAS DE GRANULOMETRÍA POR DIFRACCIÓN LÁSER DE LA MUESTRA B
(ANDESITA Fm. COYA-MACHALÍ)**

Size Low [μm]	Size Mid	Size High [μm]	dQ3(x) [%]	Q3(x) [%]	100-Q3(x) [%]	q3(x) [1/ μm]	q3log(x)
0,00	0,04	0,09	0,09	0,09	99,91	0,01	0,00
0,09	0,09	0,10	0,07	0,16	99,84	0,07	0,02
0,10	0,10	0,11	0,06	0,22	99,78	0,06	0,01
0,11	0,11	0,12	0,05	0,26	99,74	0,04	0,01
0,12	0,13	0,13	0,04	0,30	99,70	0,03	0,01
0,13	0,14	0,15	0,03	0,33	99,67	0,02	0,01
0,15	0,15	0,16	0,02	0,35	99,65	0,01	0,00
0,16	0,17	0,18	0,01	0,36	99,64	0,01	0,00
0,18	0,19	0,20	0,01	0,37	99,63	0,01	0,00
0,20	0,21	0,22	0,01	0,39	99,61	0,01	0,00
0,22	0,23	0,24	0,01	0,40	99,60	0,01	0,00
0,24	0,25	0,26	0,02	0,41	99,59	0,01	0,00
0,26	0,28	0,29	0,02	0,44	99,56	0,01	0,01
0,29	0,31	0,32	0,03	0,47	99,53	0,01	0,01
0,32	0,34	0,36	0,04	0,51	99,49	0,01	0,01
0,36	0,37	0,39	0,05	0,56	99,44	0,01	0,01
0,39	0,41	0,43	0,07	0,63	99,37	0,02	0,02
0,43	0,46	0,48	0,09	0,72	99,28	0,02	0,02
0,48	0,50	0,53	0,10	0,82	99,18	0,02	0,02
0,53	0,56	0,58	0,12	0,94	99,06	0,02	0,03
0,58	0,61	0,65	0,14	1,09	98,91	0,02	0,03
0,65	0,68	0,71	0,16	1,25	98,75	0,02	0,04
0,71	0,75	0,79	0,19	1,44	98,56	0,02	0,04
0,79	0,83	0,87	0,21	1,64	98,36	0,03	0,05
0,87	0,91	0,96	0,23	1,87	98,13	0,02	0,05
0,96	1,01	1,06	0,25	2,11	97,89	0,02	0,06
1,06	1,12	1,17	0,26	2,38	97,62	0,02	0,06
1,17	1,23	1,29	0,28	2,66	97,34	0,02	0,06
1,29	1,36	1,43	0,29	2,95	97,05	0,02	0,07
1,43	1,50	1,58	0,31	3,26	96,74	0,02	0,07
1,58	1,66	1,74	0,32	3,57	96,43	0,02	0,07
1,74	1,83	1,92	0,32	3,90	96,10	0,02	0,07
1,92	2,03	2,13	0,33	4,23	95,77	0,02	0,08
2,13	2,24	2,35	0,33	4,55	95,45	0,01	0,08
2,35	2,47	2,59	0,33	4,88	95,12	0,01	0,08
2,59	2,73	2,86	0,33	5,21	94,79	0,01	0,08
2,86	3,01	3,16	0,34	5,55	94,45	0,01	0,08
3,16	3,33	3,49	0,34	5,89	94,11	0,01	0,08
3,49	3,68	3,86	0,35	6,24	93,76	0,01	0,08
3,86	4,06	4,26	0,36	6,60	93,40	0,01	0,08
4,26	4,48	4,71	0,38	6,99	93,01	0,01	0,09
4,71	4,95	5,20	0,41	7,39	92,61	0,01	0,09
5,20	5,47	5,74	0,44	7,83	92,17	0,01	0,10
5,74	6,04	6,34	0,48	8,31	91,69	0,01	0,11
6,34	6,67	7,00	0,53	8,85	91,15	0,01	0,12
7,00	7,37	7,74	0,59	9,44	90,56	0,01	0,14
7,74	8,14	8,54	0,65	10,09	89,91	0,01	0,15
8,54	8,99	9,44	0,72	10,81	89,19	0,01	0,17
9,44	9,93	10,42	0,78	11,59	88,41	0,01	0,18
10,42	10,97	11,51	0,85	12,44	87,56	0,01	0,20
11,51	12,11	12,72	0,90	13,34	86,66	0,01	0,21
12,72	13,38	14,04	0,94	14,28	85,72	0,01	0,22

14,04	14,78	15,51	0,97	15,25	84,75	0,01	0,22
15,51	16,32	17,13	0,98	16,23	83,77	0,01	0,23
17,13	18,03	18,92	0,98	17,21	82,79	0,01	0,23
18,92	19,91	20,90	0,97	18,18	81,82	0,00	0,22
20,90	21,99	23,08	0,93	19,10	80,90	0,00	0,21
23,08	24,29	25,49	0,88	19,99	80,01	0,00	0,20
25,49	26,82	28,16	0,85	20,84	79,16	0,00	0,20
28,16	29,63	31,10	0,85	21,69	78,31	0,00	0,20
31,10	32,72	34,35	0,85	22,54	77,46	0,00	0,20
34,35	36,14	37,94	0,87	23,41	76,59	0,00	0,20
37,94	39,92	41,90	0,90	24,31	75,69	0,00	0,21
41,90	44,09	46,28	0,95	25,26	74,74	0,00	0,22
46,28	48,69	51,11	1,02	26,28	73,72	0,00	0,24
51,11	53,78	56,45	1,10	27,38	72,62	0,00	0,26
56,45	59,40	62,35	1,20	28,58	71,42	0,00	0,28
62,35	65,61	68,87	1,29	29,86	70,14	0,00	0,30
68,87	72,46	76,06	1,38	31,25	68,75	0,00	0,32
76,06	80,03	84,01	1,48	32,73	67,27	0,00	0,34
84,01	88,40	92,78	1,57	34,29	65,71	0,00	0,36
92,78	97,63	102,48	1,64	35,94	64,06	0,00	0,38
102,48	107,83	113,18	1,72	37,65	62,35	0,00	0,40
113,18	119,10	125,01	1,79	39,44	60,56	0,00	0,42
125,01	131,54	138,07	1,87	41,32	58,68	0,00	0,43
138,07	145,28	152,50	1,96	43,28	56,72	0,00	0,45
152,50	160,46	168,43	2,08	45,36	54,64	0,00	0,48
168,43	177,23	186,03	2,23	47,59	52,41	0,00	0,52
186,03	195,74	205,46	2,43	50,02	49,98	0,00	0,56
205,46	216,19	226,93	2,70	52,72	47,28	0,00	0,63
226,93	238,78	250,64	2,95	55,67	44,33	0,00	0,68
250,64	263,73	276,82	3,23	58,90	41,10	0,00	0,75
276,82	291,28	305,75	3,58	62,48	37,52	0,00	0,83
305,75	321,72	337,69	4,02	66,50	33,50	0,00	0,93
337,69	355,33	372,97	4,44	70,95	29,05	0,00	1,03
372,97	392,45	411,94	4,72	75,67	24,33	0,00	1,09
411,94	433,46	454,98	4,89	80,56	19,44	0,00	1,13
454,98	478,75	502,51	4,80	85,36	14,64	0,00	1,11
502,51	528,76	555,02	4,44	89,80	10,20	0,00	1,03
555,02	584,01	613,00	3,78	93,58	6,42	0,00	0,88
613,00	645,03	677,05	2,89	96,47	3,53	0,00	0,67
677,05	712,42	747,79	1,93	98,40	1,60	0,00	0,45
747,79	786,85	825,91	1,07	99,47	0,53	0,00	0,25
825,91	869,06	912,20	0,46	99,93	0,07	0,00	0,11
912,20	959,86	1.007,51	0,07	100,00	0,00	0,00	0,02

ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS**FRECUENCIAS RELATIVAS DE GRANULOMETRÍA POR DIFRACCIÓN LÁSER DE LA MUESTRA C
(SUELO INIA QUILAMAPU)**

Size Low [μm]	Size Mid	Size High [μm]	dQ3(x) [%]	Q3(x) [%]	100-Q3(x) [%]	q3(x) [1/ μm]	q3log(x)
0,00	0,04	0,09	0,05	0,05	99,95	0,01	0,00
0,09	0,09	0,10	0,04	0,09	99,91	0,04	0,01
0,10	0,10	0,11	0,04	0,12	99,88	0,04	0,01
0,11	0,11	0,12	0,03	0,15	99,85	0,03	0,01
0,12	0,13	0,13	0,03	0,18	99,82	0,02	0,01
0,13	0,14	0,15	0,03	0,21	99,79	0,02	0,01
0,15	0,15	0,16	0,03	0,24	99,76	0,02	0,01
0,16	0,17	0,18	0,03	0,27	99,73	0,02	0,01
0,18	0,19	0,20	0,03	0,30	99,70	0,02	0,01
0,20	0,21	0,22	0,04	0,34	99,66	0,02	0,01
0,22	0,23	0,24	0,04	0,38	99,62	0,02	0,01
0,24	0,25	0,26	0,05	0,43	99,57	0,02	0,01
0,26	0,28	0,29	0,06	0,48	99,52	0,02	0,01
0,29	0,31	0,32	0,07	0,55	99,45	0,02	0,02
0,32	0,34	0,36	0,08	0,63	99,37	0,02	0,02
0,36	0,37	0,39	0,09	0,72	99,28	0,03	0,02
0,39	0,41	0,43	0,11	0,83	99,17	0,03	0,03
0,43	0,46	0,48	0,13	0,96	99,04	0,03	0,03
0,48	0,50	0,53	0,14	1,10	98,90	0,03	0,03
0,53	0,56	0,58	0,16	1,26	98,74	0,03	0,04
0,58	0,61	0,65	0,18	1,45	98,55	0,03	0,04
0,65	0,68	0,71	0,21	1,65	98,35	0,03	0,05
0,71	0,75	0,79	0,23	1,88	98,12	0,03	0,05
0,79	0,83	0,87	0,26	2,14	97,86	0,03	0,06
0,87	0,91	0,96	0,28	2,42	97,58	0,03	0,07
0,96	1,01	1,06	0,31	2,74	97,26	0,03	0,07
1,06	1,12	1,17	0,34	3,08	96,92	0,03	0,08
1,17	1,23	1,29	0,37	3,45	96,55	0,03	0,09
1,29	1,36	1,43	0,40	3,85	96,15	0,03	0,09
1,43	1,50	1,58	0,43	4,28	95,72	0,03	0,10
1,58	1,66	1,74	0,46	4,74	95,26	0,03	0,11
1,74	1,83	1,92	0,50	5,24	94,76	0,03	0,11
1,92	2,03	2,13	0,53	5,77	94,23	0,03	0,12
2,13	2,24	2,35	0,55	6,32	93,68	0,02	0,13
2,35	2,47	2,59	0,58	6,89	93,11	0,02	0,13
2,59	2,73	2,86	0,62	7,52	92,48	0,02	0,14
2,86	3,01	3,16	0,65	8,17	91,83	0,02	0,15
3,16	3,33	3,49	0,68	8,85	91,15	0,02	0,16
3,49	3,68	3,86	0,73	9,58	90,42	0,02	0,17
3,86	4,06	4,26	0,78	10,36	89,64	0,02	0,18
4,26	4,48	4,71	0,83	11,19	88,81	0,02	0,19

4,71	4,95	5,20	0,89	12,08	87,92	0,02	0,21
5,20	5,47	5,74	0,97	13,05	86,95	0,02	0,23
5,74	6,04	6,34	1,07	14,12	85,88	0,02	0,25
6,34	6,67	7,00	1,20	15,32	84,68	0,02	0,28
7,00	7,37	7,74	1,35	16,67	83,33	0,02	0,31
7,74	8,14	8,54	1,51	18,18	81,82	0,02	0,35
8,54	8,99	9,44	1,72	19,90	80,10	0,02	0,40
9,44	9,93	10,42	1,95	21,85	78,15	0,02	0,45
10,42	10,97	11,51	2,23	24,07	75,93	0,02	0,52
11,51	12,11	12,72	2,52	26,59	73,41	0,02	0,58
12,72	13,38	14,04	2,82	29,42	70,58	0,02	0,65
14,04	14,78	15,51	3,14	32,56	67,44	0,02	0,73
15,51	16,32	17,13	3,49	36,04	63,96	0,02	0,81
17,13	18,03	18,92	3,85	39,89	60,11	0,02	0,89
18,92	19,91	20,90	4,18	44,07	55,93	0,02	0,97
20,90	21,99	23,08	4,37	48,44	51,56	0,02	1,01
23,08	24,29	25,49	4,52	52,96	47,04	0,02	1,05
25,49	26,82	28,16	4,64	57,60	42,40	0,02	1,07
28,16	29,63	31,10	4,78	62,38	37,62	0,02	1,11
31,10	32,72	34,35	4,74	67,12	32,88	0,01	1,10
34,35	36,14	37,94	4,68	71,80	28,20	0,01	1,08
37,94	39,92	41,90	4,41	76,21	23,79	0,01	1,02
41,90	44,09	46,28	4,06	80,27	19,73	0,01	0,94
46,28	48,69	51,11	3,68	83,94	16,06	0,01	0,85
51,11	53,78	56,45	3,24	87,18	12,82	0,01	0,75
56,45	59,40	62,35	2,77	89,95	10,05	0,00	0,64
62,35	65,61	68,87	2,28	92,24	7,76	0,00	0,53
68,87	72,46	76,06	1,83	94,07	5,93	0,00	0,42
76,06	80,03	84,01	1,42	95,49	4,51	0,00	0,33
84,01	88,40	92,78	1,08	96,57	3,43	0,00	0,25
92,78	97,63	102,48	0,80	97,37	2,63	0,00	0,18
102,48	107,83	113,18	0,60	97,97	2,03	0,00	0,14
113,18	119,10	125,01	0,47	98,43	1,57	0,00	0,11
125,01	131,54	138,07	0,38	98,82	1,18	0,00	0,09
138,07	145,28	152,50	0,33	99,15	0,85	0,00	0,08
152,50	160,46	168,43	0,29	99,43	0,57	0,00	0,07
168,43	177,23	186,03	0,23	99,66	0,34	0,00	0,05
186,03	195,74	205,46	0,17	99,83	0,17	0,00	0,04
205,46	216,19	226,93	0,10	99,94	0,06	0,00	0,02
226,93	238,78	250,64	0,05	99,98	0,02	0,00	0,01
250,64	263,73	276,82	0,02	100,00	0,00	0,00	0,00

ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

ANÁLISIS ESTADÍSTICO ANOVA DE LARGO DE RAÍCES TOTAL PRODUCIDO. DUNNET AL 5 %

1= Fm. Colbún 1-4 mm. 2 = Fm- Colbún < 1 mm. 3 = Fm. Coya – Machalí 1-4 mm. 4 = Fm. Coya – Machalí < 1 mm. 5 = Grupo Control

Método

Hipótesis nula Todas las medias son iguales
Hipótesis alterna No todas las medias son iguales
Nivel de significancia $\alpha = 0.05$

Se presupuso igualdad de varianzas para el análisis.

Información del factor

Factor	Niveles	Valores
Tratamiento	5	1; 2; 3; 4; 5

Análisis de Varianza

Fuente	GL	SC Ajust.	MC Ajust.	Valor F	Valor p
Tratamiento	4	70283728	17570932	8.79	0.003
Error	10	19994279	1999428		
Total	14	90278007			

Resumen del modelo

	R-cuad.	R-cuad. S	R-cuad. (ajustado)	R-cuad. (pred)
	1414.01	77.85%	68.99%	50.17%

Medias

Tratamiento	N	Media	Desv.Est.	IC de 95%
1	3	7362	2362	(5543; 9181)
2	3	8641	275	(6822; 10460)
3	3	3168	921	(1349; 4987)
4	3	5807	559	(3988; 7626)
5	3	3334	1784	(1514; 5153)

Desv.Est. agrupada = 1414.01

Comparaciones múltiples de Dunnett con un control

Agrupar información utilizando el método de Dunnett y una confianza de 95%

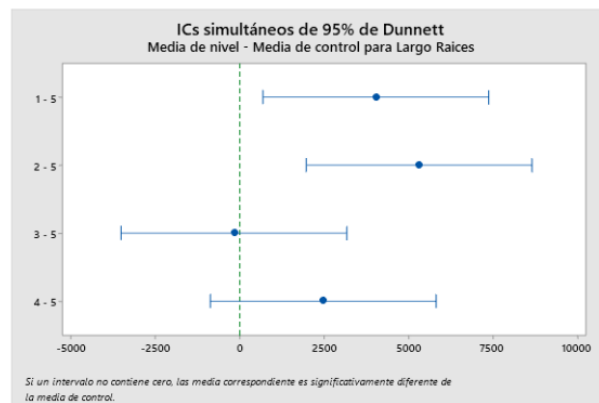
Tratamiento	N	Media	Agrupación
5 (control)	3	3334	A
2	3	8641	
1	3	7362	
4	3	5807	A
3	3	3168	A

Las medias no etiquetadas con la letra A son significativamente diferentes de la media del nivel de control.

Pruebas simultáneas de Dunnett para la media de nivel – Media de control

Diferencia de niveles	Diferencia de las medias	EE de diferencia	IC de 95%	Valor T	Valor p
1 - 5	4028	1155	(691; 7365)	3.49	0.019
2 - 5	5308	1155	(1971; 8645)	4.60	0.003
3 - 5	-165	1155	(-3503; 3172)	-0.14	1.000
4 - 5	2474	1155	(-863; 5811)	2.14	0.165

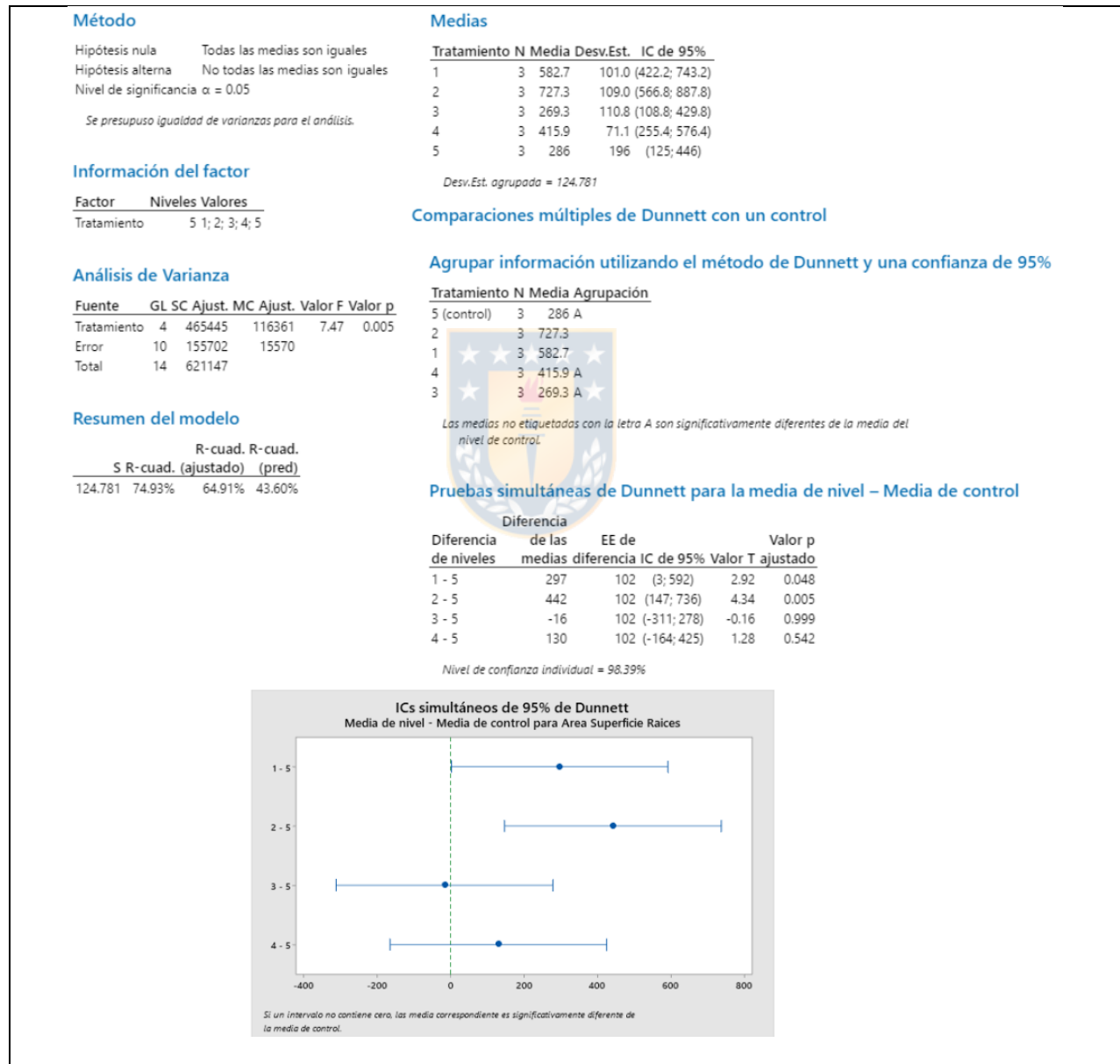
Nivel de confianza individual = 98.39%



ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

ANÁLISIS ESTADÍSTICO ANOVA DE SUPERFICIE DE RAÍCES TOTAL PRODUCIDO. DUNNET AL 5 %

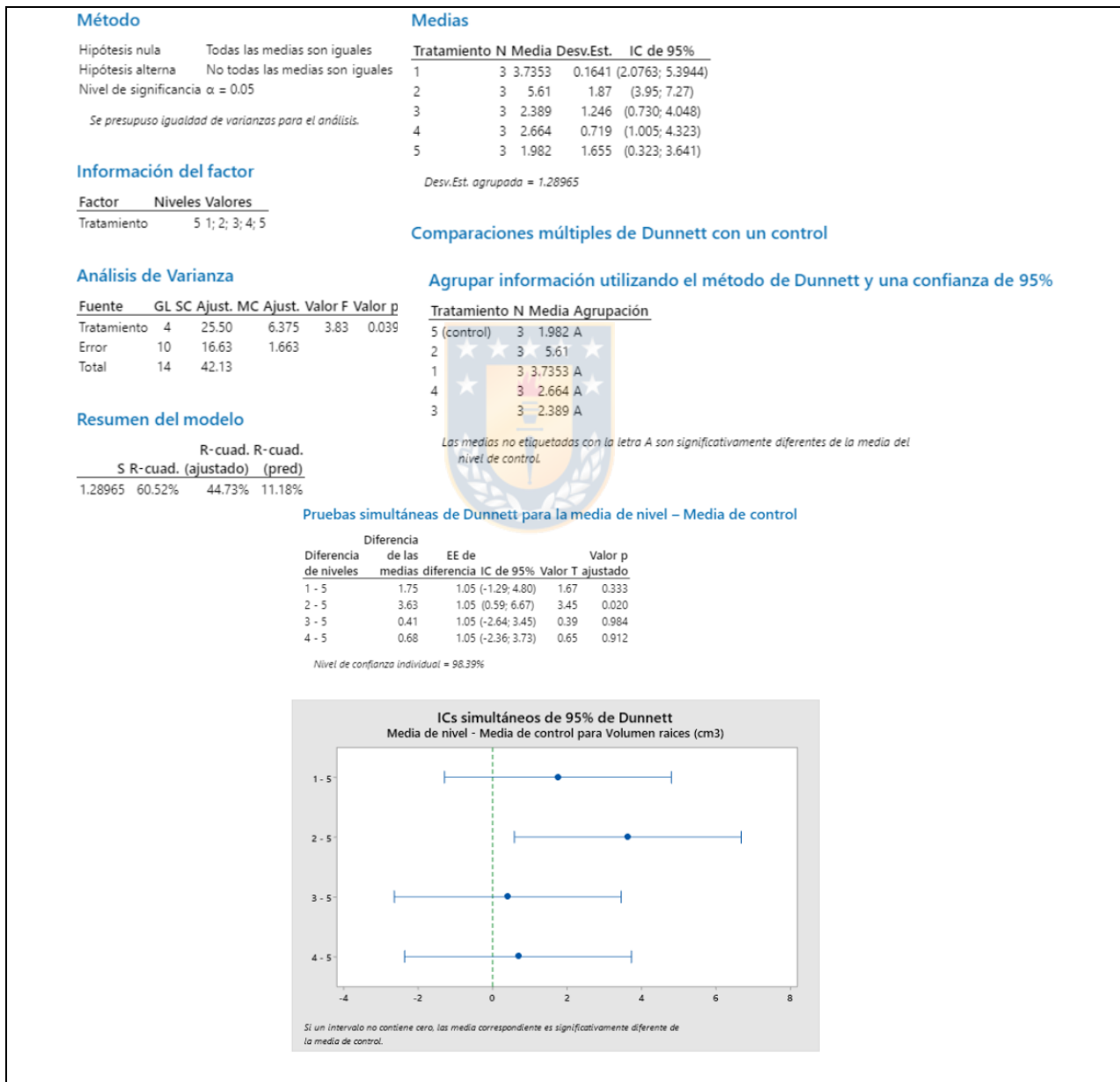
1= Fm. Colbún 1-4 mm. 2 = Fm- Colbún < 1 mm. 3 = Fm. Coya – Machalí 1-4 mm. 4 = Fm. Coya – Machalí < 1 mm. 5 = Grupo Control



ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

ANÁLISIS ESTADÍSTICO ANOVA DE VOLUMEN DE RAÍCES TOTAL PRODUCIDO. DUNNET AL 5 %

1= Fm. Colbún 1-4 mm. 2 = Fm- Colbún < 1 mm. 3 = Fm. Coya – Machalí 1-4 mm. 4 = Fm. Coya – Machalí < 1 mm. 5 = Grupo Control



ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

ANÁLISIS ESTADÍSTICO ANOVA DE LARGO DE RAÍCES TOTAL PRODUCIDO. TUKEY AL 5 % ENTRE TIPO DE CEOLITA. 1 = Fm Colbún. 2 = Fm. Coya – Machalí

Método

Hipótesis nula Todas las medias son iguales
Hipótesis alterna No todas las medias son iguales
Nivel de significancia $\alpha = 0.05$

Se presupuso igualdad de varianzas para el análisis.

Medias

Tratamiento	N	Media	Desv.Est.	IC de 95%
1	6	7962	1639	(6482; 9442)
2	6	4274	1615	(2794; 5754)

Desv.Est. agrupada = 1626.76

Información del factor

Factor	Niveles	Valores
Tratamiento	2	1; 2

Comparaciones en parejas de Tukey

Agrupar información utilizando el método de Tukey y una confianza de 95%

Tratamiento N Media Agrupación

1	6	7962	A
2	6	4274	B

Las medias que no comparten una letra son significativamente diferentes.

Análisis de Varianza

Fuente	GL	SC	Ajust. MC	Ajust. Valor F	Valor p
Tratamiento	1	40797726	40797726	15.42	0.003
Error	10	26463446	2646345		
Total	11	67261171			

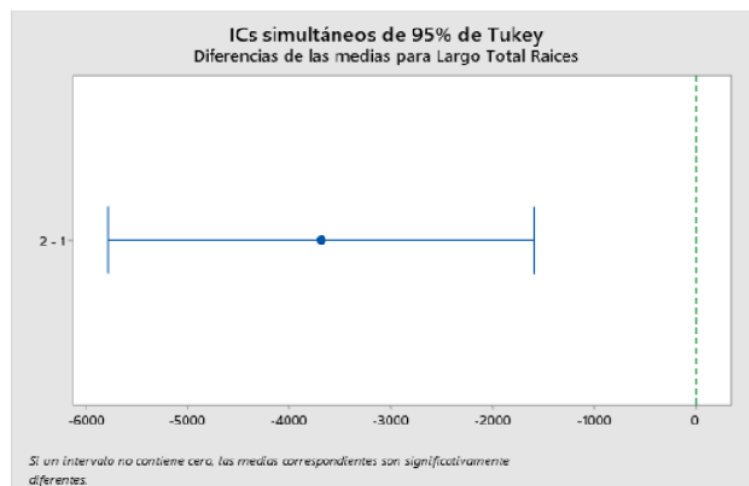
Resumen del modelo

	R-cuad.	R-cuad. (ajustado)	R-cuad. (pred)
	1626.76	60.66%	56.72% 43.34%

Pruebas simultáneas de Tukey para diferencias de las medias

Diferencia de niveles	Diferencia de las medias	EE de diferencia	IC de 95%	Valor T	Valor p ajustado
2 - 1	-3688	939	(-5780; -1595)	-3.93	0.003

Nivel de confianza individual = 95.00%



ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

ANÁLISIS ESTADÍSTICO ANOVA DE SUPERFICIE DE RAÍCES TOTAL PRODUCIDO. TUKEY AL 5 % ENTRE TIPO DE CEOLITA. 1 = Fm Colbún. 2 = Fm. Coya – Machalí

Método

Hipótesis nula	Todas las medias son iguales
Hipótesis alterna	No todas las medias son iguales
Nivel de significancia $\alpha = 0.05$	

Se presupuso igualdad de varianzas para el análisis.

Medias

Tratamiento	N	Media	Desv.Est.	IC de 95%
1	6	655.0	122.9	(546.4; 763.6)
2	6	342.6	115.7	(234.0; 451.2)

Desv.Est. agrupada = 119.358

Información del factor

Factor	Niveles	Valores
Tratamiento	2	1; 2

Análisis de Varianza

Fuente	GL	SC	Ajust.	MC	Ajust.	Valor F	Valor p
Tratamiento	1	292778		292778		20.55	0.001
Error	10	142465		14246			
Total	11	435243					

Resumen del modelo

	R-cuad.	R-cuad.
S	R-cuad. (ajustado)	(pred)
119.358	67.27%	63.99%
		52.87%

Comparaciones en parejas de Tukey

Agrupar información utilizando el método de Tukey y una confianza de 95%

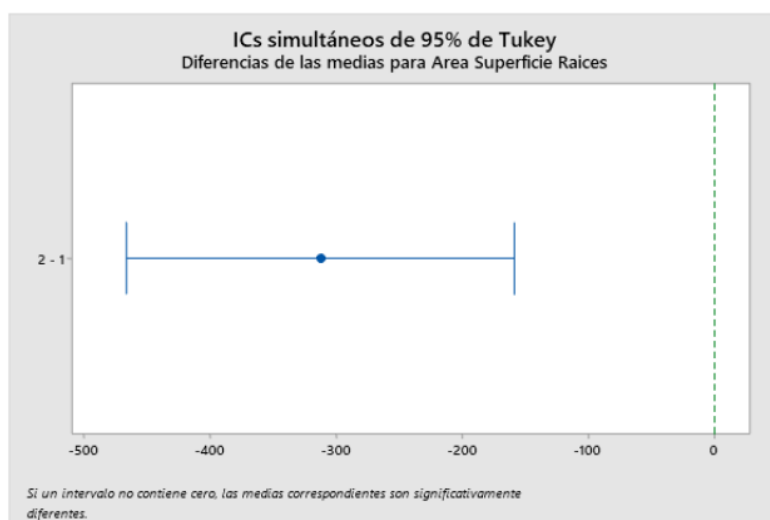
Tratamiento	N	Media	Agrupación
1	6	655.0	A
2	6	342.6	B

Las medias que no comparten una letra son significativamente diferentes.

Pruebas simultáneas de Tukey para diferencias de las medias

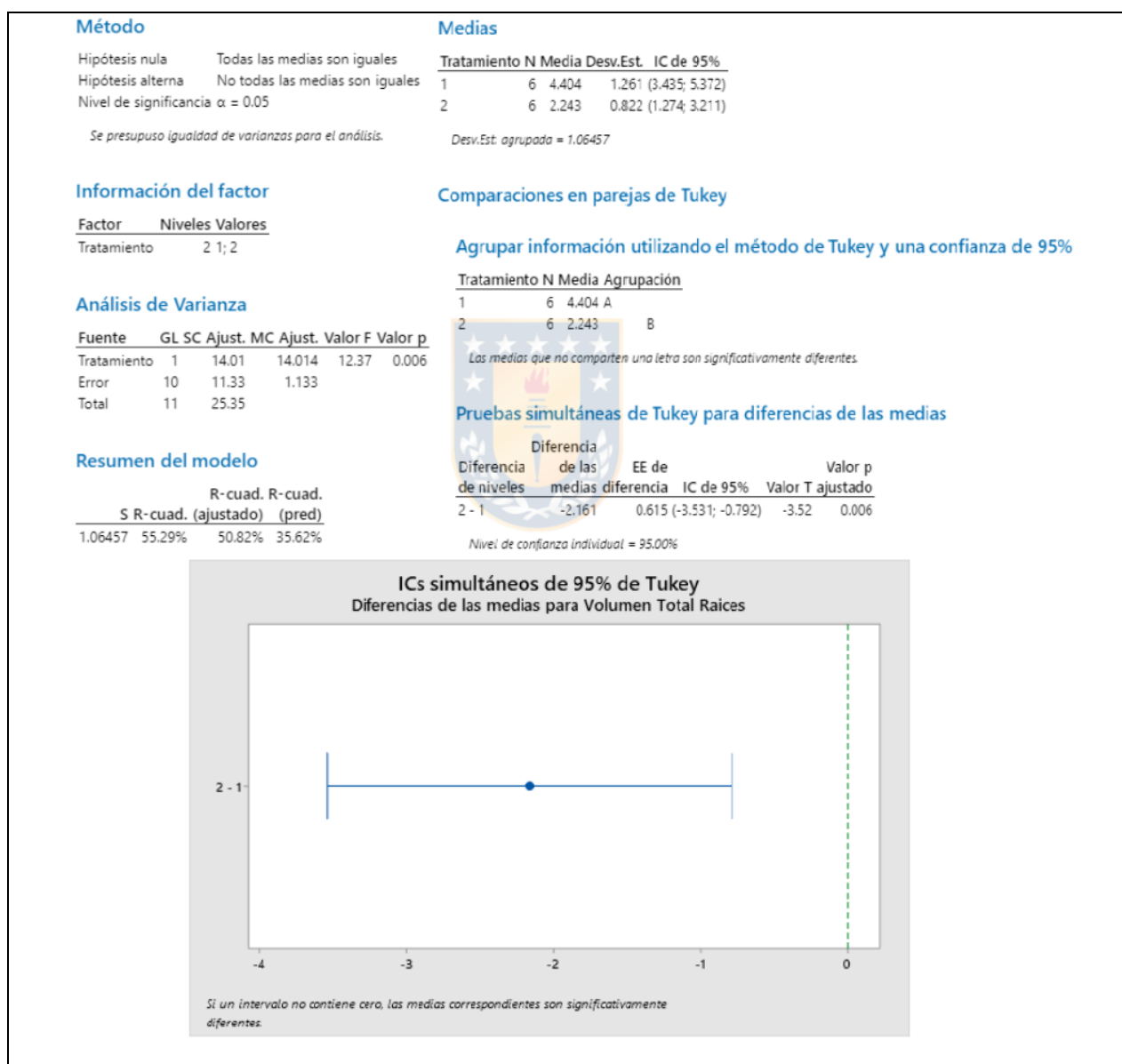
Diferencia de niveles	Diferencia de las medias	EE de diferencia	IC de 95%	Valor T	Valor p
2 - 1	-312.4	68.9	(-465.9; -158.9)	-4.53	0.001

Nivel de confianza individual = 95.00%



ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

ANÁLISIS ESTADÍSTICO ANOVA DE VOLUMEN DE RAÍCES TOTAL PRODUCIDO. TUKEY AL 5 % ENTRE TIPO DE CEOLITA. 1 = Fm Colbún. 2 = Fm. Coya – Machalí



ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

ANÁLISIS ESTADÍSTICO ANOVA DE LARGO DE RAÍCES TOTAL PRODUCIDO. TUKEY AL 5 % ENTRE TRATAMIENTOS. 1= Fm. Colbún 1-4 mm. 2 = Fm- Colbún < 1 mm. 3 = Fm. Coya – Machalí 1-4 mm. 4 = Fm. Coya – Machalí < 1 mm. 5 = Grupo Control

Método

Hipótesis nula Todas las medias son iguales
Hipótesis alterna No todas las medias son iguales
Nivel de significancia $\alpha = 0.05$
Se presupuso igualdad de varianzas para el análisis.

Información del factor

Factor	Niveles	Valores
Tratamiento	5	1; 2; 3; 4; 5

Análisis de Varianza

Fuente	GL	SC Ajust.	MC Ajust.	Valor F	Valor p
Tratamiento	4	72857580	18214395	9.40	0.002
Error	10	19375603	1937560		
Total	14	92233184			

Resumen del modelo

	R-cuad.	R-cuad. (ajustado)	R-cuad. (pred)
	1391.96	78.99%	70.59%
		52.73%	

Medias

Tratamiento	N	Media	Desv.Est.	IC de 95%
1	3	7362	2362	(5571; 9152)
2	3	8562	238	(6771; 10353)
3	3	2902	798	(1112; 4693)
4	3	5646	484	(3855; 7437)
5	3	3334	1784	(1543; 5124)

Desv.Est. agrupada = 1391.96

Agrupar información utilizando el método de Tukey y una confianza de 95%

Tratamiento	N	Media	Agrupación
2	3	8562	A
1	3	7362	A
4	3	5646	A B
5	3	3334	B
3	3	2902	B

Las medias que no comparten una letra son significativamente diferentes.

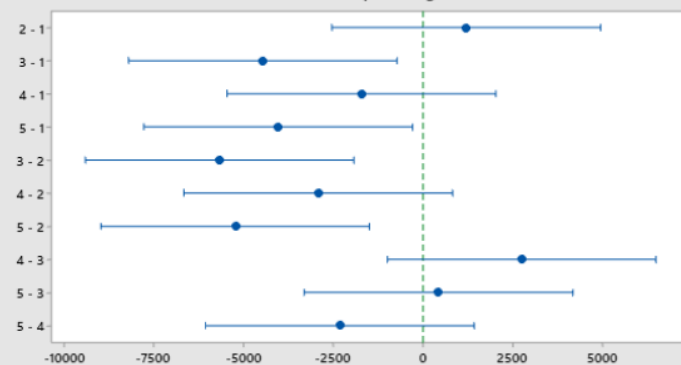
Pruebas simultáneas de Tukey para diferencias de las medias

Diferencia de niveles	Diferencia de las medias	EE de diferencia	IC de 95%	Valor T	Valor p ajustado
2 - 1	1200	1137	(-2537; 4937)	1.06	0.824
3 - 1	-4459	1137	(-8196; -722)	-3.92	0.019
4 - 1	-1716	1137	(-5453; 2021)	-1.51	0.579
5 - 1	-4028	1137	(-7765; -291)	-3.54	0.034
3 - 2	-5660	1137	(-9397; -1923)	-4.98	0.004
4 - 2	-2916	1137	(-6653; 821)	-2.57	0.151
5 - 2	-5228	1137	(-8965; -1491)	-4.60	0.007
4 - 3	2744	1137	(-993; 6481)	2.41	0.188
5 - 3	431	1137	(-3306; 4168)	0.38	0.995
5 - 4	-2312	1137	(-6049; 1425)	-2.03	0.317

Nivel de confianza individual = 99.18%

ICs simultáneos de 95% de Tukey

Diferencias de las medias para Largo Total Raíces



Si un intervalo no contiene cero, las medias correspondientes son significativamente diferentes.

ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

ANÁLISIS ESTADÍSTICO ANOVA DE SUPERFICIE DE RAÍCES TOTAL PRODUCIDO. TUKEY AL 5 % ENTRE TRATAMIENTOS. 1= Fm. Colbún 1-4 mm. 2 = Fm- Colbún < 1 mm. 3 = Fm. Coya – Machalí 1-4 mm. 4 = Fm. Coya – Machalí < 1 mm. 5 = Grupo Control

Método

Hipótesis nula Todas las medias son iguales
Hipótesis alterna No todas las medias son iguales
Nivel de significancia $\alpha = 0.05$

Se presupuso igualdad de varianzas para el análisis.

Información del factor

Factor	Niveles	Valores
Tratamiento	5	1; 2; 3; 4; 5

Análisis de Varianza

Fuente	GL	SC	Ajust. MC	Ajust. Valor F	Valor p
Tratamiento	4	465445	116361	7.47	0.005
Error	10	155702	15570		
Total	14	621147			

Resumen del modelo

	R-cuad.	R-cuad.
S R-cuad. (ajustado)	(pred)	
124.781	74.93%	64.91% 43.60%

Medias

Tratamiento	N	Media	Desv.Est.	IC de 95%
1	3	582.7	101.0	(422.2; 743.2)
2	3	727.3	109.0	(566.8; 887.8)
3	3	269.3	110.8	(108.8; 429.8)
4	3	415.9	71.1	(255.4; 576.4)
5	3	286	196	(125; 446)

Desv.Est. agrupada = 124.781

Comparaciones en parejas de Tukey

Agrupar información utilizando el método de Tukey y una confianza de 95%

Tratamiento	N	Media	Agrupación
2	3	727.3	A
1	3	582.7	A B
4	3	415.9	B
5	3	286	B
3	3	269.3	B

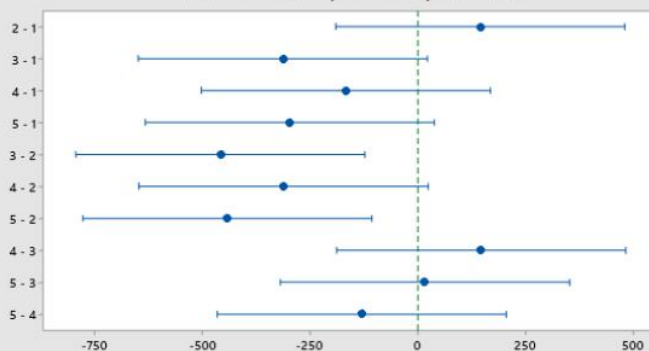
Las medias que no comparten una letra son significativamente diferentes.

Pruebas simultáneas de Tukey para diferencias de las medias

Diferencia de niveles	Diferencia de las medias	EE de diferencia	IC de 95%	Valor T ajustado	Valor p
2 - 1	145	102	(-190; 480)	1.42	0.630
3 - 1	-313	102	(-648; 22)	-3.08	0.070
4 - 1	-167	102	(-502; 168)	-1.64	0.509
5 - 1	-297	102	(-632; 38)	-2.92	0.089
3 - 2	-458	102	(-793; -123)	-4.50	0.008
4 - 2	-311	102	(-646; 24)	-3.06	0.072
5 - 2	-442	102	(-777; -107)	-4.34	0.010
4 - 3	147	102	(-188; 482)	1.44	0.619
5 - 3	16	102	(-319; 351)	0.16	1.000
5 - 4	-130	102	(-465; 205)	-1.28	0.709

Nivel de confianza individual = 99.18%

ICs simultáneos de 95% de Tukey Diferencias de las medias para Area Superficie Raices



Si un intervalo no contiene cero, las medias correspondientes son significativamente diferentes.

ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

ANÁLISIS ESTADÍSTICO ANOVA DE VOLUMEN DE RAÍCES TOTAL PRODUCIDO. TUKEY AL 5 % ENTRE TRATAMIENTOS. 1= Fm. Colbún 1-4 mm. 2 = Fm- Colbún < 1 mm. 3 = Fm. Coya – Machalí 1-4 mm. 4 = Fm. Coya – Machalí < 1 mm. 5 = Grupo Control

Método

Hipótesis nula Todas las medias son iguales
Hipótesis alterna No todas las medias son iguales
Nivel de significancia $\alpha = 0.05$

Se presupuso igualdad de varianzas para el análisis.

Información del factor

Factor	Niveles	Valores
Tratamiento	5	1; 2; 3; 4; 5

Análisis de Varianza

Fuente	GL	SC	Ajust. MC	Ajust. Valor F	Valor p
Tratamiento	4	21.29	5.321	3.84	0.038
Error	10	13.86	1.386		
Total	14	35.14			

Resumen del modelo

	R-cuad.	R-cuad. S	R-cuad. (ajustado)	R-cuad. (pred)
	1.17717	60.57%	44.80%	11.28%

Medias

Tratamiento	N	Media	Desv.Est.	IC de 95%
1	3	3.7353	0.1641	(2.2210; 5.2497)
2	3	5.072	1.616	(3.558; 6.587)
3	3	2.029	1.079	(0.515; 3.543)
4	3	2.456	0.623	(0.942; 3.970)
5	3	1.982	1.655	(0.468; 3.496)

Desv.Est. agrupada = 1.17717

Comparaciones en parejas de Tukey

Agrupar información utilizando el método de Tukey y una confianza de 95%

Tratamiento	N	Media	Agrupación
2	3	5.072	A
1	3	3.7353	A
4	3	2.456	A
3	3	2.029	A
5	3	1.982	A

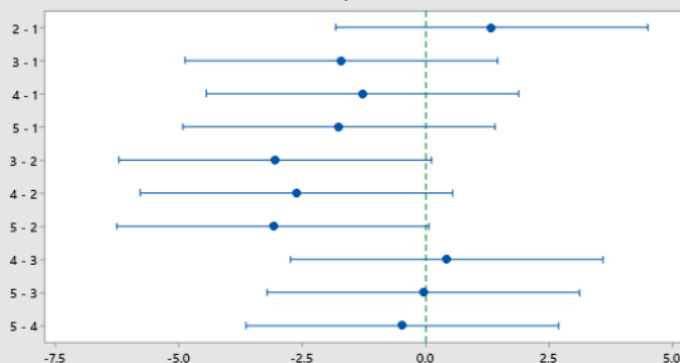
Las medias que no comparten una letra son significativamente diferentes.

Pruebas simultáneas de Tukey para diferencias de las medias

Diferencia de niveles	Diferencia de las medias	EE de diferencia	IC de 95%	Valor T ajustado	Valor p
2 - 1	1.337	0.961	(-1.823; 4.497)	1.39	0.646
3 - 1	-1.706	0.961	(-4.867; 1.454)	-1.78	0.436
4 - 1	-1.279	0.961	(-4.440; 1.881)	-1.33	0.680
5 - 1	-1.753	0.961	(-4.914; 1.407)	-1.82	0.412
3 - 2	-3.043	0.961	(-6.204; 0.117)	-3.17	0.061
4 - 2	-2.616	0.961	(-5.777; 0.544)	-2.72	0.120
5 - 2	-3.090	0.961	(-6.251; 0.070)	-3.22	0.056
4 - 3	0.427	0.961	(-2.733; 3.587)	0.44	0.991
5 - 3	-0.047	0.961	(-3.207; 3.113)	-0.05	1.000
5 - 4	-0.474	0.961	(-3.634; 2.686)	-0.49	0.986

Nivel de confianza individual = 99.18%

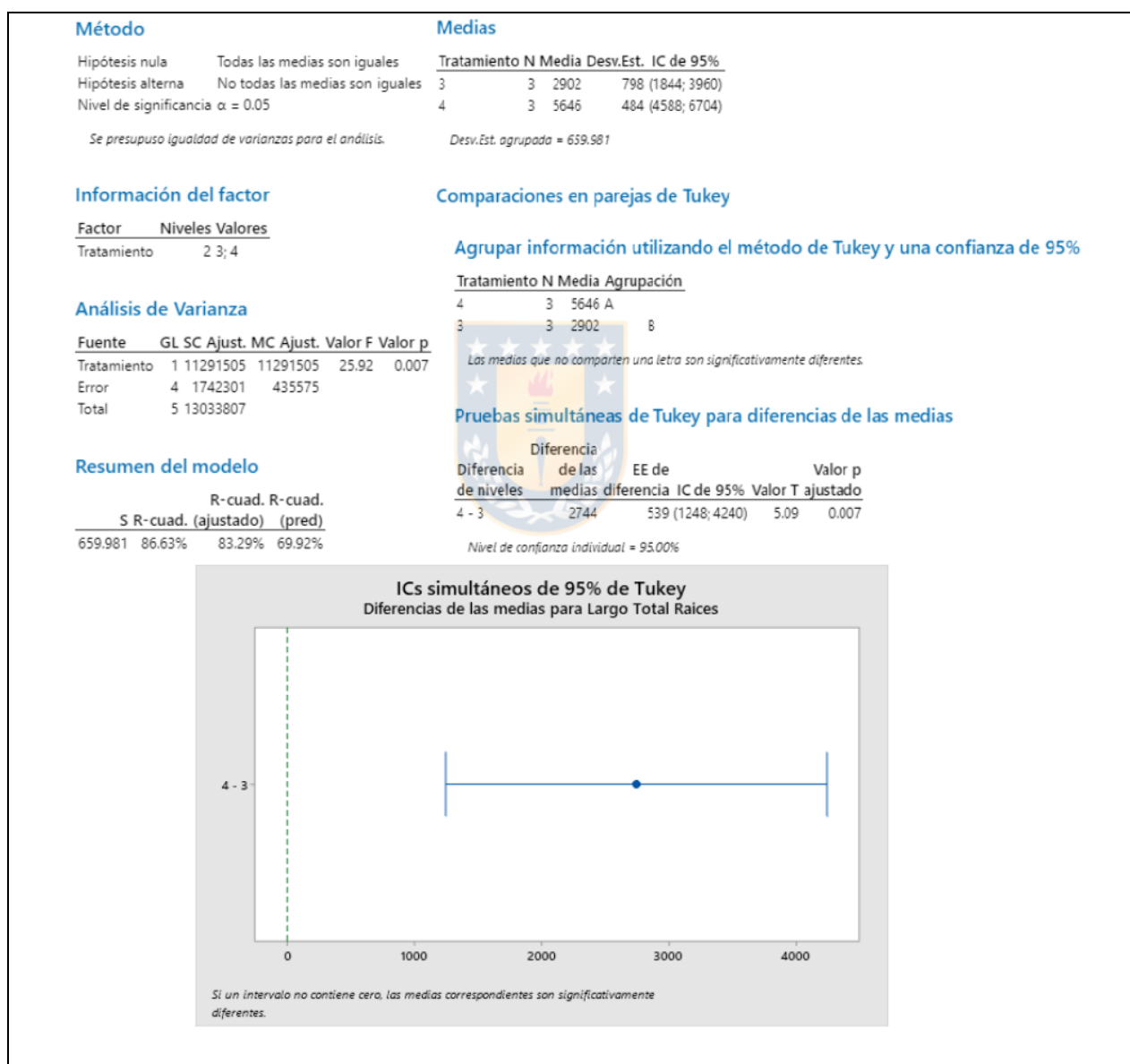
ICs simultáneos de 95% de Tukey Diferencias de las medias para Volumen Total Raíces



Si un intervalo no contiene cero, las medias correspondientes son significativamente diferentes.

ANEXO V: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

ANÁLISIS ESTADÍSTICO ANOVA DE LARGO DE RAÍCES TOTAL PRODUCIDO. TUKEY AL 5 % ENTRE IGUAL CEOLITA. 3= Fm. Coya – Machalí 1-4 mm. 4 = Fm. Coya – Machalí < 1mm



ANEXO VI: CEOLITAS NATURALES



ANEXO VI: CEOLITAS NATURALES

TIPOS DE YACIMIENTOS:

Se describirán de manera general los yacimientos ceolíticos de origen sedimentario, ya que corresponden a los de mayor volumen y potencial económico, en comparación a la formación de ceolitas en rocas ígneas (vesículas, amígdalas o enfriamiento de coladas de lava) o como producto de metamorfismo de muy bajo grado, los cuales sin embargo, dan lugar a la formación de los mejores ejemplares cristalinos para estudios mineralógicos.

Ceolitas en Sistemas Hidrológicos Abiertos y Cerrados: Esta clasificación es aplicable a todos los tipos de yacimientos, ya que se refiere a las condiciones del sistema más que sobre a un ambiente en específico.

Las secuencias de tefra o tobas expuestas a la interacción con aguas meteóricas o fluidos hidrotermales durante prolongados periodos, conforman depósitos donde la hidrólisis del vidrio volcánico va dando lugar a la aparición de arcillas o palagonita, lo cual va aportando iones OH^- a la solución, incrementando el pH en conjunto con la concentración de álcalis y SiO_2 en el fluido. Esto genera la formación de zonaciones ceolíticas en conjunto con silicatos autigénicos, de centenas de metros de profundidad con continuidad lateral kilométrica.

Los sistemas hidrológicos abiertos conforman los yacimientos ceolíticos de mayor interés económico, principalmente por su potencia. Las fases ceolíticas que predominan son clinoptilolita, mordenita, chabazita y phillipsita, y a mayor profundidad en la secuencia aparece analcima con posible feldespato potásico. Los factores principales son la composición del agua, la composición del material parental y la temperatura. En tefras alcalinas pobres en sílice, se requieren espesores considerablemente menores para generar formación de ceolitas debido a la alta reactividad de este material, donde 8 – 20 m de potencia son suficientes en muchos casos, dando lugar a la aparición de phillipsita o chabazita con concentraciones menores de arcillas y palagonita. En cambio, las secuencias silíceas necesitan cientos de metros de espesor para generar ceolitas; la zonación típica de estos yacimientos se conforma por (I) una capa más somera de vidrio inalterado acompañado de montmorillonita y ópalo, seguido de (II) una capa con presencia de clinoptilolita con montmorillonita y (III) hacia profundidad aparece analcima con posible feldespato potásico reemplazando a las plagioclasas volcánicas. Es importante destacar que la alteración

ocurre por debajo del nivel de agua variable y/o estable, y la velocidad de flujo del fluido es igual o mayor que la tasa de alteración mineral (Hay, 1963). Puede suceder que a medida que el material se va ceolitizando, comienza a perder permeabilidad, cambiando las condiciones de sistema hidrológico abierto a uno de tipo cerrado.

Ahora, los sistemas considerados hidrológicamente cerrados, son aquellos donde la velocidad de reacción de alteración es mayor que la velocidad de flujo del fluido involucrado, ocasionado principalmente por una baja permeabilidad en ciertas capas de la secuencia. Ejemplos de este tipo de sistema son los procesos de alteración en sedimentos marinos profundos, donde el agua de poros es lo suficientemente estática como para permitir la hidrólisis de las capas de vidrio a esmectita ($\pm$ opal-CT), seguido de una cristalización de ceolitas. También se incluyen en este tipo de sistema la alteración que ocurre en cuerpos de agua aislados, ya sean lagos o lagos alcalinos salinos, donde el tamaño de grano de los sedimentos o la presencia de capas impermeables generan condiciones de flujo lento o estático. Es importante mencionar, que un sistema hidrológico por muy estático o cerrado que aparente ser, siempre tendrá una zona de descarga. Información obtenida de Sheppard & Hay (2001).

Ceolitas en Lagos Salinos Alcalinos: Corresponden a depósitos comunes de ceolitas, donde la alteración del material tobáceo o tefra, producto de un elevado pH ($> 9,0$) y una alta concentración de álcalis, generan elevadas concentraciones de minerales ceolíticos, destacando por su pureza (exclusividad o alto predominio de una ceolita en las capas). Los minerales de esta familia con mayor presencia, donde el material primario es vidrio silíceo, son phillipsita, clinoptilolita y erionita, y menos comunes son chabazita y mordenita (Sheppard & Gude, 1968). La composición del agua de poros resulta ser un factor primordial. Al igual que otros yacimientos de ceolitas, este tipo presenta una zonación que está representada por (I) una capa superior de vidrio inalterado y/o esmectita, (II) una capa inferior con predominio de phillipsita, clinoptilolita y/o mordenita, (III) una tercera capa altamente salina con predominio de analcima y (IV) una capa final o base con una excesiva salinidad, donde ocurre la formación de feldespatos potásicos. De la misma manera que otras alteraciones minerales en lagos o lagunas, ocurre una zonación tipo “bullseye”. Se ha dado la situación donde detritos de arcilla han sido depositados en lagos altamente salinos, generando grandes depósitos de analcima a partir de la alteración de los filosilicatos (Remy & Farrell, 1989). Información obtenida de Hay & Sheppard (2001).

Ceolitas en Suelos y Depósitos de Superficie: Los suelos contienen una amplia variedad de ceolitas, provenientes tanto de materiales parentales como también por formación *in situ* (procesos

pedogénicos). Podemos encontrar analcima, phillipsita, clinoptilolita, chabazita y natrolita mayoritariamente. Estos minerales se forman en suelos altamente alcalinos, a partir tanto de vidrio como de otros aluminosilicatos, incluyendo las arcillas. Las mayores concentraciones de ceolitas por procesos pedogénicos se dan en o cerca de la capa de suelo donde el pH alcanza valores cercanos a 9,5 asociado a una alta concentración de carbonato/bicarbonato de sodio producto del proceso de evapotranspiración. Información obtenida de Hay & Sheppard (2001).

Ceolitas en Sedimentos de Océanos Profundos: Son de gran abundancia y se generan regularmente a bajas temperaturas ($\approx 21\text{ }^{\circ}\text{C}$), con excepción de las fumarolas oceánicas. Las fases más comunes son phillipsita y clinoptilolita, pero el espectro mineralógico es amplio (Kastner, 1979). Ocurren en gran medida por alteración de material detrítico de origen volcánico transportado por los ríos a los océanos, pero prevalece la formación de ceolitas por alteración de arcillas y restos biogénicos (aproximadamente 75 % del total) (Kastner & Stonecipher, 1978). Las capas de ceniza de vidrio estratificadas en los sedimentos marinos, son alteradas en lo que se conoce como “sistema hidrológico cerrado”, alcanzando potencias de aproximadamente 150 m y temperaturas que bordean los $20\text{ }^{\circ}\text{C}$. En estos depósitos también ocurre una zonación vertical. Información obtenida de Hay & Sheppard (2001).

Ceolitas en Diagénesis por enterramiento o Metamorfismo de muy bajo grado: Este tipo de alteración es de gran escala, generalmente provincial o de carácter regional, con potencias muchas veces kilométricas. La ceolitización en este tipo de yacimientos generalmente progresa a medida que aumenta la profundidad de enterramiento. Este cambio en la intensidad de la alteración, ocasiona la aparición de una zonación mineral; existiendo distintos tipos de zonaciones, asociadas principalmente al gradiente geotermal del sector. Una zonación de vidrio volcánico correspondería a (I) una capa superficial de vidrio fresco, (II) seguida por una zona de clinoptilolita y mordenita ($41 - 55\text{ }^{\circ}\text{C}$), (III) continuadas por una capa de analcima acompañada por heulandita en su techo y por laumontita en su base ($84 - 91\text{ }^{\circ}\text{C}$) y (IV) en la base de la secuencia una zona con presencia de albita ($120 - 124\text{ }^{\circ}\text{C}$). Normalmente existe una reacción de gradación desde heulandita + analcima $\Rightarrow$ laumontita + prehnita + pumpellita (Coombs & otros, 1960). Existe cierta similitud con la alteración en Sistemas Hidrológicos Abiertos, por lo que se recomienda observar la potencia de la zona de transición vidrio – ceolita, que es mucho mayor en diagénesis por enterramiento, y también investigar el tiempo de la reacción de alteración, la cual es mucho menor en un sistema abierto. Información obtenida de Utada (2001), Hay & Sheppard (2001).

Ceolitas en Sistemas de Alteración Hidrotermal: Los minerales de esta familia son comunes en sistemas geotermales activos, normalmente asociados a centros volcánicos o a intrusiones ígneas. La zonación ceolítica es identificable en sistemas con gradiente $< 150\text{ }^{\circ}\text{C/km}$, pero se hace difusa en condiciones donde la variación es $> 200\text{ }^{\circ}\text{C/km}$. Los factores principales son la composición de la roca almacén, la temperatura y la composición química del fluido involucrado. En este tipo de sistemas, la wairakita y yagawaralita son más comunes que en otros tipos de yacimientos. Información obtenida a partir de Hay & Sheppard (2001).

APLICACIONES Y USOS DE CEOLITAS NATURALES:

Es importante mencionar y hacer énfasis, en que el uso de ceolitas naturales requiere previamente una adecuada caracterización mineralógica y petrográfica del material que alberga la alteración ceolítica, así como también ensayos de laboratorio con fines específicos relacionados al objetivo por el que se desea utilizar estos minerales, los cuales deben ser realizados bajo la supervisión de especialistas (químicos, ingenieros, geólogos, geoquímicos). Existen numerosas aplicaciones de ceolitas, pero que involucran a las de origen sintético, por lo que aquí sólo se describirán las relacionadas a las ceolitas naturales. A modo conceptual, las ceolitas naturales se utilizan para procesos donde se prioriza un amplio espectro de resultados beneficiosos, por sobre resultados específicos de la aplicación de ceolitas sintéticas.

Tratamiento de aguas y desechos industriales: El uso de material ceolítico en estos procesos, está basado en la capacidad para remover los cationes disueltos en el agua mediante el intercambio con los cationes ubicados en los sitios internos de las ceolitas (*extraframework cations*). Es así como el principal catión que afecta la salud humana y medioambiental, el NH_4^+ , puede ser removido del ambiente por el intercambio con cationes presentes en la estructura mineral, como lo son Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} y H^+ , los cuales residen en los sitios intercambiables. Por ejemplo, ceolitas como clinoptilolita, mordenita, phillipsita y chabazita, presentan selectividad por el ion amonio. Así también, la clinoptilolita y mordenita presentan selectividad por metales de transición como Cu^{2+} , Ag^+ , Zn^{2+} , Cd^{2+} , Hg^{2+} , Pb^{2+} , Cr^{3+} , Mo^{2+} , Mn^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , los cuales generalmente están presentes en desechos industriales y son considerados contaminantes aún en cantidades muy bajas. Su uso es amplio en el tratamiento de desechos radioactivos, tanto como la prevención de desastres y para la remediación. Los compuestos orgánicos generalmente son muy grandes

para entrar en los canales ceolíticos, por lo que su adsorción ocurre en las paredes minerales, las que pueden tener superficies de contacto de $\approx 10 \text{ m}^2/\text{g}$. Las ceolitas sedimentarias tienen poros intracristalinos con tamaños que van de los 10 a los 100 nm, por lo que pueden atrapar coloides, enzimas o microorganismos como bacterias, convirtiéndose en efectivos biofiltros. Información obtenida de Kalló (2001).

Componente de materiales para construcción: Las tobas ceolíticas han sido empleadas en construcción desde tiempo pre-históricos, sobretodo como piedra dimensional; el cual sigue siendo su uso principal, pero han aparecido nuevas aplicaciones como aditivo puzolánico, para aligerar el material y para obtener cementos mezclados. El rol de estos minerales en este rubro, está dado por el hecho de que conforman el cemento de la roca natural, controlan los niveles de humedad y de temperatura. Es importante destacar que la función de las ceolitas no está dada solamente por su concentración, sino que también por la textura, porosidad y dureza de la roca que alberga la ceolitización, además de la acción de los otros constituyentes minerales. Información obtenida de Colella & otros (2001).

Uso en Agronomía, Horticultura y Remediación Ambiental de Suelos: La aplicación de ceolitas naturales con estos fines, encuentra fundamento en las características físicas y químicas de estos minerales, como lo son su baja densidad, elevada porosidad, una alta área de superficie específica de contacto, elevada capacidad de intercambio catiónico (CIC), acción como regulador de pH, selectividad catiónica y su función como tamiz molecular, entre otros. Dentro de los aspectos que trae su aplicación, encontramos elevar la eficiencia en el uso de fertilizantes (liberación controlada de nutrientes), disminuir la pérdida de nutrientes en suelos con excesiva lixiviación, función como *carrier* de herbicidas/pesticidas, aumentar la disolución de minerales en el suelo (debido a un alta CIC), disminuir la densidad aparente del suelo, aumentar la porosidad/aireación, mejorar la capacidad de campo, funcionar como sustrato, remediación de suelos mediante la remoción de metales pesados y elementos radioactivos. Información obtenida de Ming & Allen (2001).

Purificación de hidrocarburos: Se han documentado casos donde la aplicación de ceolitas naturales permite la refinación de gases o fluidos. Clinoptilolita y chabazita han resultado útiles y capaces de resistir ambientes ácidos, con el objetivo de remover agua y CO_2 de fuentes naturales de gas. Empresas como la *Union Carbide Corporation*, fabricó una patente basada en toba rica en chabazita del estado de Arizona, para remover el HCl de corrientes de H_2 ($\text{pH} < 2$), H_2O de Cl_2 y CO_2 de las columnas de emisión de gases. En Japón por ejemplo, se construyeron columnas rellenas de tobas ricas en mordenita,

para funcionar a elevadas presiones y producir O₂ de alto grado a partir del aire. Información obtenida de Mumpton (1999).

Acuicultura: Dentro de las propiedades que permiten beneficios en esta área, encontramos la selectividad por el ion amonio, permitiendo su remoción de las aguas contaminadas por la descomposición de los excrementos o la comida no aprovechada, y también como suplemento alimenticio en las raciones diarias para los peces en cultivo. Por ejemplo una ración del 2 % de toba rica en clinoptilolita en la dieta diaria, genera un aumento $\approx$ 10 % en la biomasa de los peces. Información obtenida de Mumpton (1999).

CONTEXTO NACIONAL DEL MERCADO DE CEOLITAS NATURALES:

Históricamente el uso de ceolitas en Chile encuentra mayor preponderancia en el área de la construcción, donde se utilizan rocas tobáceas con alteración ceolítica como aditivo puzolánico de cemento Portland. Es por esto, que la cantera de extracción de ceolitas de mayor envergadura desarrollada en el país, Cantera Coligües, ubicada a 3,5 km al Sureste del yacimiento de Quinamávida, fue explotada por Cementos Melón con el exclusivo fin de autoabastecerse de material tobáceo para su línea productiva. Actualmente ésta cantera se encuentra inactiva desde hace 3 años.

Desde el año 2010 se mostró un incremento en el uso de esta familia de minerales, específicamente en el rubro de producción avícola, donde se utilizan como aditivo alimenticio y para la desodorización de los desechos de aves. Según el Anuario de la Minería de Chile 2018 del SERNAGEOMIN, las ceolitas en Chile, se usan exclusivamente como Suplemento Alimenticio No Nutritivo para aves.

AÑO/REGIÓN	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018
Maule	-	-	94	250	159	92	-	386	86	122

Fuente: SERNAGEOMIN

Tabla con la información de la producción nacional de productos ceolíticos, en toneladas.
Fuente: SERNAGEOMIN

Dentro de las consideraciones por las cuales las ceolitas nacionales no han logrado posicionarse en el mercado en cuanto a continuidad, producciones mayores y campos de aplicación, según los autores del informe de ENAMI (2018) para el yacimiento de Quinamávida (referencia n° 35), se tiene que:

- No existe en el país, una entidad dedicada al estudio de la aplicabilidad de minerales ceolíticos naturales nacionales, en rubros donde se utilizan de manera exitosa internacionalmente. Estas aplicaciones corresponden a descontaminación, agricultura, alimentación para ganadería y animales domésticos, descontaminación en acuicultura, tratamiento de aguas servidas, purificación de aguas claras y procesos industriales, entre otros.
- Una producción pequeña (200 toneladas anuales), discontinua (sólo en meses de verano) y poco estandarizada.
- La existencia de un solo productor a nivel nacional de producto ceolítico comercializable, lo cual no permite una regulación en cuanto al abastecimiento, calidad y precio del producto.
- Falta de información sobre los procesos productivos y consideraciones técnicas específicas (separación de fracciones minerales, efectos positivos/nocivos de las ceolitas, etc), que ayudarían a profesionalizar y estandarizar los posibles productos ceolíticos nacionales, además de permitir establecer proyecciones de eventuales cantidades de demanda.
- El excesivo precio a lo que se vende una tonelada en el país; con respecto al precio de la tonelada de material ceolítico de Estados Unidos, comercializado a \$ 100 (US) por tonelada.

En Chile existe un único productor de ceolita natural comercializable y se encuentra en la Región del Maule, el cual opera bajo el nombre de empresa Fertosa ®. Éste realiza la explotación de roca tobácea desde secuencias volcano-sedimentarias de la Formación Colbún (Karzulovic & otros, 1979), en el sector de Quinamávida. La producción máxima que puede realizar la empresa, sería de alrededor de 70 toneladas mensuales, pero se extraen en promedio 30 toneladas de manera discontinua (sólo en meses de verano).

Otros yacimientos con mineralogía similar al de Quinamávida, se pueden encontrar también en la VII Región; éstos son (1) Valentina, ubicado en las cercanías de las Termas de Catillo donde tobas terciarias de la informalmente denominada Formación Estero Cenicero, presentan porcentajes de mordenita – clinoptilolita entre 60 – 80 % de la roca total respectivamente, así como también encontramos el yacimiento Lloimávida, ubicado entre los ríos Cato y Perquilauquén, emplazado en la misma unidad y con concentraciones similares al de Valentina. Ambos yacimientos están actualmente sin proceso extractivo. Además existen numerosos picados mineros artesanales en la región, de los cuales se desconoce las concentraciones y asociaciones minerales (Informe ENAMI, 2018).

A su vez, la Formación Colbún se extiende en todo el flanco oriental del Valle Central en la provincia de Linares, con una continuidad litológica y espacial que alcanza latitudes de la pre-cordillera en la Región del Biobío y Araucanía, específicamente la Formación Cura Mallín de edad Oligoceno – Mioceno en la VIII Región (Vicencio, 2015). Uno de los miembros de esta unidad litoestratigráfica presenta una sucesión volcano-sedimentaria de aproximadamente 900 m de potencia, denominada Sucesión Cordón Maravilla, la cual se compone de rocas volcánicas y volcanoclásticas que presentan alteración hidrotermal moderada a baja, con la formación de una zonación ceolítica que varía de mordenita - heulandita en la parte superior, a mordenita - clinoptilolita hacia su base, principalmente rellenando cavidades y vesículas, así también como producto de la desvitrificación del vidrio silíceo de las rocas. Las ceolitas acompañan a una elevada presencia de minerales de la familia de la esmectita y clorita (constituyentes mayoritarios de la roca), además de cantidades menores de cuarzo y calcita. La ceolitización corresponde a una de Tipo Caldera (hidrotermal), donde el elevado gradiente geotermal (100 – 160 °C/km), la sobresaturación de SiO₂, el pH > 8 y una alta alcalinidad (Na+K), habrían permitido la formación de estos minerales; las condiciones anteriores fueron interpretadas como un sistema hidrológico superficial de un centro volcánico extinto, que habría funcionado como un acuífero colgado de profundidades entre 0,5 – 1,5 km (Vicencio, 2015).

También, en la III Región, se encontró un depósito de ignimbritas terciarias ceolitizadas, con predominio de la variedad mordenita con posible potencial económico (CODESAT, 1997, en Bascuñán 2005).

ANEXO VII: RESEÑA DE LA GEOLOGÍA REGIONAL



1. GENERALIDADES SECTOR DE LA FORMACIÓN COYA-MACHALÍ

Las unidades que afloran en la Cordillera de los Andes en el sector de procedencia de las muestras, son las descritas por Klohn (1960) en Chile Central, quien estudió la geología de las provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó, entre los 33° 15' – 35° 23' de latitud Sur y el territorio entre el meridiano 70° 45' de longitud Oeste con el límite internacional con Argentina. Las formaciones litoestratigráficas son principalmente rocas sedimentarias marinas y continentales que representan periodos de transgresión - regresión entre el Mesozoico y el Cenozoico, sumado a episodios de volcanismo desde el Jurásico medio al reciente, que en conjunto alcanzan una potencia aproximada de 14.000 m y se encuentran cortadas por intrusivos menores del Cenozoico.

1.1 Rocas Estratificadas

1.1.1 Formación Nacientes del Teno

Definida por Klohn (1960) en la parte alta de la hoya del río Teno, como una secuencia marina de origen clástico, químico y organogénico, que localmente presenta aportes de material piroclástico.

Esta Formación se apoya discordante sobre el zócalo hercínico constituido por riolitas triásicas, y se encuentra infrayaciendo de manera concordante a la Formación Río Damas (Charrier, 1973). Basándose en el contenido fosilífero, el autor dividió la Formación en 3 miembros estratigráficos, de base a techo encontramos los Estratos Inferiores (estratos Quebrada La Zorra y estratos Valle Villagra), Miembro Rinconada y Miembro Santa Elena.

Estratos Quebrada La Zorra, corresponde a capas de espesor medio compuestas por conglomerados finos con rodados de riolita, areniscas cuarzosas, lutitas y lutitas carbonosas, que ocupan la posición central en el anticlinal que alberga a la secuencia. Le sobreyacen los "estratos Valle Villagra", con una potencia aproximada de 650 m, compuestos por conglomerados con rodados de composición andesítica y areniscas calcáreas verdosas.

En el medio de la sección tenemos el Miembro Rinconada de espesor cercano a los 450 metros, compuesto de areniscas grises, areniscas tobíferas, lutitas, calizas y brechas con intercalaciones de tobas de composición andesítica.

El Miembro Santa Elena, correlacionado con el “Yeso Principal”, es el techo de la unidad y corresponde a gruesos mantos de yeso intercalados concordantemente con lutitas y calizas fosilíferas de la parte superior del miembro Rinconada, y con areniscas rojas y conglomerados de la base de la Formación Río Damas (Klohn, 1960).

El contenido fosilífero en las calizas y lutitas, sumado a la presencia del manto de yeso en el miembro superior de la unidad, permite situar la Formación Nacientes del Teno dentro del Periodo Jurásico, desde el Bajociano inferior al Oxfordiano superior (Charrier, 1973).

Se correlaciona con el miembro inferior y medio de la Formación Lagunillas de Aguirre (1960), la Formación Río Colina de González (1963) y con la Formación Valle Grande de González & Vergara (1962).

La sucesión de facies marinas desde el Bajociano al Oxfordiano, permite identificar un lento ciclo transgresivo que tuvo lugar en una cuenca que se profundizaba y recibía aporte de material detrítico desde el Oeste. Se asocia la presencia de calizas al fin del ciclo marino en la región, sumado a un rápido proceso regresivo, que generaría el aislamiento de la cuenca marina con la formación de extensas y potentes capas de evaporitas conocidas como el “Yeso Principal” (Charrier, 1973).

1.1.2 Formación Río Damas

Es el nombre que recibe la secuencia de sedimentos clásticos de origen terrestre intercalados con potentes capas de rocas volcánicas efusivas y piroclásticas, con esporádicos procesos de sedimentación química lagunar, definida por Klohn (1960) en la zona del Río Damas.

Se compone principalmente de areniscas rojas con intercalaciones arcillosas, conglomerados finos, areniscas calcáreas con restos de *ammonites* y areniscas tobíferas rojizas, además de potentes niveles de lavas que alternan con conglomerados con rodados de composición andesítica.

El espesor medio de la unidad es de aproximadamente 3.000 m, teniendo como valor máximo la potencia del perfil Baños del Flaco-Río Las Choicas con 5.500 m de potencia (Klohn, 1960); Davidson (1971) estimó un espesor medio en el sector occidental de 3.600 m y de 800 – 900 m en el sector oriental de la unidad ubicada en Argentina.

Se extiende como una franja de orientación relativa NE-SW que se coloca concordante sobre el miembro superior de la Formación Nacientes del Teno, y con la misma relación estratigráfica bajo las formaciones marinas Leñas-Espinoza y Termas del Flaco.

Debido a la ausencia de fósiles identificables, son las relaciones de contacto las que determinan la edad de la unidad litoestratigráfica. Esta unidad sobreyace concordantemente al miembro superior de la Formación Nacientes del Teno, idéntico al “Yeso Principal”, de edad Oxfordiano – Kimmeridgiano inferior. Es sobreyacida por estratos marinos del Titoniano Inferior en el río Leñas, lo que la restringe al Kimmeridgiano (Klohn, 1960).

Se correlaciona con el miembro superior de la Formación Lagunillas (Aguirre, 1960), en el área de Juncal en la Región de Valparaíso.

El ambiente de depositación es de tipo continental semi-desértico con esporádicos episodios aluvionales (Charrier, 1973). Los procesos que generaron la unidad, se asocian a la culminación del ciclo transgresivo que se inició con la depositación de las evaporitas identificadas en el Miembro Santa Elena de la Formación Nacientes del Teno.



1.1.3 Formación Leñas-Espinoza.

Nombre propuesto por Klohn (1960) para definir la secuencia de sedimentos marinos compuesta por rocas clásticas transgresivas y estratos calcáreos fosilíferos de color gris oscuro, que afloran en la confluencia de los ríos Leñas y Espinoza, alcanzando en la localidad tipo una potencia cercana a los 1.500 metros.

Se compone principalmente por areniscas verdosas finas a medias con intercalaciones de limolitas y lutitas negras, y niveles de conglomerados y brechas finas. Los sedimentos presentan laminación convoluta y “*slumps*”, que indicarían una paleopendiente hacia el Noreste; estas litologías componen una sucesión rítmica que se ve interrumpida por potentes bancos de brechas y arenas rojizas de hasta 50 m de espesor. Esta serie se repite hasta la aparición del paquete calcáreo, compuesto por calizas fosilíferas y areniscas calcáreas, que alcanzan una potencia cercana a los 500 m (Charrier, 1973).

Debido a la importancia de la edad que representa la unidad litoestratigráfica, ya que en ese momento no se tenían evidencias del Titoniano marino en Chile, Corvalán (1959) realizó un detallado

estudio bioestratigráfico, estableciendo 5 unidades litológicas correspondientes a zonas fosilíferas del Titoniano inferior, medio y superior (en Klohn, 1960).

Se encuentra bajo las volcanitas de la Fm Coya-Machalí en fuerte discordancia angular hasta desaparecer en el valle del río Cortaderal; estos afloramientos se encuentran truncados al Este por una falla normal, que pone en contacto a la unidad con estratos de la Formación Río Damas (Charrier, 1973).

La fauna fósil encontrada en el paquete calcáreo superior, correspondiente en su mayoría al orden *ammonoidea*, permite otorgarle a esta sección una edad Titoniano inferior al Titoniano superior (Corvalán, 1959 en Klohn, 1960).

En las localidades de río Maitenes, Cajón de la Vega Chica y Arroyo Las Mangas en la Cordillera Principal, se encuentran perfiles con estratos marinos de edad Titoniano inferior, equivalentes al miembro superior (paquete calcáreo) de la Formación Leñas-Espinoza (Davidson, 1971).

El espesor de las capas detríticas sumado a los pliegues sin-sedimentarios y laminación convoluta, indicarían que el desarrollo de la sedimentación tuvo lugar en una cuenca al Este de una zona morfológica positiva con alta actividad orogénica. Por su parte, las rocas calcáreas marinas indicarían el fin del proceso transgresivo que tuvo lugar en el Jurásico Superior – Cretácico Inferior.

1.1.4 Formación Baños del Flaco.

Definida por Klohn (1960) en el área de los Baños del Flaco en el valle del río Tinguiririca, para describir una secuencia de estratos marinos transgresivos, que se disponen de manera concordante sobre conglomerados de la Formación Río Damas y en igual relación de contacto bajo areniscas rojas de la Formación Colimapu. Esta unidad alcanza un espesor aproximado de 950 m en su localidad tipo.

Está compuesta de base a techo por una sucesión de conglomerados andesíticos intercalados con calizas arenosas, calizas, margas y areniscas calcáreas, finalizando con brechas de composición andesítica, areniscas grises y conglomerados.

La abundante fauna fósil estudiada por diversos investigadores, sugiere edades que van desde el Titoniano superior al Hauteriviano (Klohn, 1960; González & Vergara, 1962; Davidson, 1971) con diferencias entre ellas, pero todos concuerdan en el límite Jurásico – Cretácico.

Esta unidad representa un ciclo de transgresión-regresión, con una evolución gradual de plataforma cerrada a plataforma somera, en un clima tropical a subtropical (Covacevich & otros, 1976).

Se correlaciona con la Formación Lo Valdés en el sector de la Cordillera Principal a la altura de los 33° 50' Lat. S. (González, 1963), y también con el primer ciclo Andino de la cuenca de Neuquén en Argentina (Formaciones Vaca Muerta y Quintuco).

1.1.5 Formación Colimapu.

Nombrada así por Klohn (1960) para definir los sedimentos rojizos de origen continental con intercalaciones de material piroclástico y niveles de evaporitas, que afloran en la hoya superior del río Maipo. Posee un espesor aproximado de 3.000 metros, al combinar varios perfiles parciales. Por su parte González (1963) propone un espesor de 1.700 m para la Formación.

El autor dividió la unidad en 3 miembros diferenciados por su litología; un miembro inferior compuesto por lutitas y areniscas tobíferas con niveles de conglomerados y escasas capas de lavas y brechas andesíticas; un miembro medio correspondiente a intercalaciones de evaporitas (yeso principalmente) con areniscas arcillosas y calizas con lutitas calcáreas, y un miembro superior de areniscas arcillosas y tobíferas rojas, conglomerados, lavas y brechas andesíticas.

La unidad descansa concordante sobre las rocas marinas de la Formación Baños del Flaco, representando los periodos de regresión a continuación del retiro del mar Jurásico, e infrayace en marcada discordancia orogénica a la Formación Coya-Machalí, producto de la fase de plegamiento Subhercínica o Peruana (Charrier, 1973).

Basándose en el contacto concordante con la infrayacente Formación Baños del Flaco de edad mínima Hauteriviano, Klohn (1960) le otorga una edad Barremiano como límite máximo; la edad mínima fue asignada por la “primera fase del plegamiento andino” que afectó a la unidad, en el Intersenoniano. Martínez & Osorio (1963), basándose en el contenido de dos variedades de algas encontradas por González (1963) en la base de su perfil, determinan una edad Albiana para esta Formación (en Charrier, 1973).

Se correlaciona con la Formación Cristo Redentor descrita por Aguirre (1960) en la región del río Aconcagua y con la parte alta de la Formación Bandurrias por Segerstrom (1960 en Charrier, 1973) en la región de Copiapó.

1.1.6 Formación Coya-Machalí

Definida por Klohn (1960) en la serranía que se extiende como pre-cordillera de rumbo N-S entre los pueblos de Coya y Machalí, al Este de la ciudad de Rancagua, compuesta en su totalidad por elementos continentales predominantemente volcánicos, pero con importantes espesores sedimentarios.

Litológicamente se compone de andesitas afaníticas de color gris-rojizo y otras porfídicas, con fenocristales de feldespato. Además la presencia de traquitas porfíricas de color rojo-grisáceo con potentes intercalaciones de lavas brechozas de composición andesítica (localmente basálticas) y tobas brechozas gris verdosas. También se encuentran facies lagunares de areniscas medias a finas con delgadas capas carbonosas y limolitas de color gris verdoso con restos de plantas (Klohn, 1960).

Esta formación se dispone, debido a la orogénesis y alta tasa de erosión que la precedió, de manera discordante sobre diversas formaciones más antiguas. Cronológicamente descansa en discordancia angular sobre estratos de Formación Colimapu; pero también se la encuentra en diversas zonas sobreyaciendo a las formaciones Baños del Flaco, Leñas-Espinoza y Río Damas, al igual que al miembro superior (Santa Elena) de la Formación Nacientes del Teno. El contacto con unidades más jóvenes de la Formación Farellones no es tan claro, puesto que en algunos sectores se muestra en discordancia angular, pero en la mayoría de los avistamientos se presenta en pseudo-concordancia según el autor. Charrier (1973) plantea que esta unidad ha sufrido un plegamiento más intenso que la Formación suprayacente, característica que ayuda a su diferenciación puesto existen pocas diferencias litológicas.

Se dispone en dos franjas de orientación N-S, separadas por una franja intermedia de rocas de la Formación Farellones. La franja occidental bordea el valle central y la franja oriental se dispone en la alta cordillera, con buenos afloramientos en los valles del río Leñas y tramos superiores del río Cachapoal. El espesor estimado en sectores de la cordillera es de 2.000 metros. Hacia el Este, por ejemplo en el curso del río Maipo, pierde gran parte de sus componentes volcánicos y se hace casi exclusivamente sedimentaria, presentando potentes conglomerados en su base (Charrier, 1973).

Para la determinación de la edad de la Formación, el autor se inclina a asignarle una edad Cretácico Superior (específicamente Maastrichtiano), por analogías con episodios tectónicos y sedimentarios en regiones fuera del área. Por otro lado, mediante dataciones $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$, Charrier & otros (1994) determina una edad Eoceno – Oligoceno (37.6 – 31.3 m.a); el mismo autor obtuvo edades de 23.1, 23.2 y 20.3 m.a mediante medición K/Ar en muestra de Roca Total de las coladas de lava andesíticas, situando la Formación en el rango Oligoceno superior – Mioceno (Charrier, 1979).

Es importante destacar que varios autores reconocen metamorfismo de muy bajo grado en las rocas de esta Formación (Levi & otros, 1989; Vergara & otros, 1995). La alteración aumenta en intensidad con la profundidad estratigráfica.

La unidad es correlacionable con la Formación Abanico y la Formación Cerrillos definida por Segerstrom & Parker (1959).

1.1.7 Formación Farellones.

Nombre designado por Klohn (1960) para definir formalmente a los estratos nombrados de manera verbal por Jorge Muñoz-Cristi como “formación de los Farellones”, constituidos por sedimentitas clásticas terrígenas, lavas andesíticas, riolíticas y basálticas, y también rocas piroclásticas que alternan con sedimentos derivados de estas rocas cercanos a la localidad de Farellones, que alcanzan un espesor cercano a los 2.500 m, basado en la unión de varios perfiles parciales.

Esta unidad descansa en discordancia angular sobre distintos niveles de la infrayacente Formación Coya-Machalí, como también se la puede encontrar en pseudo-conformidad sobre estos mismos estratos define el autor. El techo de la unidad termina en la actual superficie de erosión, por lo que su límite está indeterminado; aunque al Sur del paralelo 35° de Latitud, se observan coladas de lava pertenecientes a la Formación Cola de Zorro, cubriendo en discordancia a unidades de la Formación Farellones (Charrier, 1973).

Se reconocen las rocas pertenecientes a esta unidad en la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal de Chile Central. En el cordón montañoso occidental se encuentra formando una ancha franja compuesta por coladas riolíticas, brechas y tobas de composición riolítica, con algunas intercalaciones de lavas andesíticas y areniscas y brechas de origen sedimentario. En su homólogo topográfico oriental, se presenta compuesta por similares litologías, sólo que con un claro predominio de las coladas sobre las

rocas volcanoclásticas. Los estratos, al menos en la región de la Cordillera Principal, se presentan en suaves pliegues con inclinaciones no mayores a los 25° (Klohn, 1960).

Basándose en dataciones K/Ar en Roca Total, Charrier (1979) determina una edad Mioceno para esta Formación (14.1; 9.2; 8.3 m.a.). Dataciones radiométricas K/Ar en plagioclasas determinan edad Mioceno (18.5; 17.3 m.a.) (Drake & otros, 1982a, en Bravo 2014).

Se correlaciona con la Formación Lo Valle de Thomas (1958) en la Cordillera de la Costa de Santiago. González & Vergara (1962) no reconocen esta unidad, sino que proponen una equivalencia cronológica entre las capas continentales, volcánicas y detríticas de la Formación Corona del Fraile con la Formación Farellones. En Thiele (1980) se la correlaciona con las formaciones Hornitos en la región de Atacama y con Malla-Malla en la región del Biobío.



2. GENERALIDADES SECTOR DE LA FORMACIÓN COLBÚN

Las rocas que afloran en la Cordillera de los Andes y pre-cordillera, de donde provienen las muestras estudiadas (35° 46' – 35° 50' Latitud Sur y 71° 25' – 71° 28' Longitud Oeste), son en su mayoría las descritas por González & Vergara (1962) en un estudio geológico del sector cordillerano entre los 35° y 38° de Latitud Sur, quienes reconocieron y definieron por primera vez las unidades litoestratigráficas. Las formaciones son principalmente rocas sedimentarias marinas y continentales que representan periodos de transgresión y regresión entre el Mesozoico y el Cenozoico, sumado a episodios de volcanismo desde el Jurásico Medio al Reciente; las cuales se encuentran cortadas por intrusivos del Cenozoico.

2.1 Rocas Estratificadas

2.1.1 Formación Río Damas

Corresponde a una secuencia de sedimentos clásticos (areniscas rojas y conglomerados) de origen continental, que intercalan con rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición andesítica definida por Klohn (1960) en la zona del Río Damas. Posee un espesor medio de 3.000 m. Sobreyace en concordancia al miembro superior de la formación Nacientes del Teno e infrayace a la formación Baños del

Flaco. La edad es asignada al Kimmeridgiano basándose en sus relaciones estratigráficas. Es correlacionable con la formación Lagunillas de Aguirre (1960).

Para más información ver el subcapítulo 2.1.1.2., donde se describe en detalle esta Formación.

2.1.2 Formación Baños del Flaco

Definida por Klohn (1960) para referirse a estratos marinos transgresivos, compuestos por areniscas, calizas y margas, que afloran en el sector de Los Baños del Flaco, en el valle del río Tinguiririca. Se encuentra en concordancia sobre la Formación Río Damas y con la misma relación bajo la Formación Colimapu. La fauna fósil permite asignarle edad desde el Titoniano superior al Hauteriviano (Klohn, 1960; González & Vergara, 1962; Davidson, 1971). Se correlaciona con la Formación Lo Valdés en la Cordillera Principal (González, 1963).

Para más información ver el subcapítulo 2.1.1.4., donde se describe en detalle esta Formación.

2.1.3 Formación Colimapu

Klohn (1960) define con este nombre a paquetes de lutitas, areniscas, brechas andesíticas y evaporitas de origen continental, que se encuentran en distintos afloramientos en la hoya superior del río Maipo. Posee un espesor combinado de 3.000 metros estimado por el autor; González (1963) propone 1.700 metros. Se coloca concordante sobre estratos de la Formación Baños del Flaco, e infrayace en clara discordancia angular a estratos de la Formación Coya-Machalí. La edad según sus relaciones estratigráficas va desde el Barremiano al Intersenoniano (Fase Quechua del Mioceno superior). Esta unidad litoestratigráfica se puede correlacionar con la formación Cristo Redentor de Aguirre (1960) en la región del río Aconcagua.

Para más información ver el subcapítulo 2.1.1.5., donde se describe en detalle esta Formación.

2.1.4 Formación Río Blanco

Es una secuencia de rocas de origen continental, definida por Gardeweg (1980) al sur del volcán Longaví, en inmediaciones del río homónimo. Se extiende entre los ríos Longaví, Achibueno y Relbún. En la localidad tipo alcanza un espesor de 2.500 metros.

Se compone de brechas volcánicas y epiclásticas pardas con tonalidades verdes, tobas y tufitas verdosas que intercalan con tobas ácidas de origen fluidal y sedimentitas clásticas. La composición química es de carácter andesítica para las coladas y de tipo dacítica para las rocas volcanoclásticas. Estas unidades fueron afectadas por metamorfismo de muy bajo grado producto del enterramiento.

La unidad se encuentra sobreyacida en clara discordancia angular (20 – 80°) por rocas volcánicas de la Formación Cola de Zorro, y por coladas andesítico-basálticas de los estratovolcanes Nevados de Longaví y Loma Blanca.

Por medio de dataciones radiométricas K/Ar en los granitoides que intruyen a la Formación y sus relaciones estratigráficas, se le asigna una edad Cretácico Superior (Gardeweg, 1980). El ambiente en el cual se habrían depositado los sedimentos originalmente, corresponde a cuencas intramontanas con rápida subsidencia asociadas a una actividad volcánica intensa en las cercanías.

2.1.5 Formación Abanico

Unidad litoestratigráfica definida por Muñoz-Cristi (1950) para referirse a lavas y rocas volcanoclásticas con intercalaciones de sedimentitas clásticas continentales, que se presenta como una franja N-S aflorando desde la Depresión Central hasta la pre-Cordillera en la Región del Maule. Esta Formación fue redefinida por Aguirre (1960).

González & Vergara (1962) dividen la secuencia en dos miembros, uno superior compuesto por tufitas grises con intercalaciones locales de conglomerados y lavas, y un miembro inferior constituido por brechas rojizas de matriz tobácea e intercalaciones de tobas. El espesor estimado por estos autores varía de 600 a 1.200 metros. La unidad se encuentra afectada por metamorfismo de muy bajo grado (Charrier & otros, 2002).

Los primeros estudios le asignaron una edad perteneciente al Cretácico tardío (Aguirre, 1960; Klohn, 1960). Investigaciones posteriores, por medio de fósiles de mamíferos y dataciones radiométricas Ar^{40}/Ar^{39} , le asignaron una edad Cenozoico (Charrier & otros, 2002).

Esta unidad se correlaciona con la Formación Coya-Machalí de Klohn (1960), con la cual además es posible conectar las localidades tipo por afloramientos de continuidad Norte-Sur (Drake & otros, 1982a; Charrier & otros, 2002).

2.1.6 Formación Colbún

Constituye un paquete de lavas, brechas y rocas piroclásticas de composición andesítica, que intercalan con tobas, areniscas y lutitas de origen continental, definida por Karzulovic & otros (1979) en la vertiente occidental de la Cordillera de Los Andes, en la provincia de Linares, donde se dispone como una franja de orientación Norte – Sur.

Los autores que definieron la Formación la dividieron en 3 sub-unidades, una superior compuesta de rocas volcánicas de composición andesítica y dacítica, una parte intermedia sedimentaria conformada por areniscas y lutitas lacustres con material vegetal fósil (hojas, troncos, polen) y una secuencia basal de origen volcanoclástico, representada por brechas de matriz pumicítica, denominada Brecha Colbún.

La flora fósil encontrada en la unidad intermedia (lacustre) y dataciones radiométricas, le atribuyen una edad del Terciario inferior al Terciario medio (Karzulovic & otros, 1979). Por su parte, trabajos paleontológicos realizados en la paleoflora encontrada en tobas de la fase lacustre, determinaron una edad Eoceno inferior (Troncoso & Muñoz, 1988; Troncoso, 1992). Por último, Vergara & otros (1999), tomando en cuenta las dataciones paleontológicas y radiométricas de los trabajos previos mencionados anteriormente, extienden la edad de la formación Colbún desde el Eoceno superior al Mioceno medio.

Esta unidad se habría depositado en una cuenca continental de rápida subsidencia en una etapa de activo volcanismo (Vergara, 1985).

2.1.7 Formación Farellones

Nombre designado por Klohn (1960) para definir los estratos de sedimentitas terrígenas, lavas basálticas, andesíticas y riolíticas, en conjunto con rocas piroclásticas que alternan con sedimentos provenientes de la erosión de las mismas rocas, encontrados en las inmediaciones de la localidad de Farellones. Esta unidad litoestratigráfica descansa en discordancia angular sobre rocas de la Formación Coya-Machalí y en el sector donde fue definida, representa la superficie de erosión actual. Sin embargo, al Sur del paralelo 35° de Latitud S, se observan coladas de lava de la Formación Cola de Zorro sobre la Formación Farellones (Charrier, 1973). Por dataciones K/Ar en roca total, se le asigna una edad Mioceno (14.1; 9.2; 8.3 m.a) en Charrier (1979). Se correlaciona con la Formación Lo Valle de Thomas (1958) en la Cordillera de la Costa.

Para más información ver el subcapítulo 2.1.1.1., donde se describe en detalle esta Formación.

2.1.8 Formación Cola de Zorro

Definida por González & Vergara (1962) para referirse a coladas andesíticas y basalto-andesíticas, que intercalan con depósitos piroclásticos, dispuestos sub-horizontal a horizontalmente en discordancia angular sobre las formaciones más antiguas.

Esta unidad constituye una extensa superficie cartografiable, ubicada en los Andes chilenos y argentinos, entre los 36° y 39° de Latitud Sur, con un espesor máximo estimado de 800 m que se habrían formado por la extrusión de material fundido en altos relieves montañosos sujetos a intensa erosión, similar a la actual, pero en un periodo pre-glacial (Gardeweg, 1980, en Bascuñan, 2005).

Al existir sectores de la Formación que engranan lateralmente con centros volcánicos erodados de edad Plio-Pleistoceno, considerando además que fue afectada por erosión glacial del último periodo, se le asignó una edad desde el Plioceno al Pleistoceno (González & Vergara, 1962); la cual fue posteriormente corroborada por dataciones radiométricas K/Ar (Gardeweg, 1980; Vergara & Muñoz, 1982). Las rocas de esta unidad se correlacionan con los Complejos Volcánicos Sierra Velluda, Callaqui y Copahue, ubicados meridionalmente.

