



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



**CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA,
GRANULOMÉTRICA Y GEOQUÍMICA DE TESTIGOS
DE SEDIMENTOS DEL FIORDO ADYACENTE AL
GLACIAR JORGE MONTT, REGIÓN DE AYSÉN, CHILE**

Memoria para optar al Título de Geólogo



Ignacio Erico A. Méndez Muñoz

Profesor Patrocinante:

Profesional Co-Patrocinante:

Profesores Comisión:

Dra. Ursula Kelm

Dr. Marcelo Gutiérrez

Msc. Abraham González

Dr. Jorge Quezada

Concepción, 2020

ÍNDICE

RESUMEN

	Página
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 GENERALIDADES	1
1.1.1 Antecedentes Oceanográficos	3
1.2 OBJETIVOS	5
1.2.1 Objetivo General	5
1.2.2 Objetivos Específicos	6
1.3 UBICACIÓN Y ACCESO	6
1.4 CLIMA, FLORA Y FAUNA	6
1.4.1 Clima	6
1.4.1.1 Clima regional	6
1.4.1.2 Clima local	7
1.4.2 Flora	8
1.4.2.1 Flora Regional	8
1.4.2.2 Flora Local	8
1.4.3 Fauna	8
1.6 TRABAJOS ANTERIORES	10
1.7 AGRADECIMIENTOS	11
2 GEOMORFOLOGÍA	13
2.1 GEOMORFOLOGÍA REGIONAL	13
2.1.1 Conjunto Insular Occidental	13
2.1.2 Depresión Intermedia	14
2.1.3 Cordón Cordillerano	14
2.1.4 Cordón Andino	16
2.2 GEOMORFOLOGÍA LOCAL	16
3 MARCO GEOLÓGICO	18
3.1 GEOLOGÍA REGIONAL	18
3.1.1 Paleozoico	19
3.1.1.1 Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) (Devónico - Carbonífero).....	19
3.1.2 Mesozoico	21
3.1.2.1 Batolito Patagónico (Jurásico Superior-Mioceno)	21
3.1.2.2 Metamorfismo de contacto (Jurásico Superior-Mioceno)	22
3.1.3 Cenozoico	22
3.1.3.1 Depósitos Cuaternarios	22
3.2 GEOLOGÍA LOCAL	22
4 METODOLOGÍA	24
4.1 ETAPA I	24
4.2 DELIMITACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	24

4.3 MUESTREO	25
4.3.1 Preparación de muestras	25
4.4 ANÁLISIS DE LABORATORIO	27
4.4.1 Análisis granulométrico	27
4.4.1.1 Granulometría por difracción láser	28
4.4.1.2 Clasificación granulométrica	29
4.4.1.3 Obtención de parámetros estadísticos granulométricos	30
4.4.2 Microscopía electrónica de barrido (SEM)	32
4.4.3 Análisis mineralógico y geoquímico	33
4.4.3.1 Difracción de rayos X (DRX)	33
4.4.3.2 Difracción de rayos X en el grupo arcilla	34
4.4.3.3 Cristalinidad de la illita	35
4.4.3.4 Espectrometría de Fluorescencia de Rayos X (FRX)	36
4.4.4 Índices de meteorización	38
4.4.4.1 Índice de Ruxton (R)	39
4.4.4.2 Índice de interperismo de Parker (WIP)	39
4.4.4.3 Índice residual de Vogt (V)	39
4.4.4.4 Índice Químico de Alteración (CIA)	40
4.4.4.5 Índice de Alteración de Plagioclasa (PIA)	40
4.4.4.6 Índice de Silicio-Titanio (STI)	40
5 RESULTADOS	41
5.1 ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO	41
5.2 MORFOLOGÍA Y MINERALOGÍA POR SEM	48
5.3 MINERALOGÍA	53
5.3.1 Fases Primarias	53
5.3.2 Fases Secundarias	55
5.4 ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES	57
5.4.1 Índices de Meteorización	59
6 DISCUSIÓN	62
7 CONCLUSIONES	66
8 REFERENCIAS	68

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1.1	Posiciones del frente glaciar entre 1893 al 2011 (Tomado de Rivera et al., 2012b)	2
1.2	Figura 1.2 Batimetría del fiordo Baker mostrando la distribución de propiedades hidrográficas (marzo de 2013). En líneas negras la densidad potencial (kg/m^3). En a) y b) Perfil batimétrico a 1 km al sur de isla Faro, donde en a) muestra la potencial temperatura y b) la salinidad. En c) y d) muestran potencial temperatura y salinidad respectivamente, pero al interior	

	del fiordo Baker, en las subcuencas proximal y distal al glaciar Jorge Montt (Tomado de Moffat et al., 2018).....	4
1.3	Ubicación del área de estudio delimitada con el rectángulo de color rojo (Modificado según www.supercoloring.com).....	7
1.4	Disposición de la cobertura vegetal. (Tomado de Instituto Chileno de Campos de Hielo)	9
2.1	Mapa geomorfológico de la región de Aysén (Tomado de Atlas Región de Aysén, 2005)	15
3.1	Ubicación de la dorsal de Chile en relación al continente sudamericano en los últimos 18 Ma. La migración de la dorsal ha causado un movimiento gradual del punto triple hacia el norte, ubicándose actualmente en la península de Taitao (modificado de Charrier et al., 2007)	19
3.2	Mapa geológico mostrando la distribución de afloramientos de complejos metamórficos, unidades sedimentarias del Triásico y cinturones plutónicos en Chile. (Modificado de Hervé, 2007)	20
3.3	Mapa litológico del área de estudio	23
4.1	Área de estudio delimitada por rectángulo rojo. KC2 y KC7, son los testigos colectados en campañas anteriores. KC2 (coordenadas 48°15'S y 73°26'W) y KC7 (coordenadas 48°12'S y 73°30'W). (Imagen Google Earth Pro V 7.1.5.1557. Mayo 2015. Zona Fiordo Baker. 48°04' S, 73°31' W. Altitud de ojo 110 km. SIO, NOAA, U.S Navy, NGA, GEBCO. Imagen CNES/ASTRIUM 2019, DigitalGlobe 2019. Acceso: Marzo 2019)	24
4.2	a) Imagen de rayos X del testigo KC2 b) Imagen de rayos X del testigo KC7...	25
4.3	a) Tubos de ensayo con sedimento y recipientes de vidrio b) Estufa de secado marca Memmert modelo UN750	27
4.4	Método gráfico geométrico (modificado de Folk, 1954), utilizado por el programa GRADISTAT 6.0 para el cálculo de parámetros estadísticos. P_x corresponde a diámetro de partícula (mm) en el X percentil acumulado.....	30
4.5	a) Incidencia de los rayos X en la muestra b) Interferencia de rayos X en el detector (Tomado www.sax.cl)	34
4.6	a) Montaje de muestras para DRX. b) Equipo D4 Endeavour, marca Bruker, empleado para el análisis de difracción de rayos X.	35
4.7	Modelo atómico para el método de Análisis de Fluorescencia de Rayos X. (Fuente: www.wpo-altertechnology.com)	37
4.8	a) Montaje de muestras. b) Equipo Rigaku, modelo ZSX Primus II empleado para el análisis	38
5.1	Diagrama ternario mostrando la clasificación de tamaño de partícula arena-limo-arcilla	41
5.2	Gráficos de comparativos del sedimento en ambos testigos, referentes al promedio (a), selección (b), asimetría (c) y curtosis (d)	45
5.3	Comparación en porcentaje de secciones clasificadas en limo fino y limo muy fino en los testigos KC2 y KC7	45
5.4	Comparación en porcentaje de la clasificación granulométrica de cada sección en los testigos. a) Testigo KC2 b) Testigo KC7	47
5.5	Imagen del fiordo Baker, los colores muestran la batimetría del fiordo (Modificado de Moffat, 2018)	48
5.6	Imágenes obtenidas en SEM. En a) Sección KC2 158-160 a 3590x,	

	evidenciando partículas de tamaño limo muy fino y arcilla entre y sobre los clastos de mayor tamaño; En b) Sección KC2 128-130 a 700x, mostrando las partículas tamaño limo grueso y muy grueso de bordes subangulosos y subredondeados	49
5.7	Imágenes obtenidas en SEM y gráficos por EDS del software SPECTRA. En a) sección KC2 68-70 a 4540x, mostrando un cristal primario correspondiente a un feldespató potásico y con la flecha amarilla una estructura alargada acicular. En b) gráfico composicional muy cercano a un filosilicato, exceptuando por el contenido en Ca. En c) sección KC7 12-14 a 4830x mostrando un clasto de aproximadamente 35 μm correspondiente a un feldespató potásico. En d) gráfico composicional de una paragonita y muscovita, minerales de hábito hojoso pertenecientes a los filosilicatos. En e) sección KC2 128-130 a 4890x. En f) gráfico composicional de una biotita. En g) sección KC7 6-8 mostrando dos cristales de aproximadamente 20 μm de largo y un aglomerado de aspecto fibroso. En h) gráfico composicional de una biotita. En i) gráfico composicional del cuarzo. En j) gráfico composicional de una actinolita	52
5.8	Imagen a través de SEM de la sección KC7 12-14 a 3900x. En a) Imagen mostrando un grano a través de electrones dispersados (BSE) donde resalta en tonalidades más claras aquellas partículas con mayor masa. En b) gráfico composicional de la partícula señalada en a), donde es mostrada una alta concentración de Ti	53
5.9	Compilación escalonada de los difractogramas de las 14 secciones. Las lecturas fueron superpuestas y desplazadas en el eje Lin (Cps) con intervalos de 5 Cps (conteos por segundo) para facilitar la comparación entre ellas.....	55
5.10	Difractograma de la sección 24-26 del testigo KC2, donde se muestra la reflexión perteneciente a clorita ($d\sim 14 \Delta^{\circ}2\theta$), mica ($d\sim 10 \Delta^{\circ}2\theta$) y caolinita ($d\sim 7 \Delta^{\circ}2\theta$). Las 4 lecturas fueron superpuestas y desplazadas en el eje Lin (Cps) con intervalos de 5 Cps (conteos por segundo) para facilitar la comparación entre ellas	57
5.11	Comparación entre datos obtenidos en esta investigación sobre los testigos del lecho marino del fiordo Baker y los datos obtenidos por Augustsson y Bahlburg en 2003	59

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
4.1	Secciones (cm) disponibles de los testigos KC2 y KC7	26
4.2	Tamaños de diámetro de partícula (en μm) predeterminado por el equipo Analysette 22 MicroTec Plus, marca Fritsch	28
4.3	Clasificación granulométrica y equivalencia en rocas (Fuente: Wentworth (1922) y Gradistat 6.0)	24
4.4	Rangos de valores que GRADISTAT 6.0 emplea en el método gráfico geométrico para asignar la selección, asimetría y curtosis (modificado de Folk y Ward, 1957). La unidad de medida utilizada para los cálculos corresponde a milímetro (mm)	31
4.5	Índices de meteorización utilizados (Tomado de Price y Velbel, 2003)	38

5.1	Resumen de datos granulométricos y clasificación cualitativa del testigo KC2	42
5.2	Resumen de datos granulométricos y clasificación cualitativa del testigo KC7	43
5.3	Clasificación de secciones a través de partículas de tamaño mayor a 10 μm ...	49
5.4	Resumen de los valores de cristalinidad de la illita y clasificación del grado metamórfico asociado	56
5.5	Composición geoquímica de muestras (% en peso). En rojo se muestran valores atípicos que superan el límite externo superior, mientras que en verde, aquellos valores atípicos que superan el límite interno superior	58
5.6	Elementos mayores de metapelitas de la unidad Lago General Carrera (*) y unidad Cochrane pertenecientes al CMAO (Extracto de Augustsson y Bahlburg, 2003)	59
5.7	Resultados del cálculo de los índices de meteorización	60



RESUMEN

El sedimento transportado por el glaciar Jorge Montt, ha sido afectado constantemente por cambios en las condiciones ambientales, siendo meteorizado por distintos agentes erosivos que modifican su morfología, tamaño de grano y su geoquímica. El presente estudio caracteriza la mineralogía, geoquímica, estado de alteración mineralógico, junto con una descripción y análisis granulométrico y morfológico del sedimento colectado por el Centro de Investigación Oceanográfica COPAS Sur-Austral en campañas de marzo del 2013, donde extrajeron dos testigos del lecho marino aledaño al glaciar Jorge Montt.

El glaciar Jorge Montt es un glaciar de marea localizado en Chile, en la región de Aysén, a 54 km al sur de Caleta Tortel, en el extremo norte de Campo de Hielo Patagónico Sur. Este enorme cuerpo de hielo ha experimentado el mayor retroceso observado en la Patagonia durante el siglo pasado, con una recesión de 19,5 km entre 1898 y 2011. Posee una tasa de depositación equivalente a 0,2 - 0,3 cm/día. Esto implica, que incluso para la tasa de depositación calculada más baja, un testigo de 1,5 m de largo representa aproximadamente un poco más de dos años de acumulación.

El presente estudio caracteriza la mineralogía, geoquímica y estado de alteración del sedimento del fiordo Baker, en el cual fue utilizada la difracción de rayos X (DRX) y fluorescencia de rayos X (FRX) para determinar la mineralogía y elementos químicos mayoritarios del sedimento. Además, con la microscopía electrónica de barrido (SEM) fue observado con mayor detalle el fino sedimento, junto con una aproximación composicional química y mineralógica. Y por último, la granulometría láser aportó las mediciones necesarias para el análisis estadístico.

Los resultados revelan una fuerte reducción granulométrica del sedimento durante todo el proceso erosivo, por el cual no solo modifica su tamaño de grano, sino su morfología al sufrir tracción, meteorización física y química. La principal influencia de los cambios físicos ocurre en el transcurso de la inmersión y transporte por el hielo del glaciar, mientras que los cambios químicos o alteración mineralógica ocurren al pasar al segundo agente erosivo en estado líquido: el mar. La meteorización química fue incipiente con respecto a la totalidad de sedimento disponible, pero fue considerablemente mayor para la cantidad de tiempo que estuvo inmerso en el mar, donde llegó a valores de alteración de un 40% (CIA) y un 56% (PIA) en feldespatos.



A mi abuelo...

1 INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES

Los Campos de Hielo Patagónicos son las masas de hielo templado más grandes del hemisferio sur. Los dos cuerpos de hielo principales, Campos de Hielo Norte y los Campos de Hielo Sur (con siglas en inglés NPI y SPI, respectivamente), tienen 118 glaciares que cubren aproximadamente 17000 km² (Rivera et al., 2007; Aniya, 1996). La mayoría de estos glaciares han estado retrocediendo desde su máxima extensión entre los siglos XVI y XX (Masiokas et al., 2009; Glasser et al., 2011), pero a pesar de esta tendencia general de retroceso, algunos glaciares, especialmente el Glaciar Moreno, Pío XI y Trinidad en el SPI, han demostrado avances anómalos durante el siglo XX (Rivera et al., 1997a, b; Masiokas et al., 2009).

El glaciar Jorge Montt es un glaciar de marea localizado en Chile, en la región de Aysén, a 54 km al sur de Caleta Tortel, en las coordenadas 48°19' S y 73°28' W. Forma parte de los numerosos glaciares albergados en los Campos de Hielo Patagónicos, que corresponden a la tercera reserva de agua dulce del planeta (Glasser et al., 2011). Posee una superficie de 464 km² y está localizado en el extremo norte de Campo de Hielo Patagónico Sur.

Este enorme cuerpo de hielo ha experimentado el mayor retroceso observado en la Patagonia durante el siglo pasado, con una recesión de 19,5 km entre 1898 y 2011 (figura 1.1). El retroceso fue probablemente provocado por los cambios inducidos por el clima durante el siglo XX; sin embargo, el Glaciar Jorge Montt ha respondido de manera más dramática que sus vecinos. El retroceso del glaciar Jorge Montt abrió un fiordo de 19,5 km de largo desde 1898 hasta el presente, que alcanza profundidades superiores a los 390 m (Rivera et al., 2012a). Para finales del siglo pasado, el glaciar Jorge Montt disminuía su espesor a una tasa de 18 m/año, su velocidad pasó a ser de 0,7 m/día (1983) a 13,4 m/día durante el 2010 (Rivera et al., 2012b). Su volumen total disminuyó 1,8 km³/año (Willis et al., 2012). En 2010, el flujo de caída de Jorge Montt fue de 2.4 km³/año, el más alto registrado para un Glaciar patagónico (Rivera et al., 2012a).

Según Boldt (2014), a través de estudios realizados por la disminución de la actividad de los radioisótopos naturales ²³⁴Th y ²¹⁰Pb en los sedimentos del fiordo (Turekian y Cochran, 1978), calculó en el glaciar Jorge Montt una tasa de depositación de ~0,2-0,3 cm/día, en distancias de 3

a 10 km del frente glaciar, asumiendo que el glaciar entrega sedimentos durante el período de derretimiento de seis meses. Esto implica que incluso para la tasa de depositación calculada más baja de 0,2 cm/día, un testigo de 1,5 m de largo representa aproximadamente un poco más de dos años de acumulación (Boldt, 2014).

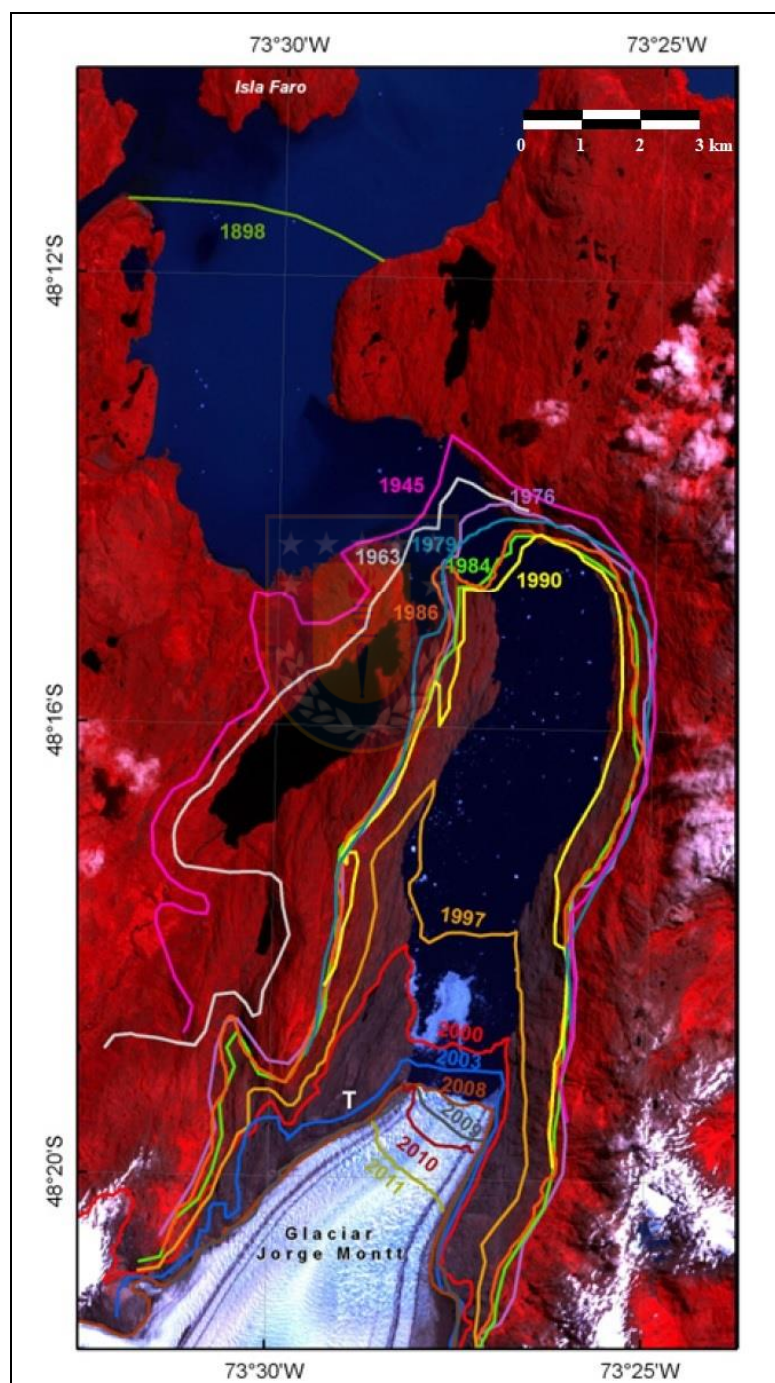


Figura 1.1 Posiciones del frente glaciar entre 1893 al 2011 (Tomado de Rivera et al., 2012a)

1.1.1 Antecedentes Oceanográficos

El fiordo Baker se conecta con el Golfo de Penas a través del Canal Baker de 130 km de longitud, el cual recibe un importante aporte fluvial a través del río Pascua al Este del área de estudio. El principal lugar de intercambio entre el fiordo Baker y el Canal Baker se produce a un kilómetro al sur de la isla Faro, a través de una superficie marina poco profunda en forma de V con una batimetría máxima de 45 m (figura 1.2), donde la temperatura y salinidad están estratificadas, estando el agua más cálida y salada a mayor profundidad. Al suroeste de la isla Faro, el agua es muy poco profunda (típicamente de 1 a 3 m) y, por lo tanto, proporciona un camino para que las aguas superficiales, incluyendo las del río Pascua, entren o salgan del fiordo, pero impide el intercambio de aguas profundas con el canal Baker. Al sur, al interior del fiordo existen dos subcuencas también estratificadas, la subcuenca distal se extiende por 7 km con una profundidad casi constante de 110 m y una subcuenca proximal aledaña a la subcuenca antes descrita, con una longitud aproximada de 10 km y con una profundidad de 390 m (Moffat et al., 2018). A lo largo de la mayor parte de la cuenca proximal, a una profundidad de 100 a 120 m, existe una marcada estratificación por temperatura y salinidad, también posee sedimentos en suspensión con concentraciones superiores a 40 mg/L y tasas de disipación de turbulencias que oscilan entre 10^{-7} y 10^{-6} W/kg (los valores de fondo típicos oscilaban entre 10^{-10} a 10^{-9} W/kg). La mayor parte de la sedimentación ocurre en la cuenca proximal, debido a la cercanía con la zona de descarga glacial. La estructura de salida de agua dulce comprende un flujo subsuperficial turbio y de baja salinidad que sale del fiordo Jorge Montt a 10-25 m de profundidad, entre la capa superficial de agua dulce y el agua oceánica entrante (Moffat et al., 2018).

Según Moffat et al. (2018), el derretimiento del glaciar Jorge Montt es forzado por algunas de las aguas oceánicas profundas más cálidas que llegan al hielo. También, que esas aguas oceánicas subsuperficiales están siendo modificadas en las capas superficiales de la plataforma continental cercana antes de subducirse en el sistema de fiordos, y que este proceso advectivo resulta en que las temperaturas más cálidas de las aguas oceánicas llegan al glaciar durante el invierno. Este estrecho acoplamiento regional entre la dinámica de la plataforma y los fiordos proglaciares podría, por lo tanto, resultar en cambios en el balance de calor oceánico costero que impacta rápidamente en la temperatura del agua que promueve el derretimiento de los glaciares en la Patagonia.

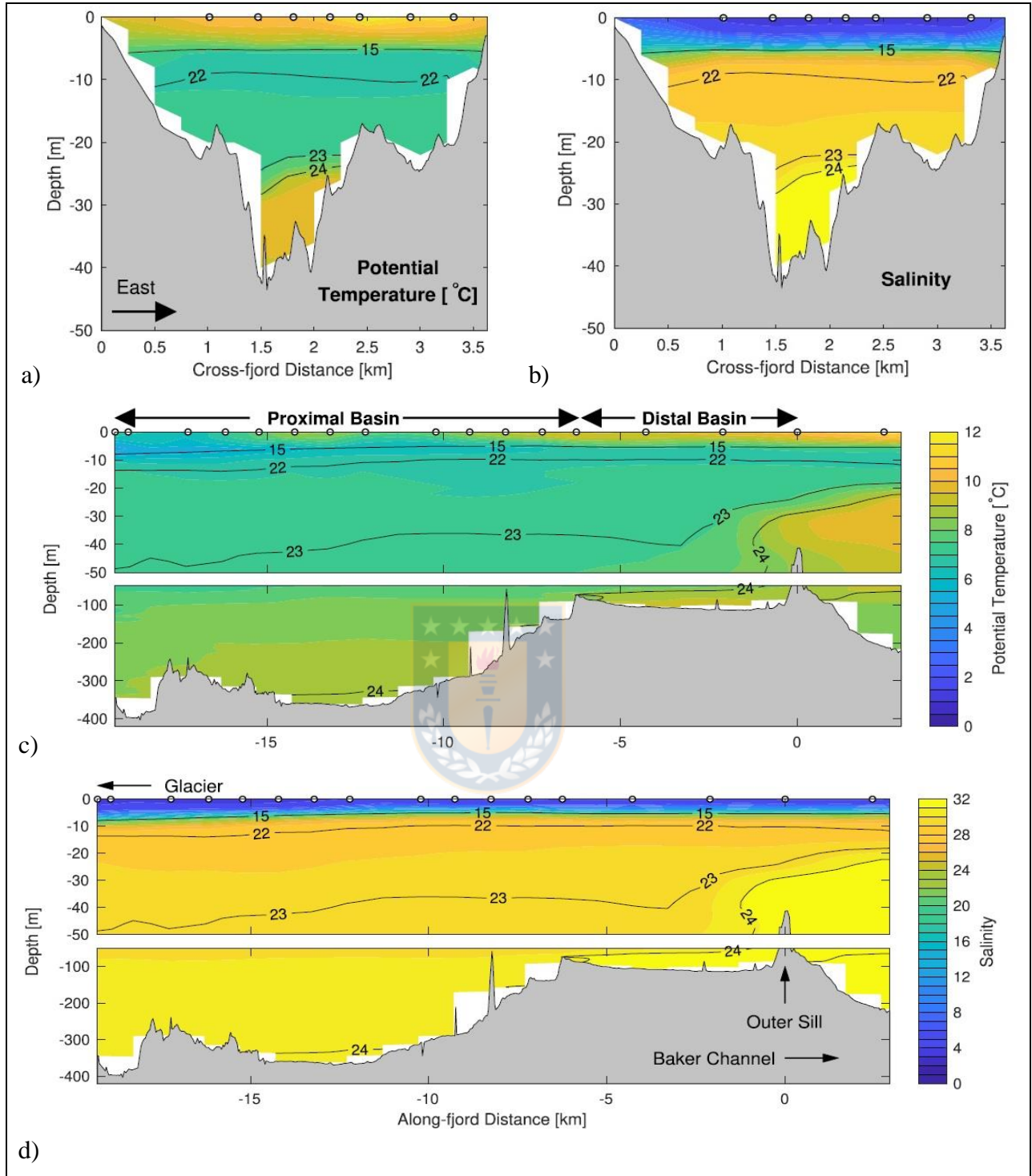


Figura 1.2 Batimetría del fiordo Baker mostrando la distribución de propiedades hidrográficas (marzo de 2013). En líneas negras la densidad potencial (kg/m^3). En a) y b) Perfil batimétrico a 1 km al sur de isla Faro, donde en a) muestra la potencial temperatura y b) la salinidad. En c) y d) muestran potencial temperatura y salinidad respectivamente, pero al interior del fiordo Baker, en las subcuencas proximal y distal al glaciar Jorge Montt (Tomado de Moffat et al., 2018).

Como consecuencia del mayor derretimiento del hielo, ocurre una mayor liberación de sedimentos al fiordo, el cual se distribuye en las distintas capas de agua ya sea por descarga subglaciar o por témpanos desprendidos en la superficie del fiordo. Las partículas más densas que son depositadas en el agua, sedimentan en la cuenca proximal, pero las menos densas se mantienen en suspensión inmersas en el líquido, siendo afectadas por la salinidad marina, que promueve procesos fisicoquímicos de floculación (Eisma, 1986), el cual tiene lugar al actuar las fuerzas de atracción de Van der Waals, estas fuerzas no son particularmente fuertes, pero su intensidad varía inversamente al cuadrado de la distancia entre dos partículas de arcilla ($\phi < 2 \mu\text{m}$), llegando a ser importantes cuando dichas partículas están lo suficientemente cerca. En agua dulce la floculación no tiene lugar porque las partículas de arcilla tienen cargas negativas y, cuando están próximas, se repelen por ser del mismo signo. En cambio, en presencia de agua salina, al tener cationes libres, éstos interactúan con las cargas negativas de las partículas de arcilla, disminuyendo la repulsión. En estas condiciones, las fuerzas de Van der Waals son capaces de superar a las fuerzas repulsivas de las partículas, y si logran estar lo suficientemente cerca entonces se formarán los flóculos (Arche, 2010). La floculación es función también de los mecanismos que ponen las partículas en contacto, es decir, el movimiento browniano, la turbulencia (McCave, 1985) y la sedimentación diferencial (Manning y Dyer, 1999) y los mecanismos que las adhieren, que son la salinidad y el contenido de materia orgánica (Van Leussen, 1988). Como consecuencia de los mecanismos mencionados, los sedimentos finos cohesivos pueden formar un gran espectro de agregados conocidos como flóculos (Nichols y Biggs, 1985). Aunque éstos son menos densos que las partículas que los constituyen, sedimentan más rápido. A medida que los flóculos aumentan de tamaño, su densidad efectiva generalmente disminuye, pero su velocidad de sedimentación aumenta. Muchas veces las velocidades de marea son bastante grandes e impiden la sedimentación de flóculos (Arche, 2010).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General

Conocer la dinámica de los sedimentos transportados por el glaciar Jorge Montt y depositados en el fiordo adyacente a este.

1.2.2 Objetivos Específicos

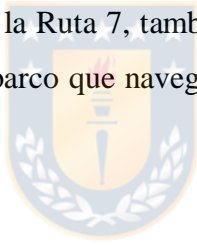
1.- Caracterizar e interpretar granulométrica, mineralógica y geoquímicamente los sedimentos transportados por el glaciar Jorge Montt.

2.- Identificar y estimar el grado de alteración de los minerales transportados por el glaciar Jorge Montt depositados en el fiordo adyacente.

1.3 UBICACIÓN Y ACCESO

El área de estudio se encuentra localizada en la Región de Aysén, provincia de General Carrera, comprende el territorio chileno, entre las coordenadas $48^{\circ}09' S$ y $48^{\circ}21' S$, y $73^{\circ}19' W$ $73^{\circ}33' W$. Limita al norte con el fiordo Baker y al sur con Campos de Hielo Sur Patagónicos. No hay localidades dentro del área de estudio pero las más cercanas son: Puerto Yungay 37,8 km al NE y Caleta Tortel a 46,9 km al N.

El acceso a la zona de estudio es por la Ruta 7, también conocida como Carretera Austral, hasta Puerto Yungay, donde se aborda un barco que navega por el fiordo Baker, hasta el glaciar Jorge Montt (Figura 1.3).



1.4 CLIMA, FLORA Y FAUNA

1.4.1 Clima

1.4.1.1 Clima regional

La Región de Aysén, dada su dispersión geográfica y tamaño, junto con una particular orografía, se distinguen diferentes tipos de climas originados, en parte, como consecuencia de la variada morfología de la zona. La región es influenciada permanentemente por frentes antárticos húmedos. Estos, al entrar en contacto con el cordón de los Andes Patagónicos, son forzados a ascender, enfriando el vapor de agua y provocando intensas precipitaciones en las vertientes occidentales del macizo. Luego, al haber atravesado el obstáculo de la cordillera, el aire carente de humedad y a su vez cálido, desciende rápidamente por las laderas orientales, originando los vientos propios de esa franja regional. En base a la relación establecida entre factores climáticos y morfológicos de la red hidrográfica que surca la extensa cantidad de valles de mayor y menor amplitud, Martinić (2005) describe cinco tipos de climas presentes en la región: zona litoral o

insular, zona intermedia, zona esteparia, zona de microclima y zona húmeda, siendo esta última perteneciente al área de estudio.

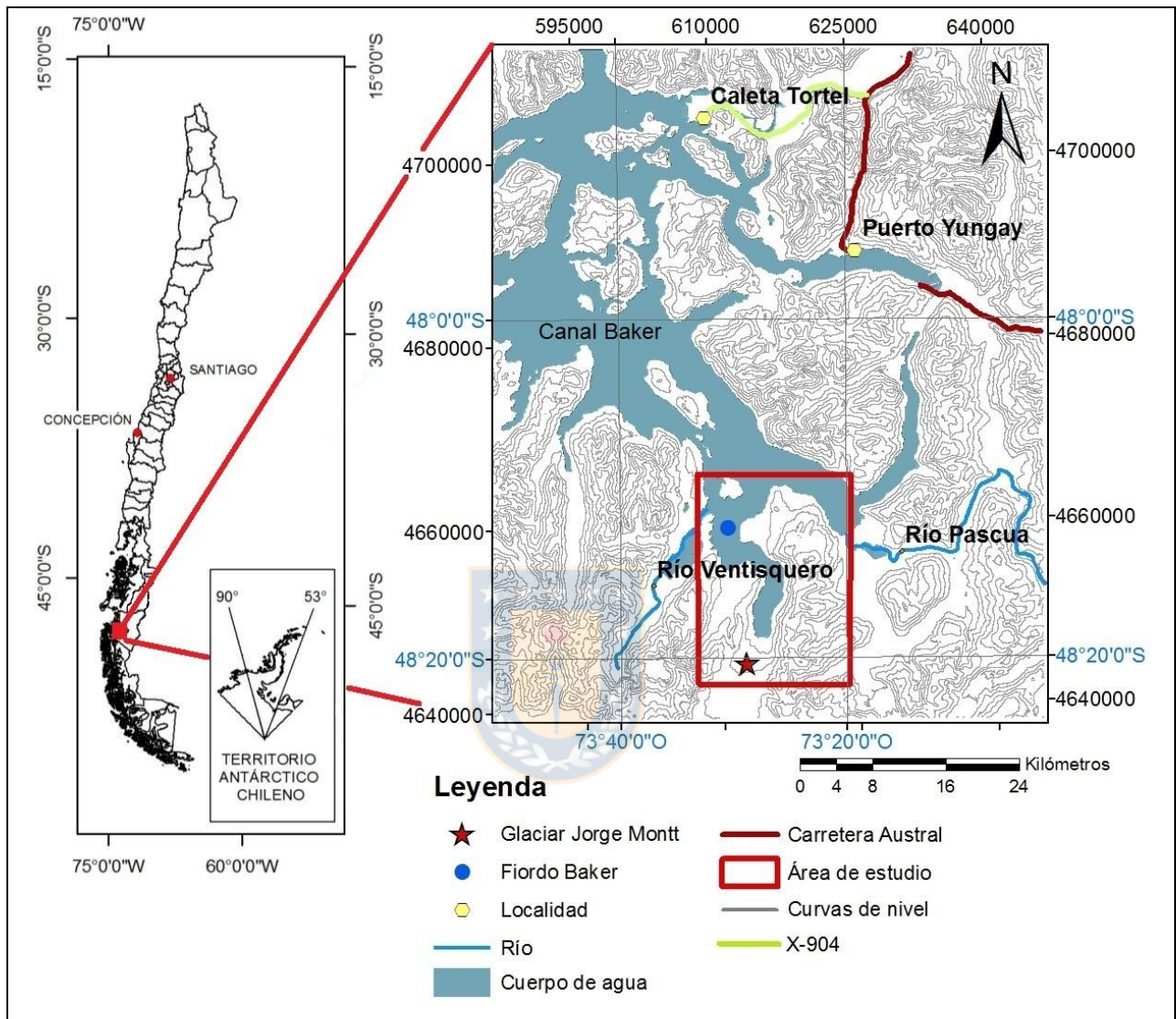


Figura 1.3 Ubicación del área de estudio delimitada con el rectángulo de color rojo (Modificado según www.supercoloring.com)

1.4.1.2 Clima local

El glaciar Jorge Montt, glaciar mareal ubicado a 150 km del borde costero oceánico, pertenece a la clasificación de Zona húmeda según Martinić (2005), que posee características predominantes de clima templado húmedo costero, es decir, elevadas precipitaciones durante todo el año, lo que no otorga la existencia de los habituales meses secos en la zona. La temperatura media anual es de 7,3°C. El mes más cálido (enero) presenta una temperatura media de 12,6°C y el mes más frío

(julio) una media de 1°C. La amplitud térmica media entre el mes más cálido y el más frío es de 11,6°C.

1.4.2 Flora

1.4.2.1 Flora Regional

Al igual que en el clima, la vegetación de esta región presenta diferentes variedades de especies, destacando el predominio de los bosques "siempreverdes" de las zonas húmedas frías, como en la franja costera, con el predominio de especies como el Coigüe (*Nothofagus dombeyi*), Mañío (*Sexagothea conspicua*), Canelo (*Drymis winteri*), Tapa (*Laurelia philippiana*), Tineo (*Weinmannia trichosperma*), entre otros; con abundantes especies de helechos, arbustos y musgos. En los sectores más continentales, la masa boscosa tiene mucha densidad, impidiendo el acceso a su interior; sin embargo presenta baja altura debido a que se encuentra condicionada por las nieves eternas que se aproximan a los 1000 ms.n.m., por los fuertes vientos, las bajas temperaturas, y las lenguas glaciares que imposibilitan el desarrollo de este tipo de vegetación. En la zona de transición entre las formaciones vegetales "siempreverdes" occidentales y las de carácter estepario del oriente, predominan especies como la Lengua (*Nothofagus pumilio*) y Ñirre (*Nothofagus antarctica*), además de arbustos y plantas menores (Martinić, 2005). Las estepas dominan las zonas más orientales de la región, donde lo conforman principalmente hierbas o pastos, como lo es el Coirón (*Festuca gracillima*) y arbustos, como por ejemplo la Mata Verde (*Chiliodon diffusum*). Por último la Tundra, se encuentra en la periferia de zonas de permanente englaciamiento y se ve representado esencialmente por hierbas perennes.

1.4.2.2 Flora Local

En el área de estudio existe el predominio de plantas no vasculadas como musgos y hepáticas. El bosque nativo ocupa cerca de un 15% de la zona de estudio y destacan árboles Ñirre (*Nothofagus antarctica*) y Mañío (*Sexagothea conspicua*).

1.4.3 Fauna

La región está representada por aves, mamíferos, reptiles y anfibios, de los cuales en esta última categoría existen alrededor de 15 especies, siendo una de ellas la ranita de Darwin (*Rhinoderma darwinii*). Entre los reptiles se reconocen 8 especies. Además, habitan 184 especies de aves

terrestres y marinas, que van desde las más pequeñas como el chucao (*Scelorchilus rubecola rubecola*), terrestres y marinas, que van desde las más pequeñas como el chucao (*Scelorchilus rubecola rubecola*), a las de mayor tamaño como el cóndor (*Vultur gryphus*), ñandú (*Pterocnemia pennata pennata*) y cisne de cuello negro (*Cygnus melanocryphus*).

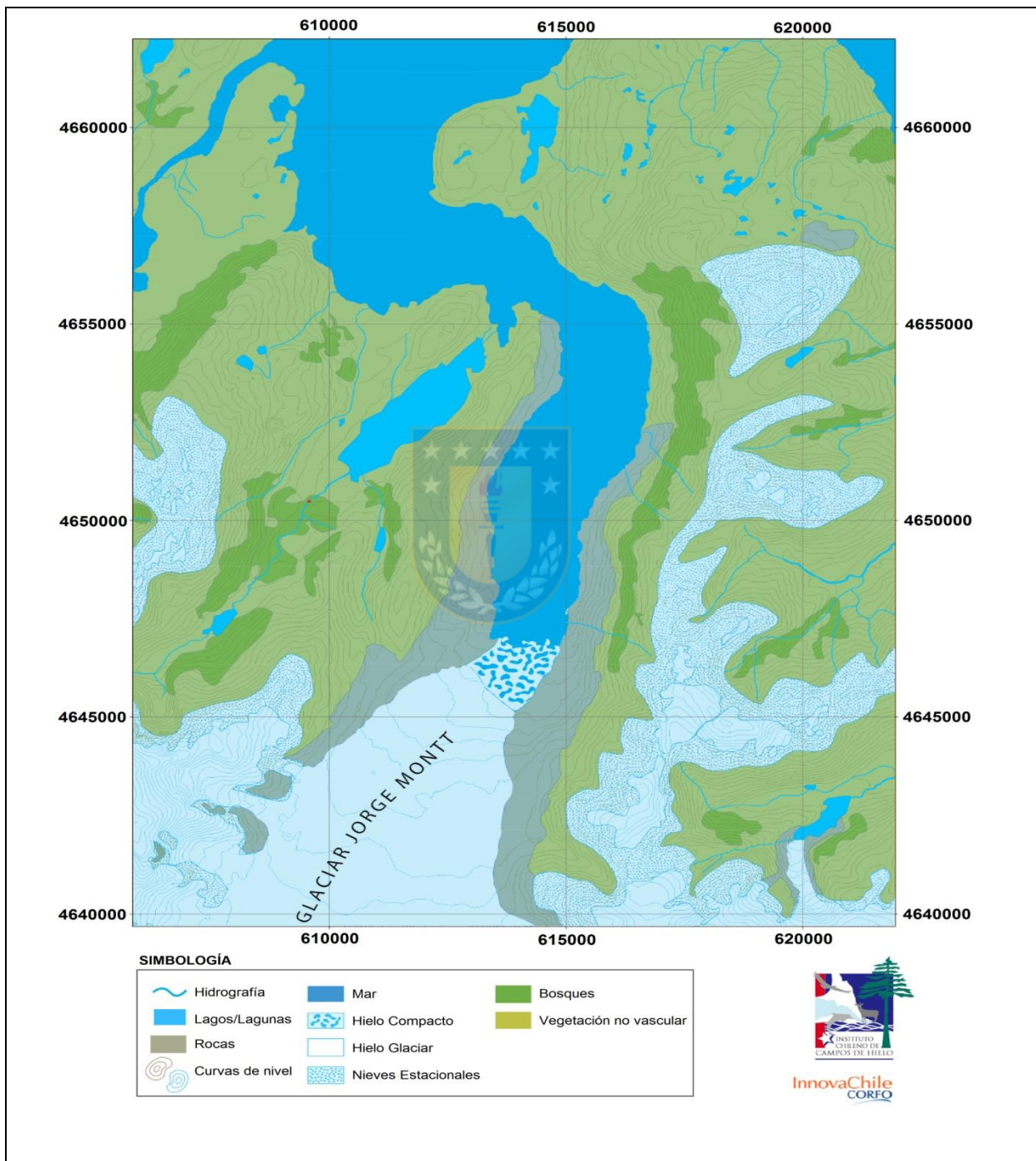


Figura 1.4 Disposición de la cobertura vegetal. (Modificado de www.studylib.es. Acceso diciembre 2019)

Finalmente, se han registrado 62 especies de mamíferos marinos y terrestres, destacándose doce tipos de ballenas, el puma (*Felis concolor pearsoni*), el huemul (*Hippocamelus bisulcus*) y el guanaco (*Lama guanicoe*) (Martinić, 2005).

1.6 TRABAJOS ANTERIORES

El glaciar de marea Jorge Montt ha sido estudiado en distintas índoles, en su mayoría referentes a dinámica del hielo y variaciones en el avance o retroceso del glaciar a través del tiempo.

Aniya et al. (1996), con la ayuda de interpretación estereoscópica de fotografías aéreas e imágenes de Landsat TM, localizaron y delimitaron las cuencas de drenaje de los glaciares de Campo de Hielo Sur, las cuales fueron divididas en área de acumulación y ablación, determinando así la posición de la nieve transitoria. Se hizo el inventario de 11 parámetros relacionados principalmente con la morfología de los glaciares.

Aniya et al. (1997), estudiaron las variaciones glaciares en Campos de Hielo Sur, utilizaron varios métodos de teledetección, llegando a obtener las tasas de retroceso y avance de 48 glaciares. Reconocieron un patrón por área, que revela un mayor retroceso en la zona norte y este de Campos de Hielo Sur, comparado con la zona sur y oeste.

Rivera et al. (2012a), estudiaron el retroceso del glaciar Jorge Montt por batimetría, imágenes satelitales y fotografías aéreas para concluir que este glaciar ha sufrido una dramática tasa de retroceso en los últimos 100 años, abriendo un fiordo de 19,5 km.

Rivera et al. (2012b), compararon fotografías de origen satelital (2010), del glaciar Jorge Montt, con fotografías capturadas en el lugar durante el 2011, con el fin de registrar el retroceso del glaciar. También compararon las imágenes con datos anteriores al 2011, que reveló una aceleración en el retroceso del hielo en los últimos años.

Willis et al. (2012), estudiaron a través de Emisión Termal Aeroespacial Avanzada y Reflexión radiométrica (ASTER) y Modelo de Elevación Digital (DEM), las tasas de cambios en la altura de la superficie del hielo a través del tiempo, identificando los glaciares de Campo de Hielo Sur que están experimentando un rápido adelgazamiento. Se utilizaron datos del año 2000 al 2012.

Moffat (2014) estudió la influencia de los vientos locales en verano y en marea baja en el glaciar Jorge Montt, referidos al modelamiento de suministro de agua cálida y el derretimiento de los glaciares de marea, concluyendo que el viento condiciona la entrada de agua cálida al fiordo, por ende, entra en contacto con el glaciar.

Gourlet et al. (2016), obtuvieron datos sobre el volumen de hielo, la elevación del lecho y la acumulación de equilibrio de las masas de hielo utilizando observaciones gravimétricas de alta resolución y precisión, de los glaciares, San Rafael, Colonia, Occidental, Jorge Montt y O'Higgins.

Moffat et al. (2018) caracterizaron la magnitud, la estructura espacial y la evolución estacional del océano al influenciar el ingreso de aguas cálidas al fiordo, provocando un rápido retroceso en el frente del glaciar Jorge Montt.

1.7 AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a toda persona que colaboró en la realización de esta memoria.

Un destacado agradecimiento a la profesora Dra. Ursula Kelm, patrocinante de esta investigación, por su apoyo, excelente disposición, motivación y orientación en momentos confusos durante el periodo de desarrollo de este trabajo investigativo.

Al centro de investigación oceanográfica COPAS Sur-Austral y al profesor Dr. Marcelo Gutiérrez, copatrocinante de mi memoria, por el apoyo, consejo y la facilitación de los materiales fundamentales para el desarrollo de mi memoria.

A todos los profesores y funcionarios del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, a quienes les debo gran parte de los conocimientos adquiridos durante el transcurso de la carrera. En especial a Luis Vásquez, por su infinita paciencia, buena voluntad y ánimo a la hora de resolver dudas.

Al personal del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA), en especial a Mónica Uribe, Nolvia Campos, al profesor Dr. Óscar Jerez, la profesora Dra. María Eugenia Cisternas y el profesor Dr. Alexey Novoselov, a todos ellos por su paciencia, buena disposición, consejo y apoyo.

Finalmente, agradezco a mi papá por su apoyo incondicional, a mi querida familia Parra-Cuevas por su cálido amparo en momentos de mayor desánimo y a mis amigos por ser parte de este gran proceso emocional e investigativo.



2 GEOMORFOLOGÍA

2.1 GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

El origen de la geomorfología en la Región de Aysén, se atribuye a las colosales transformaciones impulsadas por la dinámica tectónica y orogénica de la corteza terrestre, que durante millones de años modelaron la superficie terrestre. El proceso tectónico de subducción ha sido casi continuo desde el inicio de la ruptura del Gondwana (Álvarez y Ramos, 1999) en el Jurásico Temprano, es decir, hace aproximadamente 200 Ma (Mpodozis y Ramos, 2008).

Álvarez y Ramos (1999), denominan como Segmento Patagónico Austral a las latitudes entre 46°30' y 52° S para referirse a una zona de silencio volcánico en el arco magmático desde hace 10 Ma, producto de la colisión de la dorsal de Chile con la placa Sudamericana. Además, en forma paralela al cese de actividad volcánica, la colisión de la dorsal oceánica ha producido el levantamiento de la Cordillera Patagónica, desarrollando una faja plegada y corrida y un importante acortamiento orogénico.

Además, los procesos erosivos del hielo pleistocénico incluyendo movimientos alternativos de eustasia e isostasia, dieron como resultado la fisonomía geográfica y morfológica que caracteriza a esta zona en el presente (Martinić, 2005). Actualmente la geomorfología aun se ve dominada por procesos glaciares, pero también influye el ambiente volcánico propio de la Zona Volcánica Sur a la que pertenece la Región de Aysén. Según Martinić (2005), se distinguen 4 secciones diferenciadas que se presentan de oeste a este: Conjunto Insular Occidental, Depresión Intermedia, Cordón Cordillerano (Cordillera Patagónica) y el Cordón Andino (figura 2.1).

2.1.1 Conjunto Insular Occidental

Compuesta por los archipiélagos de las Guaitecas y de los Chonos y el complejo peninsular de Taitao. Esta gran sección adquirió su carácter insular-peninsular definitorio por obra tanto del entrecruzamiento de fallas, fracturas y diaclasas geológicas y por el hundimiento de la masa continental. Se caracteriza por la presencia de numerosas islas, canales y fiordos, como por ejemplo Isla Magdalena, la más grande de la región con 2024 km², isla Gran Guaiteca e isla Benjamín. Los fiordos más notables se desarrollan más al este, Puyuhuapi, Magdalena y Aysén. También destaca la península de Taitao, prolongación occidental del continente, es un gran

complejo de penínsulas menores y fiordos, con una suerte de individualidad geográfica propia en el sector de que se trata, que incluye dos extensos depósitos lacustres interiores, lagos Presidente Ríos y Elena, descubiertos tardíamente gracias a la fotografía aérea (Martinić, 2005). Al sur, el amplio Golfo de Penas interrumpe la fisionomía del archipiélago, reapareciendo en la parte septentrional de la antigua Magallania, con islas mayores como el grupo Guayaneco, Stuken, Prat, Pequeña Wellington, Campana y Lynch, todas separadas del continente por el canal Messier.

2.1.2 Depresión Intermedia

Estructuralmente corresponde a la continuación de la depresión Intermedia de Chile Central, sin embargo, acá se encuentra en su parte más profunda. A esta unidad pertenece el ancho Canal de Moraleda y el Golfo Elefantes. Sus secciones emergidas corresponden a islas de baja altura como Traiguén y Nalcayec, además del puente sedimentario del Istmo de Ofqui que marca el fin de la Depresión Intermedia y la falla Liquiñe-Ofqui, limitando al sur con el Golfo de Penas, al norte con la Laguna San Rafael, al oeste con la península de Taitao y al este con los Campos de Hielo Norte.

2.1.3 Cordón Cordillerano

En el área central de la región, se ubican los Andes Patagónicos, posee una menor altitud promedio comparada con la cordillera de los Andes en la zona norte y central de Chile y además dista de ser una masa compacta y continua, ya que es cortada por las cuencas de los grandes ríos que se originan en la sección oriental del territorio, también cerca de los 48°S es cortado por el sistema marino del gran fiordo Baker y sus tributarios. Esta cordillera se caracteriza por valles transversales, circos, artesas, lagos y morrenas. El cordón muestra en su desarrollo dos grandes ensanches entre los 46°40' y 47° sur, y a partir de los 48°S, en forma de altiplanicies permanentemente englaciadas, conocidas, respectivamente, como Campo de Hielo Patagónico Norte y Campo de Hielo Patagónico Sur, relictos de las glaciaciones pleistocénicas. En ellos se encuentran algunas de las mayores elevaciones cordilleranas, se destacan, los montes San Valentín, que con su cumbre de 3.910 metros de altura es la más elevada de la Patagonia, Hyades

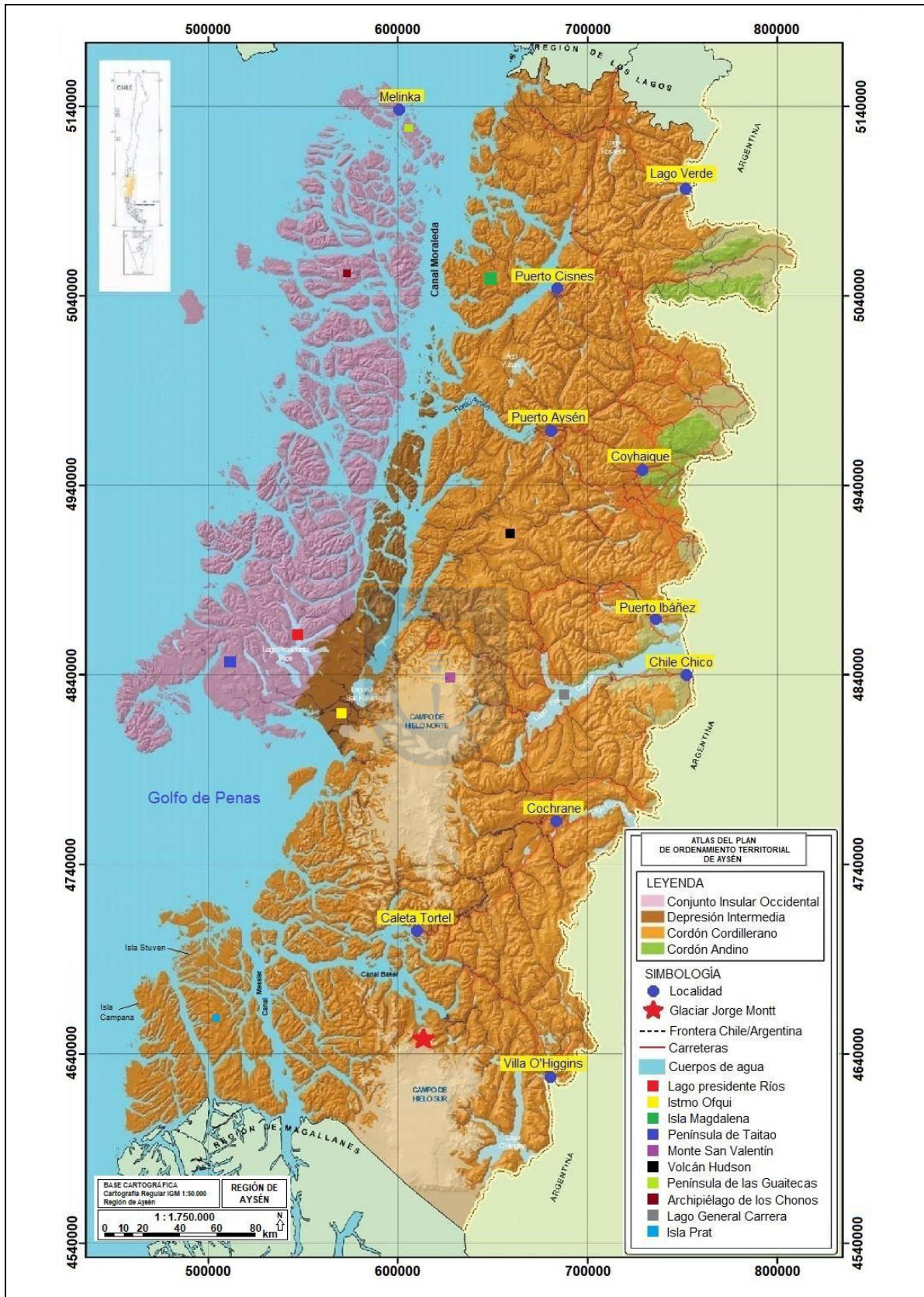


Figura 2.1 Mapa geomorfológico de la región de Aysén (Tomado de Atlas Región de Aysén, 2005)

(3.078 m), Cuerno de Plata (3.725 m), Melimoyu en la parte norte (2.400 m) y el volcán Hudson en la central (2.500 m), como activo afamado por sus erupciones recientes (Martinić, 2005). Durante el Pleistoceno, ambos campos de hielo se encontraban unidos, denominándose Campo de Hielo Patagónico y cubría la totalidad de los Andes Patagónicos. Fueron esculpidos profundos valles debido al fluir de los glaciares hacia el este, desde el campo de hielo hacia el océano Atlántico (Bell, 2009).

2.1.4 Cordón Andino

La sección oriental, se caracteriza por su relieve progresivamente más bajo según avanza hacia el este. Existe además del Cordón Andino, sistemas montañosos transversales y aislados en las que se han formado extensas cuencas hidrográficas que drenan hacia el oeste atravesando el Cordón Andino central. Los sistemas fluviales más importantes son los ríos Palena, Cisnes, Aysén, Baker y Pascua; mientras que otra característica distintiva de la sección oriental, son los sistemas lacustres, siendo los de mayor tamaño el lago General Carrera (con una superficie de 1.360 km² en la parte chilena de un total de 1850 km²), O'Higgins (529 km²) y Cochrane (176 km²) igualmente compartidos con Argentina. Cuatro áreas menores planiformes y discontinuas constituyen el relieve patagónico oriental en la región, estas son: Alto Cisnes, Ñirehuao, Coyhaique Alto y Balmaceda (Martinić, 2005).

2.2 GEOMORFOLOGÍA LOCAL

El área de estudio está ubicada en Cordón Cordillerano, al norte de Campos de Hielo Sur, limitando al norte con el fiordo Baker, al este con la desembocadura del río Pascua y al oeste con la desembocadura del río Ventisquero. Se caracteriza por una topografía muy accidentada otorgada por lineamientos de origen tectónico, intensa erosión glacial y posterior actividad glaciofluvial de grandes glaciares y ríos, como el río Bravo y Pascua (Börgel, 1983). Luego del Pleistoceno, durante el fraccionamiento y separación de Campo de Hielo Patagónico, quedó en evidencia la gran influencia glacial en la zona, con grandes valles y cuencas limitadas por bordes abruptos y de gran inclinación. El ingreso del mar se vio limitado por el solevantamiento producto de la respuesta glacioeustática, debido a la pérdida de peso que ha experimentado el continente liberado de la capa de hielo cuaternario (Börgel, 1983). Las cuencas glaciofluviales conservan la comunicación entre ellas a través de caudalosos ríos que desembocan en el fiordo

Baker, así como lo son el río Pascua, Ventisquero y Bravo. La cuenca del glaciar mareal Jorge Montt, se podría categorizar de origen glaciotectónico, debido a la orientación NS, muy similar a los lineamientos principales tectónicos de la región.



3 MARCO GEOLÓGICO

3.1 GEOLOGÍA REGIONAL

La cordillera de los Andes, se extiende por 7240 km al occidente de Sudamérica, desde los 11° de latitud N a los 55° latitud S. Su formación es producto de la subducción de placas oceánicas Pacíficas bajo la placa Sudamericana. El relieve actual ha sido principalmente adquirido durante el alzamiento andino desde el Mioceno medio hasta el Plioceno (Hervé et al., 2000). Al sur de los 44° latitud S, el cordón andino es llamado Andes Patagónicos y abarca las regiones de Aysén y Magallanes.

Los Andes Patagónicos se han formado desde el Jurásico, hace unos 200 millones de años, como producto de la subducción casi continua de la corteza oceánica, desde el inicio de la ruptura del Gondwana (Álvarez y Ramos, 1999). Sin embargo, existen evidencias de que el proceso subductivo ya había sido activo durante el Paleozoico Tardío, período en el cual se formaron gruesos prismas acrecionarios, que fueron deformados y metamorfizados (Hervé et al., 1998). La subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, en los Andes Patagónicos, se volvió constante desde hace 48 Ma, con un ángulo de convergencia ortogonal entre los 26 Ma y 20 Ma.

En la actualidad, el ángulo de convergencia es de 26° y el de subducción se estima en 16° (Jarrard, 1986). La edad de la placa subductada disminuye desde 25 Ma (a los 38° S) a 0 Ma en el punto triple chileno, ubicado actualmente a los 46° latitud S, donde converge la placa de Nazca, Antártica y Sudamericana. El punto triple ha migrado hacia el norte durante el Cenozoico tardío, de hecho hace 14 Ma (Mioceno), se ubicaba en el extremo sur del continente sudamericano (figura 3.1). Varios segmentos de dorsales han sido subductados desde entonces y actualmente una fracción de la dorsal de Chile está siendo subductada al norte de la península de Taitao (Hervé et al., 2000).

Esto genera contextos de subducción distintos al norte y sur del punto triple. Al norte ocurre una subducción oblicua y más rápida, casi 8 cm/año, mientras que al sur es mucho más lenta, alcanzando 2 cm/año. Como resultado, se ha generado un desarrollo diferencial del arco volcánico, ubicándose los volcanes de mayor actividad al norte del punto triple.

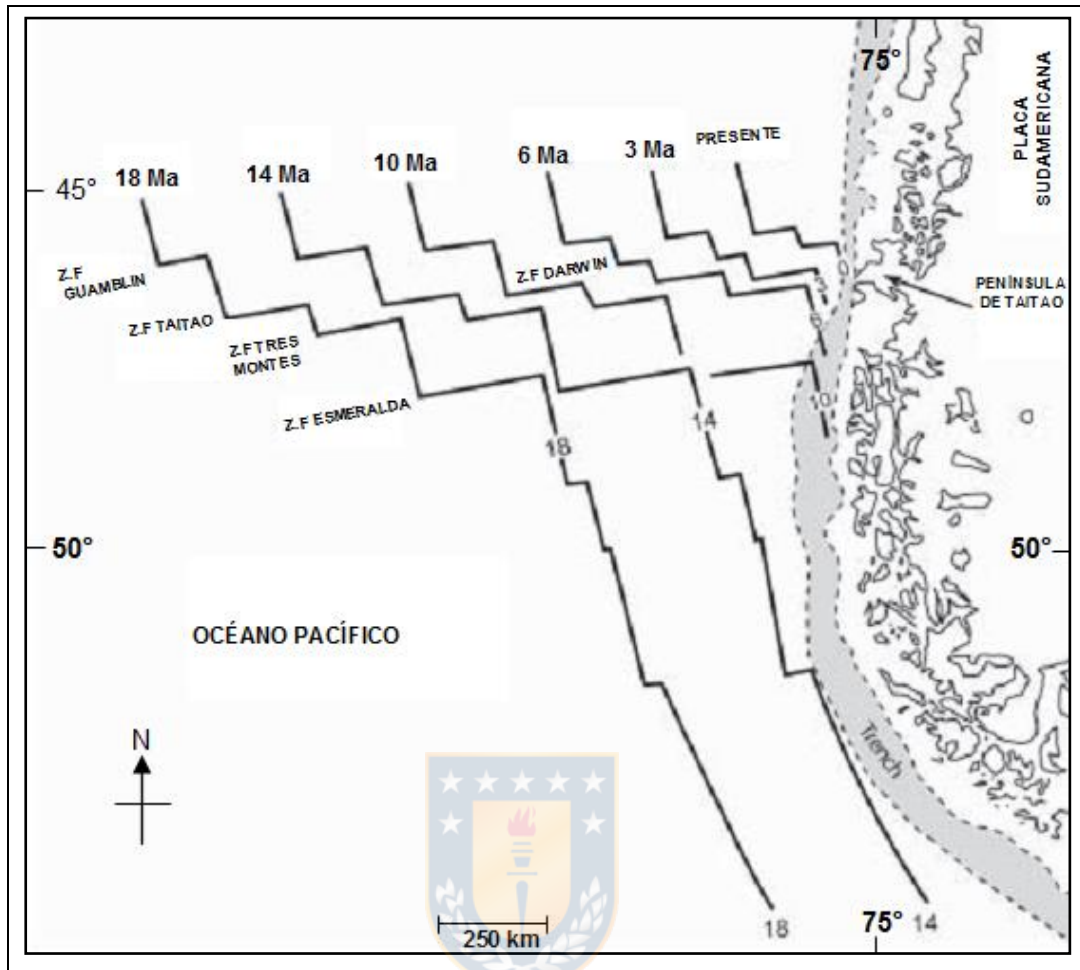


Figura 3.1 Ubicación de la dorsal de Chile en relación al continente sudamericano en los últimos 18 Ma. La migración de la dorsal ha causado un movimiento gradual del punto triple hacia el norte, ubicándose actualmente en la península de Taitao. (Modificado de Charrier et al., 2007).

3.1.1 Paleozoico

3.1.1.1 Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) (Devónico - Carbonífero)

Está constituida por una alternancia de metareniscas y metapelitas, en parte rítmica y, puntualmente, por intercalaciones de metabrechas y metaconglomerados. Comúnmente la unidad está acompañada de vetas de cuarzo. Sus componentes detríticos provendrían de la erosión de un orógeno reciclado, así como también de un bloque continental, o que se depositaron en una cuenca marina de gran extensión por corrientes de turbidez en el caso de la fracción clástica. En este ambiente marino fue posible que se depositaran, en forma intermitente, sedimentos más finos en zonas más profundas de la cuenca, originándose una interestratificación con las capas de partículas más gruesas (Sepúlveda, 2000). Según Hervé et al., (2003), el CMAO está formado

principalmente por sucesiones turbidíticas podiformes y en menor grado, por metabasaltos y limonitas que afloran al este del Batolito Patagónico entre los 46° y 50°S (figura 3.2).

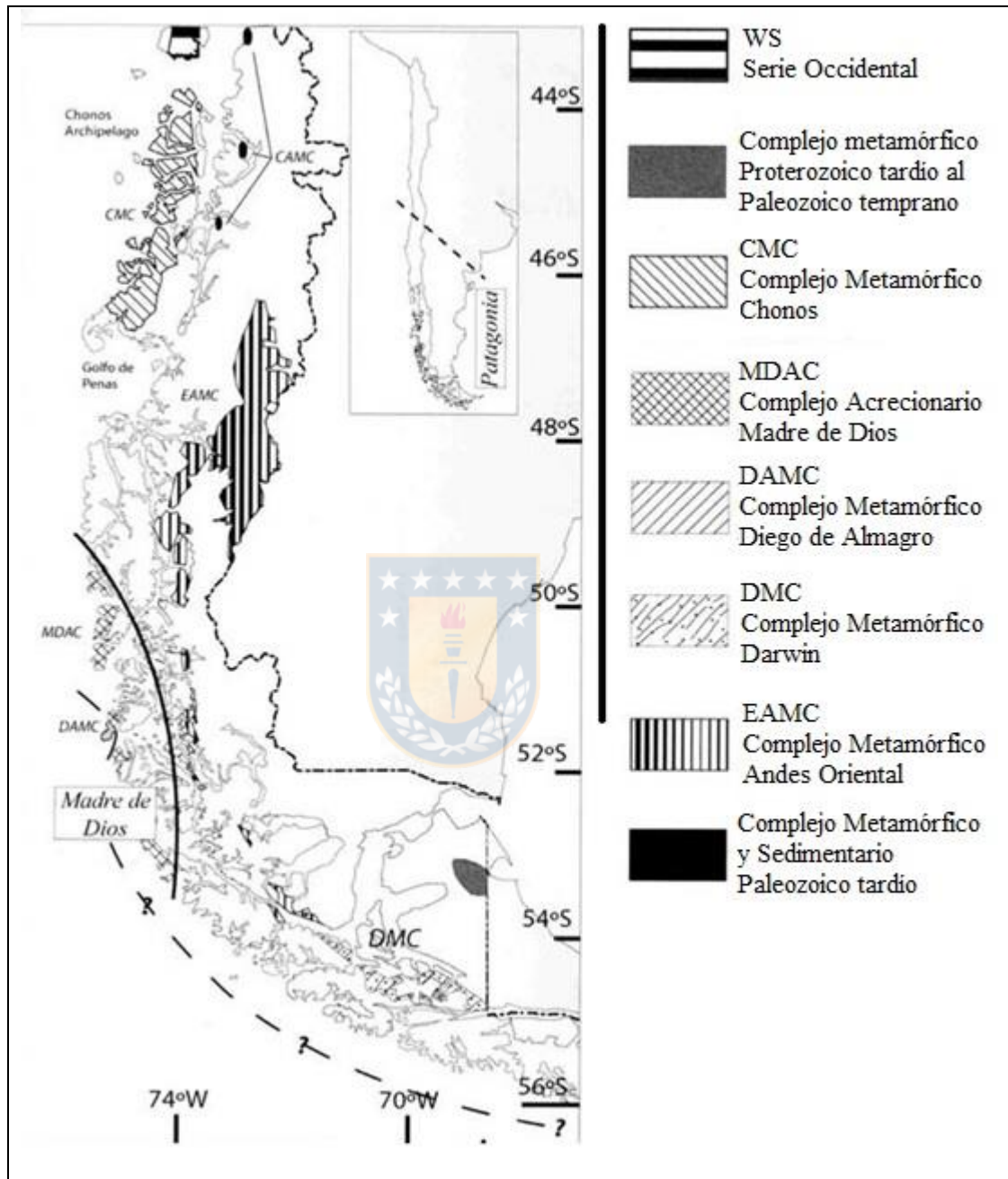


Figura 3.2 Mapa geológico mostrando la distribución de afloramientos de complejos metamórficos, unidades sedimentarias del Triásico y cinturones plutónicos en Chile. (Modificado de Hervé, 2007)

Hervé et al. (2003) concluyen que los sedimentos que forman la unidad fueron depositados durante el Devónico Tardío-Carbonífero Temprano, aunque existen registros del Pérmico en el sector occidental. Calderón y Hervé (2000) determinan que los sedimentos fueron

metamorfizados hace 300 ± 23 Ma, es decir, a fines del Carbonífero, bajo condiciones P-T menores a las típicas para complejos acrecionarios (Ramírez et al., 2005), lo que revelan las facies metamórficas que van de la parte superior de la facies Prehnita-Pumpellita al inicio de la facies Esquistos Verdes (Anexo I: Marco Geológico).

El protolito del Complejo Metamórfico Andino Oriental corresponde a areniscas, lutitas, conglomerados, calizas y rocas volcánicas, desarrolladas en un ambiente marino (Bell y Suárez, 2000). Dicho protolito, y posterior complejo metamórfico, corresponderían a un complejo acrecionario (Hervé et al., 1998). Sin embargo, análisis en pizarras y filitas pertenecientes a este complejo, por medio de la cristalinidad de la illita y medidas b_0 han otorgado condiciones de P-T de formación de $4,6 + 1,3$ kbar y $380 + 30^\circ\text{C}$ (Ramírez, 1997), indicando gradientes P/T de $25^\circ\text{C}/\text{km}$ para el metamorfismo. Estas condiciones se consideran muy altas para el desarrollo de un complejo de subducción típico que propone Hervé (1998). Similarmente, análisis petrográficos y geoquímicos indicarían un ambiente tectónico mixto, es decir, algunas rocas atribuidas a un margen pasivo y otras a uno activo (Lacassie, 2001), lo cual concuerda con la hipótesis de Augustsson y Bahlburg (2003), quienes, a través de análisis de catodoluminiscencia en cuarzo detrítico, postulan que los sedimentos se habrían depositado en un margen pasivo, aunque su fuente de origen correspondería a rocas generadas en un margen activo.

3.1.2 Mesozoico

3.1.2.1 Batolito Patagónico (Jurásico Superior-Mioceno)

Ubicado en los Andes Patagónicos entre las latitudes 40 y 56° S, se presenta como un cordón continuo principalmente NS, constituyendo un extenso complejo intrusivo de 20 a 130 km de ancho y alrededor de 1.800 km de longitud. En su segmento norte, su borde occidental corta al Complejo Metamórfico Chonos, un complejo acrecionario del Triásico Superior - Jurásico Inferior (Thomson y Hervé, 2002), mientras que, en su sección oriental, intruye unidades sedimentarias y volcánicas del Mesozoico y al CMAO, reconociéndose en los márgenes una aureola de metamorfismo de contacto (Pankhurst y Hervé, 1994). Su litología se compone de dos series de rocas calcoalcalinas, una tonalítica de hornblenda-biotita y otra granodiorita, las que, por presentar diferencias geoquímicas e isotópicas, han sugerido una posible diferenciación de dos magmas parentales distintos durante la formación del batolito (Calderón y Hervé, 2000).

3.1.2.2 Metamorfismo de contacto (Jurásico Superior-Mioceno)

Calderón y Hervé (2000), reconocen cuatro zonaciones mineralógicas por metamorfismo de contacto, cuya distribución geográfica tiene directa relación con las rocas intrusivas, ya que posee un aumento gradual del grado de metamorfismo hacia el oeste alcanzando un grado máximo en la localidad de Puerto Edén. Las zonas reconocidas de oeste a este de mayor a menor grado son: Zona de Sillimanita-Feldespatos Potásicos, Zona de Andalucita, Zona de Biotita y Zona de Clorita (Anexo I: Marco Geológico). Dichas zonas se localizan al Oeste del área de estudio, aledaña al fiordo Baker.

3.1.3 Cenozoico

3.1.3.1 Depósitos Cuaternarios

Depósitos no consolidados que consisten principalmente en depósitos aluviales y coluviales; secundariamente fluvioglaciales, deltaicos y litorales, con intercalación de depósitos volcanoclásticos, depositados en el Pleistoceno - Holoceno (SERNAGEOMIN, 2003).

3.2 GEOLOGÍA LOCAL

En el área de estudio, el afloramiento más antiguo y con mayor superficie de distribución corresponde a rocas metamórficas paleozoicas, pertenecientes al Complejo Metamórfico Andino Oriental de Aysén. Estas se reconocen en más de un 90% del área de estudio y se compone principalmente por metareniscas, filitas y mármoles.

Al oeste del área de estudio, al sur de la desembocadura del río Ventisquero, en una pequeña porción afloran granitos, granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita (SERNAGEOMIN, 2003) en una estructura intrusiva no concordante denominada dique, de edad Cretácico Inferior, pertenecientes al Batolito Patagónico (figura 3.3).

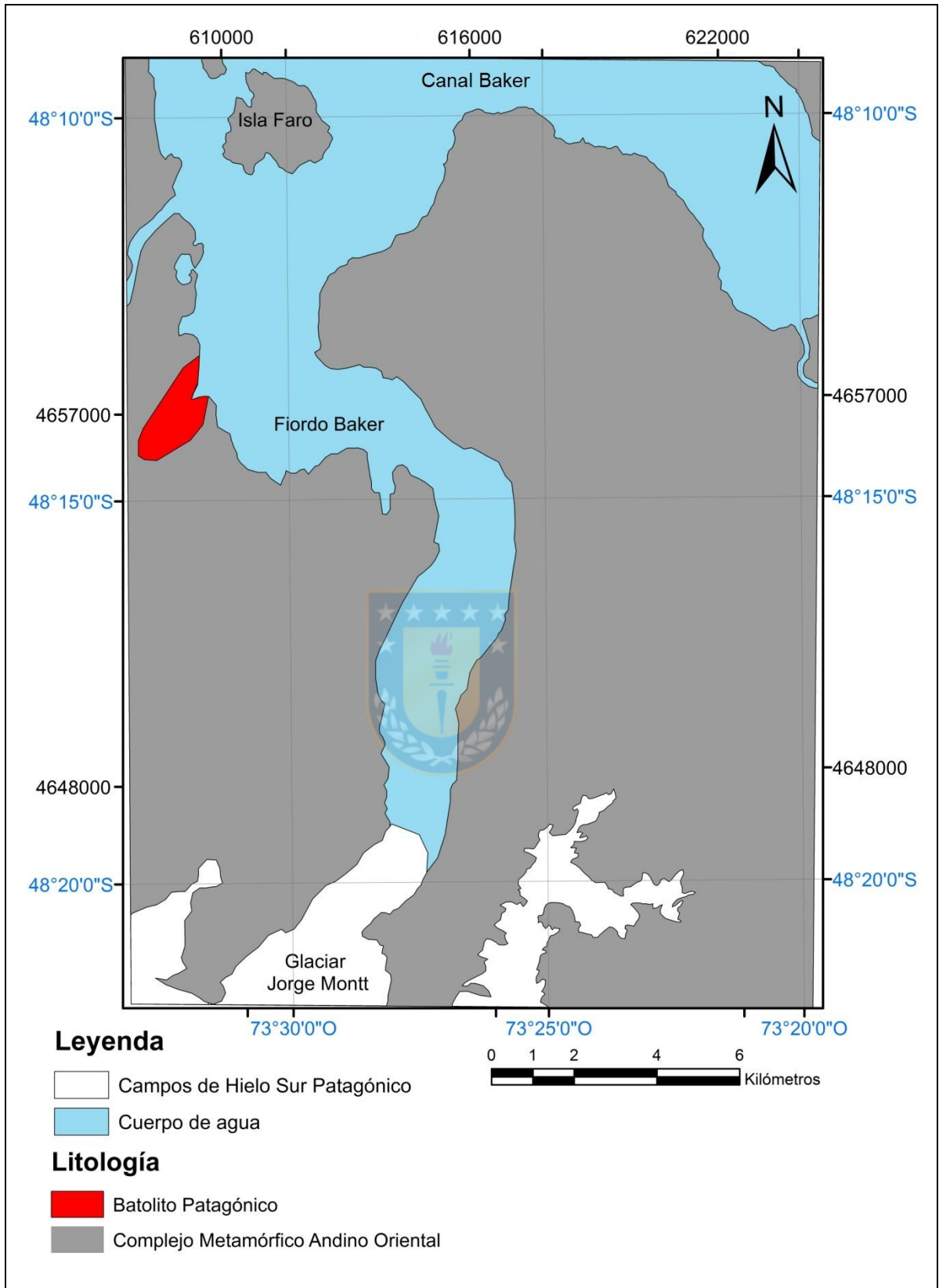


Figura 3.3 Mapa litológico del área de estudio.

4 METODOLOGÍA

4.1 ETAPA I

Consistió en una investigación bibliográfica referente a la zona de estudio. Fue estudiada tanto de mineralogía, geomorfología glacial y dinámica de las variaciones del glaciar en estudio. También fueron consultados memorias de título aledañas a la zona, mapas geológicos e imágenes satelitales.

4.2 DELIMITACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Para determinar los límites que abarca el área de estudio, fue considerada como prioridad la cuenca donde está asentado el glaciar Jorge Montt (figura 4.1), también los sectores en el fiordo



Figura 4.1 Área de estudio delimitada por rectángulo rojo. KC2 y KC7, son los testigos colectados en campañas anteriores. KC2 (coordenadas 48°15'S y 73°26'W) y KC7 (coordenadas 48°12'S y 73°30'W). (Imagen Google Earth Pro V 7.1.5.1557. Mayo 2015. Zona Fiordo Baker. 48°04' S, 73°31' W. Altitud de ojo 110 km. SIO, NOAA, U.S Navy, NGA, GEBCO. Imagen CNES/ASTRIUM 2019, DigitalGlobe 2019. Acceso: Marzo 2019).

donde fueron colectados los testigos proporcionados por el Departamento de Oceanografía de la Universidad de Concepción. El límite norte corresponde al Fiordo Baker, al este la desembocadura del río Pascua, al oeste la desembocadura del río Ventisquero y al sur el glaciar Jorge Montt.

4.3 MUESTREO

Los criterios de selección de las muestras fue visual (figura II.1 del Anexo II Metodología), debido a diferencias de tonalidades y estructuras en las imágenes de rayos X de los testigos (figura 4.3) proporcionadas por el Dr. Marcelo Gutierrez de COPAS Sur Austral. De un total de 40 muestras disponibles, pertenecientes a secciones de ambos testigos, fue posible aplicar la herramienta de granulometría láser a la totalidad de secciones, debido a la ínfima porción que ocupa esta técnica para llevarse a cabo. Fueron apartadas 14 secciones para ser analizadas por difracción de rayos X (DRX) y fluorescencia de rayos X (FRX). De esas 14 solo 6 fueron sometidas a microscopía electrónica de barrido (SEM).

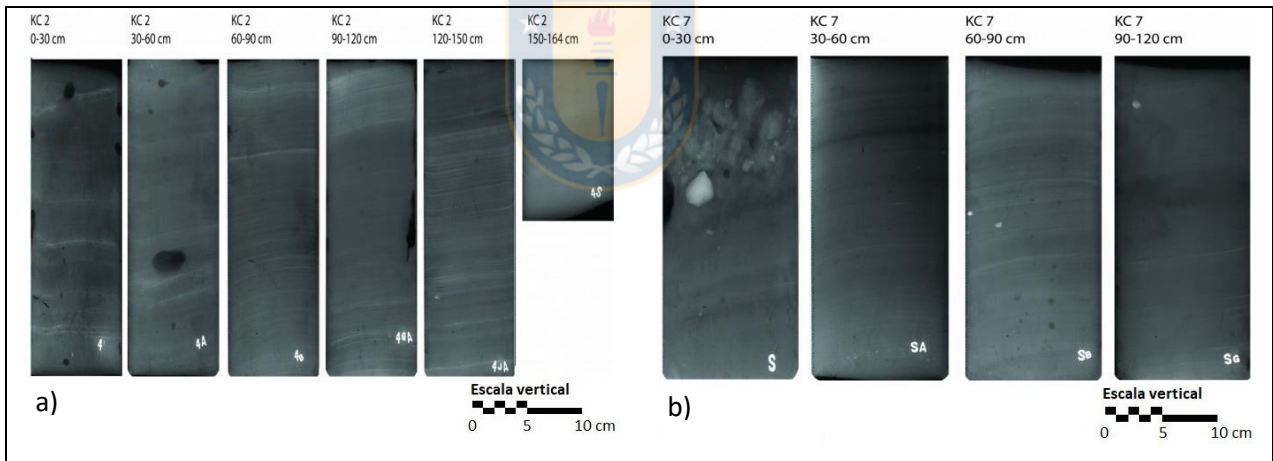
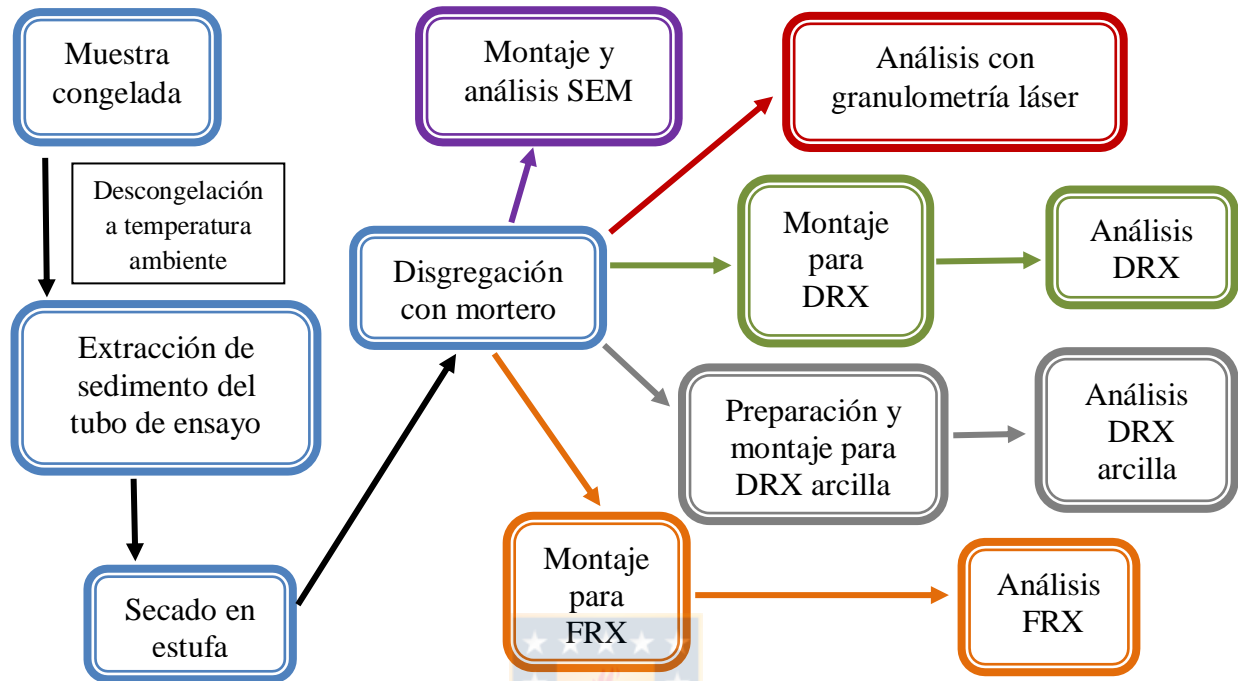


Figura 4.2 a) Imagen de rayos X del testigo KC2 b) Imagen de rayos X del testigo KC7

4.3.1 Preparación de muestras

Las muestras de ambos testigos obtenidos en campañas anteriores, están congeladas a -18°C temperatura y seccionadas en 40 subgrupos de aproximadamente 15 gramos de sedimento cada uno. Cabe destacar que dichas secciones no cubren la totalidad de los testigos, ya que algunas fueron utilizadas en otros experimentos (Tabla 4.1).

A continuación un mapa conceptual del tratamiento hecho a las muestras previo a someterlas a las distintas técnicas analíticas de laboratorio:



El sedimento guardado a baja temperatura en un tubo de ensayo plástico, tenía un considerable contenido de agua, por lo que la muestra fue puesta en recipientes de vidrio, secado en horno a 40°C durante 72 horas (figura 4.3), posteriormente pulverizado en mortero de ágata y guardado

Tabla 4.1 Secciones (cm) disponibles de los testigos KC2 y KC7.

KC2		KC7	
0-2	68-70	0-2	62-64
6-8	78-80	6-8	68-70
12-14	88-90	12-14	74-78
18-20	98-100	18-20	80-82
24-26	108-110	24-26	86-88
30-32	118-120	30-32	92-94
36-38	128-130	36-38	98-100
42-44	138-140	42-46	110-112
48-50	148-150	50-52	120-122
58-60	158-160	56-58	130-132

en bolsas de polietileno. Luego se preparó el sedimento para el montaje correspondiente a los distintos experimentos, DRX, FRX y microscopía electrónica de barrido (Anexo II Metodología)

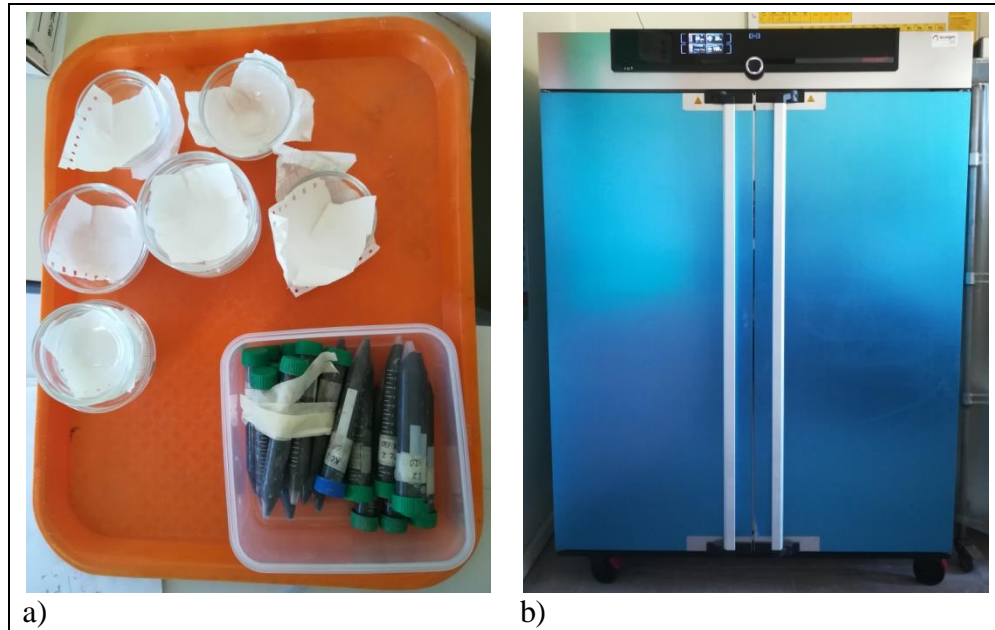


Figura 4.3 a) Tubos de ensayo con sedimento y recipientes de vidrio b) Estufa de secado marca Memmert modelo UN750.

4.4 ANÁLISIS DE LABORATORIO

4.4.1 Análisis granulométrico

El sedimento transportado por un glaciar, está sometido a cambios constantes de las condiciones físicas ambientales, lo que propicia la ruptura clástica, es decir, la meteorización de la roca. En el hielo, el sedimento es afectado por las bajas temperaturas, donde termina por reducir su tamaño de grano por procesos de meteorización físicas, especialmente la crioclastía, donde para dicho proceso, es imprescindible no solo temperaturas en torno a 0°C , sino que la concurrencia de humedad derivada de precipitaciones coetáneas o inmediatamente anteriores a las temperaturas negativas, o bien se recurre a la aportada por fenómenos de condensación como los ligados al efecto de pared fría (Molina et al., 2018). Es por ello, que la finalidad de un análisis granulométrico es clasificar estas partículas en rangos de tamaño predeterminados (tabla 4.2) por el software controlador (Laser Granulomer Data) del equipo Analysette 22 MicroTec Plus, marca Fritsch (figura II.6 Anexo II: Metodología) y así obtener la proporción relativa de cada rango presente en la muestra. Lo anterior es fundamental para la caracterización de sedimento e interpretación a través de análisis estadístico, donde se miden parámetros como: media, promedio, moda, desviación estándar (selección), asimetría y curtosis.

Tabla 4.2 Tamaños de diámetro de partícula (en μm) predeterminado por el equipo Analysette 22 MicroTec Plus, marca Fritsch.

0,09	0,32	1,17	4,26	15,51	56,45	205,46	747,79
0,10	0,36	1,29	4,71	17,13	62,35	226,93	825,91
0,11	0,39	1,43	5,20	18,92	68,87	250,64	912,20
0,12	0,43	1,58	5,74	20,90	76,06	276,82	1.007,51
0,13	0,48	1,74	6,34	23,08	84,01	305,75	1.112,77
0,15	0,53	1,92	7,00	25,49	92,78	337,69	1.229,04
0,16	0,58	2,13	7,74	28,16	102,48	372,97	1.357,44
0,18	0,65	2,35	8,54	31,10	113,18	411,94	1.499,27
0,20	0,71	2,59	9,44	34,35	125,01	454,98	1.655,91
0,22	0,79	2,86	10,42	37,94	138,07	502,51	1.828,92
0,24	0,87	3,16	11,51	41,90	152,50	555,02	2.020,00
0,26	0,96	3,49	12,72	46,28	168,43	613,00	
0,29	1,06	3,86	14,04	51,11	186,03	677,05	

Para esta investigación, se utilizó la difracción láser para un mayor detalle de la fracción fina (0,08 a 63 μm), debido a que la totalidad del sedimento de las muestras era de un tamaño menor a 2 mm.

4.4.1.1 Granulometría por difracción láser

La difracción láser se basa en el principio que partículas de determinado tamaño difractan la luz en ángulos específicos, los cuáles aumentan en forma logarítmica a medida que disminuye el tamaño de la misma (Storti y Balsamo, 2010). La difracción láser determina el tamaño de partícula según el principio básico de que las partículas grandes dispersan la luz a ángulos bajos y las partículas pequeñas dispersan la luz a altos ángulos. El instrumento mide la energía de la luz dispersada sobre un rango de ángulos y traduce esta información en la distribución de tamaño de partícula (Anexo II: Metodología). Por su rapidez y automatización, es el método más extendido para el análisis de tamaño de partícula fina hasta los 2000 μm . Puede ser utilizado para el estudio granulométrico de cualquier material en polvo, tanto seco como disperso en un fluido.

Las muestras fueron sujetas a un análisis granulométrico de detalle mediante difracción láser. El límite de detección del equipo utilizado es de 0,08 a 2000 μm , en el cual, todas las muestras estaban bajo el límite superior de diámetro de partícula.

4.4.1.2 Clasificación granulométrica

Comparando y clasificando los valores de los diámetros con los sedimentos y rocas (Anexo II: Metodología), se obtiene una separación adecuada y simple para el manejo de información granulométrica (Tabla 4.3).

Tabla 4.3 Clasificación granulométrica y equivalencia en rocas (Fuente: Wentworth (1922) y Gradistat 6.0)

Diámetro				Clase	Roca sedimentaria	Fragmento volcánico-clástico	Rocas cristalinas, ígneas y metamórficas
mm	Micra	ϕ					
4096	-	-12	G r a v a	Bloque	Conglomerado	Bloques y bombas	Grano muy grueso
256	-	-8					
64	-	-6		Cantos		Lapilli	Grano grueso
16	-	-4					
4	-	-2					
2	-	-1	A r e n a	Arena muy gruesa	Areniscas	Ceniza gruesa	Grano medio
1	-	0		Arena gruesa			
0,5	500	1		Arena media			
0,25	250	2		Arena fina		Grano fino	
0,125	125	3		Arena muy fina			
0,062	63	4	F a n g o	Limo muy grueso	L u t i t a	Ceniza fina	Grano muy fino
0,031	31	5		Limo grueso			
0,016	16	6		Limo medio			
0,008	8	7		Limo fino			
0,004	4	8		Limo muy fino			
0,002	2	9		Arcilla			

4.4.1.3 Obtención de parámetros estadísticos granulométricos

Los datos obtenidos de porcentaje de tamaño de partícula fueron procesados utilizando el programa GRADISTAT versión 6.0, desarrollado por Blott y Pye (2001). Éste consiste en un complemento de Microsoft Excel y permite analizar estadísticamente las distribuciones de tamaño de sedimentos no consolidados. Mediante su uso se obtuvieron parámetros estadísticos, como lo son: tamaño promedio, selección, mediana, asimetría y curtosis, para cada muestra analizada. El programa trabaja con el método gráfico de Folk y Ward (1957) para el cálculo de estos parámetros y entrega descripciones de los datos basándose en la terminología desarrollada por Folk (1954) (figura 4.4). Las fracciones de tamaño que utiliza son las clásicas, descritas por Udden (1914) y Wentworth (1922). La unidad empleada corresponde a milímetro (mm).

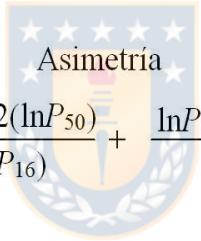
<p>Promedio</p> $M_G = \exp \frac{\ln P_{16} + \ln P_{50} + \ln P_{84}}{3}$	<p>Desviación estándar</p> $\sigma_G = \exp \left(\frac{\ln P_{16} - \ln P_{84}}{4} + \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{6,6} \right)$
	
<p>Asimetría</p> $k_G = \frac{\ln P_{16} + \ln P_{84} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{84} - \ln P_{16})} + \frac{\ln P_5 + \ln P_{95} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{95} - \ln P_5)}$	
<p>Curtosis</p> $K_G = \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{2,44(\ln P_{25} - \ln P_{75})}$	

Figura 4.4 Método gráfico geométrico (modificado de Folk, 1954), utilizado por el programa GRADISTAT 6.0 para el cálculo de parámetros estadísticos. P_x corresponde a diámetro de partícula (mm) en el X percentil acumulado.

La selección corresponde a la desviación estándar de los datos de distribución de tamaño de cada muestra; esta determina la uniformidad, en términos de tamaño de sedimento, de las partículas. Dependiendo del método utilizado, los valores representan diferentes rangos de similitud de tamaño entre partículas. En este caso (método gráfico geométrico), valores pequeños indican una buena selección, mientras que valores mayores son indicativos de una pobre selección.

La asimetría permite evaluar la desigualdad de la curva de frecuencia. Es una medida independiente de la selección e indica la predominancia de una población por sobre otra. Valores negativos muestran un exceso de material fino, mientras que una asimetría positiva revela un exceso de material grueso.

La curtosis compara la dispersión de la parte central de la curva de frecuencia con respecto a los extremos de la misma. Valores pequeños representan curvas achatadas o platicúrticas, mientras que valores mayores son indicativos de curvas agudas o leptocúrticas, según el método gráfico geométrico de Folk y Ward (1957) (Tabla 4.4).

Tabla 4.4 Rangos de valores que GRADISTAT 6.0 emplea en el método gráfico geométrico para asignar la selección, asimetría y curtosis (modificado de Folk y Ward, 1957). La unidad de medida utilizada para los cálculos corresponde a milímetro (mm).

Selección	< 1,27	Muy buena
	1,27 - 1,41	Buena
	1,41 - 1,62	Moderadamente buena
	1,62 - 2,00	Moderada
	2,00 - 4,00	Pobre
	4,00 - 16,00	Muy pobre
Asimetría	- 1,0 a - 0,3	Alto exceso de finos
	- 0,3 a -0,1	Moderado exceso de finos
	-0,1 a 0,1	Simétrica
	0,1 a 0,3	Moderado exceso de gruesos
	0,3 a 1,0	Alto exceso de grueso
Curtosis	< 0,67	Muy platicúrtica
	0,67 - 0,90	Platicúrtica
	0,90 - 1,11	Mesocúrtica
	1,11 - 1,50	Leptocúrtica
	1,50 - 3,00	Muy Leptocúrtica
	> 3,00	Extremadamente Leptocúrtica

4.4.2 Microscopía electrónica de barrido (SEM)

El estudio de las partículas, basado en su morfología, sirve para reconocer posibles características de procesos ocurridos en el sedimento evidenciadas en la superficie de los granos, ya sea por meteorización o alteración debido a las distintas condiciones ambientales. Dicho estudio se llevó a cabo mediante la microscopía electrónica de barrido (SEM: Scanning Electron Microscopy). Es una técnica analítica de microscopía electrónica donde es posible obtener imágenes mediante la detección, procesamiento y visualización de las señales resultantes de las interacciones entre un haz de electrones de alta energía con la materia. Estas interacciones pueden proporcionar información sobre topografía y composición según los tres ejes xyz y variar su orientación según dos ejes de rotación (Ipohorski y Bozzano, 2013). A grandes rasgos, la técnica consiste en preparar la muestra, la cual solo debe ser conductora, la que no lo es, se debe recubrir con una capa de carbono o una capa delgada de metal, como oro, para darle el carácter conductor. Para la obtención de la imagen a partir de las señales emitidas por la muestra es realizado un barrido (*scanning*) línea por línea con una columna de haz de electrones acelerados sobre una pequeña zona de forma rectangular (*raster*) (Ipohorski y Bozzano, 2013). Luego los electrones son captados por un detector formado por lentes basados en electroimanes, que miden la cantidad y la intensidad de los electrones que refleja la muestra. Posteriormente, se hace incidir los electrones sobre un componente del equipo llamado “scintillator”, donde cada electrón da lugar a varios fotones. Los fotones son redirigidos hasta un fotomultiplicador, en el cual se consigue (a través de diferencias de potencial) una amplificación de la corriente asociada a los electrones secundarios generados inicialmente. Esta señal es sometida a un video-amplificador, captada por otro detector y finalmente emitida en forma de imagen en una pantalla (Renau-Piqueras y Faura, 1994). De esta manera, es posible mostrar las figuras en una imagen digital con apariencia de tres dimensiones.

Fueron seleccionadas 6 muestras para el análisis mediante SEM. El criterio de selección fue visual, a través de imágenes capturadas por rayos X en ambos testigos (Figura II.7 Anexo II: Metodología), en dichas imágenes se observan estructuras pseudocirculares y en su mayoría planares (líneas) subhorizontales de tonalidad más clara y de espesor entre 0,5 a 1 cm. Además existen secciones homogéneas que no varían notablemente de tonalidad. El equipo analítico empleado para la obtención de imágenes es VEGA LSH, de marca TESCAN y un detector de

rayos X modelo Flash Detector 6130. Fue requerida la modalidad de espectrometría de energía dispersiva (EDS en inglés) la cual registra los rayos X procedentes de la muestra y permite así, conocer de modo semicuantitativo la composición química de los granos. Los rayos X procedentes de la muestra son detectados por un sistema que produce pulsos de altura proporcional a la energía de cada fotón incidente. Estos pulsos electrónicos son luego procesados por un analizador multicanal, y finalmente visualizados en un espectro que grafica la cantidad de pulsos en función de la energía característica de estos. De esta manera, con el sistema dispersivo en energía, se pueden identificar rápidamente los elementos presentes en una muestra si su concentración es superior a $\approx 1\%$ (Ipohorski y Bozzano, 2013). También fue utilizado una visualización mediante electrones retrodispersados (BSE en inglés) con la finalidad de dar énfasis a partículas que poseen mayor masa.

4.4.3 Análisis mineralógico y geoquímico

Para la obtención de datos de composición mineralógica y geoquímica, se utilizaron técnicas de difracción de rayos X (DRX) y espectroscopía de fluorescencia de rayos X (FRX). Con ello se pretende estudiar el comportamiento del mineral, a través de los cambios mineralógicos y texturales que experimentó este, por las condiciones ambientales a la que fue expuesto en el transcurso de la erosión.

4.4.3.1 Difracción de rayos X (DRX)

La aplicación fundamental de la difracción de rayos X es la identificación de fases cristalinas. Cualquier sustancia cristalina produce un diagrama de difracción característico y si la muestra contiene más de una fase cristalina, el diagrama será una combinación de estas.

La identificación de fases minerales, es un proceso analítico basado en la interferencia constructiva entre ondas de rayos X monocromáticos y una muestra cristalina. Dichas ondas tienen que estar en fase, es decir, sus amplitudes tienen la misma magnitud y el mismo sentido, esto sucede cuando la diferencia de trayectoria entre ellas es cero o múltiplo entero de longitudes de onda ($n= 0; 1; 2\dots$). Estos rayos se producen con un tubo de rayos X, que puede ser de vidrio o cerámica con dos electrodos en sus extremos. Los rayos generados son filtrados para producir radiación monocromática, los que son canalizados para evitar su dispersión y posteriormente dirigidos a la muestra. La interacción entre los rayos incidentes y la muestra produce

interferencia constructiva cuando se satisface la ley de Bragg: $n\lambda = 2d\sin\theta$ (con n : un número entero; λ : longitud de onda de los rayos X; d : distancia entre planos de la red cristalina; θ : el ángulo entre los rayos incidentes y los planos de dispersión).

Esta ley relaciona la longitud de onda de la radiación electromagnética con el ángulo de difracción y la distancia entre los planos de la red cristalina de una muestra. Luego de la incidencia de los rayos X en la muestra, ocurre la difracción de estos en distintos niveles de profundidad de planos cristalinos (figura 4.5), para finalmente ser detectados y contados, en este caso, por un difractómetro (D4 Endeavour, marca Bruker) y posteriormente procesados por el software EVA. Al someter la muestra a los rayos a distintos ángulos 2θ , todas las direcciones de difracción de los planos cristalinos son teóricamente cubiertas dada la orientación aleatoria del polvo a analizar (Suryanarayana y Norton, 1998).

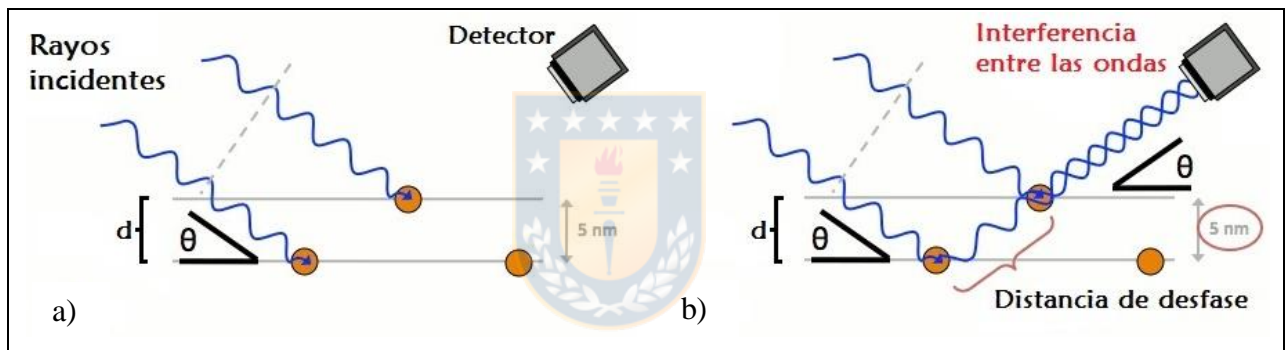


Figura 4.5 a) Incidencia de los rayos X en la muestra b) Interferencia de rayos X en el detector (Tomado www.sax.cl)

La conversión de los máximos de difracción a espaciamentos “ d ” (distancia entre planos cristalinos) permite la identificación del mineral, dado que cada uno posee una serie de distancias “ d ” propias.

Debido a la baja cantidad de sedimento requerido por este experimento, fue posible efectuar el montaje de las 14 muestras seleccionadas para el análisis DRX (figura 4.6) en portaobjetos de acrílico.

4.4.3.2 Difracción de rayos X en el grupo arcilla

La identificación, montaje y semicuantificación del grupo arcilla por el método de la difracción de rayos X, requiere una separación y preconcentración granulométrica de minerales que posean

un tamaño inferior a $2 \mu\text{m}$, para ello cada muestra fue saturada en agua destilada, luego sometida a ultrasonido para una mayor disgregación de granos y posteriormente, fue puesta en una centrífuga donde decantó el sedimento más grueso, quedando la fracción más fina suspendida en el líquido. Finalmente se filtró dicho líquido con la fracción más fina con una membrana de porosidad de $0,45 \mu\text{m}$ y se montó el sedimento en un portaobjeto (figura II.9 Anexo II Metodología).

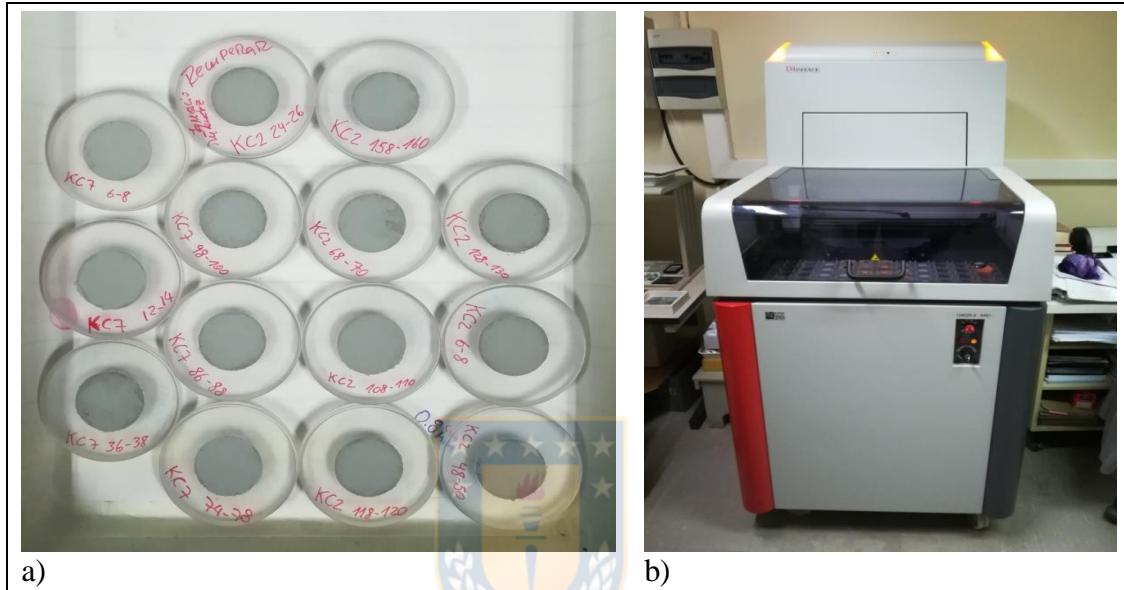


Figura 4.6 a) Montaje de muestras para DRX. b) Equipo D4 Endeavour, marca Bruker, empleado para el análisis de difracción de rayos X.

Cada muestra fue sometida a cuatro tratamientos, el primero, es la lectura de la muestra orientada a condiciones de humedad ambiental (45-50%), con el fin de identificar las fases cristalinas correspondiente a filosilicatos. Posteriormente, para comprobar la presencia de filosilicatos expansibles (esmectitas), fue sometida la muestra a solvatación con etilenglicol. Luego de esto, fue identificada la presencia de cloritas y caolinitas, cuyas reflexiones de orden inferior (001/002), se superponen. Esta problemática queda resuelta calentando la muestra en una mufla a 375°C y luego a 550°C , siendo esta última temperatura donde desaparece caolinita y aparece metacaolín (amorfo).

4.4.3.3 Cristalinidad de la illita

Las rocas pelíticas y psamíticas afectadas por un metamorfismo de bajo grado o diagénesis avanzada, generalmente no presentan minerales índices que permitan cuantificar el grado que

estos procesos han alcanzado en ellas, por lo que se aplica este método para superar esta limitante. El “Índice de la cristalinidad de la illita” o “Índice de Kübler” fue propuesto por Kübler (1964) y elaborado por el propio Kübler (1967a y b, 1968) y por Dunoyer de Segonzac et al. (1968). Ha sido de gran utilidad para la división de la zona entre la diagénesis y el metamorfismo (Brime, 1999).

La illita es un mineral del grupo de las micas, dioctaédrica, aluminosa y potásica que se presenta en la fracción de tamaño arcilla (Collo, 2003). Es caracterizada por un espaciamiento cristalográfico basal de 10Å y por no ser expansible bajo etilenglicol. Su origen puede ser metamórfico, diagenético, hidrotermal o por metamorfismo incipiente (Velde, 1977). El comportamiento petrológico de la illita ante el incremento de presión y temperatura radica en su aumento estadístico de cristalinidad con el avance de la diagénesis y el metamorfismo incipiente, lo que permite establecer una relación directa de dicha cristalinidad con el grado de metamorfismo. Por consiguiente, el índice de cristalinidad de la illita, determinada con DRX en una muestra orientada de fracción menor a 2 µm en $\Delta^{\circ}2\theta$, se logra midiendo la anchura, a la mitad de la altura (FWHM), en la primera reflexión basal (001) de la illita. En esta investigación los valores fueron calibrados según el estándar de índice de cristalinidad (CIS) en base a Warr y Rice (1994). Su valor numérico disminuye al aumentar la "cristalinidad" y depende de las condiciones experimentales, ya que al momento de la medición, el usuario debe establecer un criterio de patrón de intensidades que abarque el peak, además se debe considerar las diversas maneras de preparar las muestras en los distintos laboratorios, por lo que en este método de semicuantificación hay un considerable error potencial y complicación al momento de estandarizar los resultados obtenidos. Por esto último, los límites de cada zona fueron estandarizados según Kisch (1987), con límites de 0,38 $\Delta^{\circ}2\theta$ para la transición de diagénesis a la anchizona y de 0,24 $\Delta^{\circ}2\theta$ para la transición de la última a la epizona.

4.4.3.4 Espectrometría de Fluorescencia de Rayos X (FRX)

La finalidad de este análisis es obtener datos de abundancia y de composición química, expresada de manera elemental y en óxidos. FRX posee los mismos principios que DRX. Los rayos utilizados en esta técnica, al interactuar con una muestra, pueden ser absorbidos, difractados o dispersados (difracción), o bien, pueden emitir rayos X característicos (fluorescencia).

El funcionamiento de este método, consiste en impactar la muestra con un haz de rayos X policromático, previamente canalizados evitando así su dispersión y posteriormente dirigidos a la muestra, incidiendo en la red cristalina, específicamente en un electrón de los niveles más cercanos al núcleo, removiéndolo de su órbita, para luego, ese espacio ser ocupado por otro electrón de un nivel más externo y de menor energía. Como se ilustra en la figura 4.7, la vacante interior generada se llena con un electrón externo enlazado y se libera el exceso de energía siendo liberado en forma de radiación (fluorescencia de rayos X) generando longitudes de onda ($K\alpha$ y $K\beta$ en la figura) que pueden ser correlacionadas a un elemento específico. Estos rayos característicos emitidos son luego reconocidos por el detector del equipo analítico y cada elemento es identificado (Beckhoff et al., 2006).

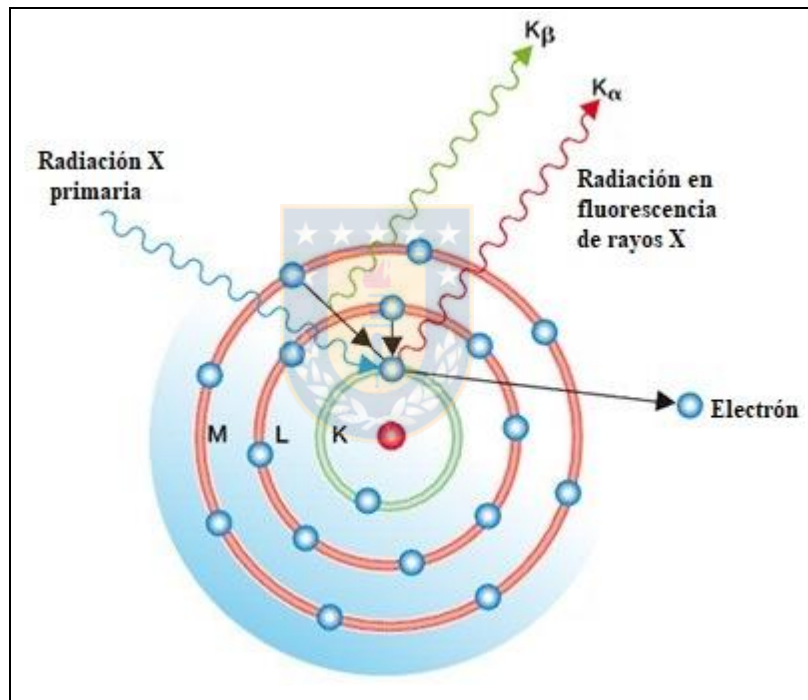


Figura 4.7 Modelo atómico para el método de Análisis de Fluorescencia de Rayos X. (Fuente: www.wpo-altertechnology.com)

Este análisis fue realizado a las 14 muestras previamente seleccionadas. Se emplearon las muestras pulverizadas, las cuales fueron montadas en anillos de policloruro de vinilo (PVC) especialmente adaptados. Estos fueron luego compactados, utilizando una prensa hidráulica. El equipo analítico utilizado corresponde a un espectrómetro de fluorescencia de rayos X, modelo ZSX Primus II, marca Rigaku. La lectura fue realizada por radiación con un tubo de rodio (figura 4.8).

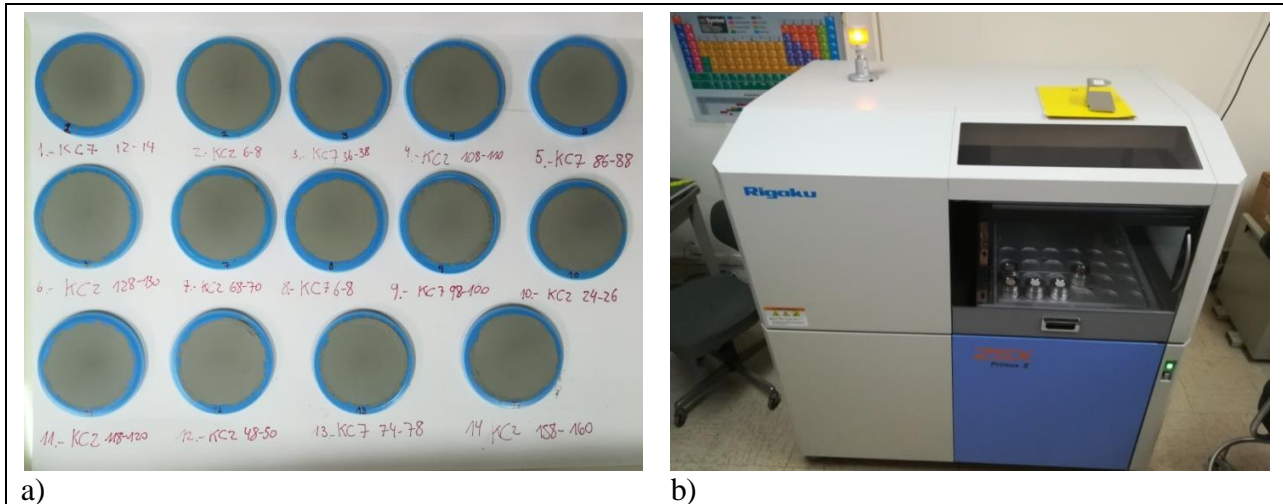


Figura 4.8 a) Montaje de muestras. b) Equipo Rigoku, modelo ZSX Primus II empleado para el análisis.

4.4.4 Índices de meteorización

Con los datos de composición obtenidos en FRX es posible aplicar los índices de meteorización, los cuales son utilizados para caracterizar perfiles de meteorización, ya que introducen los elementos mayores a proporciones comparativas entre ellas (Price y Velbel, 2003), considerando la movilidad de los elementos en el terreno, donde: Na, Ca, Mg, K y Si son generalmente más móviles y Ti, Fe y Al son fundamentalmente inmóviles (García y Saavedra, 1976). Los valores son calculados y clasificados según la tabla 4.5. Los índices utilizados se detallan a continuación:

Tabla 4.5 Índices de meteorización utilizados (Tomado de Price y Velbel, 2003).

Índice	Fórmula	Valor óptimo de roca fresca	Valor óptimo de roca alterada	Movilidad de Al
R	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	> 10	0	No
WIP	$(100)[2\text{Na}_2\text{O}/0,35]+(\text{MgO}/0,9)+$ $(2\text{K}_2\text{O}/0,25)+ (\text{CaO}/0,7)]$	> 100	0	Sí
V	$(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O})/(\text{MgO} + \text{CaO} +\text{Na}_2\text{O})$	< 1	∞	No
CIA	$(100)[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} +\text{Na}_2\text{O} +\text{K}_2\text{O})]$	≤ 50	100	No
PIA	$(100)[(\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+ \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O})]$	≤ 50	100	No
STI	$(100)[(\text{SiO}_2/\text{TiO}_2)/((\text{SiO}_2/\text{TiO}_2)+$ $(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)+(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2))]$	> 90	0	No

4.4.4.1 Índice de Ruxton (R)

Ruxton (1968) declaró que su índice de meteorización simple es el más adecuado para perfiles de desarrollados sobre un lecho rocoso ácido a intermedio uniforme, con un contenido constante de sesquióxido durante la meteorización, y que produce caolín y/o alófono como producto (que tienen una relación molar de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 2:1). La relación Ruxton relaciona la pérdida de sílice a la pérdida total de elementos y considera la alúmina (y otros sesquióxidos) inmóvil durante la exposición a la intemperie (Ruxton, 1968). Esto genera un inconveniente, ya que la validez de este índice depende de la escasa variación de los sesquióxidos, lo que puede variar por eluviación mecánica de finas partículas de arcillas (García et al., 1976). Ruxton (1968) probó su índice en perfiles de meteorización desarrollados en rocas ígneas y metamórficas de regiones húmedas alrededor del mundo y descubrió que su índice se correlacionaba bien con la pérdida total de elementos.

4.4.4.2 Índice de interperismo de Parker (WIP)

Fue introducido por Parker (1970) en la búsqueda de superar los inconvenientes citados anteriormente, este índice está basado en las proporciones de álcalis y metales alcalinotérreos (Na, K, Mg y Ca) ya que son los elementos más móviles en los procesos de meteorización, además no existe la necesidad de asumir la concentración del sesquióxido como constante. El WIP también tiene en cuenta las movilidades individuales de sus variables, basado en las fuerzas de unión con el oxígeno (Parker, 1970). El inconveniente de este índice es que no hay una diferenciación real de los iones implicados, ya que solo se incluyen aquellos que participan en los primeros estadios de la meteorización, cuando aun no se han formado minerales secundarios (principalmente arcillas).

4.4.4.3 Índice residual de Vogt (V)

Vogt (1927) propuso un método geoquímico para evaluar la madurez de los sedimentos residuales. Roaldset (1972) utilizó este índice para determinar el grado en que las arcillas han sido alteradas en yacimientos cuaternarios de Noruega.

4.4.4.4 Índice Químico de Alteración (CIA)

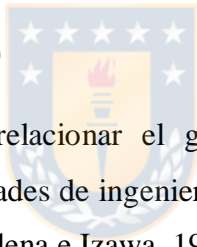
Nesbitt y Young (1982) desarrollaron el Índice Químico de Alteración (CIA) en la reconstrucción del paleoclima a partir de sedimentos proterozoicos tempranos del Supergrupo de Huron, al norte del lago Huron, Canadá. Nesbitt y Young (1982) utilizaron análisis de elementos importantes de las lutitas para calcular su CIA. Este índice es interpretado como una medida del grado de conversión de feldespatos a arcillas como la caolinita (Nesbitt y Young, 1982, 1989; Fedo et al., 1995; Maynard et al., 1995).

4.4.4.5 Índice de Alteración de Plagioclasa (PIA)

Fedo et al., (1995) propusieron el Índice de Alteración de Plagioclasa (PIA), debido a que la plagioclasa es abundante en las rocas silicatadas y se disuelve con relativa rapidez. Los valores cercanos a 100 de este parámetro, indican alteración de la plagioclasa a minerales arcillosos como caolinita, illita y gibbsita.

4.4.4.6 Índice de Silicio-Titanio (STI)

Este índice se desarrolló para correlacionar el grado de intemperismo químico de rocas silicatadas metamórficas con propiedades de ingeniería (por ejemplo, carga puntual y resistencia a la compresión uniaxial; de Jayawardena e Izawa, 1994b).



5 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este capítulo se presentan los resultados analíticos y se ofrece una discusión inmediata referente a cada técnica aplicada.

5.1 ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO

La totalidad de partículas que componen el sedimento de cada sección de muestra de ambos testigos, fue clasificado como tamaño fango, ya que no sobrepasó los 63 μm de diámetro correspondiente a limo muy grueso y a su vez, la clasificación arena-limo-arcilla (figura 5.1) se mantuvo en proporciones relativamente constantes entre las muestras de ambos testigos, resultando ser catalogado como tamaño limo, con contenido de arcilla promedio de un 26,1% (Más detalles en las tablas 5.1, 5.2 y Anexo III Granulometría).

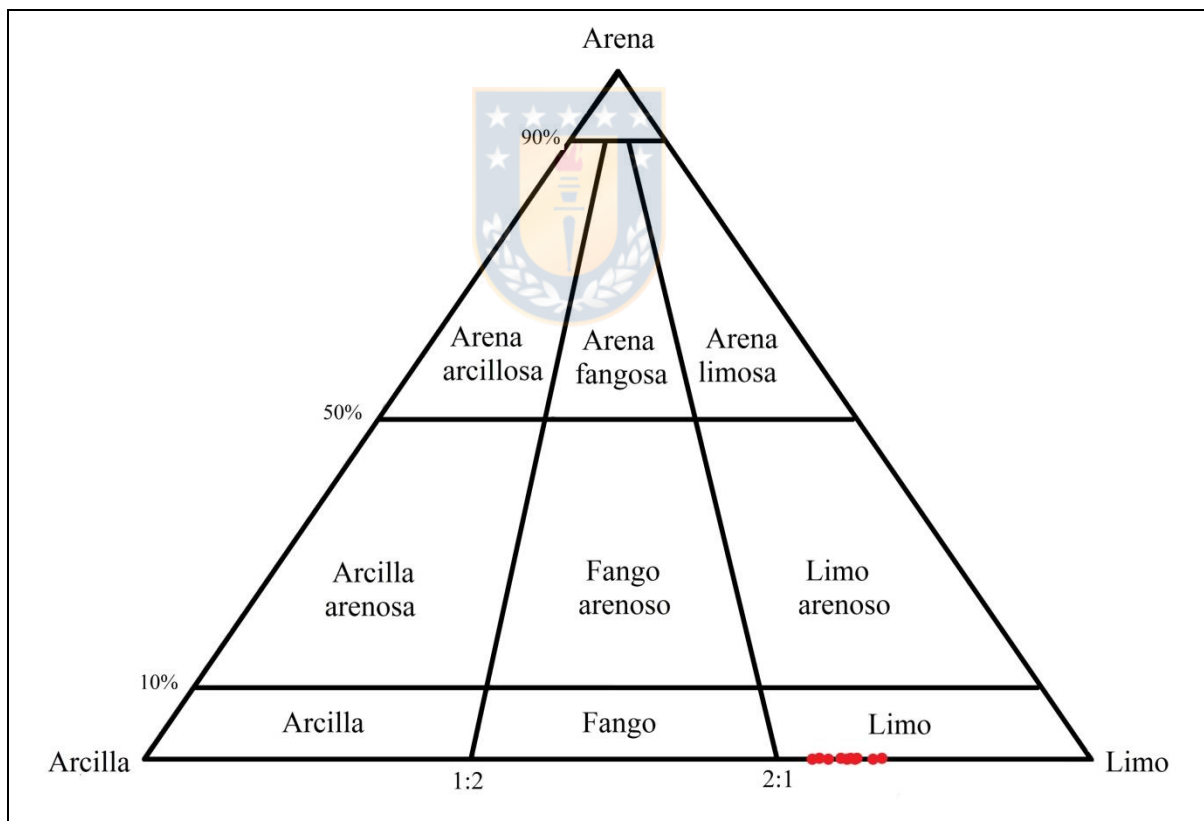


Figura 5.1 Diagrama ternario mostrando la clasificación de tamaño de partícula arena-limo-arcilla.

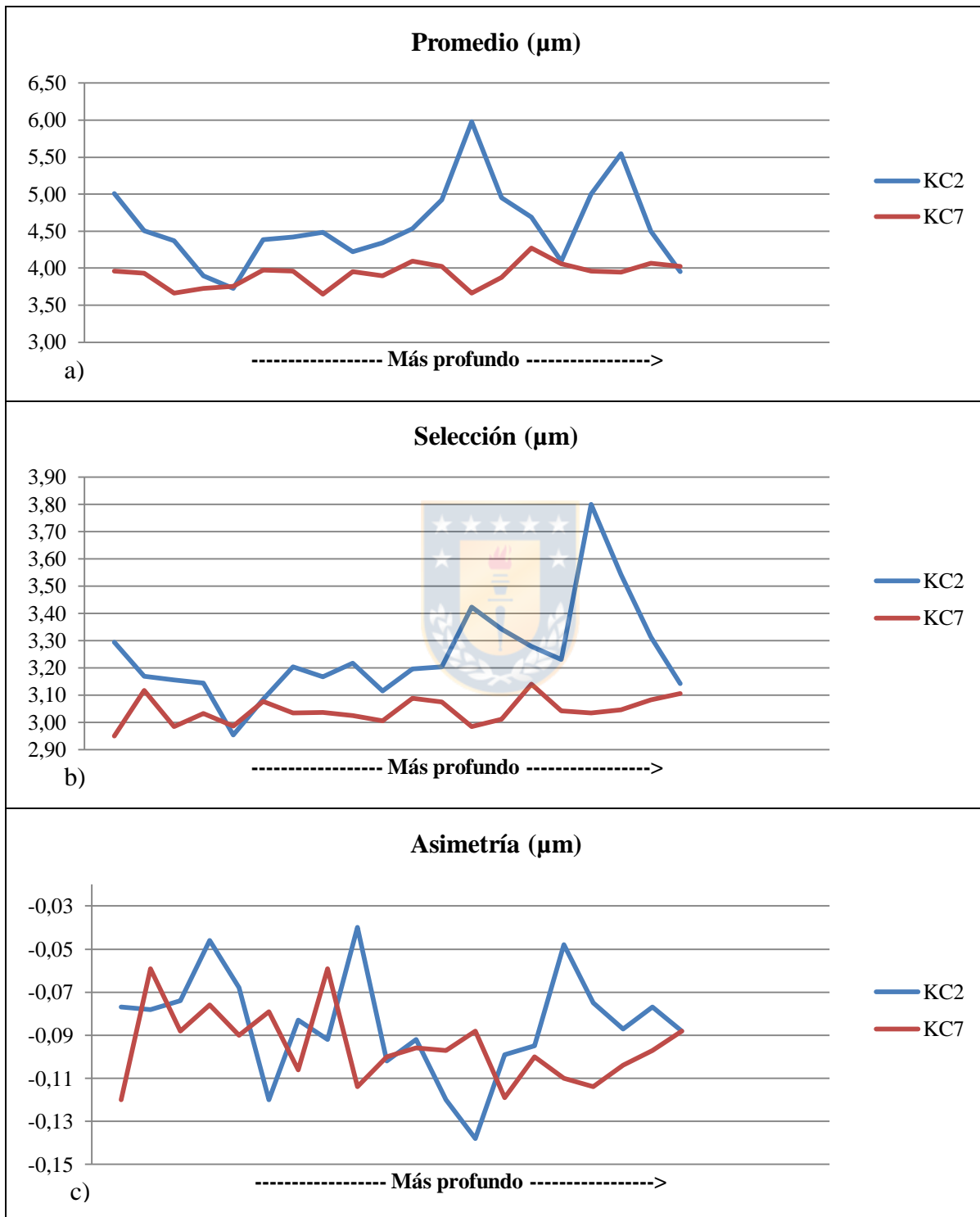
Tabla 5.1 Resumen de datos granulométricos y clasificación cualitativa del testigo KC2.

KC2	Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)	Curtosis (µm)	D50 (µm)	Sedimento	Selección	Asimetría	Curtosis	Limo muy grueso (%)	Limo grueso (%)	Limo medio (%)	Limo fino (%)	Limo muy fino (%)	Arcilla (%)
0-2	5,009	3,295	-0,077	0,882	5,219	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	3,5	14,7	19,9	20,4	18,6	22,9
6-8	4,509	3,170	-0,078	0,882	4,680	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	1,6	12,8	20,1	21,1	19,7	24,7
12-14	4,369	3,157	-0,074	0,890	4,519	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	1,4	12,1	19,8	21,3	20,1	25,3
18-20	3,896	3,144	-0,046	0,902	3,945	Limo muy fino	Pobre	Simétrico	Mesocúrtico	0,9	10,1	18,1	21,2	21,3	28,4
24-26	3,727	2,954	-0,068	0,937	3,859	Limo muy fino	Pobre	Simétrico	Mesocúrtico	0,6	7,6	17,9	23,5	22,6	28,0
30-32	4,389	3,084	-0,120	0,895	4,700	Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos	Platicúrtico	0,8	11,4	21,5	22,2	19,5	24,6
36-38	4,420	3,204	-0,083	0,894	4,611	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	1,6	12,4	19,8	21,2	19,6	25,4
42-44	4,482	3,168	-0,092	0,888	4,697	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	1,3	12,6	20,4	21,3	19,6	24,8
48-50	4,221	3,217	-0,040	0,891	4,255	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	1,7	11,9	18,3	20,8	20,6	26,7
58-60	4,344	3,115	-0,102	0,901	4,592	Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos	Mesocúrtico	1,0	11,4	20,6	22,1	19,8	25,1
68-70	4,535	3,197	-0,092	0,896	4,772	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	1,8	12,7	20,2	21,5	19,3	24,5
78-80	4,922	3,204	-0,120	0,883	5,288	Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos	Platicúrtico	2,0	14,6	21,4	20,9	18,2	22,9
88-90	5,977	3,424	-0,138	0,866	6,547	Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos	Platicúrtico	5,8	18,7	20,6	18,8	16,1	20,0
98-100	4,953	3,343	-0,099	0,873	5,245	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	3,1	15,2	20,2	19,9	18,0	23,6
108-110	4,693	3,279	-0,095	0,879	4,933	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	2,1	14,2	20,2	20,4	18,8	24,3
118-120	4,094	3,232	-0,048	0,899	4,162	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	1,6	11,2	18,2	20,9	20,5	27,6
128-130	4,998	3,800	-0,075	0,882	5,191	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	3,9	15,0	19,3	20,1	18,3	23,4
138-140	5,544	3,543	-0,087	0,863	5,822	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	6,2	16,9	18,8	18,9	17,0	22,2
148-150	4,502	3,313	-0,077	0,888	4,675	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	2,3	13,2	19,3	20,5	19,2	25,5
158-160	3,953	3,142	-0,088	0,905	4,137	Limo fino	Pobre	Simétrico	Mesocúrtico	0,7	9,9	19,3	21,9	20,5	27,7

Tabla 5.2 Resumen de datos granulométricos y clasificación cualitativa del testigo KC7.

KC7	Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)	Curtosis (µm)	D50 (µm)	Sedimento	Selección	Asimetría	Curtosis	Limo muy grueso (%)	Limo grueso (%)	Limo medio (%)	Limo fino (%)	Limo muy fino (%)	Arcilla (%)
0-2	3,962	2,950	-0,120	0,898	4,225	Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos	Platicúrtico	0,1	8,1	21,1	23,3	20,9	26,5
6-8	3,931	3,118	-0,059	0,911	4,027	Limo fino	Pobre	Simétrico	Mesocúrtico	0,9	9,9	18,4	21,8	21,3	27,7
12-14	3,664	2,984	-0,088	0,924	3,833	Limo muy fino	Pobre	Simétrico	Mesocúrtico	0,3	7,4	18,5	23,2	22,0	28,6
18-20	3,724	3,033	-0,076	0,910	3,858	Limo muy fino	Pobre	Simétrico	Mesocúrtico	0,3	8,2	18,7	22,4	21,7	28,7
24-26	3,754	2,986	-0,090	0,904	3,922	Limo muy fino	Pobre	Simétrico	Mesocúrtico	0,1	7,8	19,5	22,7	21,6	28,3
30-32	3,975	3,078	-0,079	0,905	4,129	Limo fino	Pobre	Simétrico	Mesocúrtico	0,6	9,7	19,3	22,2	21,0	27,2
36-38	3,962	3,034	-0,106	0,891	4,183	Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos	Platicúrtico	0,2	9,1	20,7	22,3	20,7	27,0
42-46	3,646	3,036	-0,059	0,910	3,727	Limo muy fino	Pobre	Simétrico	Mesocúrtico	0,3	8,1	18,1	22,0	22,1	29,4
50-52	3,956	3,026	-0,114	0,895	4,205	Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos	Platicúrtico	0,2	8,8	20,8	22,6	20,6	27,0
56-58	3,897	3,007	-0,100	0,901	4,101	Limo muy fino	Pobre	Moderado exceso de finos	Mesocúrtico	0,2	8,5	20,1	22,7	21,1	27,4
62-64	4,098	3,089	-0,096	0,904	4,312	Limo fino	Pobre	Simétrico	Mesocúrtico	0,6	10,2	20,0	22,3	20,4	26,5
68-70	4,024	3,076	-0,097	0,904	4,228	Limo fino	Pobre	Simétrico	Mesocúrtico	0,5	9,7	20,0	22,3	20,7	26,8
74-78	3,664	2,984	-0,088	0,924	3,833	Limo muy fino	Pobre	Simétrico	Mesocúrtico	0,3	7,4	18,5	23,2	22,0	28,8
80-82	3,879	3,012	-0,119	0,904	4,138	Limo muy fino	Pobre	Moderado exceso de finos	Mesocúrtico	0,1	8,2	20,6	23,0	20,8	27,3
86-88	4,270	3,140	-0,100	0,896	4,507	Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos	Platicúrtico	0,9	11,4	20,4	21,8	19,8	25,7
92-94	4,061	3,042	-0,110	0,895	4,298	Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos	Platicúrtico	0,3	9,5	20,9	22,3	20,5	26,5
98-100	3,962	3,035	-0,114	0,893	4,214	Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos	Platicúrtico	0,2	8,9	20,8	22,5	20,6	27,0
110-112	3,947	3,046	-0,104	0,899	4,165	Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos	Platicúrtico	0,3	9,1	20,3	22,5	20,7	27,1
120-122	4,064	3,083	-0,097	0,897	4,275	Limo fino	Pobre	Simétrico	Platicúrtico	0,5	10,0	20,2	22,1	20,5	26,7
130-132	4,026	3,107	-0,088	0,902	4,208	Limo fino	Pobre	Simétrico	Mesocúrtico	0,6	10,1	19,7	22,0	20,6	27,0

A continuación, en la figura 5.2 se muestra el comportamiento del sedimento de ambos testigos referente al promedio, selección, asimetría y curtosis.



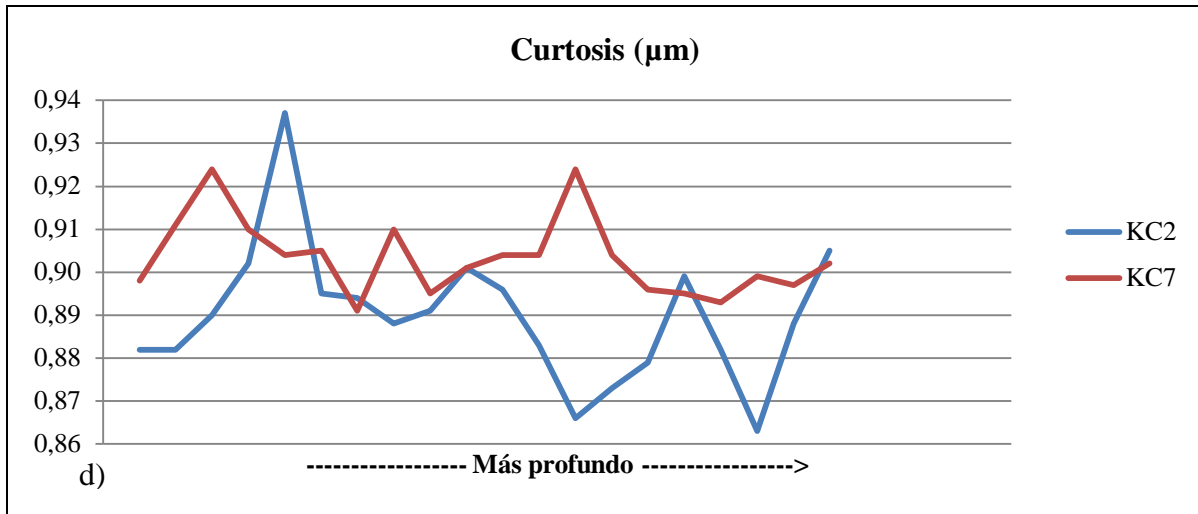


Figura 5.2 Gráficos de comparativos del sedimento en ambos testigos, referentes al promedio (a), selección (b), asimetría (c) y curtosis (d).

Esta distribución mayoritaria de sedimento más fino de KC7 con respecto a KC2 tiene estrecha relación con la distancia de la fuente erosiva, ya que KC2 se encuentra más cerca del glaciar Jorge Montt (8,66 km), por lo que en este se encontrará material más grueso comparado con KC7 (14 km de distancia a la fuente).

Del análisis de las 40 secciones de ambos testigos (20 de KC2 y 20 de KC7) el tamaño predominante del sedimento corresponde a limo fino, presente en el 90% de las secciones de KC2 y en el 65% de KC7, el resto de los grupos conciernen a limo muy fino (figura 5.3).

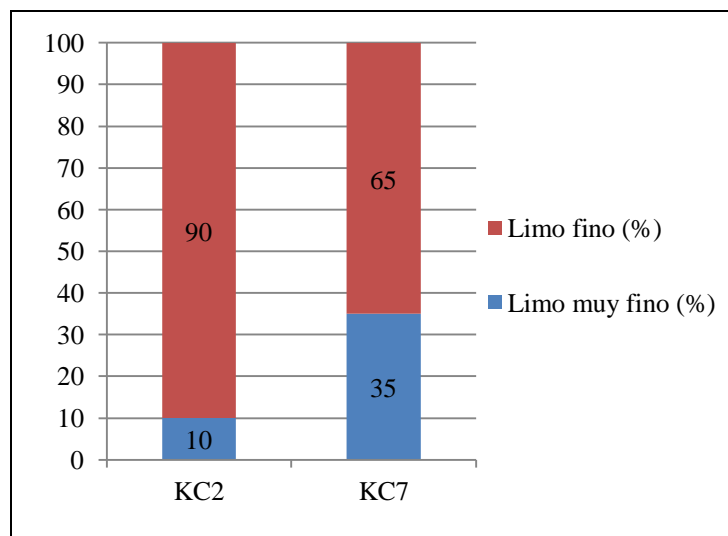
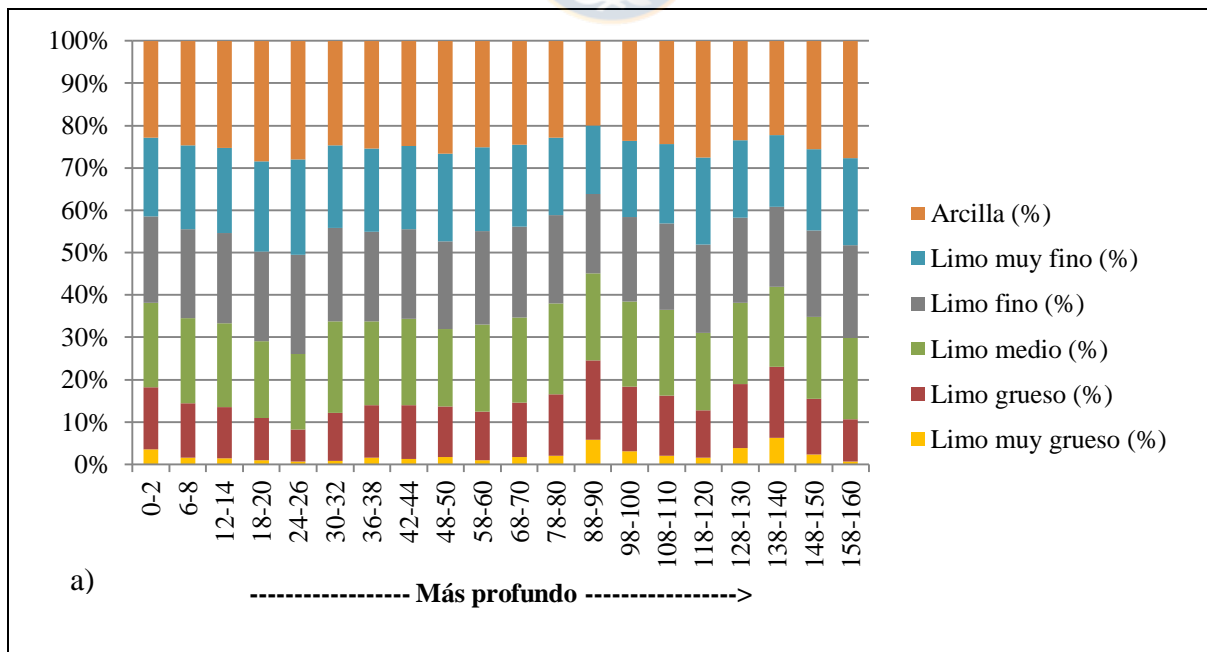


Figura 5.3 Comparación en porcentaje de secciones clasificadas en limo fino y limo muy fino en los testigos KC2 y KC7.

El promedio mínimo de tamaño de diámetro de partículas en KC2 es de 3,7 μm y el máximo es de 5,9 μm , correspondiente a limo muy fino y limo fino respectivamente. En KC7 hubo valores similares, donde el promedio mínimo fue de 3,6 μm y el máximo 4,2 μm , siendo clasificados respectivamente como limo muy fino y limo fino.

La selección es constante para ambos testigos, siendo catalogada como "pobre", con valor mínimo de 2,9 y máximo de 3,8 en KC2 y un mínimo de 2,9 y un máximo de 3,1 en KC7. La asimetría de ambos testigos fluctuó en valores negativos mayores a -0,3, revelando una tendencia a sedimentos de moderado exceso a finos a valores simétricos.

La información entregada por los parámetros estadísticos indica una tendencia de granulometría más pequeña de KC7 con respecto a KC2, lo que, como se menciona anteriormente, tiene relación con la lejanía de dicho testigo de la fuente erosiva. Sin embargo, como se muestra en la figura 5.4 que relaciona la profundidad del testigo con las subclasificaciones del tamaño fango, cada testigo posee una distribución oscilante en tamaño de grano, los que se pueden atribuir a cambios en la descarga de sedimento del glaciar y/o de energía cinética en el ambiente (Smith et al., 1982), que fueron capaces de diversificar el tamaño de partículas durante el proceso erosivo.



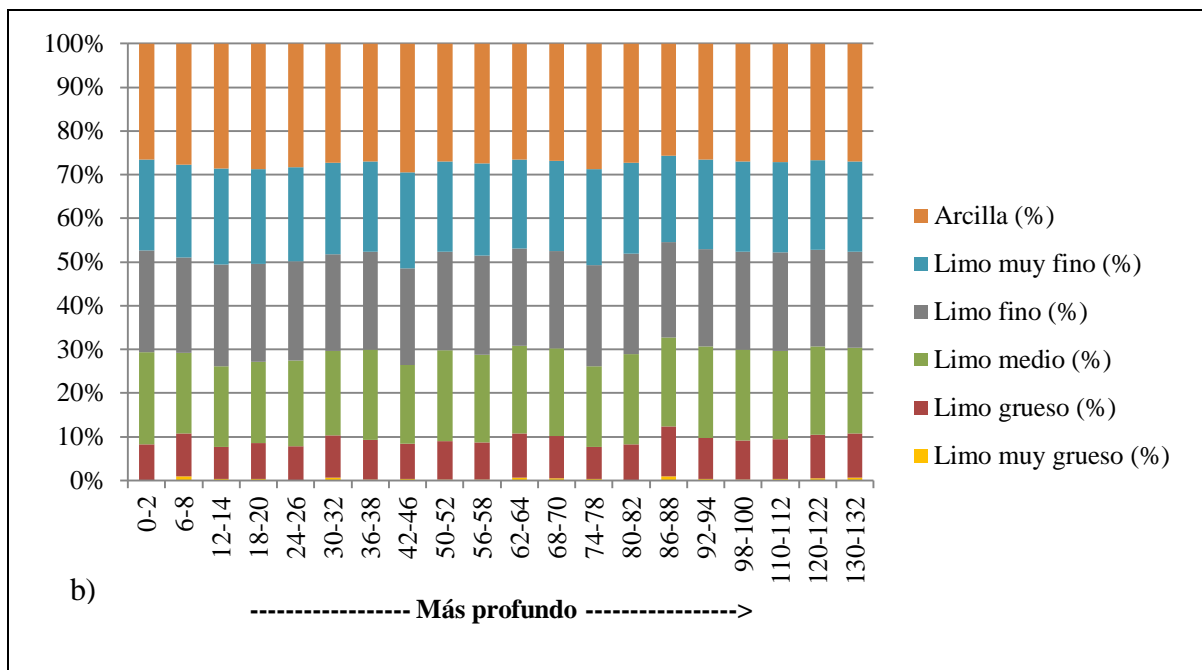


Figura 5.4 Comparación en porcentaje de la clasificación granulométrica de cada sección en los testigos. a) Testigo KC2 y b) Testigo KC7.

Además, implicancias con la oscilación granulométrica, está la morfología de la superficie del fiordo moldeada por el glaciar Jorge Montt, ya que por batimetría, la profundidad es mayor mientras más cerca se esté del glaciar (Moffat et al., 2018) (figura 5.5).

Esto implica una mayor oscilación granulométrica y a la vez una mayor concentración de sedimento grueso registrado en KC2, ya que al estar más próximo a la fuente erosiva, recibe los clastos de mayor tamaño (dentro de la clasificación fango), pero también, por la naturaleza del fiordo y debido a la profundidad mayor que en el sector de extracción de KC7, existe una concentración considerable de finos (limo fino, limo muy fino y arcilla).

Junto con lo anterior, la curtosis indica una dispersión granulométrica media a alta en ambos testigos, por tanto, los tamaños de partículas presentan subclasificaciones dentro de la clase fango (limo y arcilla) con tendencia levemente cercana a la media.

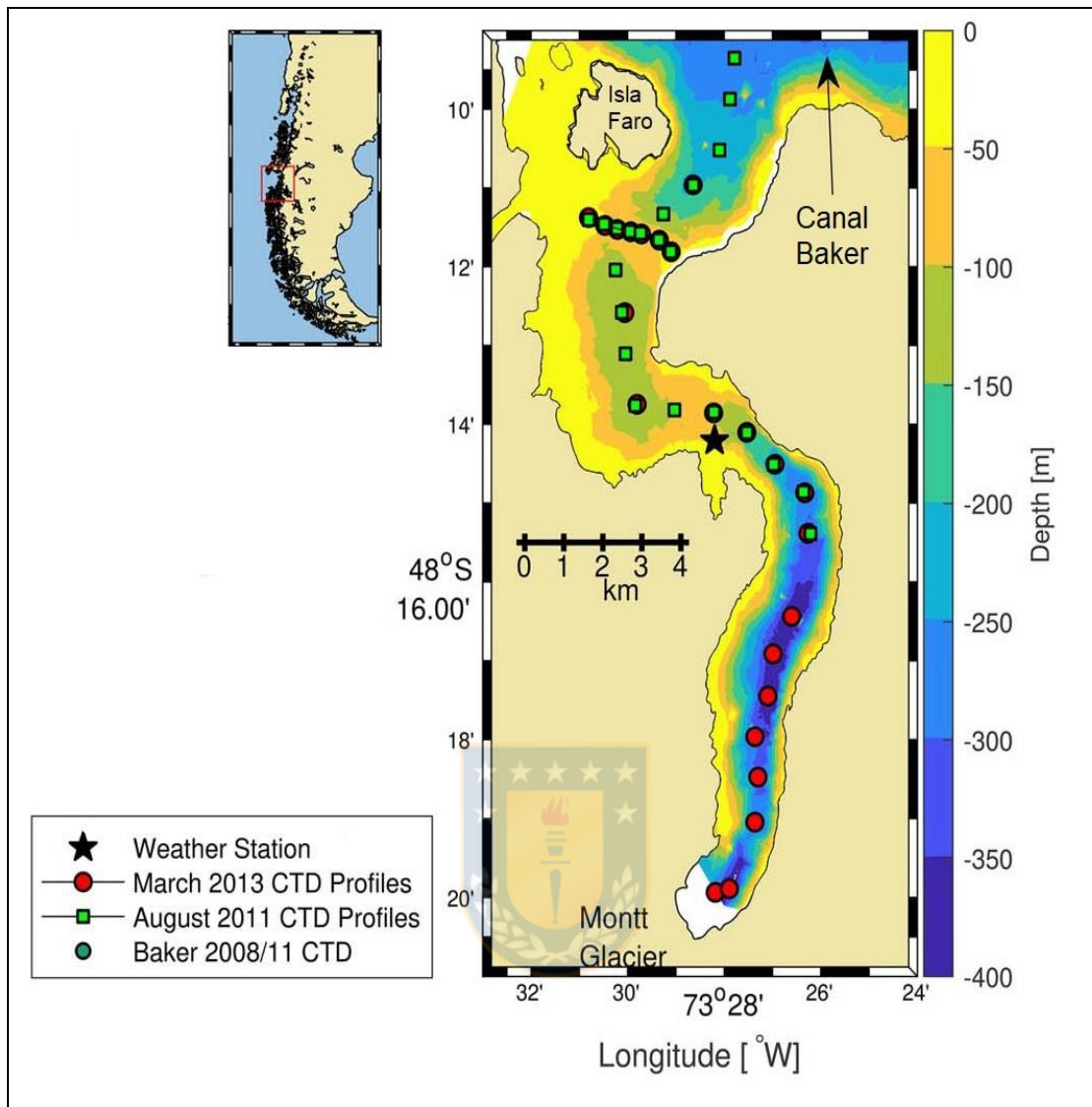


Figura 5.5 Imagen del fiordo Baker, los colores del azul al amarillo muestran la batimetría del fiordo (Extracto de imagen de Moffat et al., 2018).

5.2 MORFOLOGÍA Y MINERALOGÍA POR SEM

La finalidad de este análisis comprende encontrar características indicativas del proceso erosivo, como tipos de bordes y formas de grano, mineralogía primaria y secundaria, ya sea producto del transporte de las partículas, meteorización física y/o química. A través de las imágenes SEM, se analizó 6 muestras (KC7 12-14; KC2 128-130; KC2 68-70; KC7 6-8; KC2 48-50 y KC2 158-160) pertenecientes a ambos testigos. Dichas imágenes se exhiben en el Anexo IV: Microscopía Electrónica de Barrido.

La morfología de las partículas de las muestras analizadas indican formas variadas, con una proporción similar de bordes redondeados y angulosos en clastos de tamaño mayor (limo grueso y muy grueso), además de texturas rugosas y lisas. Las partículas, ya sea monominerales o microagregados que poseen bordes redondeados, evidencian retrabajo o abrasión por transporte (Corbí y Martínez, 2015). Por ello, existe una mayor clasificación de redondez y esfericidad en KC7 (tabla 5.3) por influencia fluvial del río Ventisquero, cuya desembocadura se encuentra a 3,3 km al NW de este testigo.

Tabla 5.3 Clasificación de secciones a través de partículas de tamaño mayor a 10 μm .

Sección	Esfericidad	Redondez
KC2 48-50	Baja	Subanguloso
KC2 68-70	Baja	Anguloso a subanguloso
KC2 128-130	Baja	Anguloso a subanguloso
KC2 158-160	Baja	Anguloso a subanguloso
KC7 6-8	Baja a media	Subanguloso a subredondeado
KC7 12-14	Baja a media	Subanguloso a subredondeado

En partículas de tamaño limo fino a muy fino, abundan los bordes irregulares, angulosos, de formas elongadas y aciculares de borde liso, estos se encontraban sobre y entre los clastos de mayor tamaño (figura 5.6).

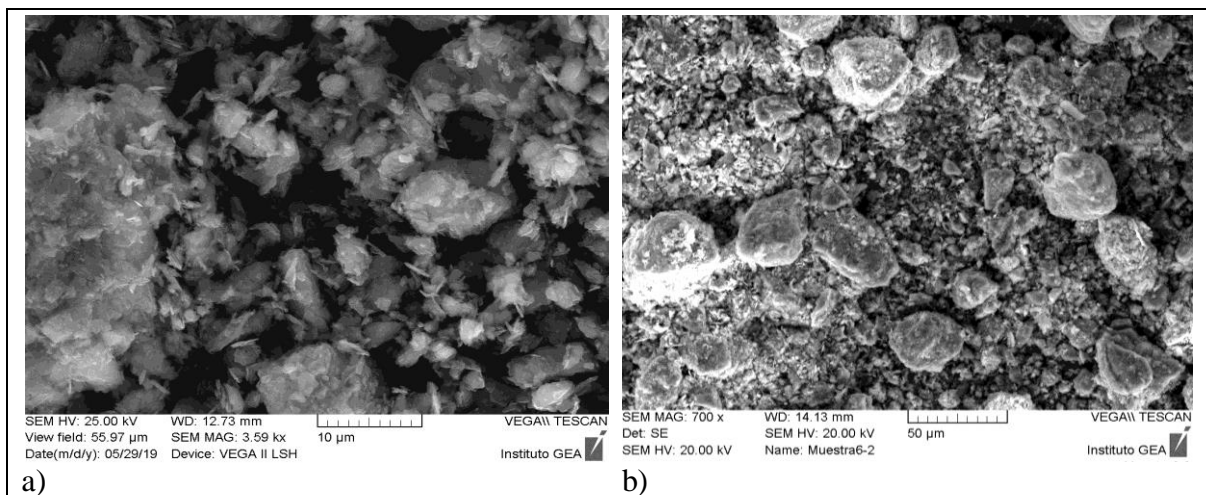
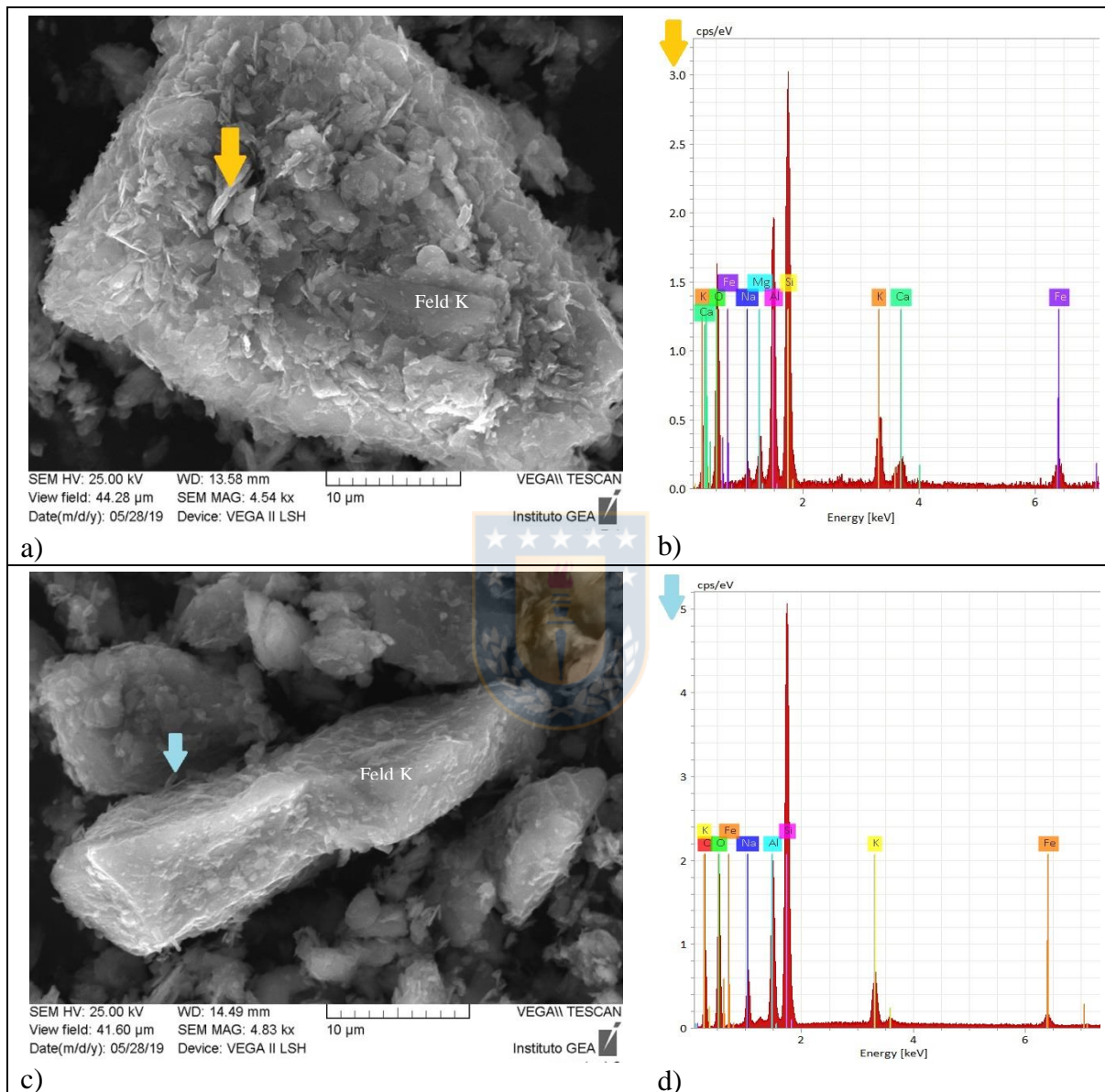
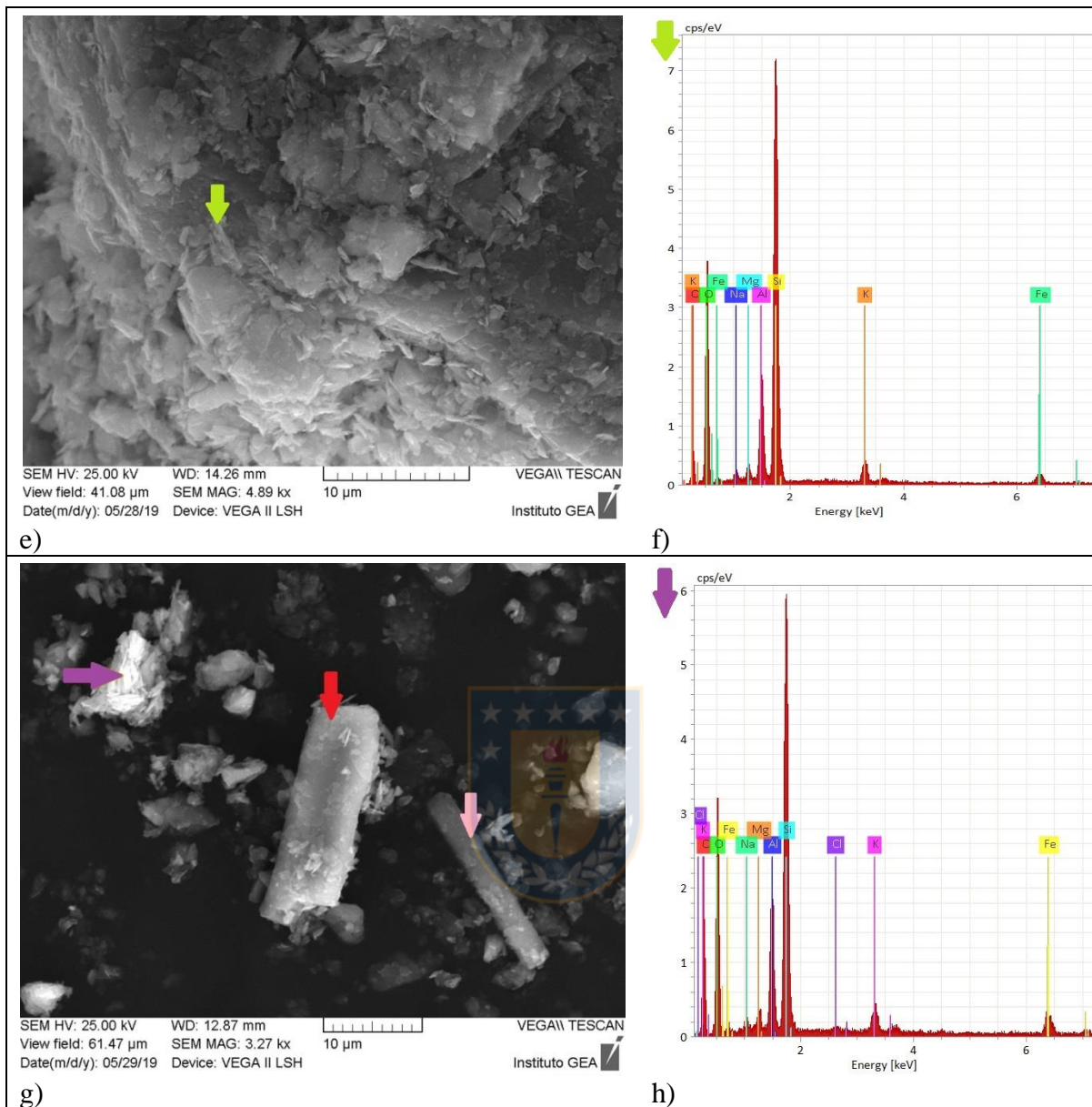


Figura 5.6 Imágenes obtenidas en SEM. En a) Sección KC2 158-160 a 3590x, evidenciando partículas de tamaño limo muy fino y arcilla entre y sobre los clastos de mayor tamaño; En b) Sección KC2 128-130 a 700x, mostrando las partículas tamaño limo grueso y muy grueso de bordes subangulosos y subredondeados.

A través de la espectrometría de energía dispersiva (EDS) fue posible identificar hasta en partículas de tamaño menor a 5 μm , componentes químicos en distintas proporciones principalmente de K, Al, Na, Fe, O, Si, Mg y Ca (figura 5.7).





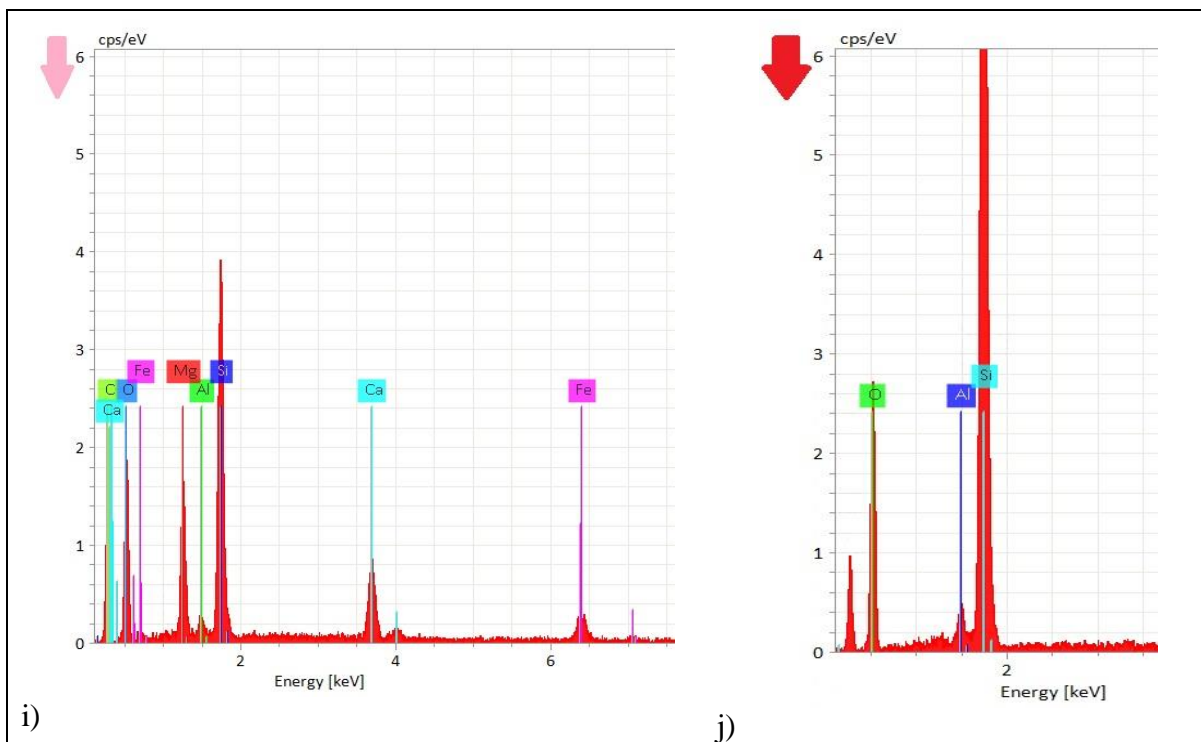


Figura 5.7 Imágenes obtenidas en SEM y gráficos por EDS del software SPECTRA. En a) sección KC2 68-70 a 4540x, mostrando un cristal primario correspondiente a un feldespato potásico y con la flecha amarilla una estructura alargada acicular. En b) gráfico composicional muy cercano a un filosilicato, exceptuando por el contenido en Ca. En c) sección KC7 12-14 a 4830x mostrando un clasto de aproximadamente 35 μm correspondiente a un feldespato potásico. En d) gráfico composicional de una paragonita y muscovita, minerales de hábito hojoso pertenecientes a los filosilicatos. En e) sección KC2 128-130 a 4890x. En f) gráfico composicional de una biotita. En g) sección KC7 6-8 mostrando dos cristales de aproximadamente 20 μm de largo y un aglomerado de aspecto fibroso. En h) gráfico composicional de una biotita. En i) gráfico composicional del cuarzo. En j) gráfico composicional de una actinolita.

En menor proporción y con la herramienta de BSE en SEM, fue posible ubicar en muy bajas concentraciones, minerales ricos en Fe y Ti (figura 5.8). Es probable la presencia de óxidos como rutilo, magnetita y hematita debido a la afinidad de estos metales con el oxígeno disuelto en el mar.

Por observaciones de imágenes proporcionadas a través de rayos X de los testigos KC2 y KC7, pueden diferenciarse estructuras laminares menores a un centímetro por cambios de coloración (figura II.7 del Anexo II: Metodología) que tienen estrecha relación con la granulometría, según Shaw y Archer (1978), dichas laminaciones o sedimentos varvados están caracterizados por un componente grueso de verano y un componente fino de

invierno, siendo estos indicadores estacionales o de tormentas. Las varvas suelen formarse en el fondo de cuencas de baja energía, bien sea en ambiente lacustre o marino y los requisitos para denominar una pareja de láminas como “varva” es que correspondan a un ciclo de sedimentación anual, que sea el reflejo de las variaciones estacionales en la sedimentación de la materia mineral (Alapieti y Saarnisto, 1981; Francus y Saarinen, 1999). Dichas estructuras varvadas y su origen granulométrico pudo ser revelado en SEM por imágenes de las muestras a 15x (Figura IV.6 en anexo IV: Microscopía Electrónica de Barrido), donde coinciden las secciones de tonalidad más clara (en la imagen de rayos X) con granulometría más gruesa revelada en las fotos por SEM y tonalidades oscuras homogéneas con sedimentos más finos.

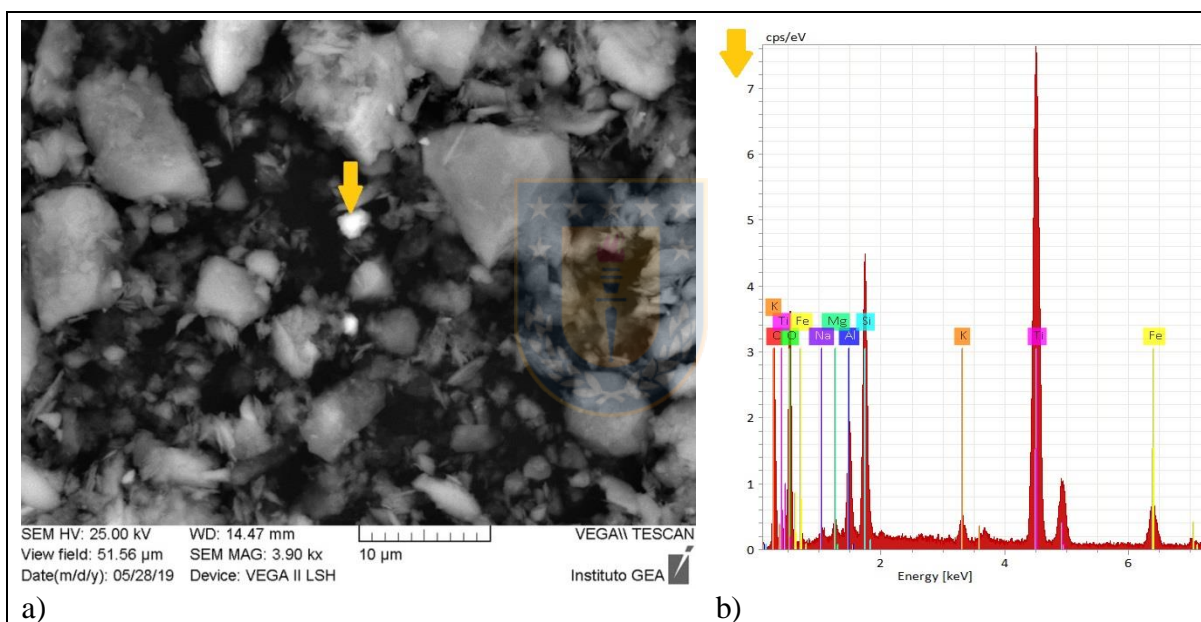


Figura 5.8 Imagen a través de SEM de la sección KC7 12-14 a 3900x. En a) Imagen mostrando un grano a través de electrones dispersados (BSE) donde resalta en tonalidades más claras aquellas partículas con mayor masa. En b) gráfico composicional de la partícula señalada en a), donde es mostrada una alta concentración de Ti, posiblemente Rutilo (TiO_2).

A pesar de que el oleaje contribuye a mejorar la madurez textural de las plataformas, esta es baja, debido a que los procesos de retrabajo, transporte y sedimentación no son suficientes para desarrollar una buena selección, ya que no se ha conseguido reorganizar el sedimento. Según la clasificación de Folk (1951), el sedimento de ambos testigos corresponde a un estado inmaduro a submaduro.

Las diferentes morfologías vistas son indicativas de partículas que han sufrido cambios químicos y físicos importantes, atribuidos a meteorización del tipo crioclastía, proceso de consideración para la génesis de clastos (Molina et al., 2018), donde ocurrió la principal disminución granulométrica a través de rupturas abruptas, para luego ser transportados por un medio acuoso de mayor tránsito iónico donde sufrió meteorización química, modificando la mineralogía, siendo finalmente depositado en el lecho del fiordo donde continuó la alteración mineral, aumentando así la proporción de fases secundarias en la matriz.

5.3 MINERALOGÍA

5.3.1 Fases Primarias

La mineralogía presente en las secciones de ambos testigos mostraron nula variabilidad composicional (figura 5.9), es decir, en las 14 secciones analizadas fueron encontrados los mismos minerales, lo que denota una misma fuente de roca siendo meteorizada, transportada y depositada por los distintos agentes erosivos que intervienen en la cuenca de origen glaciar. A su vez, los mismos factores ambientales alteran a los sedimentos durante la erosión, dando a lugar a la misma mineralogía secundaria como resultado de la meteorización química.

El componente principal en la totalidad de las secciones analizadas es el cuarzo con un 53,5% aproximadamente de abundancia, luego la plagioclasa (albita) y chlorita con aproximadamente 14,5 y 11,1% respectivamente y en menor abundancia con valores promedio, muscovita (8,6%), biotita (5,4%), halita (3,8%) por influencia mareal y cristalizada al secar la muestra, calcita (1,7%) y actinolita (1,4%). De los minerales es posible desprender la pertenencia a la facies metamórfica de esquistos verdes y la zona de biotita en el metamorfismo Barroviano (Figura I.3 del Anexo I: Marco geológico). La muscovita y clorita son desarrolladas por clivaje en la epizona, donde se orientan según los esfuerzos tectónicos (Willner et al. 2000) aumentan de tamaño y disminuyen defectos en los cristales a medida que incrementa el grado metamórfico (Árkai et al., 1996). La biotita de metamorfismo de bajo grado está asociada con la temperatura y presión, donde la asociación con Fe y Ti presentan una relación directa con respecto a la temperatura, ya que

en las rocas metamórficas pelíticas con protolito sedimentario, el contenido de Fe y Ti aumenta con la temperatura (Ramirez y Campos, 2000).

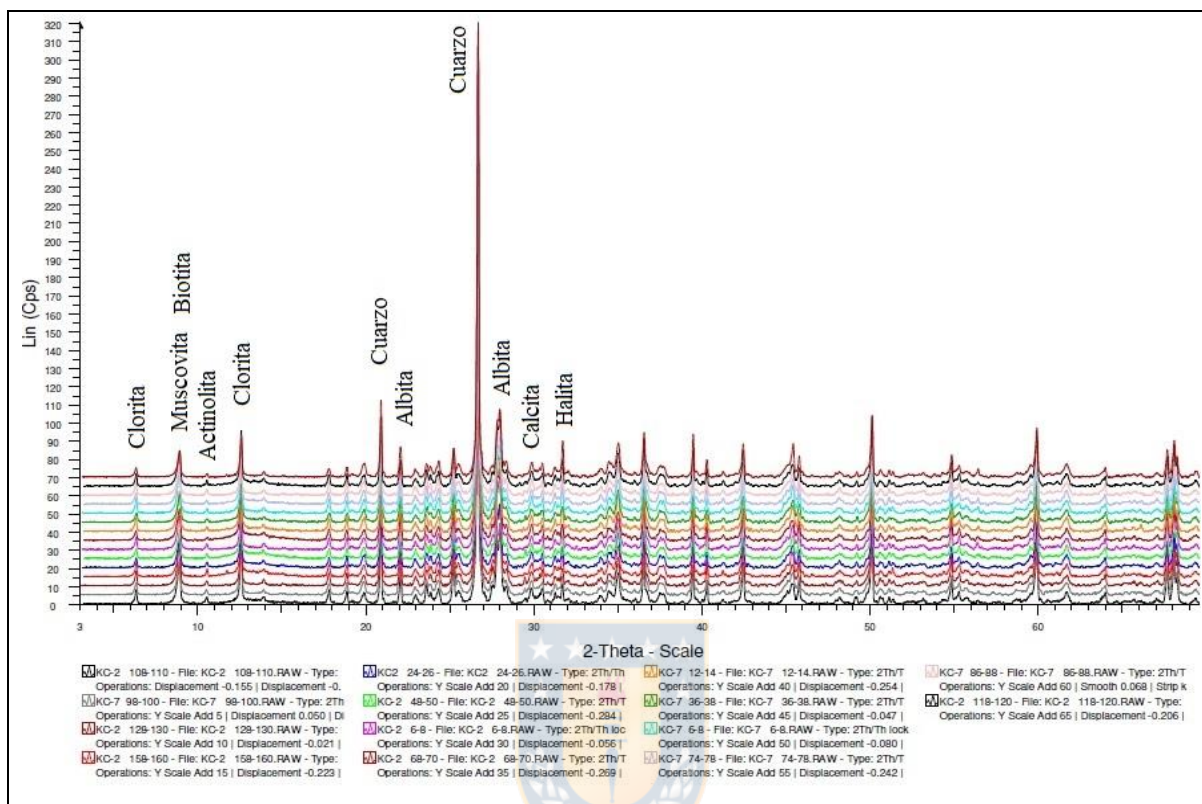


Figura 5.9 Compilación escalonada de los difractogramas de las 14 secciones. Las lecturas fueron superpuestas y desplazadas en el eje Lin (Cps) con intervalos de 5 Cps (Conteos por segundo) para facilitar la comparación entre ellas.

Debido a la asociación mineralógica encontrada, la temperatura y presión del metamorfismo, correspondiente a la facies en cuestión se estima en un rango de 350-450°C y 0,3-0,5 GPa respectivamente.

5.3.2 Fases Secundarias

Los difractogramas de cristalinidad de la illita y arcillas, se exhiben en el Anexo V: Mineralogía.

En base a las determinaciones de la cristalinidad de la illita (C.I.), fue observada una variación entre $0,29 \Delta^{\circ}2\theta$ y $0,17 \Delta^{\circ}2\theta$ (Tabla 5.4), lo que indica una inclinación a la

zonación metamórfica de la anchizona superior y epizona (Kisch, 1987) es decir, la transición de metamorfismo de muy bajo grado a metamorfismo de bajo grado.

Tabla 5.4 Resumen de los valores de cristalinidad de la illita y clasificación del grado metamórfico asociado

Muestra	$\Delta^{\circ}2\theta$	Zona
KC2 6-8	0,225	Epizona
KC2 24-26	0,243	Anchizona superior
KC2 48-50	0,245	Anchizona superior
KC2 68-70	0,252	Anchizona superior
KC2 108-110	0,247	Anchizona superior
KC2 118-120	0,252	Anchizona superior
KC2 128-130	0,233	Epizona
KC2 158-160	0,176	Epizona
KC7 6-8	0,280	Anchizona superior
KC7 12-14	0,242	Anchizona superior
KC7 36-38	0,236	Epizona
KC7 74-78	0,290	Anchizona media
KC7 86-88	0,250	Anchizona superior
KC7 98-100	0,240	Anchizona superior

Por tanto el metamorfismo se desarrolló en temperaturas cercanas a los 350°C (Winkler, 1976).

Junto con el análisis de arcillas, fue revelada la ausencia de la familia de esmectita, (figura 5.10). En la totalidad de muestras analizadas, fue obtenido el mismo difractograma con los peaks correspondientes a las familias de clorita ($d\sim 14 \Delta^{\circ}2\theta$), mica ($d\sim 10 \Delta^{\circ}2\theta$) y caolinita ($d\sim 7 \Delta^{\circ}2\theta$), este último desaparece a los 550°C al pasar a metacaolín. La clorita permanece estable ($d\sim 14 \Delta^{\circ}2\theta$) a esta última temperatura, donde ocurre el colapso de la caolinita, junto con la desaparición de todas las líneas de difracción. De esta manera el calentamiento a 550°C permite diferenciar el primer orden de la caolinita ($d\sim 7 \Delta^{\circ}2\theta$) del segundo orden de reflexión de la clorita ($d\sim 7 \Delta^{\circ}2\theta$). La destrucción de la red caolinítica elimina la reflexión a $d\sim 7$ y si hay permanencia de la difracción $d\sim 14$ existe clorita.

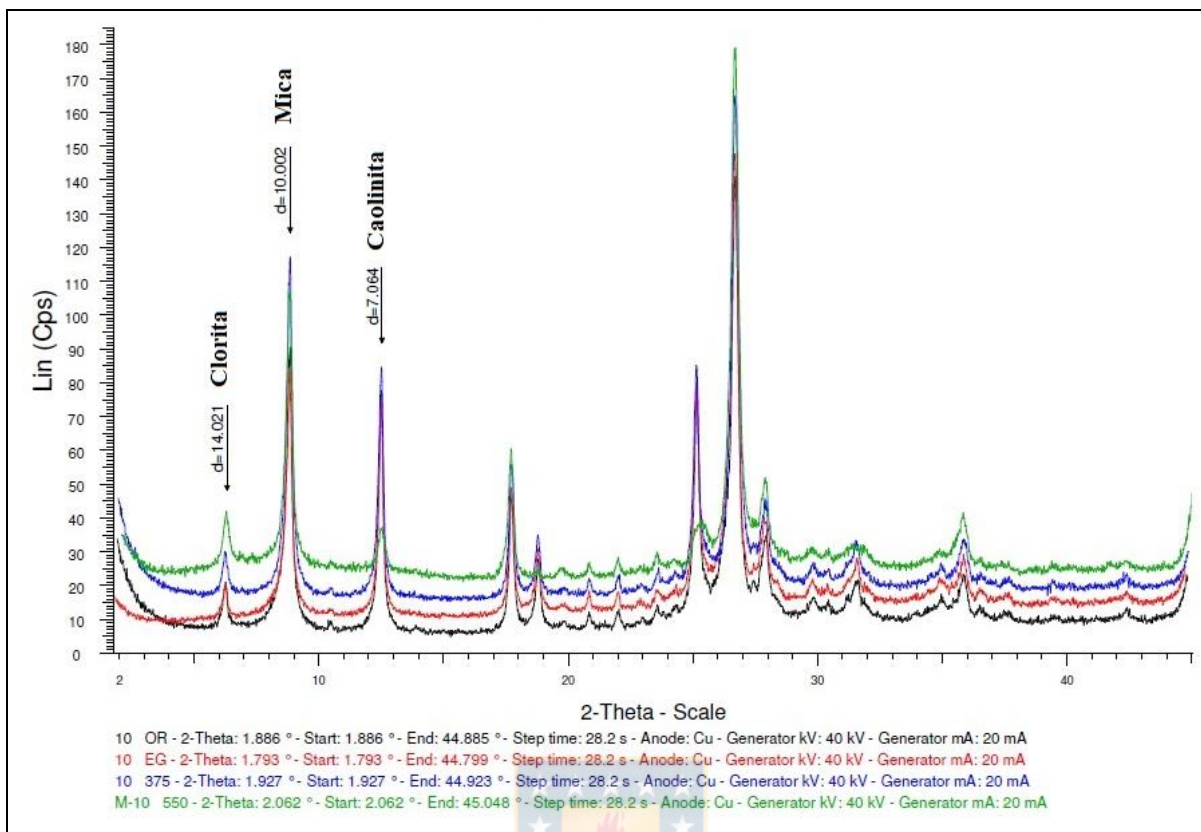


Figura 5.10 Difractograma de la sección 24-26 del testigo KC2, donde se muestra la reflexión perteneciente a clorita ($d \sim 14 \text{ \AA}$), mica ($d \sim 10 \text{ \AA}$) y caolinita ($d \sim 7 \text{ \AA}$). Las 4 lecturas fueron superpuestas y desplazadas en el eje Lin (Cps) con intervalos de 5 Cps (Conteos por segundo) para facilitar la comparación entre ellas.

5.4 ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES

Los contenidos elementales mayoritarios expresados en óxidos, resultantes del análisis de fluorescencia de rayos X (FRX), que presentan un gran predominio son: SiO_2 y Al_2O_3 con un promedio de porcentaje en peso de 57,79 y 20,14% respectivamente, mientras que Fe_2O_3 , K_2O , MgO , CaO y Na_2O comprenden un segundo grupo predominante con valores promedio de 8,11; 4,18; 3,81; 2,49 y 1,95% en peso respectivamente. Los compuestos de P_2O_5 , SO_3 , Cl^- y TiO_2 presentan abundancias minoritarias con promedio menores a 1% (tabla 5.4). Existen otros elementos que poseen abundancias minoritarias cercanas al 0,1%, las cuales son: F^- presente solo en KC2 158-160, KC7 74-78 y KC7 98-100, MnO y BaO presente en todas las muestras y no superan un porcentaje en peso promedio del 0,11%. Los componentes de Cl^- y Na , pertenecientes al mineral Halita (por influencia mareal), no fueron considerados en los cálculos ni interpretaciones.

De la tabla 5.5 se desprenden valores atípicos determinados por rangos de valores de abundancia cuyos límites internos se calculan restando y sumando a los cuartiles 1 y 3 (respectivamente), la diferencia entre ellos por sobre un factor de 1,5 veces. Se calculó los límites externos con la misma fórmula pero con un factor de 3 en vez de 1,5 veces la diferencia de cuartiles. Los resultados arrojaron 4 valores atípicos, dos sobre el límite interno superior y dos por encima del límite externo superior.

El comportamiento de abundancia es bastante regular y constante, exceptuando por las pequeñas fluctuaciones consideradas anómalas o atípicas en la muestra KC2 6-8 en el Na_2O , SO_2 y Cl^- ; y KC2 24-26 con el elemento MgO .

Tabla 5.5 Composición geoquímica de muestras (% en peso). En rojo se muestran valores atípicos que superan el límite externo superior, mientras que en verde, aquellos valores atípicos que superan el límite interno superior.

Compuesto%	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	P_2O_5	SO_3	Cl^-	K_2O	CaO	TiO_2	Fe_2O_3
Muestra											
KC2 6-8	2,60	3,08	19,48	58,79	0,22	0,26	0,73	3,90	2,03	0,98	7,59
KC2 24-26	2,43	3,32	20,64	56,18	0,20	0,20	0,53	4,45	1,96	0,98	8,74
KC2 48-50	2,57	3,05	19,79	58,58	0,21	0,19	0,53	4,01	1,98	0,96	7,78
KC2 68-70	2,47	3,10	20,28	57,58	0,21	0,16	0,40	4,16	2,05	1,00	8,24
KC2 108-110	2,51	3,02	19,77	58,70	0,22	0,18	0,44	4,04	2,06	1,01	7,73
KC2 118-120	2,44	3,11	20,26	57,63	0,21	0,17	0,43	4,20	1,95	0,99	8,22
KC2 128-130	2,55	2,96	19,57	59,12	0,22	0,19	0,49	3,94	2,13	0,95	7,53
KC2 158-160	2,46	3,10	20,10	58,08	0,21	0,18	0,45	4,11	1,97	1,02	7,93
KC7 6-8	2,46	3,15	20,59	57,05	0,21	0,18	0,54	4,33	1,76	0,97	8,38
KC7 12-14	2,48	3,09	20,61	57,17	0,20	0,17	0,49	4,42	1,76	0,95	8,28
KC7 36-38	2,49	3,01	20,07	57,99	0,21	0,17	0,43	4,17	1,97	1,02	8,12
KC7 74-78	2,45	3,10	20,46	56,99	0,20	0,16	0,42	4,32	1,89	0,99	8,53
KC7 86-88	2,47	3,06	20,17	57,70	0,21	0,18	0,44	4,22	1,88	1,03	8,25
KC7 98-100	2,51	3,04	20,18	57,53	0,21	0,18	0,43	4,22	1,94	1,00	8,28
Promedio	2,49	3,08	20,14	57,79	0,21	0,18	0,48	4,18	1,95	0,99	8,11
D. Estándar	0,05	0,08	0,38	0,82	0,01	0,02	0,09	0,17	0,11	0,03	0,35

Un estudio hecho por Augustsson y Bahlburg (2003) en metapelitas y grauvacas de las unidades Cochrane y Lago General Carrera del CMAO, identifica composiciones similares a las encontradas en el lecho marino del fiordo Baker. En la tabla 5.6 es mostrada la composición de elementos mayores de las 5 muestras de metapelitas analizadas por Augustsson y Bahlburg, donde la mayoría de los elementos en tabla muestran valores de

abundancia similar, excepto los contenidos de Ca. La comparación de abundancias (%) según los compuestos queda evidenciada en la figura 5.11, donde la composición de las muestras de Augustsson y Bahlburg (2003) es cercana a los testigos KC2 y KC7.

Tabla 5.6 Elementos mayores de metapelitas de la unidad Lago General Carrera (*) y unidad Cochrane pertenecientes al CMAO (Extracto de Augustsson y Bahlburg, 2003)

Compuesto%	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃
Muestra									
CA-00-02-M*	2.39	1.76	15.13	67.89	0.14	2.44	0.19	0.77	6.18
CA-00-14-M	2.03	2.11	16.38	64.96	0.13	4.02	0.24	0.82	6.16
CA-00-19-M	2.06	1.89	14.40	68.73	0.14	2.67	0.49	0.81	5.76
CA-00-25-M	1.91	2.70	22.28	53.61	0.14	4.84	0.25	1.02	8.47
CA-00-27-M	2.35	2.04	12.51	43.33	0.38	1.79	15.11	0.64	6.20

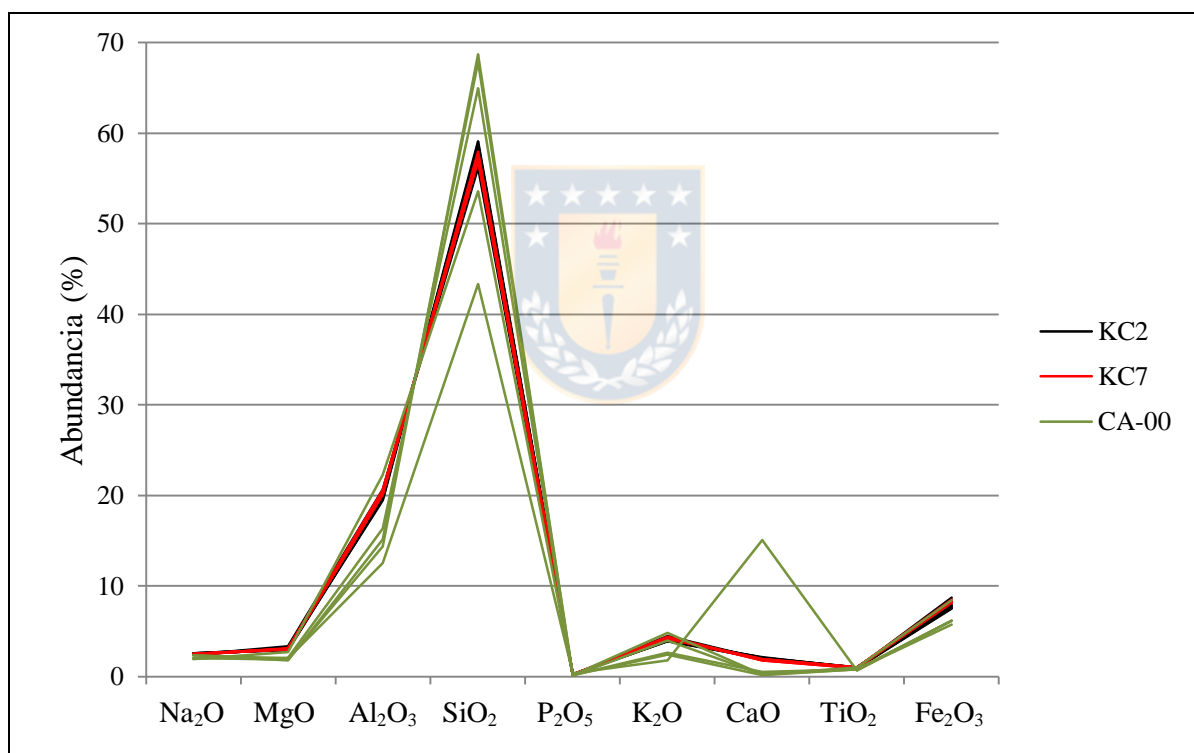


Figura 5.11 Comparación entre datos obtenidos en esta investigación sobre los testigos del lecho marino del fiordo Baker y los datos obtenidos por Augustsson y Bahlburg en 2003.

5.4.1 Índices de Meteorización

A través de los datos proporcionados por la herramienta FRX es posible evaluar los índices de meteorización, los cuales fueron descritos en la sección 4.4.4 del capítulo 4 Metodología y a continuación son expuestos los resultados en la tabla 5.7.

Las diferencias observadas entre los índices calculados para cada muestra es de baja variabilidad, ninguno excede estadísticamente un límite interno para considerarlo atípico, lo que implica un comportamiento regular y homogéneo a través de toda la extensión de ambos testigos, por lo que se podría deducir que en ambas zonas, donde fueron colectadas las muestras, ocurren los mismos procesos químicos que dan origen a los minerales de alteración.

Tabla 5.7 Resultados del cálculo de los índices de meteorización.

Muestra/Índice	R	WIP	V	CIA	PIA	STI
KC2 6-8	3,0	60,2	3,1	69,9	77,6	72,4
KC2 24-26	2,7	63,4	3,3	70,3	79,1	70,7
KC2 48-50	2,9	60,6	3,2	70,1	78,1	72,1
KC2 68-70	2,8	61,2	3,3	70,3	78,6	71,3
KC2 108-110	2,9	60,5	3,2	69,9	77,9	72,0
KC2 118-120	2,8	61,2	3,3	70,5	79,0	71,4
KC2 128-130	3,0	60,0	3,1	69,8	77,4	72,5
KC2 158-160	2,8	60,6	3,3	70,5	78,8	71,6
KC7 6-8	2,7	61,9	3,4	70,9	79,9	71,0
KC7 12-14	2,7	62,5	3,5	70,7	79,7	71,1
KC7 36-38	2,8	61,0	3,3	70,2	78,6	71,6
KC7 74-78	2,7	61,9	3,4	70,6	79,3	71,1
KC7 86-88	2,8	61,2	3,3	70,5	79,1	71,4
KC7 98-100	2,8	61,5	3,3	70,3	78,7	71,4

Según las clasificaciones del trabajo de Price y Velbel (2003), la totalidad de los parámetros evaluados, en las 14 muestras, no fueron catalogadas como roca fresca, pero sí como roca alterada en distintos grados. El Índice de Ruxton (1986) registra una gran pérdida de sílice, pero la fiabilidad de este índice ocurre solo considerando las restricciones en las cuales fue definida, como la inmovilidad de Al_2O_3 . En otro aspecto, el Índice de intemperismo de Parker (WIP) revela una movilización leve de los elementos Na, K, Mg y Ca en las primeras etapas de la meteorización previa a la formación de arcillas. Variable que puede cubrir el Índice Químico de Alteración (CIA), que evalúa el paso de feldespatos a arcilla, con un valor promedio de 70,3 denotando una alteración cercana al 40% de los feldespatos. En el caso de los feldespatos sódico-cálcicos el Índice de Alteración de Plagioclasa (PIA) con una cifra promedio de 78,7 revela una alteración cercana al 56% de esta familia de minerales. Por último, el Índice de Silicio-Titanio (STI) declara una baja

proporción de alteración en rocas silicatadas de origen metamórfico y el Índice residual de Vogt (V) con un promedio de 3,3 señala una mínima alteración de las arcillas.



6 DISCUSIÓN GENERAL

Los sedimentos provenientes del Complejo Metamórfico Andino Oriental, erosionados por el glaciar Jorge Montt y depositados posteriormente en el fiordo Baker, han sido afectados por marcados cambios en las condiciones físico químicas del ambiente en el cual están inmersos, debido a que con cada agente erosivo, los minerales fueron modificados física y/o químicamente.

De los análisis granulométricos y morfológicos, el sedimento obtuvo inicialmente, una extracción física por el glaciar, que modificó su forma y disminuyó su tamaño de grano. Así, como sugiere Sharp (1988), la redondez y esfericidad de los granos son desarrollados principalmente en zonas subglaciares, donde el sedimento experimenta abrasión y roturas al ser transportados por tracción. Es por ello que hay un gran porcentaje de minerales primarios que poseen características de granos subredondeados a subangulosos, esto en conjunto con fuerzas que ejercen una continua disminución de tamaño de grano. Luego de haber sido incorporado al hielo, el sedimento erosionado asciende a la zona endoglaciar, donde continúa disminuyendo su tamaño de grano por crioclastía. El máximo efecto de este agente meteorizante se produce en primavera, es decir, al inicio del período de 6 meses que se consideran como tiempo de derretimiento de hielos, debido a que el agua resultante de la fusión nival penetra en grietas, diaclasas y poros, donde se congela con posterioridad llegando a expandirse aproximadamente en un 9% su volumen, fracturando la roca. En esta sección del glaciar es más elevado el porcentaje de finos, la meteorización física cumple su rol al promover la desintegración granular, produciendo clastos angulosos. La crioclastía puede llegar a ser un relevante agente meteorizante, según estudios de Barsch (1977) en Suiza y de Jahn (1976) en Noruega, la continua producción de gelifractos trae consigo el retroceso de las paredes rocosas, que pueden llegar a variar entre 0,3 mm/año en Spitsbergen (Noruega), y 2,5 mm/año en los Alpes suizos.

En morfología de granos, KC7 y KC2 poseen una leve diferencia en proporcionalidad de redondez de bordes de clastos, como se muestra en la tabla 5.3 del capítulo 5, los clastos de KC7 son de carácter subanguloso a subredondeado, mientras que KC2 son angulosos a subangulosos, esto responde directamente a dos factores, primero la lejanía de KC7 al agente erosivo, ya que está ubicado a 14 km del frente glaciar, por tanto el sedimento permanece más tiempo siendo transportado y a su vez, más tiempo inmerso en reacciones químicas que afectan directamente a los bordes de los granos. Segundo, a 3 km al NW de KC7 está la desembocadura del río

Ventisquero, el cual libera sedimento de origen fluvial, donde el retrabajo físico termina suavizando también los bordes de los clastos.

Las imágenes aludidas en la sección 4.3 del capítulo 4 Metodología, corresponden a varvas, estructuras sedimentarias centimétricas, depositadas en fiordos o lagos de un ambiente periglaciario. Esta estructura de carácter rítmica, utilizada en cronología, refleja cambios estacionales, ya que cada par consta de un par formado por arena que se sedimenta en verano y limo que se deposita el resto del año. Según Alapieti y Saarnisto (1981); Francus y Saarinen (1999) las varvas representan un ciclo de sedimentación anual, lo que no es exacto al observar las fotografías de ambos testigos y los resultados en granulometría y morfología de este estudio, ya que no existe una regularidad de estructuras en registro que verifique una par de varvas por año. De hecho este método es criticado, ya que según Smith et al., (1982) puede formarse más de un par en un solo año y en otros no haber depositación por variaciones en la descarga o desviaciones de corrientes que llevan el sedimento. Los resultados obtenidos en granulometría, mostraron una oscilación de tamaño de grano, reflejándose en un cambio de tonalidad en la vista transversal de ambos testigos (varvas). Así como menciona Smith et al., (1982), este registro cronológico es variable y se visualiza en las tonalidades homogéneas claras y oscuras alternadas con varvas, esto conlleva a una incertidumbre al estimar el tiempo de depositación de la columna sedimentaria. Las varvas como estructuras sedimentarias, responden más bien a cambios energéticos en el ambiente en el que están inmersos y a variaciones de descarga de sedimentos por parte del agente erosivo, pero no es posible discriminar por estación ni ciclo anual. Para efectos de este estudio y apoyado en los resultados de Boldt (2014) sobre la tasa de sedimentación del glaciar Jorge Montt en las últimas décadas, el registro de una columna de 164 cm de sedimento, representaría en KC2, un rango de 1,5 a 2,2 años de depositación. Los resultados de Boldt (2014) son aplicables a un rango de 3 a 10 km de distancia del frente glaciar, por lo que KC7 al estar a 14 km no califica para la estimación, aun así tendría un tiempo estimado de depositación de 1,2 a 1,8 años, pero este valor es de poco fiar tomando en cuenta la influencia fluvial directa por el río Ventisquero ubicado a 3 km al NW de KC7 y también por posibles aportes de sedimentos provenientes del Canal Baker. Para otorgar más precisión a esta estimación sería necesario saber la cantidad de sedimento disuelto por litro de agua que aporta el río y además tener conocimiento sobre la tasa de sedimentación del sector donde se colectó KC7.

Para el sedimento aun inmerso en el glaciar, la meteorización química por lo general es reducida, debido a que el agua se encuentra en estado sólido, excepto en las etapas de deshielo. Además, las reacciones químicas se ralentizan a temperaturas bajas.

La meteorización química fue llevada a cabo principalmente en etapas posteriores a las antes descritas, con movilidades variadas de los distintos elementos dada por reacciones como reducción, hidrólisis, hidratación y sustitución iónica. Estas reacciones están estrechamente ligadas a la solubilidad de los minerales y a la cantidad de solvente o agua de disolución, siendo el factor más importante, junto con los iones disueltos, que controlan la velocidad de la alteración mineral. El agua marina, con mayor cantidad de iones disueltos, promueve la floculación que conlleva a la sedimentación (Arche, 2010) en el fiordo Baker, donde la salinidad se incrementa a mayor profundidad (Moffat et al., 2018). Los iones liberados, que poseen elevada solubilidad se lixivian por el agua, mientras que otros permanecen en el residuo, dando origen a minerales de neoformación (Bland y Rolls, 1998) como los minerales de arcilla y los oxihidróxidos de hierro y aluminio, siendo este último promovido por la desilicificación en un ambiente saturado en agua.

El agua oceánica es ligeramente alcalina, y el valor de su pH está entre 7,5 y 8,4 y varía en función de la temperatura, si esta aumenta el pH disminuye y tiende a la acidez; también puede variar en función de la salinidad, de la presión o profundidad y de la actividad vital de los organismos marinos. El sílice en particular posee una solubilidad baja, pero con un pH claramente alcalino (superior a 7) se lixivian con relativa facilidad. La curva de su solubilidad se refiere a sílice amorfa y no a cuarzo, que tiene una solubilidad 20 veces menor (Carrol, 1970).

Del sílice y alumina, junto con elementos de mayor movilidad Na, K, Ca y Mg, ocurre una reorganización para formar minerales de arcilla, los cuales pudieron haberse formado en la roca madre o durante la inmersión del sedimento en el agua marina, así como mostró CIA, existe un desarrollo de feldespatos a arcillas cercanos a un 40%. A pesar de la diferencia en la proximidad de ambos testigos con respecto al glaciar Jorge Montt, según los resultados de los índices de meteorización, no hay una revelación a través de estos parámetros de si hay una influencia en mayor o menor proporción del agua dulce y agua salada en la alteración química. La interacción del sedimento con los iones disueltos en el fiordo, la estratificación del agua dada por la temperatura a distintas profundidades y la salinidad (Moffat, 2014) no parecen influir

directamente, en el corto plazo (2 años) a una diferencia de minerales de alteración entre KC2 y KC7.

Ramírez et al. (2005) proponen para el CMAO un bajo grado de metamorfismo, perteneciendo este a la transición en la Anchizona y Epizona con inicio de la facies de Esquisto Verde. Esta última facies se respalda con los resultados mineralógicos, pero no con la medición de la cristalinidad de la illita, donde su valor más cercano a la facies de Esquisto Verde es de 0,176 (Epizona). Cabe destacar que el método para ejecutar la medición (por el usuario) de la cristalinidad de la illita posee un margen de error, como se detalla en el apartado 4.4.3.3 Cristalinidad de la illita del capítulo 4, la medida de la anchura a la mitad de la altura del peak con calibración según el estándar de índice de cristalinidad (CIS) (Warr y Rice, 1994), está sujeta a criterio del usuario, quien decide cual será la amplitud en el difractograma abarcada para la medición. Por tanto, este método de semicuantificación entrega un acercamiento al grado metamórfico, pero es debido acudir a la mineralogía para corroborar las estimaciones.

La mineralogía resultante se condice casi en su totalidad con el protolito de origen metamórfico descrito por Bell y Suárez (2000) y por los minerales identificados en el CMAO por Hervé (2008).



7 CONCLUSIONES

El sedimento proveniente del glaciar Jorge Montt ha pasado por condiciones de meteorización física y química, que han afectado su granulometría, morfología y composición química.

La disminución granulométrica se dio principalmente por meteorización física, ya sea por tracción del glaciar sobre el CMAO, y también por crioclastía en la zona endoglaciar, donde existe un mayor porcentaje de material fino. En las muestras, los parámetros estadísticos resultaron en una menor granulometría en el testigo KC7 comparado con el testigo KC2. En el testigo más alejado del glaciar, KC7, posee 5 veces menos limo muy grueso, lo que se ve compensado en un mayor porcentaje de limo fino, limo muy fino y arcilla. Esto conlleva a una oscilación granulométrica más pronunciada en KC2.

Las estructuras denominadas varvas, responden a una diferenciación granulométrica por cambios en la energía del ambiente o por variaciones en las descargas de sedimento de la fuente erosiva. La estimación del tiempo de depositación, a través de estas estructuras no es precisa y se descarta en su totalidad su referencia. Según los datos de Boldt (2014), resulta concluyente para KC2 un tiempo de depositación entre 1,5 a 2,2 años para los 160 cm de testigo. El testigo KC7 no cumple el rango para los datos de Boldt (2014), pero de manera comparativa, representaría un rango de 1,2 a 1,8 años de sedimentación para una columna de 132 cm. Para una estimación más precisa del tiempo de depositación de una columna sedimentaria, sería necesario conocer la dinámica del glaciar, su comportamiento de avance o retroceso, aporte sedimentario externo al glaciar, cantidad de material suspendido y tasa de sedimentación por zonas.

La morfología de granos de minerales primarios se vio afectada por los procesos erosivos físicos, donde por tracción fueron suavizados los bordes del clasto. Los granos secundarios, producto de procesos químicos en los minerales primarios, resultaron en formas típicas de las arcillas, con granulometrías muy pequeñas del orden de 2 μm , con formas aciculares, alargadas de baja esfericidad y bordes angulosos.

El proceso de alteración química fue mínimo mientras el sedimento se mantuvo en el hielo, pero la disminución granulométrica aumentó la superficie de contacto, donde posteriormente la meteorización química, llevada a cabo principalmente en el mar, cumplió su rol transformando parte de la composición mineralógica primaria en nuevos minerales estables ante las nuevas

condiciones ambientales. La alteración química en el sedimento es incipiente, logrando identificar sin problema los minerales provenientes del CMAO.

Para lograr una estimación más certera del tiempo de depositación en el sector donde se colectó KC7, es necesario tomar en cuenta la influencia fluvial directa por el río Ventisquero ubicado a 3,3 km al NW. Para ello saber el aporte de sedimento del río hacia el fiordo es fundamental, además de tener conocimiento de la tasa de sedimentación del fiordo y la cantidad de material en suspensión junto con los posibles aportes provenientes del Canal Baker.

El grado de meteorización física fue elevado, considerando que el grano medido de mayor tamaño del sedimento llegó a medir máximo 60 μm , lo que demuestra una intensa reducción de tamaño de grano. La meteorización química fue incipiente con respecto a la totalidad de sedimento disponible, pero fue considerablemente mayor para la cantidad de tiempo que estuvo inmerso en el mar, donde llegó a valores de alteración de un 40% (CIA: Índice químico de alteración) y un 56% (PIA: Índice de alteración de la plagioclasa).

En la identificación de los grupos de arcilla, con la ausencia de esmectita, se corrobora la procedencia metamórfica del sedimento analizado. La mineralogía encontrada en esta investigación coincide con la descrita por Hervé et al., (2008) en el CMAO, donde es posible relacionar las fases cristalinas a la facies de esquistos verdes, es decir, la temperatura de metamorfismo para el CMAO sería máximo de 500°C, pero por mediciones de la cristalinidad de la illita, con valores del $\Delta^2\Theta$ que varían entre 0,29 y 0,17 ubica el grado metamórfico mucho más bajo, es decir en la transición de la anchizona y la epizona, en temperaturas cercanas a 350°C (Winkler, 1976). Por estudios hecho por Ramírez et al., (2005), determinaron una temperatura de metamorfismo para el CMAO dentro de un rango de 320 – 390°C y una presión de $4.0 \pm 1,2$ kbar.

8 REFERENCIAS

- ALAPIETI T. & SAARNISTO M. 1981. Energy dispersive X-ray microanalysis of laminated sediments from Lake Valkiajärvi, Finland. *The Geological Society, Bulletin*, 53, 3-9.
- ALVAREZ, P. & RAMOS, V. 1999. The Mercedario rift system in the principal Cordillera of Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. 12, 17-31.
- ANIYA, M.; SATO H.; NARUSE R.; SKVARCA P. & CASASSA G. 1996. The use of satellite and Airborne Imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62(12), 1361-1369.
- ANIYA, M.; SATO, H.; NARUSE, R.; SKVARCA, P. & CASASSA, G. 1997. Recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. *Arctic and Alpine Research*, 29, 1-12.
- ARCHE, A. 2010. Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, España. p. 640.
- ÁRKAI, P.; MERRIMAN, R.J.; ROBERTS, B.; PEACOR D.R. & TÓTH, M. 1996. Crystallinity, crystallite size and lattice strain of illite-muscovite and chlorite: Comparison of XRD and TEM data for diagenetic to epizonal pelites. *European Journal of Mineralogy* 8, 1119-1137.
- AUGUSTSSON, C. & BAHLBURG, H. 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 15–26.
- BARROW, G. 1912. On the geology of Lower Dee-side and the southern Highland Border. *Proceedings of the Geologists' Association*, 23(5), 274-IN1.
- BARSCH, D. 1977. Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in alpine permafrost environments. *Earth Surface Processes*, Alemania. 2, 231-245.

- BAZZARELLA, R. 2016. Comparação de métodos na análise granulométrica de rejeitos de mineração. Tesis para obtener el grado de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Federal de Ouro Preto, Brasil. p. 30.
- BECKHOFF, B.; KANNGIEßER, B.; LANGHOFF, N.; WEDELL, R. & WOLFF, H. 2006. Handbook of practical X-ray fluorescence analysis. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Chemistry and Materials Science Collection. Berlin, p. 878.
- BELL, C. & SUÁREZ, M. 2000. The Río Lácteo Formation of southern Chile. Late Paleozoic orogeny in the Andes of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 133-145.
- BELL, C. 2009. Quaternary lacustrine braid deltas on lake General Carrera in southern Chile. *Andean Geology*, 36, 51-65.
- BLAND, W. & ROLLS, D. 1998. Weathering: An Introduction to the Scientific Principles. Arnold. Londres, p. 271.
- BLOTT, S.J. & PYE, K. 2001. Gradstat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- BOLDT, K. 2014. Fjord sedimentation during the rapid retreat of tidewater glaciers: observations and modeling. A dissertation submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy. University of Washington. 162 p.
- BÖRGEL, R. 1983. Geografía de Chile, Tomo II, Geomorfología. Geografía de Chile, Ediciones Instituto Geográfico Militar, Santiago, 182 pp.
- BRIME, C. 1999. Metamorfismo de bajo grado: ¿Diferencias en escala o diferencias en grado metamórfico? Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, España. *Revista Trabajos de Geología*, p. 61-66.
- CALDERÓN, M. & HERVÉ, F. 2000. Metamorfismo de contacto en el margen oriental del batolito sur patagónico (48°–50°30'S). IX Congreso Geológico Chileno 2, 707–711
- CARROL, D. 1970. Rock Weathering. Plenum Press. Nueva York. p. 203.

- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. *The Geology of Chile*. Moreno, T. y Gibbons, W. (Editores). Londres. The Geological Society, 21-114.
- COLLO, G. 2003. La inducción como método científico para establecer la génesis de la illita en rocas de bajo grado de metamorfismo. *Problemas del Conocimiento en Ingeniería y Geología*, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. 1, 53-64.
- CORBÍ H. & MARTÍNEZ J., 2015. Interpretando ambientes sedimentarios: taller de sedimentología con arenas como actividad didáctica de Ciencias de la Tierra. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, Universidad de Alicante, España. 23(2), 242-252.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G.; FERRERO, J. & KÜBLER, B. 1968. Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphisme. *Sedimentology*, 10, 137-143.
- EISMA, D. 1986. Flocculation and deflocculation of suspended matter in estuaries. *Netherlands Journal of Sea Research*, 20, 182-199.
- ESKOLA, P. 1915. On the relation between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi región. *Commission Geologique, Bulletin. Finlande*, 44, 109-145.
- FEDO, C.M.; NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921-924.
- FOLK, R. & WARD, W. 1957. A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- FOLK, R. 1951. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 21, 127-130.
- FOLK, R. 1954. The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. *The Journal of Geology*, 62 (4), 344-359

- FRANCUS, P. & SAARINEN, T. 1999. Advances in varved sediment studies help paleoclimat e reconstructions. *Eos, Transaction American Geophysical Union*. 80, 422–424
- GARCÍA, A. & SAAVEDRA, J.; 1976. Sobre el concepto y aplicación de un nuevo índice de meteorización a la edafoquímica y prospección de elementos trazas en terrenos graníticos. *Revista Española de Geología y Minería*. 11, 1-11
- GARRIDO, I.; VOGEL, S. & HERVÉ, F. 1985. La cristalinidad de la illita como indicador de grado de metamorfismo de ciertas unidades Paleozoicas de Chile. Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, pp.4/655-670.
- GLASSER, N.; SCAMBOS, T.; BOHLANDER, J.; TRUFFER, M.; PETTIT, E. & DAVIES, B. J. 2011. From ice-shelf tributary to tidewater glacier: continued rapid recession, acceleration and thinning of Röhss Glacier following the 1995 collapse of the Prince Gustav Ice Shelf, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 57(203), 397-406.
- GOBIERNO REGIONAL DE AYSÉN/SERPLAC. 2005. Atlas Región de Aysén. Santiago, Chile. 41 p.
- GOURLET, P.; RIGNOT, E.; RIVERA, A. & CASASSA, G. 2016. Ice thickness of the northern half of the Patagonia Icefields of South America from high-resolution airborne gravity surveys. *Geophysical Research Letters*, 43, 241–249.
- HERVÉ, F.; AGUIRRE, L.; GODOY, E.; MASSONE, H.; MORATA, D.; PANKHURST, R.J.; RAMÍREZ, E.; SEPÚLVEDA, V. & WILLNER, A. 1998. Nuevos antecedentes acerca de la edad y las condiciones P-T de los complejos metamórficos de Aysén, Chile. Congreso Latinoamericano de Geología, 10, Actas, y Congreso Nacional de Geología Económica. 6 (2), 134-137.
- HERVÉ, F.; DEMANT, A.; RAMOS, V.; PANKHURST, R. & SUÁREZ, M. 2000. Tectonic evolution of South America. Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (Editores). Río de Janeiro. *The Southern Andes*, 605-635.

HERVÉ, F.; FANNING, C. & PANKHURST, R. 2003. Detrital zircon age patterns and provenance in the metamorphic complexes of Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 107-123.

HERVÉ, F.; FAUNDEZ, V.; CALDERÓN, M.; MASSONE, H. & WILLNER, A. 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. The Geology of Chile (Moreno, T.; Gibbons, W., editores). Londres. *The Geological Society, Bulletin*, 5-19.

HERVÉ, F.; CALDERÓN, M. & FAÚNDEZ, V. 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geología Acta*. Chile. 6(1), 43-53

INSTITUTO CHILENO DE CAMPOS DE HIELO. Sendero interpretativo ruta Glaciar Jorge Montt. Recuperado de www.studylib.es/doc/5791998/sendero-interpretativo-ruta-glaciar-jorge-montt.

IPOHORSKI, M. & BOZZANO, P. 2013. Microscopía electrónica de barrido en la caracterización de materiales. Ciencia e Investigación, Instituto Sabato UNSAM-CNEA, Buenos Aires, Argentina. 63(3), 43-53.

JAHN, A. 1976. Geomorphological modeling and nature protection in Arctic and Subarctic environments. *Geoforum*, 7, 121-137.

JARRARD, R.D. 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, 24, 217-284.

JAYAWARDENA, U DE S. & IZAWA, E. 1994a. Application of present índices of chemical weathering for precambrian metamorphic rocks in Sri Lanka. *International Association of Engineering Geology, Bulletin*, 49(1), 55-61.

JAYAWARDENA, U DE S. & IZAWA, E. 1994b. A new chemical index of weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: A study from Sri Lanka. *Engineering Geology*, 36(3-4), 303-310.

JUSTO, Á., & MORILLO GONZÁLEZ, E. (1999). Técnicas de difracción de rayos X para la identificación cualitativa y cuantitativa de minerales de la arcilla. Consejo Municipal de Cultura. Ciencia y Tecnología de Materiales. Sevilla, España. 2, 77-86

- KISCH, H. 1987, Correlation between indicators of very-low-grade metamorphism, in Frey, M., ed., Low temperature metamorphism. *Blackie and Son*, Glasgow, Escocia. p. 228-300.
- KRUMBEIN, W.C. (1934). Size Frequency Distribution of Sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 4, 65-77.
- KÜBLER, B. 1964. Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Magazine Institute French of Petroleum*, 19, 1093-1112.
- KÜBLER, B. 1967a. La cristallinité de l'illite et les zones tout á fait supérieures du métamorphisme. *Etages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel 1966*, A la Baconniere, Neuchâtel, Suisse, 105-121.
- KÜBLER, B. 1967b. Anchimétamorphisme et schistosité. *Centre de Recherches de Pau- SNPA, Bulletin*, 2, 385-397.
- LACASSIE, J.P. 2001. Geología del interfluvio Baker-Bravo (47°30' – 48° S), Aysén, Chile. Memoria de título (inérito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago de Chile. 111 p.
- MANNING, A. & DYER, K. 1999. A laboratory examination of flow characteristics with regard to turbulent shearing. *Marine Geology, Journal*, 160, 147-170.
- MARTINIC, M. 2005. De la Trapananda al Áysen. Pehuén Editores: 539 pp. Santiago.
- MASIOKAS, M.; LUCKMAN, B.; VILLALBA, R.; DELGADO, S.; SKVARCA, P. & RIPALTA, A. 2009. Little ice age fluctuations of small glaciers in the Monte Fitz Roy and Lago del Desierto areas, south Patagonian Andes. *Palaeogeography, Palaeoecology*, Argentina. 281, 351-362.
- MAYNARD, J.; SUTTON, S.; ROBB, L.; FERRAZ, M. & MEYER, F. 1995. A paleosol developed on hydrothermally altered granite from the hinterland of the Witwatersrand basin: characteristics of a source of basin fill. *Journal of Geology*, 103, 357–377.
- MCCAIVE, I. 1985. Mechanics of deposition of fine-grained sediments from nepheloid layers. *Geo-Marine Letters*, 4, 243-245.

- MOFFAT, C. 2014. Wind-driven modulation of warm water supply to a proglacial fjord, Jorge Montt Glacier, Patagonia. *Geophysical Research Letters*, 41.
- MOFFAT, C.; TAPIA, F.; NITTROUER, C.; HALLET, B.; BOWN, F.; BOLDT, K. & ITURRA, C. 2018. Seasonal evolution of ocean heat supply and freshwater discharge from a rapidly retreating tidewater glacier: Jorge Montt, Patagonia. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123.
- MOLINA, M.; GIMÉNEZ, P. & PADILLA, A. 2018. Procesos de clima frío en el extremo NE peninsular de la Cordillera Bética. Revisión y síntesis de investigaciones previas. *Cuaternario y Geomorfología*. España. 18 pp.
- MPODOZIS, C; RAMOS, V. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 63 (4), 481-497.
- NESBITT, H. & YOUNG, G. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715–717.
- NESBITT, H. & YOUNG, G. 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology*, 97, 129-147.
- NICHOLS, M. & BIGGS, R. 1985. Estuaries. En R. A. Davis (ed.), *Coastal Sedimentary Environments*, 2.^a ed., Springer-Verlag, New York, 77-186.
- PANKHURST, R. & HERVÉ, F. 1994. Granitoid age distribution and emplacement control in the North Patagonian Batholith in Aysen, Southern Chile. Congreso Geológico Chileno, 7, 1409-1413.
- PARKER, A. 1970. An index of weathering for silicate rocks. *Geology*, 107, 501-504.
- PRICE, J. & VELBEL, M. 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology*, 202, 397-416.

- RAMÍREZ C. & CAMPOS N. 2000. Composición química y mineralógica de las biotitas metamórficas del sector central del macizo de Santander, Colombia. *Boletín de Geología*, 22(37), 18-27.
- RAMÍREZ, E. 1997. Geología del Valle del Río Chacabuco, XI Región de Aysén. Memoria de Título (Unpublished), Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago. 71 p.
- RAMÍREZ, E.; HERVÉ, F.; KELM, U. & SASSI, R. 2005. P-T conditions of metapelites from metamorphic complexes in Aysén, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(3), 373-386.
- RENAU-PIQUERAS, J. & FAURA, M. 1994. Principios básicos del microscopio electrónico de barrido. Centro de Investigación. Hospital "La Fé". Sección microscopía electrónica. Universidad da Coruña. Avenida Campanar, 21, Valencia. 92 pp.
- RIVERA, A.; ARAVENA, J. & CASASSA, G. 1997a. Recent fluctuations of Glaciar Pío XI, Patagonia: discussion of a glacial surge hypothesis. *Mountain Research and Development* 17 (4), 309-322.
- RIVERA, A.; BENHAM, T.; CASASSA, G.; BAMBER, J. & DOWDESWELL, J. 2007. Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia icefield, Chile. *Global and Planetary Change*, 59, 126-137.
- RIVERA, A.; CORRIPIO, J.; BRAVO, C. & CISTERNAS, S. 2012b. Glaciar Jorge Montt (Chilean Patagonia) dynamics derived from photos obtained by fixed cameras and satellite image feature tracking. *Annals of Glaciology*, 53(60), 147-155.
- RIVERA, A.; KOPPE, M.; BRAVO, C. & ARAVENA J. 2012a. Little Ice Age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt. *Chilean Patagonia Climate of the Past*, 8, 403-414.
- RIVERA, A.; LANGE, H.; ARAVENA, J. & CASASSA, G. 1997b. The 20th Century Advance of Glaciar Pío XI, Southern Patagonia Icefield. *Annals of Glaciology*, 24, 66-71.
- ROALDSET, E. 1972. Mineralogy and geochemistry of Quaternary clays in the Numedal area, southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 52 (4), 335-369.

- RUXTON, B. 1968. Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *Journal of Geology*, 76, 518-527.
- RUXTON, B. 1986. Sedimentology, isotopic signature and ore genesis of the Klein Aub copper mine, South-west Africa/Namibia. *Geological Society of South Africa*, 2, 1725-1738.
- SEPÚLVEDA, V. 2000. Geología de la Hoja Villa O'Higgins, Región de Aysén, Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 71 p. Santiago.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería. Publicación Geológica Digital. No. 4 (CD.ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- SHARP, M. 1988. Surging glaciers: geomorphic effects. *Progress in Physical Geography*, 12, 349-370.
- SHAW, J. & ARCHER, J. 1978. Winter turbidity current deposits in Late Pleistocene glaciolacustrine varvest. Okanagan Valley, British Columbia, *Canada Boreas*, 7, 123-130.
- SMITH, N.; VENDL, M. & KENNEDY, S. 1982. Comparison of sedimentation regimes in four glacier-fed lakes of western Alberta. Research in Glacial, Glaciofluvial and Glaciolacustrine System. *Geo Books*. Norwich, 203-238.
- STORTI, F. & BALSAMO, F. 2010. Particle size distributions by laser diffraction: sensitivity of granular matter strength to analytical operating procedures. *Solid Earth*. 1, 25-48.
- SURYANARAYANA, C. & NORTON, M. 1998. X-Ray Diffraction: A Practical Approach. Plenum Publishing Corporation. 273 pp. Nueva York.
- THOMSON, S.N. & HERVÉ, R. 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). *Revista Geológica de Chile*. 29 (2), 255-271.
- TUREKIAN, K. & COCHRAN, J.K. 1978. Determination of marine chronologies using natural radionuclides, Riley, J.P. (Ed.), *Chemical Oceanography, Journal*, 7, 313-360.

- UDDEN, J. 1914. Mechanical Composition of Clastic Sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 25, 655-744.
- VAN LEUSSEN, W. 1988. Aggregation of particles, settling velocity of mud flocs: a review. En J. Dronkers y W. van Leussen (eds.), *Physical processes of Estuaries*. Springer, Berlín, 347-403.
- VELDE D. 1977. Clays and clay minerals in natural and synthetic systems. 21. Elsevier. Amsterdam, 218 pp.
- VOGT, T. 1927. Sulitjelmafeltets geologi og petrografi. *Norges Geologiske Undersokelse*, 121, 1-560.
- WARR L. & RICE A. 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystal size data. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 751-764.
- WENTWORTH, C. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal Geology*, 30, 377-392.
- WILLIS, M.; MELKONIAN, A.; PRITCHARD, M.E. & RIVERA, A. 2012. Ice loss from the Southern Patagonian Ice Field, South America, between 2000 and 2012. *Geophysical Research Letters*, 39.
- WILLNER, A.; HERVÉ, F. & MASSONNE, H. 2000. Mineral chemistry and pressure–temperature evolution of two contrasting high-pressure–low-temperature belts in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Journal of Petrology*, 41(3), 309-330.
- WINKLER, H. 1976. Metamorphic Reactions in Carbonate Rocks. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer, Berlin, 220 p.
- WINTER, J.D., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology, *Prentice Hall*, New Jersey, 697 pp.

Anexo I: Marco Geológico



El contenido expuesto a continuación, se ofrece con la finalidad de facilitar la comprensión al lector, sobre temáticas y conceptos geológicos específicos desarrollados durante la investigación.

Facies metamórficas

Eskola (1915) define "Facies" como: "conjunto de rocas caracterizadas por paragénesis específicas, las cuales se formaron al equilibrio bajo condiciones definidas de metamorfismo, es decir en cierto rango de PT. La naturaleza de la paragénesis de equilibrio observada depende exclusivamente de la composición inicial de la roca (en otras palabras para una roca determinada sometida a una P y T definida, la paragénesis que se formará es siempre la misma) y por lo tanto puede ser predicha usando diagramas de composición-paragénesis" (Figura I.1). En una facies pueden coexistir paragénesis de distinta naturaleza dependiendo del protolito respectivo

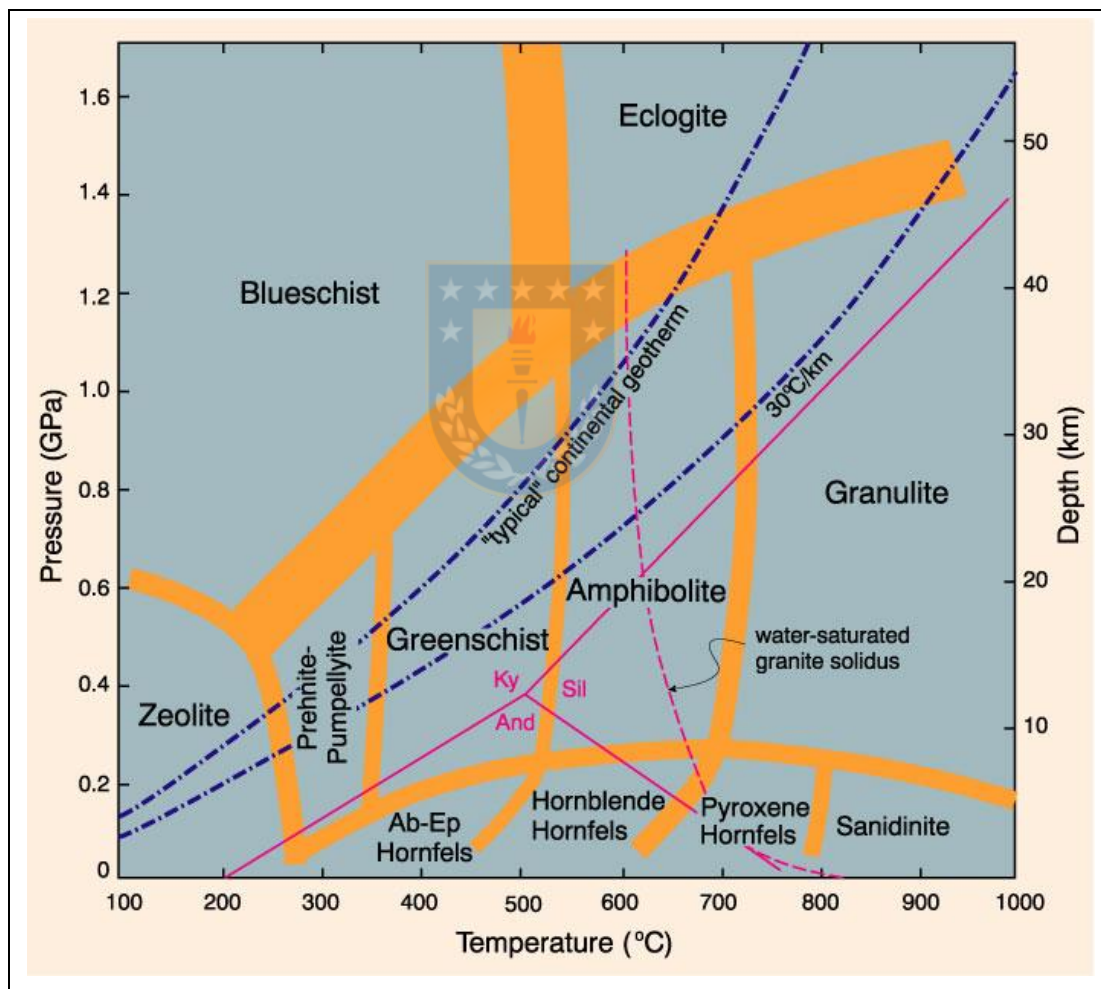


Figura I.1 Diagrama P-T mostrando las diferentes facies tradicionales. Los límites son aproximados y gradacionales (dependen de la composición de la roca y de la fase fluida) y en ellos aparecen y desaparecen minerales diagnósticos, mediante reacciones (Tomado de Winter, 2001)

Zonas de metamorfismo Barroviano

Barrow (1912), definió 6 zonas de metamorfismo regional progrado (aumento en el grado de metamorfismo con el tiempo, debido al aumento de temperatura y/o presión) basándose en las variaciones mineralógicas en las metapelitas, específicamente en la aparición de un mineral indicador (Figura I.2).

Zona metamórfica	aumento del grado metamórfico →					
	LZH Cl	LZH Bt	LZH Alm	LZH St	LZH Ky	LZH Si
	Zona de clorita	Zona de biotita	Zona de granate alm	Zona de estaurólita	Zona de distena	Zona de sillimanita
Clorita						
Biotita						
Granate (Alm)						
Estaurólita						
Distena						
Sillimanita						
Moscovita						
Plagioclasa Na						
Cuarzo						

Figura I.2 Minerales indicadores por zona metamórfica. (Fuente: Bucher y Grapes, 2010).

Metamorphic Facies	Metamorphic Grade →						
	Greenschist	Transitional States	Amphibolite		Granulite		
Albite							
Plagioclase > An ₁₂		Oligoclase				Andesine	
Epidote							
Actinolite							
Hornblende							
Augite							
Orthopyroxene							
Chlorite							
Garnet							
Biotite							
Quartz							
Phengite							
Cumingtonite							
Zone for associated metapelites	Chlorite Zone	Biotite Zone	Garnet Zone	Staurolite and Kyanite Zones	Sillimanite-Muscovite Zone	K-feldspar-Sillimanite Zone	Cordierite-Garnet Zone

Figura I.3 Comparación entre facies metamórficas y metamorfismo Barroviano. (Fuente: Bucher y Grapes, 2010).

Anexo II: Metodología



El contenido expuesto a continuación, se ofrece con la finalidad de mostrar el trabajo de preparación de las muestras de sedimento facilitadas por el profesor Dr. Marcelo Gutiérrez del Departamento de Oceanografía de la Universidad de Concepción, así como también se incluye información complementaria de las técnicas de laboratorio utilizadas durante la investigación.

Muestreo

Las imágenes de la figura II.1 fueron facilitadas por el Departamento de Oceanografía de la Universidad de Concepción, con el propósito de elegir las secciones de interés, a través de un análisis visual, que fueron sometidas a DRX y FRX.

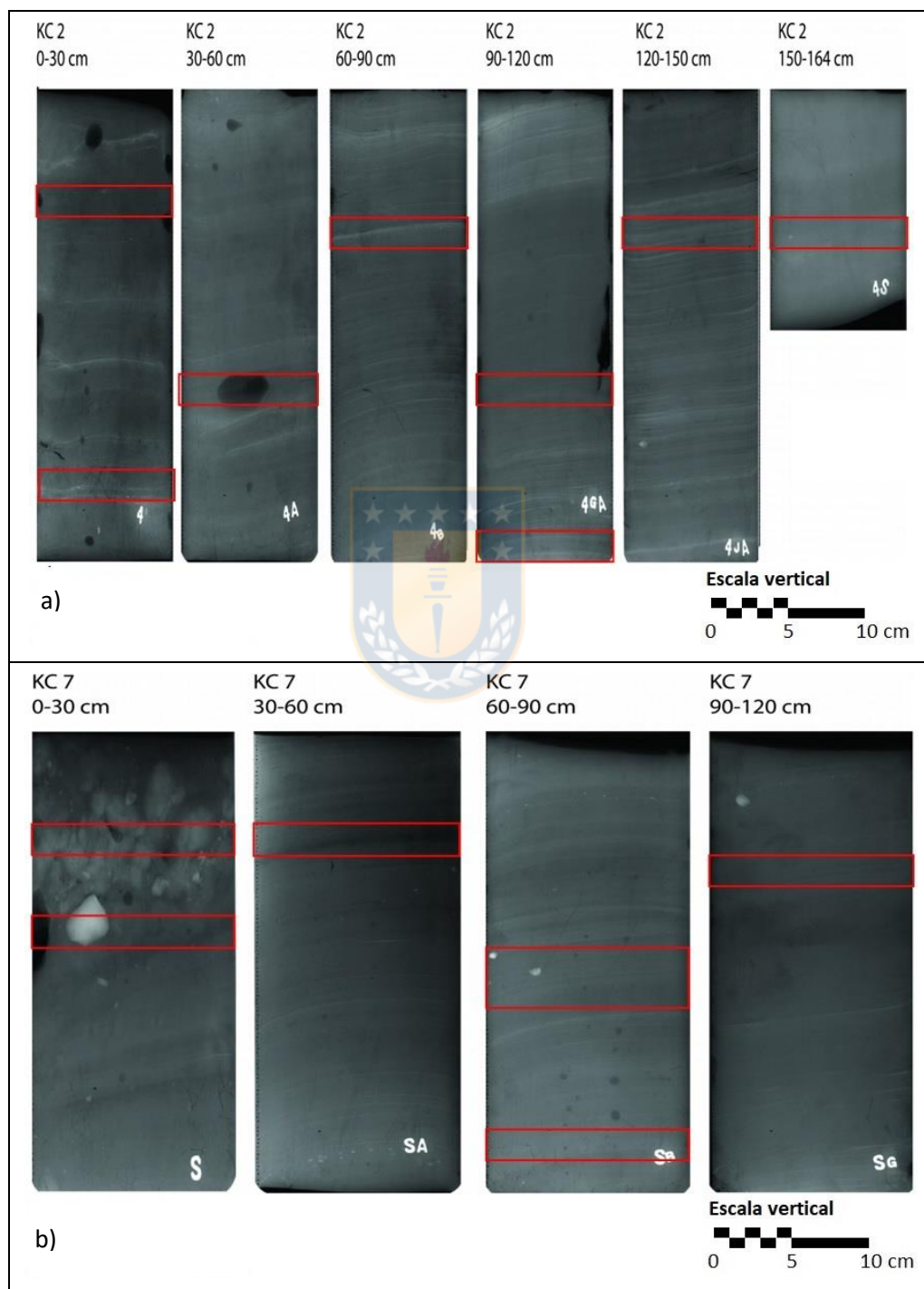


Figura II.1 Imágenes de rayos X de ambos testigos, en a) KC2 y en b) KC7. En cuadros rojos las secciones elegidas para el análisis de laboratorio DRX y FRX.

A continuación en la tabla II.1 y II.2, todas las secciones disponibles para análisis de laboratorio, donde las de tonalidad roja fueron seleccionadas para los análisis de DRX y FRX.

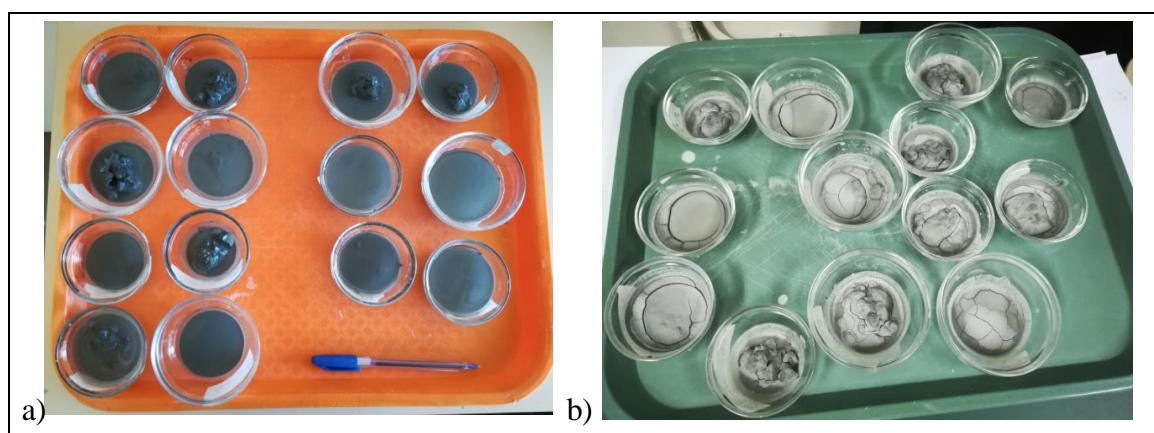
Tabla II.1 Secciones disponibles del testigo KC2. En rojo las secciones elegidas para análisis en laboratorio.

0-2	36-38	68-70	98-100	128-130	158-160
6-8	42-44	78-80	108-110	138-140	
12-14	48-50	88-90	118-120	148-150	
18-20	58-60				
24-26					
30-32					

Tabla II.2 Secciones disponibles del testigo KC7. En rojo las secciones elegidas para análisis en laboratorio.

0-2	36-38	68-70	98-100
6-8	42-46	74-78	110-112
12-14	50-52	80-82	120-122
18-20	56-58	86-88	130-132
24-26	62-64	92-94	
30-32			

El tratamiento del sedimento para lograr someterlo a las técnicas de laboratorio, fueron ejecutadas en las dependencias del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción. Una vez descongelado el sedimento, fue extraído de los tubos de ensayo donde estaba conservado a -18°C , luego depositados en recipientes de vidrio donde fue secado a 40°C durante 72 hrs. Posteriormente el sedimento fue disgregado con mortero de ágata y guardado en bolsas de polietileno listos para el montaje final (figura II,2).



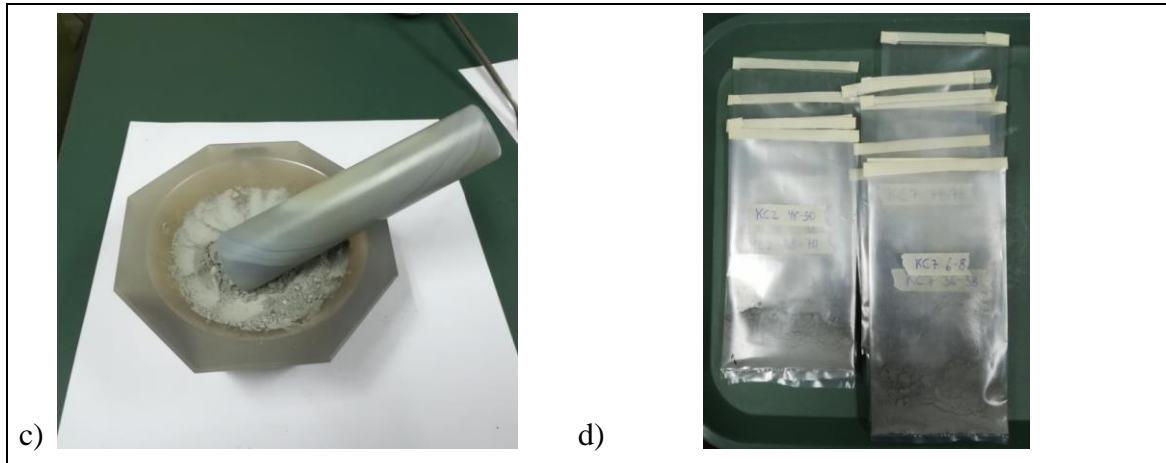


Figura II.2 Procedimiento de muestras a) Muestra húmeda en recipiente de vidrio. b) Sedimento luego del secado en estufa durante 72 horas a 40°C. c) Mortero de ágata usado para disgregar el sedimento. d) Guardado de sedimento en bolsas de polietileno.

Principio de la difracción por rayos láser

Consiste en hacer pasar una muestra pulverulenta, en suspensión en un líquido no reactivo, a través de un rayo láser monocromático. El equipo analítico utiliza ultrasonido para reducir el agregamiento de partículas. Si se utiliza líquido, este es luego bombeado mecánicamente y forzado a circular en una celda de cuarzo iluminada por un haz láser. Según la teoría de Fraunhofer se origina una figura de difracción, que es registrada en el detector. De este modo, se consigue obtener el análisis granulométrico de las partículas (Figura II.3).

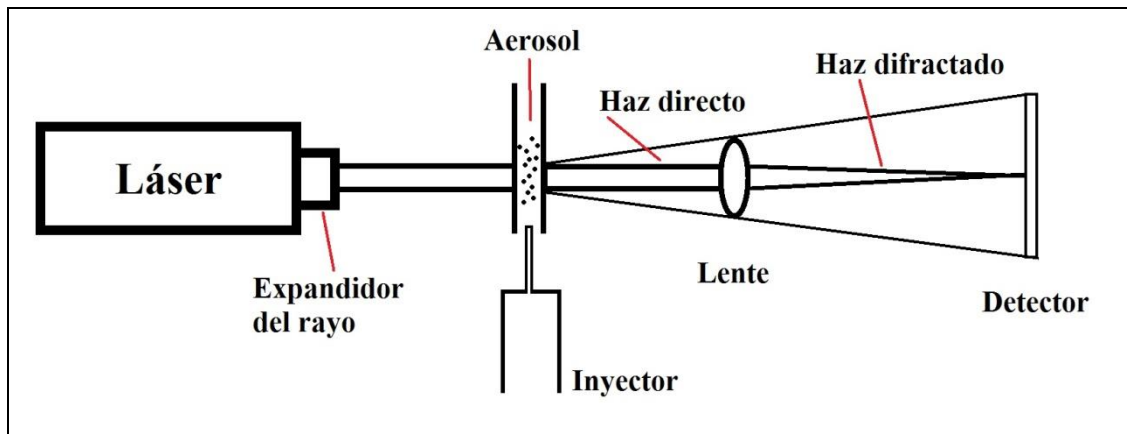


Figura II.3 Esquema del funcionamiento de la teoría de Fraunhofer (Tomado de Bazzarella, 2016)

La teoría de Fraunhofer postula que: las partículas son mucho mayor a la longitud de onda empleada; todos los tamaños de partículas dispersan la luz con igual eficiencia y las partículas son opacas, no transmiten luz.

Distribución granulométrica

Se denomina distribución granulométrica o granulometría, a la medición y graduación que se lleva a cabo de los granos de una formación sedimentaria, así como de los suelos, con fines de análisis, tanto de su origen como de sus propiedades mecánicas y el cálculo de la abundancia de los correspondientes a cada uno de los tamaños previstos por una escala granulométrica (Udden, 1914). Para que una escala granulométrica sea útil en estadística debe ser regular, y sus términos deben mantener entre sí una relación simple. Las escalas lineales son de unidad relativa en sedimentología, pero en cambio las escalas geométricas se adecuan en la generalidad de los casos, ya que proporcionan unidades pequeñas para tamaños menores y unidades mayores para tamaños mas grandes. Un ejemplo de ello, es la escala de Udden modificada por Wentworth (Figura II.4), la cual es regular, geométrica, no cíclica y no decimal.

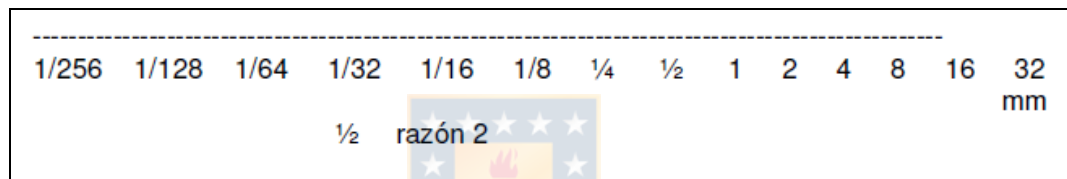


Figura II.4 Escala Udden y Wentworth

Para solucionar la desventaja del manejo de números irracionales, Krumbein (1934) propuso la escala PHI. Esta se basa en los diámetros límites en la escala Udden-Wentworth, se expresa como potencias de 2 (Figura II.5)

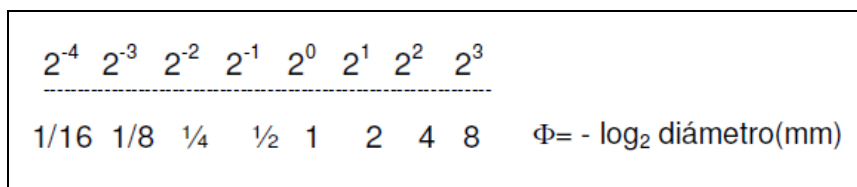


Figura II.5 Logaritmo en base 2 del diámetro

Equipo utilizado para el análisis granulométrico

La fotografía de la figura II.6, muestra el equipo con el que fue posible hacer las mediciones granulométricas del sedimento, para ello fue necesario introducir una pequeña cantidad de muestra (0,5 a 1 gr) y a través de un computador era posible ver el conteo y clasificación de los granos.

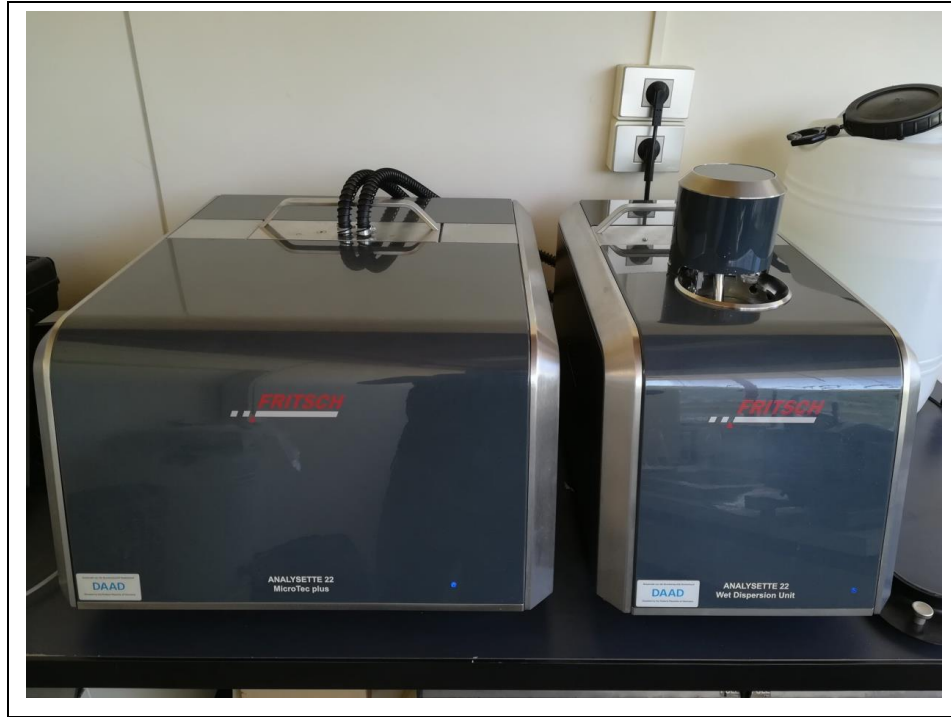
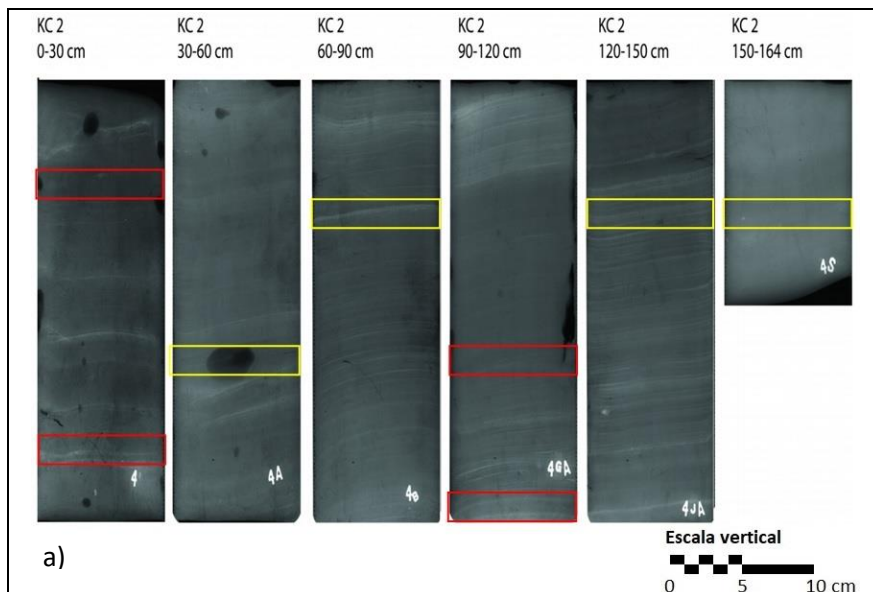


Figura II.6 Equipo utilizado para el análisis granulométrico mediante difracción láser: Analysette 22 MicroTec Plus, marca Fritsch.

Microscopía electrónica de barrido (SEM)

Las secciones de interés para analizarlas con SEM, de cuadro amarillo en la figura II.7, fueron apartadas según observaciones de estructuras y cambios de tonalidad en la imagen de rayos X facilitada por el profesor Dr. Marcelo Gutiérrez del Departamento de Oceanografía de la Universidad de Concepción.



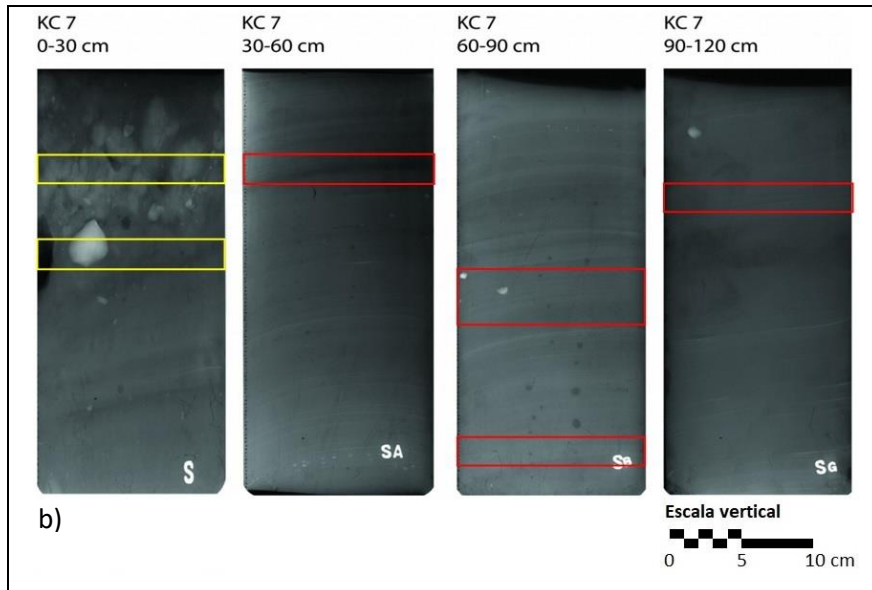


Figura II.7 Imágenes de rayos X de ambos testigos, en a) KC2 y en b) KC7. En cuadros rojos las secciones seleccionadas para análisis de laboratorio y en amarillo las que fueron sometidas a SEM.

A continuación, en las tablas II.3 y II.4, son mostradas todas las secciones disponibles de ambos testigos, en amarillo las secciones elegidas para analizar con SEM.

Tabla II.3 Secciones disponibles del testigo KC2. En rojo las seleccionadas para análisis en laboratorio y en amarillo las que fueron sometidas a SEM.

0-2	36-38	68-70	98-100	128-130	158-160
6-8	42-44	78-80	108-110	138-140	
12-14	48-50	88-90	118-120	148-150	
18-20	58-60				
24-26					
30-32					

Tabla II.4 Secciones disponibles del testigo KC7. En rojo las seleccionadas para análisis en laboratorio y en amarillo las que fueron sometidas a SEM.

0-2	36-38	68-70	98-100
6-8	42-46	74-78	110-112
12-14	50-52	80-82	120-122
18-20	56-58	86-88	130-132
24-26	62-64	92-94	
30-32			

Para el análisis en SEM es necesario un proceso de carbonización del sedimento, así los granos se vuelven conductores, haciendo posible completar el procedimiento (figura II.8).



Figura II.8 a) Carbonizador de sedimento para análisis SEM marca JEOL modelo JEE-4X. b) Montaje de sedimento carbonizado para SEM en pin metálico.

Preparación de arcillas

Para la separación de la sección fina del sedimento, fue necesario un tratamiento de disgregación de agregados con ultrasonido de la muestra en agua destilada, para luego decantar el sedimento más grueso con la ayuda de una centrífuga, lo que permitió dejar en suspensión la fracción fina. Esta fue filtrada y colectada en placas de vidrio, para luego llevarla a DRX. Las distintas temperaturas necesarias para discriminar entre las reflexiones de orden inferior (001/002) de las familias de cloritas y caolinitas, fue llevada a cabo con el horno tipo mufla mostrado en la fotografía d) de la figura II.9.



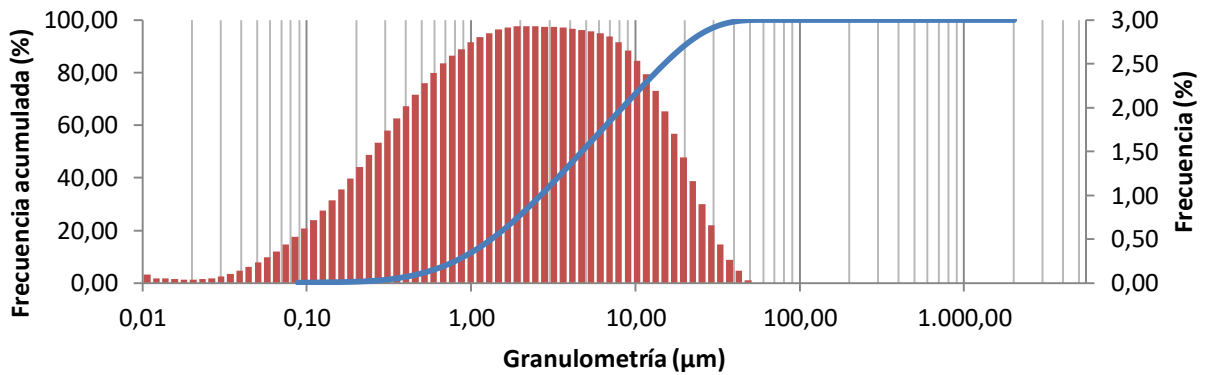
Figura II.9 a) Equipo de ultrasonido marca Merck Millipore modelo USC 900T b) Centrifuga marca Hettick modelo Universal 320. c) Montaje preliminar de sección fina en portaobjeto. d) Horno tipo mufla marca Thermo modelo FD1535M.

Anexo III: Granulometría

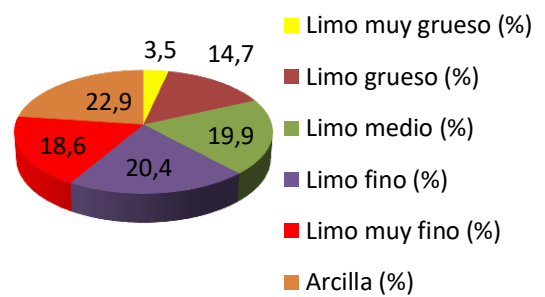


En este anexo se ofrece en detalle los resultados de las mediciones granulométricas. Además, una comparación en gráfico de línea de las distintas clasificaciones de tamaño detectadas entre ambos testigos.

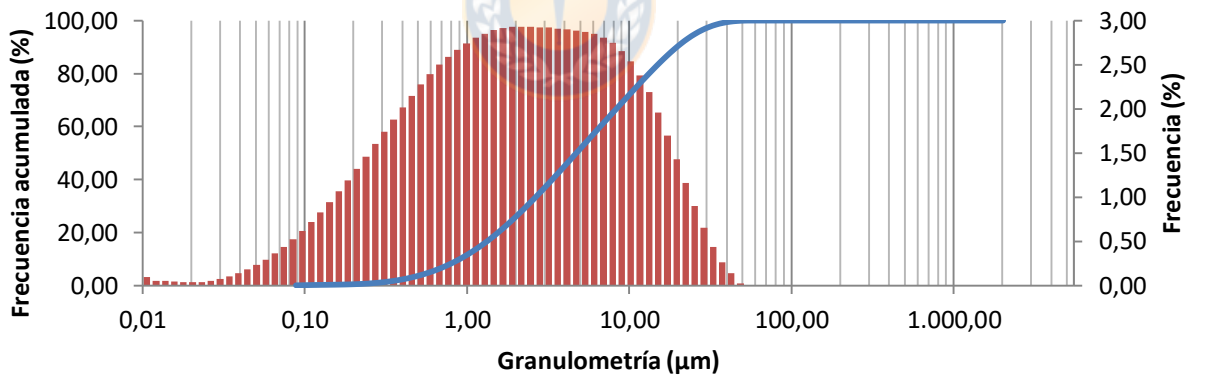
Muestra: KC2 0-2



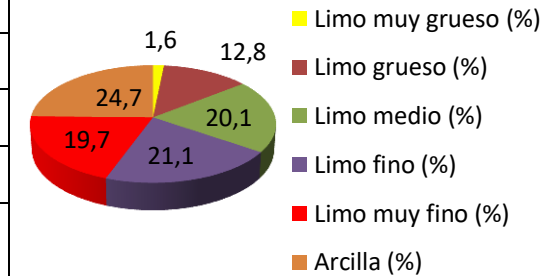
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
5,009	3,295	-0,077
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
5,219	-0,882	Monomodal
	Platicúrtico	



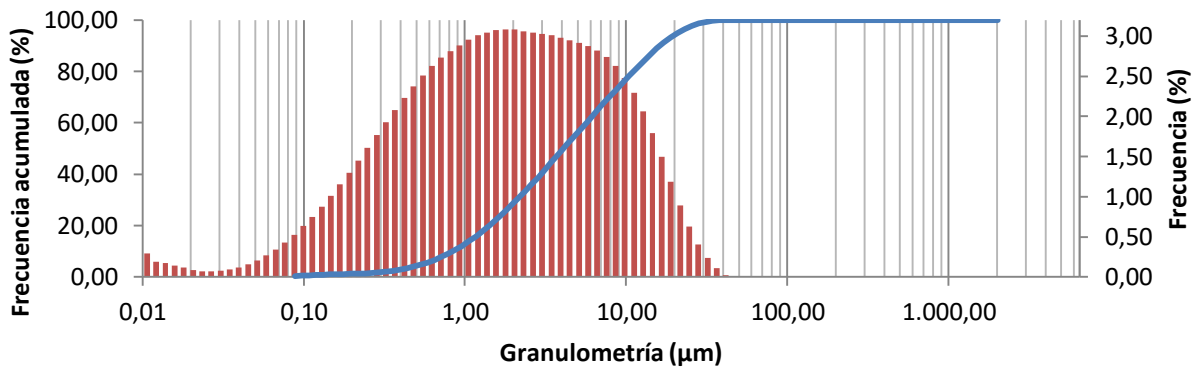
Muestra: KC2 6-8



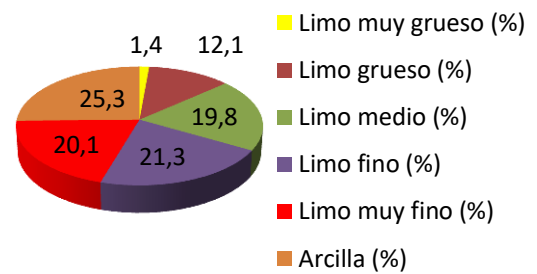
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,509	3,170	-0,077
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,680	-0,882	Monomodal
	Platicúrtico	



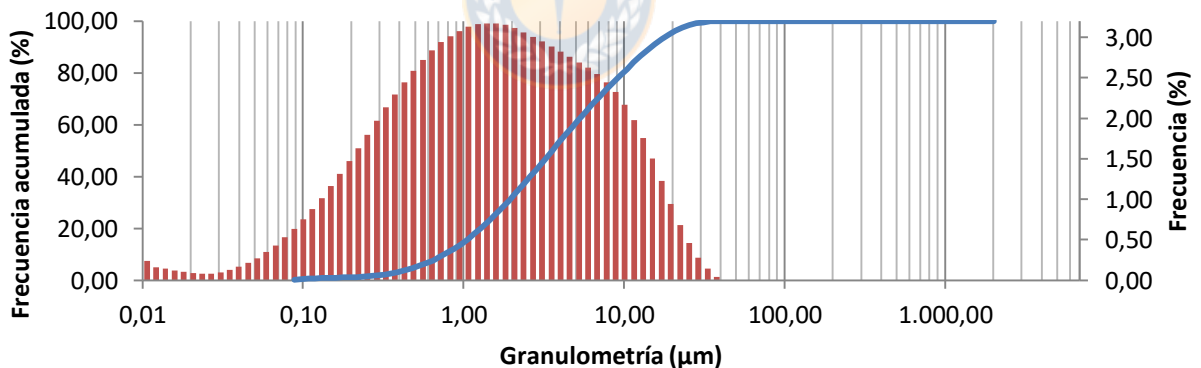
Muestra: KC2 12-14



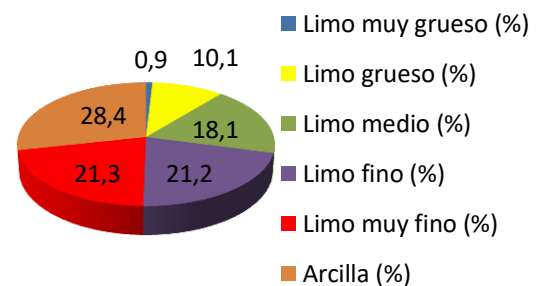
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,369	3,157	-0,074
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,519	0,890	Monomodal
	Platicúrtico	



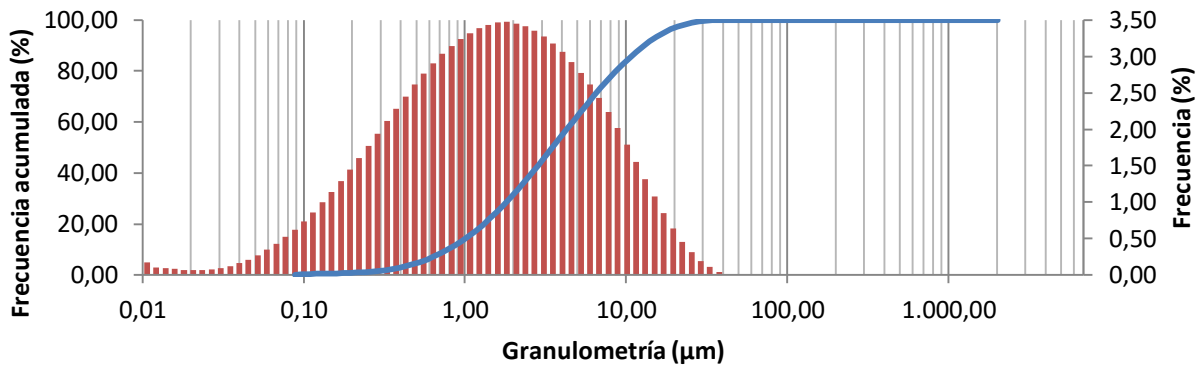
Muestra: KC2 18-20



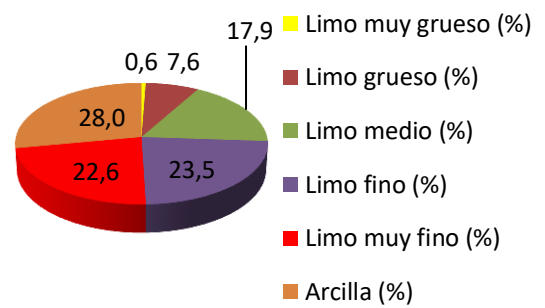
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,896	3,144	-0,046
Limo muy fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
3,945	0,902	Monomodal
	Mesocúrtico	



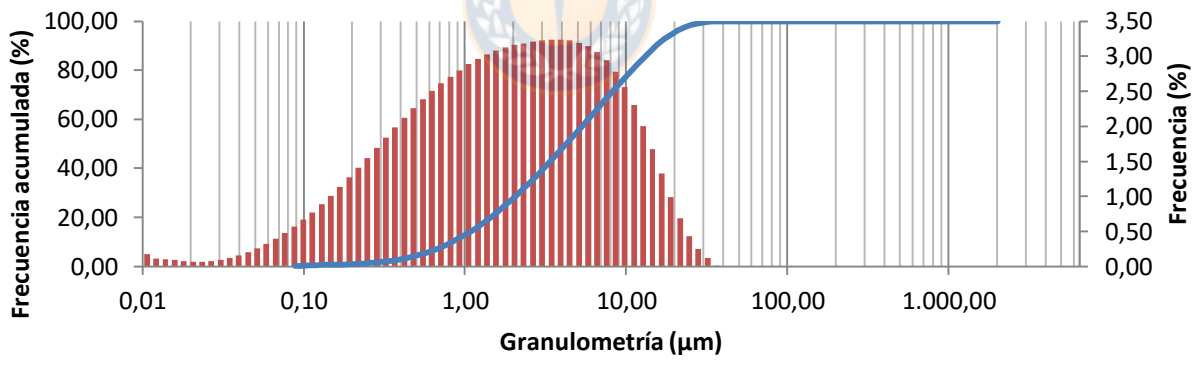
Muestra: KC2 24-26



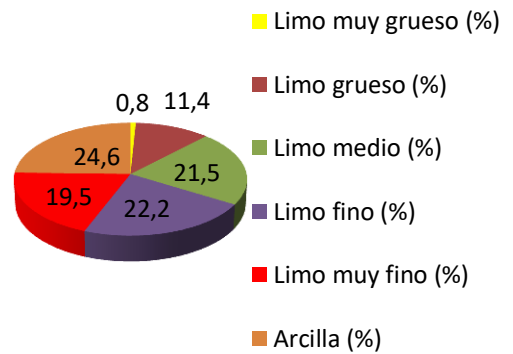
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,727	2,954	-0,068
Limo muy fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
3,859	-0,068	Monomodal
	Mesocúrtico	



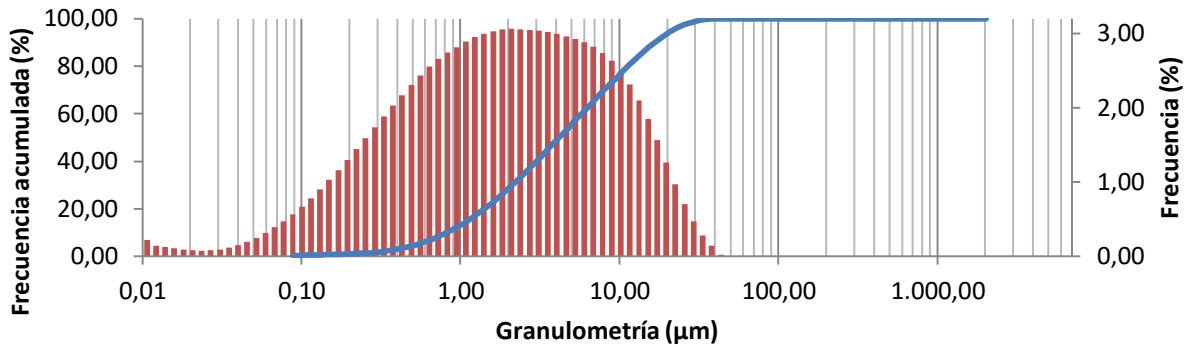
Muestra: KC2 30-32



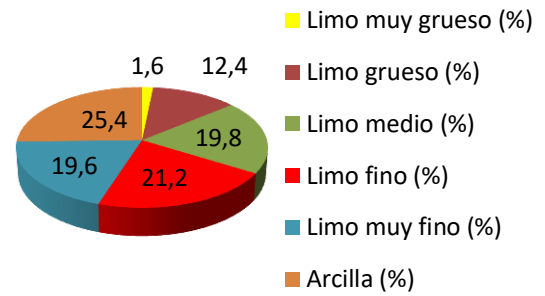
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,389	3,084	-0,120
Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,700	0,895	Monomodal
	Platicúrtico	



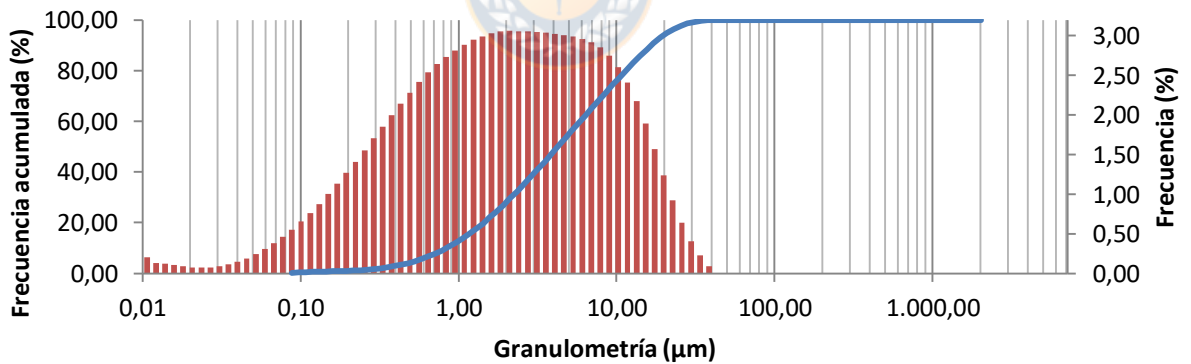
Muestra: KC2 36-38



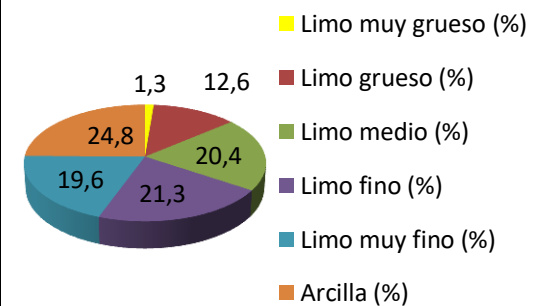
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,420	3,204	-0,083
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,611	0,894	Monomodal
	Platicúrtico	



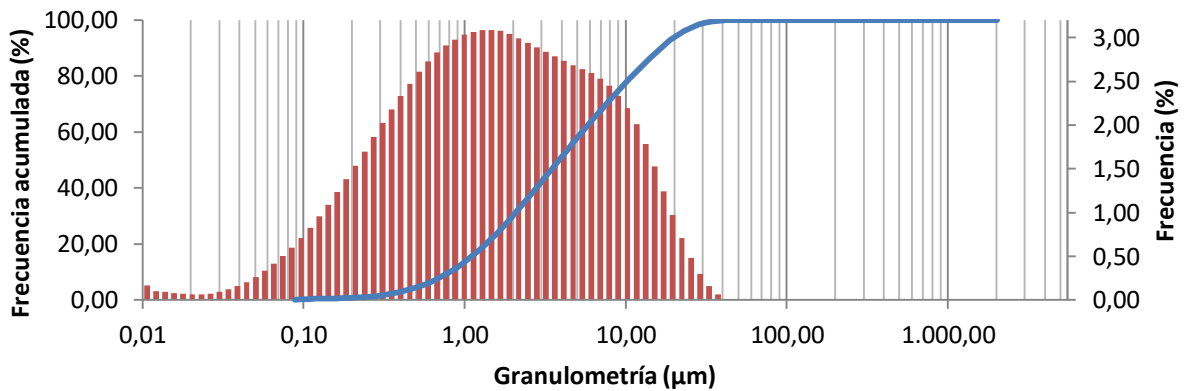
Muestra: KC2 42-44



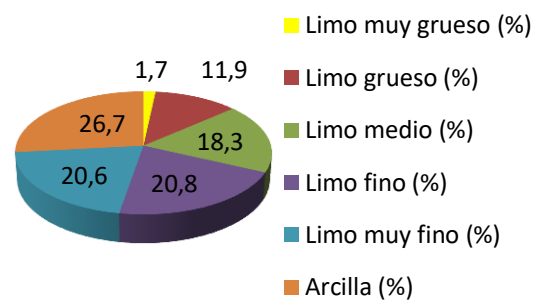
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,482	3,168	-0,092
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,697	0,888	Monomodal
	Platicúrtico	



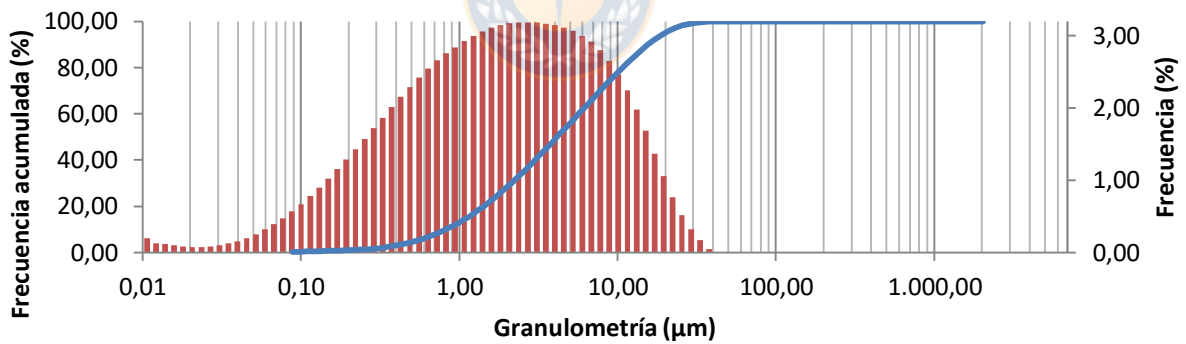
Muestra: KC2 48-50



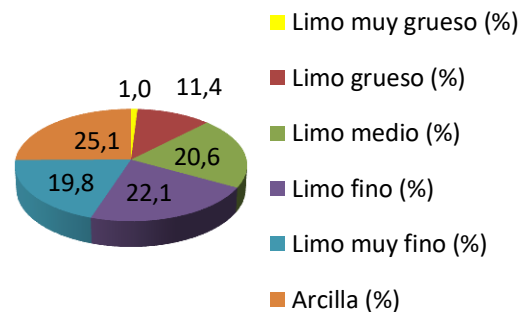
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,221	3,217	-0,040
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,255	0,891	Monomodal
	Platicúrtico	



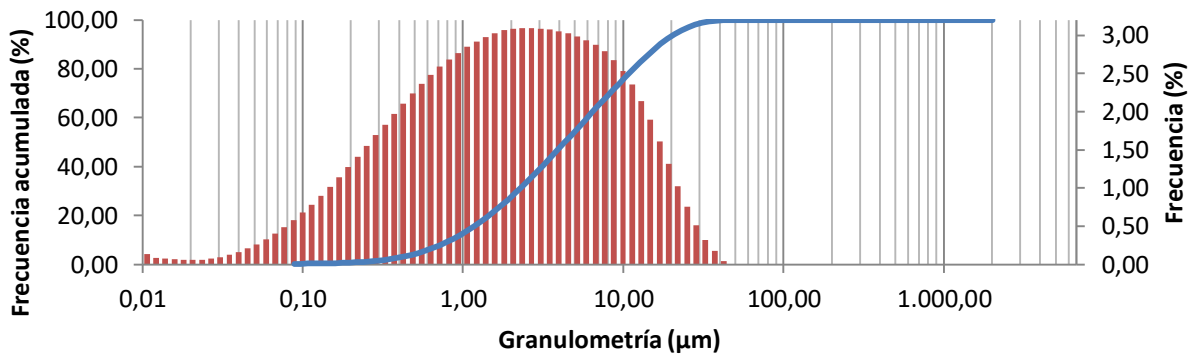
Muestra: KC2 58-60



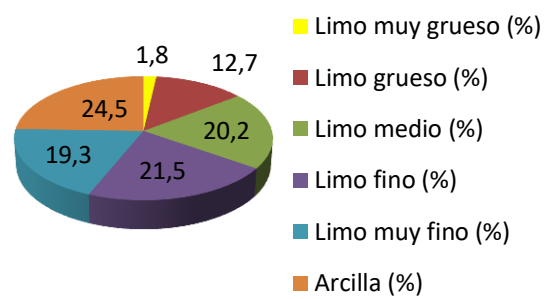
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,344	3,115	-0,102
Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,592	0,901	Monomodal
	Mesocúrtico	



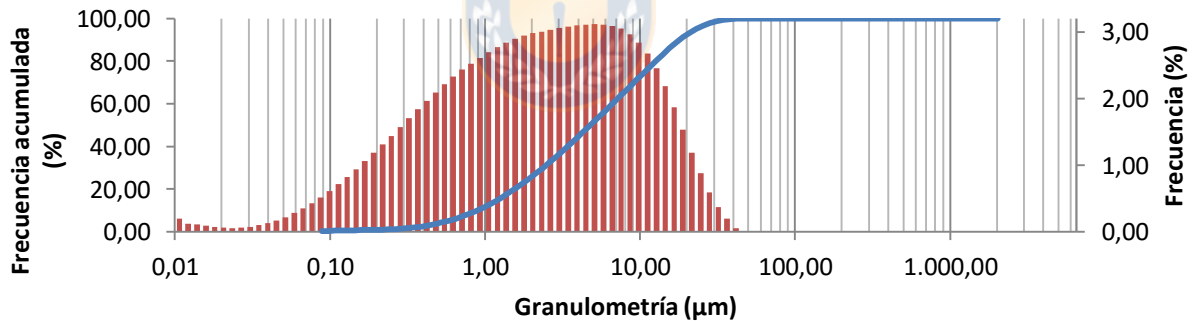
Muestra: KC2 68-70



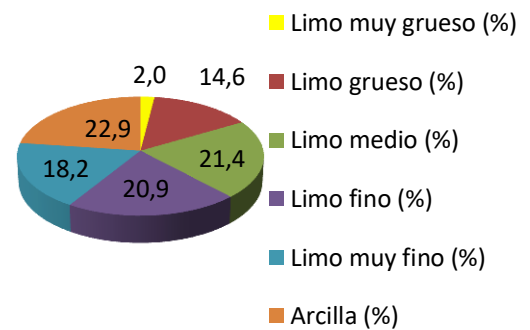
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,535	3,197	-0,092
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,772	0,896	Monomodal
	Platicúrtico	



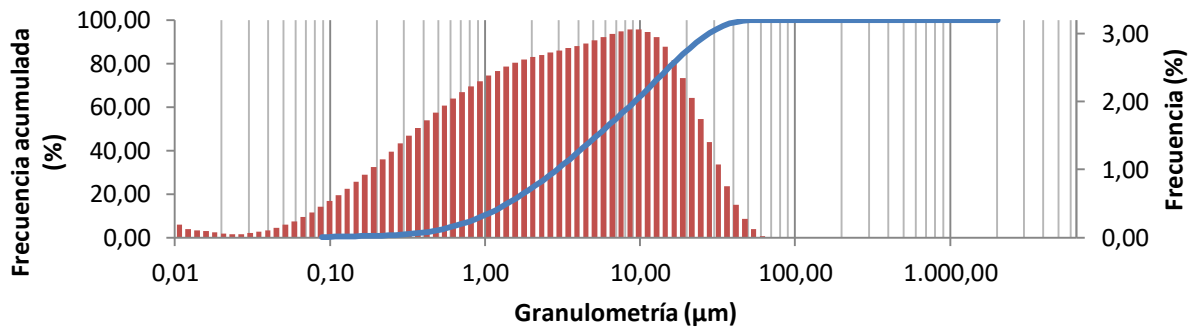
Muestra: KC2 78-80



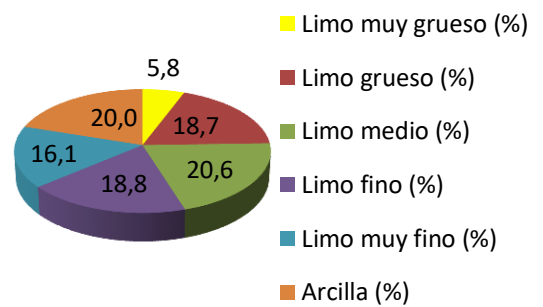
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,922	3,204	-0,120
Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
5,288	0,883	Monomodal
	Platicúrtico	



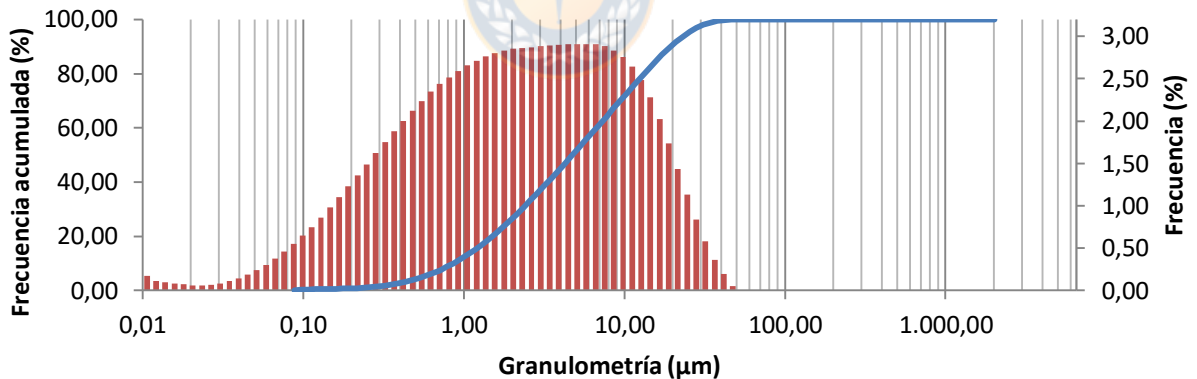
Muestra: KC2 88-90



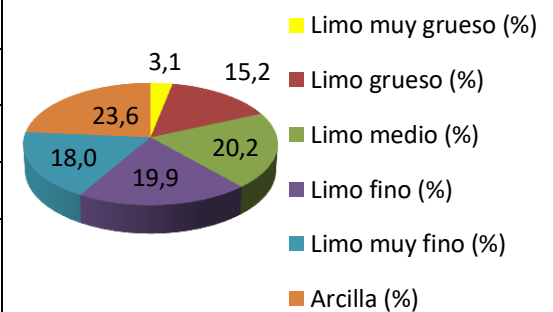
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
5,977	3,424	-0,138
Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
6,547	0,866	Monomodal
	Platicúrtico	



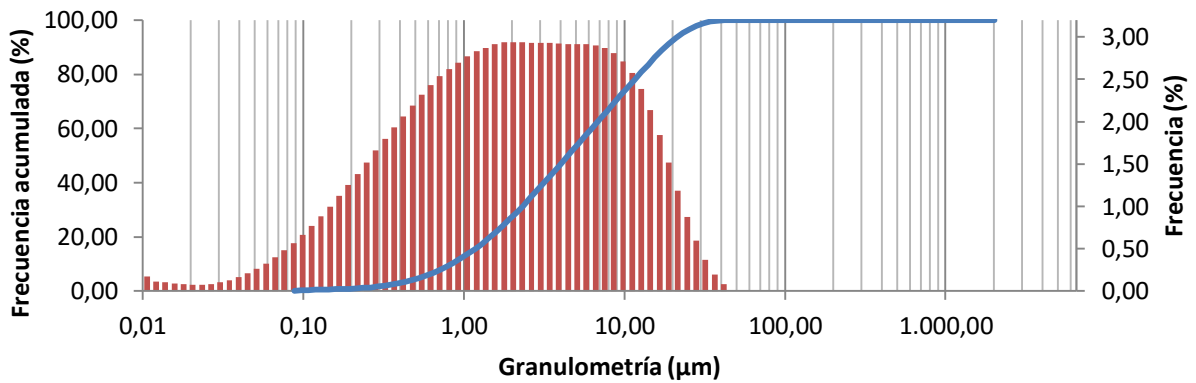
Muestra: KC2 98-100



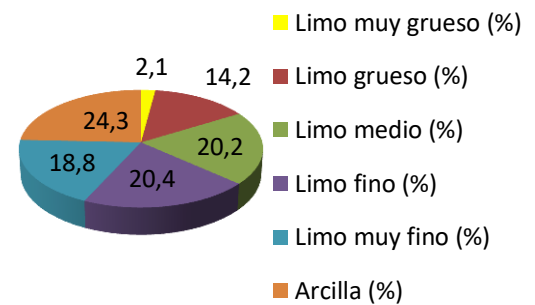
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,953	3,343	-0,099
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
5,245	0,873	Monomodal
	Platicúrtico	



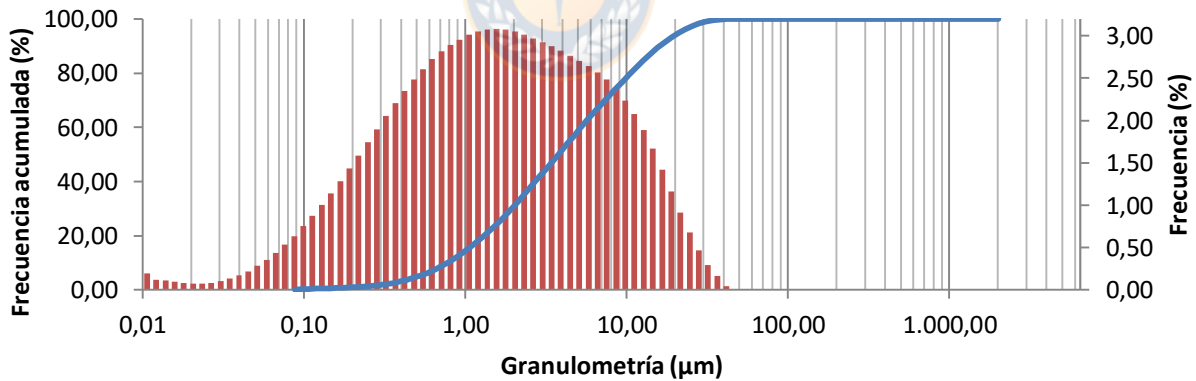
Muestra: KC2 108-110



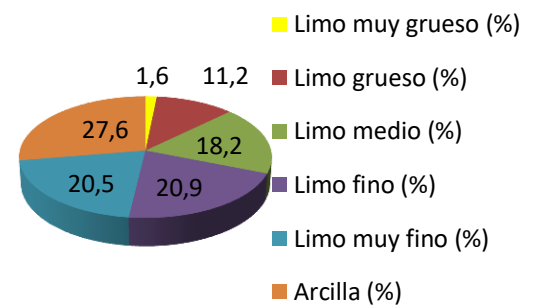
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,693	3,279	-0,095
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,933	0,879	Monomodal
	Platicúrtico	



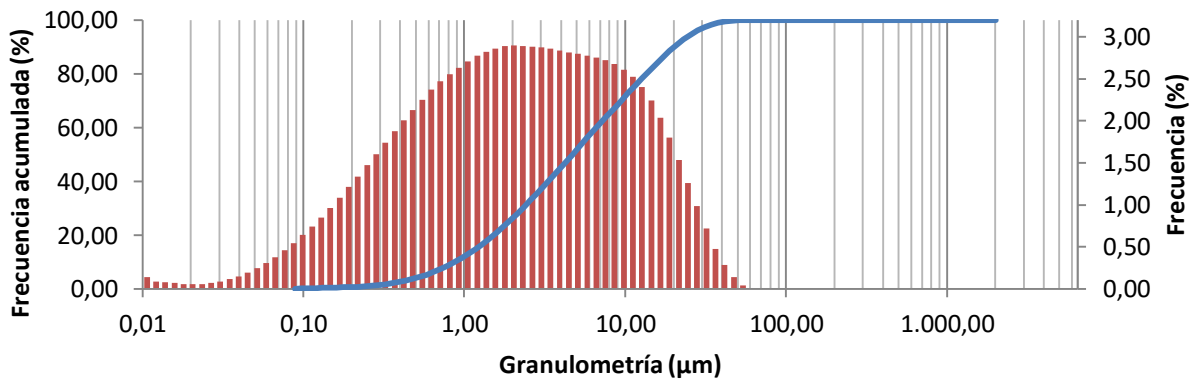
Muestra: KC2 118-120



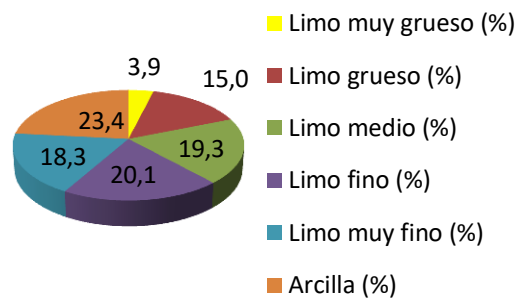
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,094	3,232	-0,048
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,162	0,899	Monomodal
	Platicúrtico	



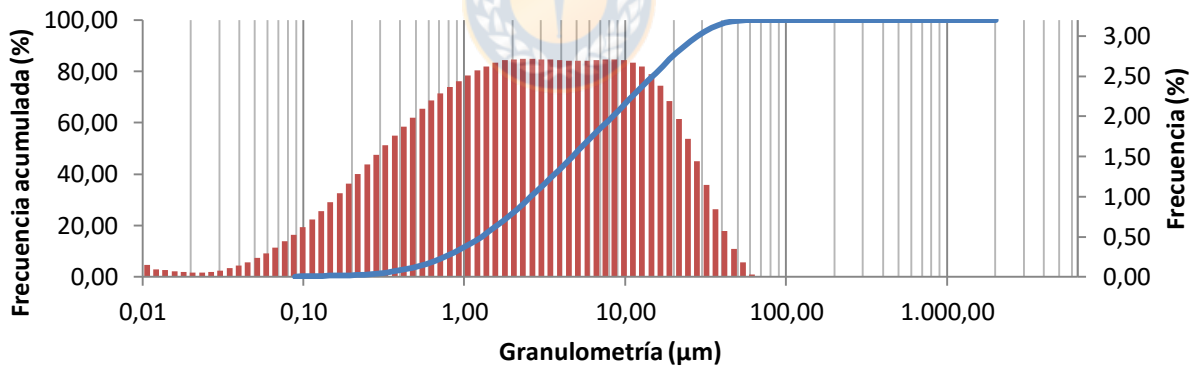
Muestra: KC2 128-130



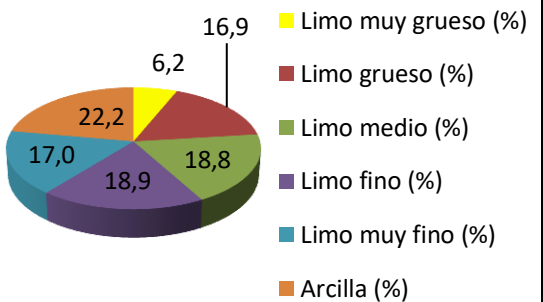
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,998	3,800	-0,075
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
5,191	0,882	Monomodal
	Platicúrtico	



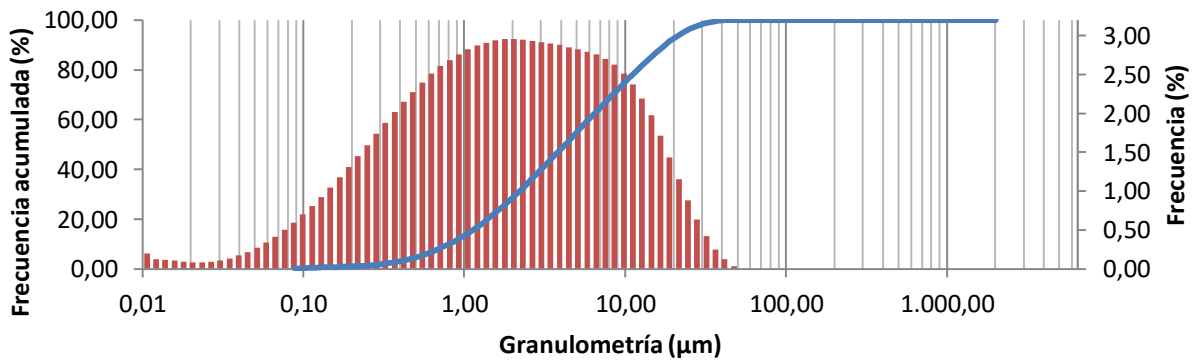
Muestra: KC2 138-140



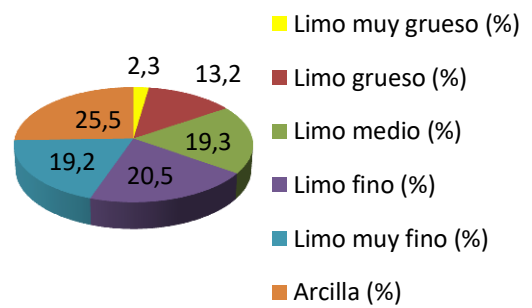
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
5,544	3,543	-0,087
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
5,822	0,863	Bimodal
	Platicúrtico	



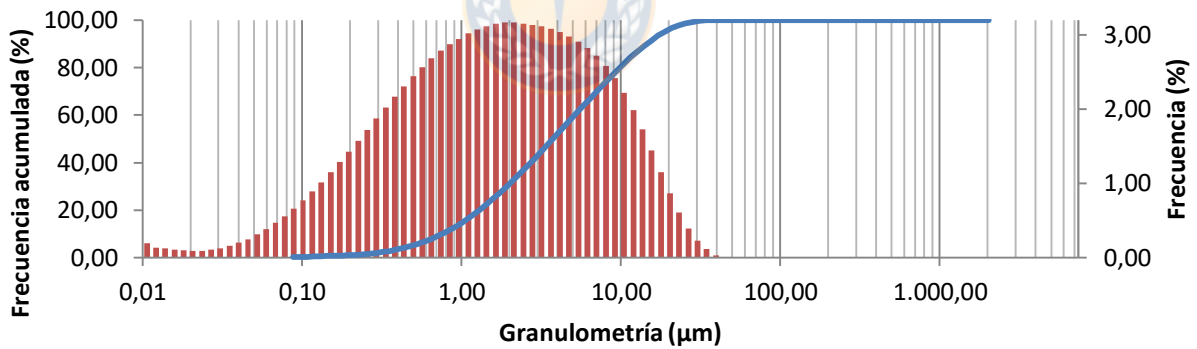
Muestra: KC2 148-150



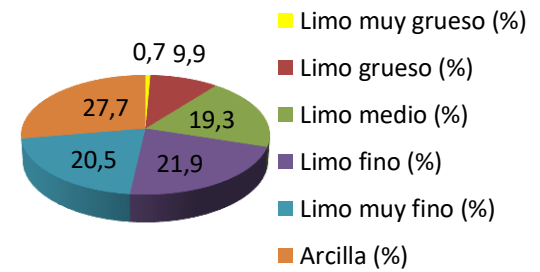
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,502	3,313	-0,077
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,675	0,888	Monomodal
	Platicúrtico	



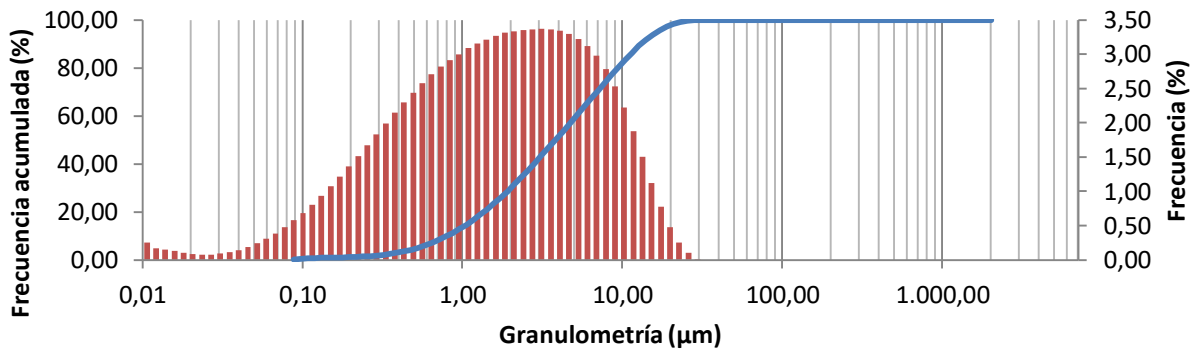
Muestra: KC2 158-160



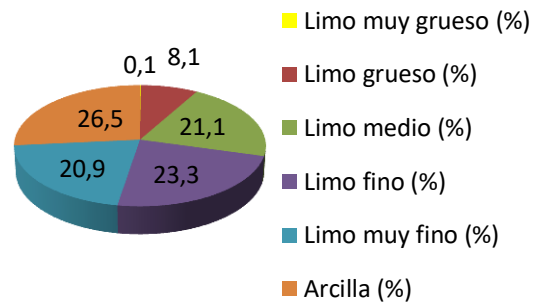
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,953	3,142	-0,088
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,137	0,905	Monomodal
	Mesocúrtico	



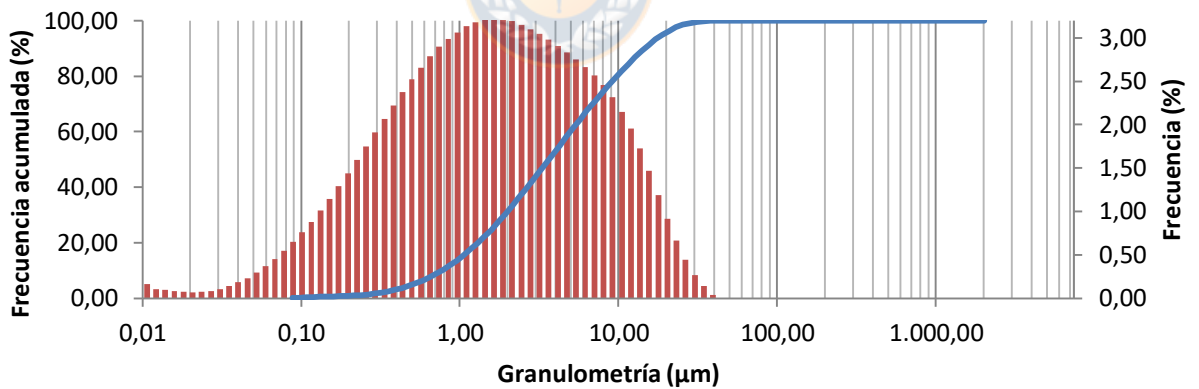
Muestra: KC7 0-2



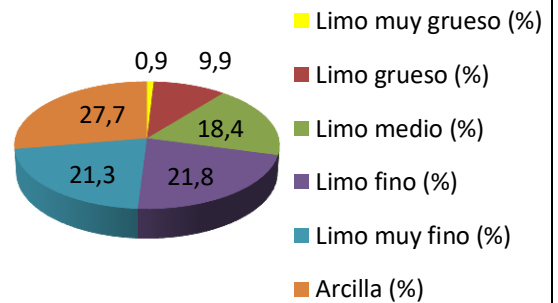
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,962	2,950	-0,120
Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,225	0,898	Monomodal
	Platicúrtico	



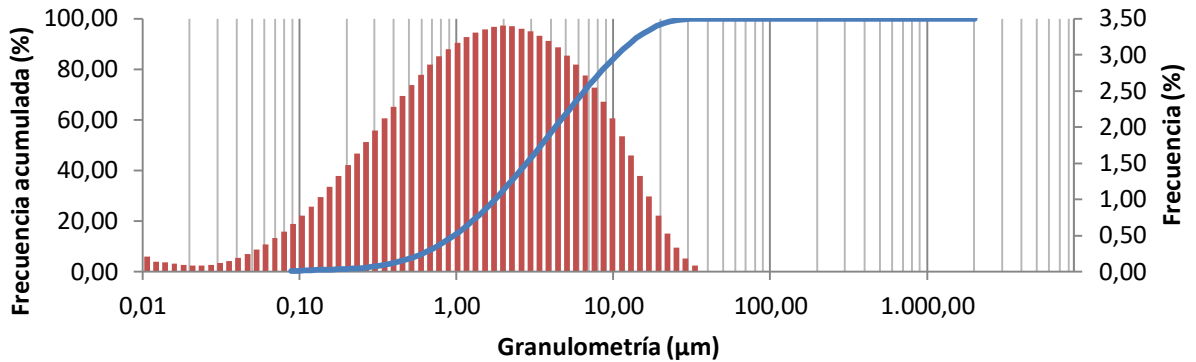
Muestra: KC7 6-8



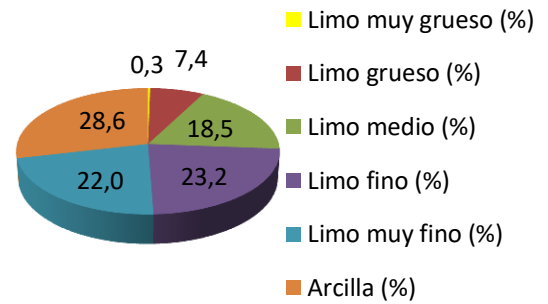
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,931	3,118	-0,059
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,027	0,911	Monomodal
	Mesocúrtico	



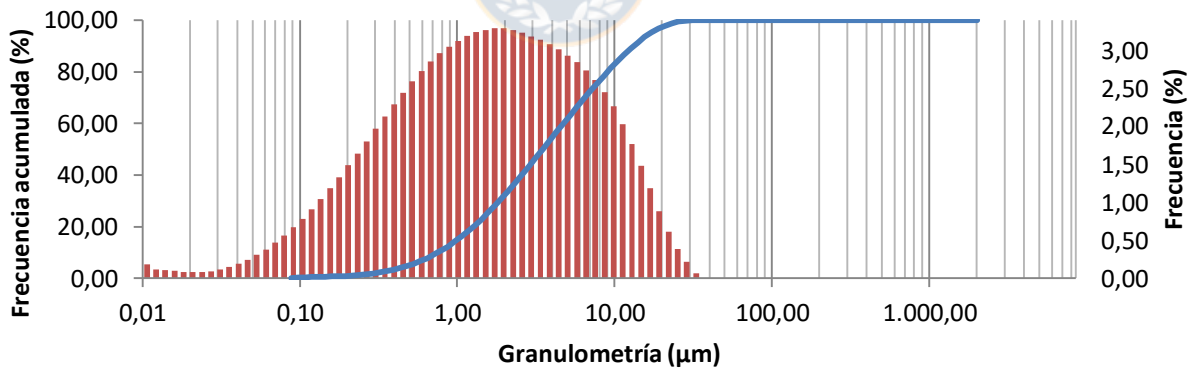
Muestra: KC7 12-14



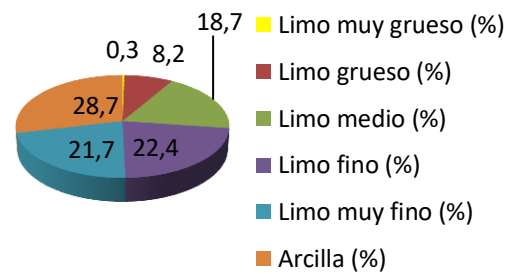
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,664	2,984	-0,088
Limo muy fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
3,833	0,924	Monomodal
	Mesocúrtico	



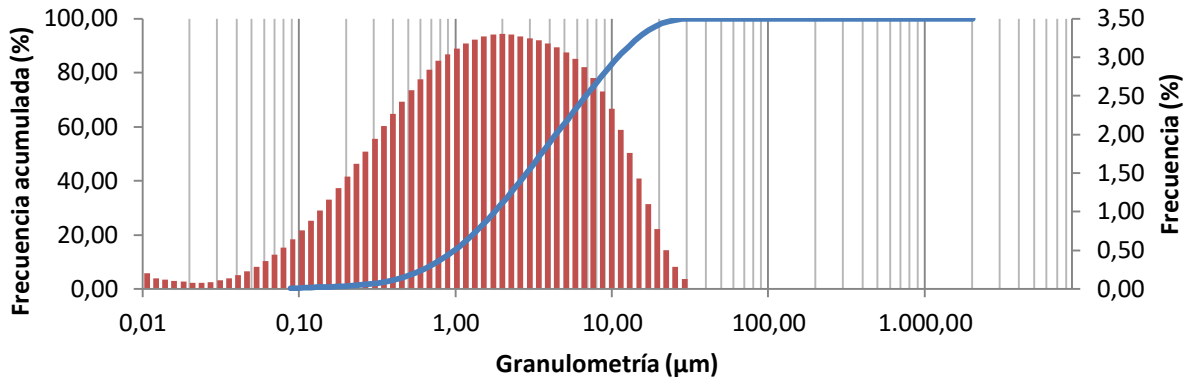
Muestra: KC7 18-20



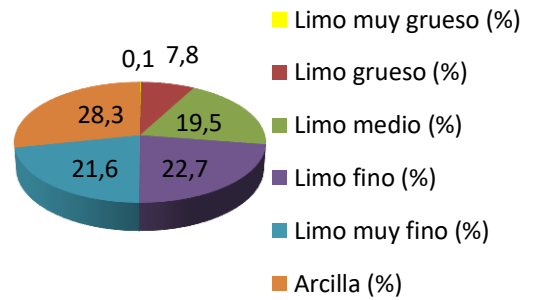
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,724	3,033	-0,076
Limo muy fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
3,858	0,910	Monomodal
	Mesocúrtico	



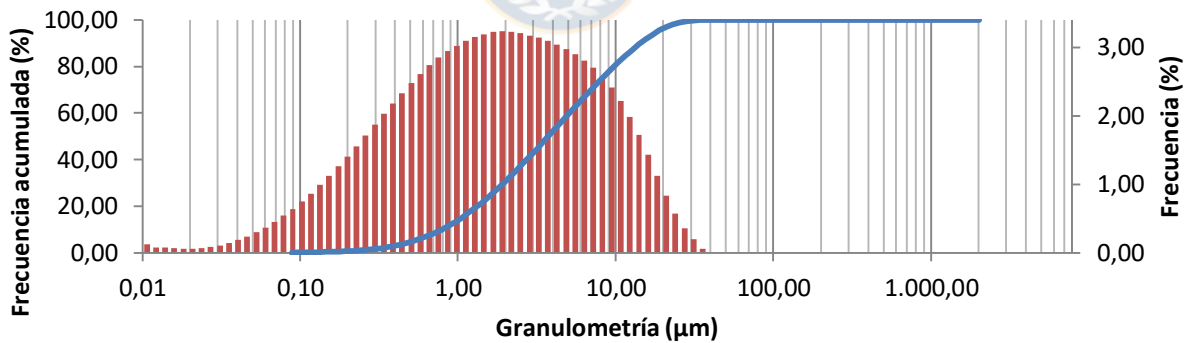
Muestra: KC7 24-26



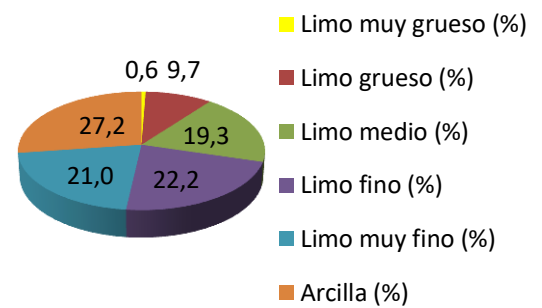
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,754	2,986	-0,090
Limo muy fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
3,922	0,904	Monomodal
	Mesocúrtico	



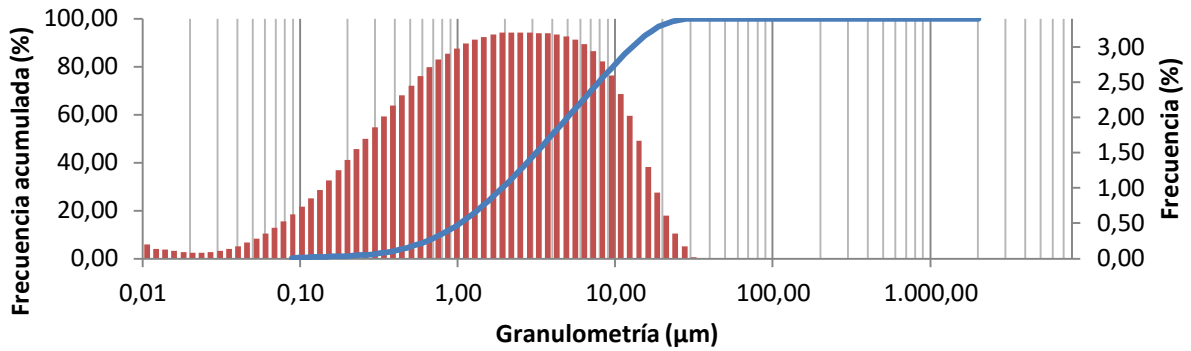
Muestra: KC7 30-32



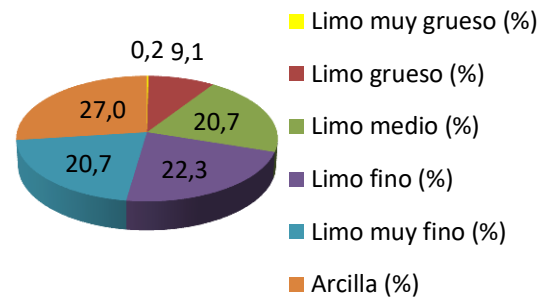
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,975	3,078	-0,079
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,129	0,905	Monomodal
	Mesocúrtico	



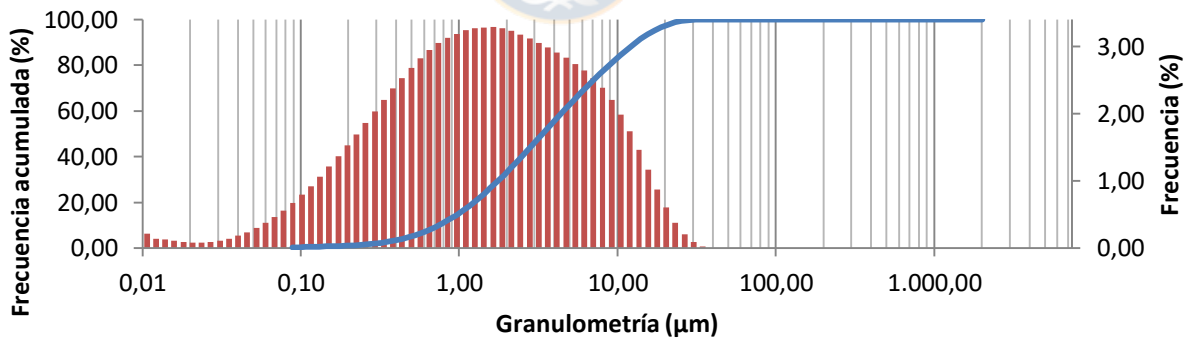
Muestra: KC7 36-38



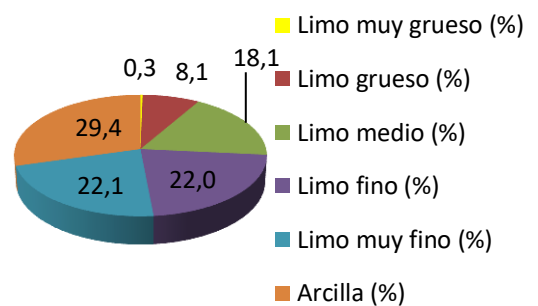
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,962	3,034	-0,106
Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,183	0,891	Monomodal
	Platicúrtico	



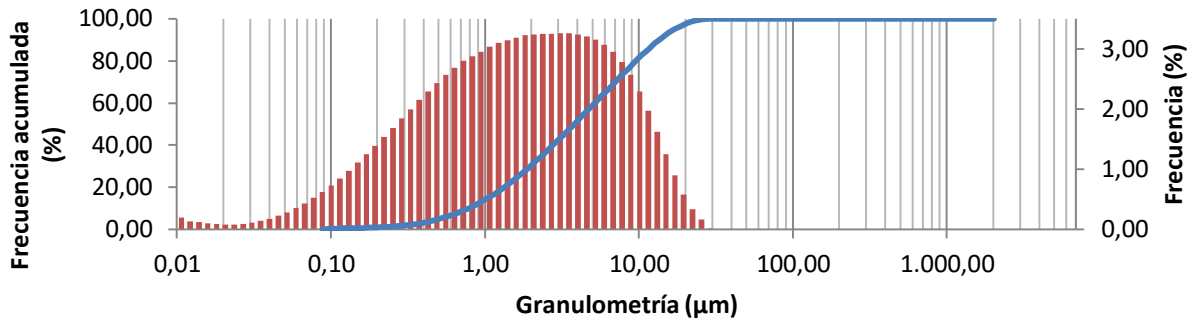
Muestra: KC7 42-46



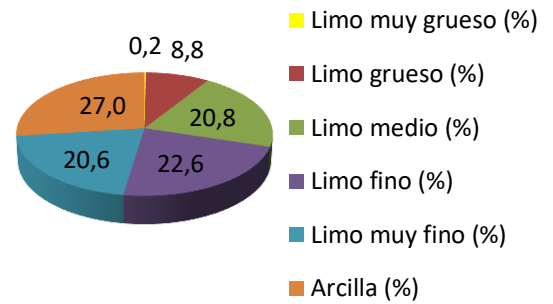
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,646	3,036	-0,059
Limo muy fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
3,727	0,910	Monomodal
	Mesocúrtico	



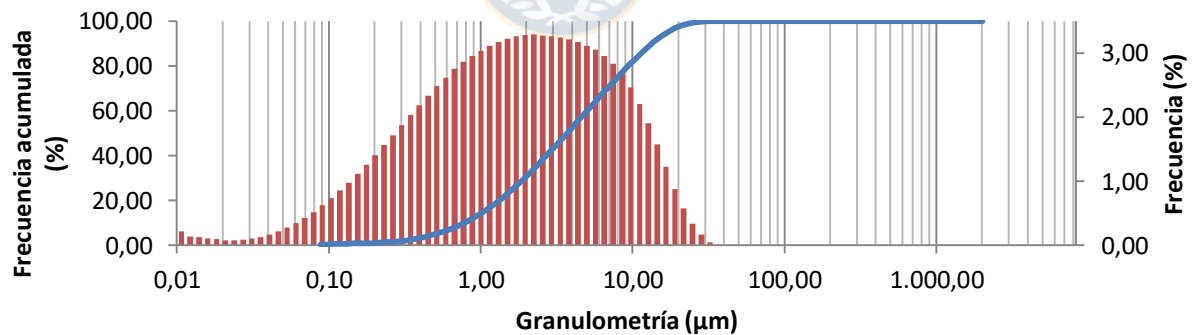
Muestra: KC7 50-52



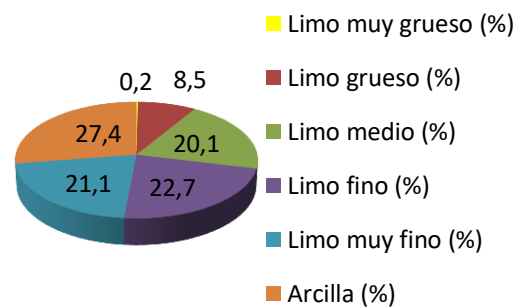
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,956	3,026	-0,114
Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,205	0,895	Monomodal
	Platicúrtico	



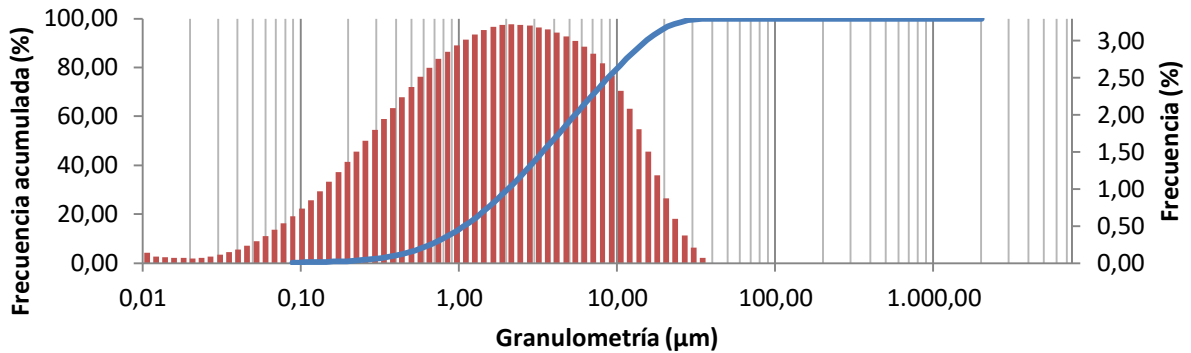
Muestra: KC7 56-58



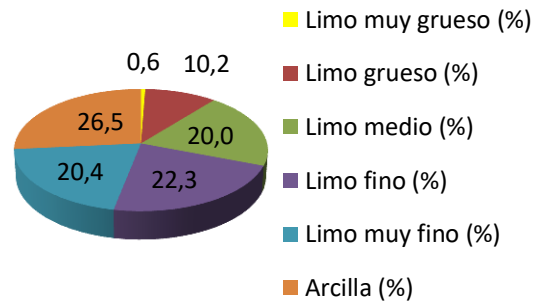
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,897	3,007	-0,100
Limo muy fino	Pobre	Moderado exceso de finos
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,101	0,901	Monomodal
	Mesocúrtico	



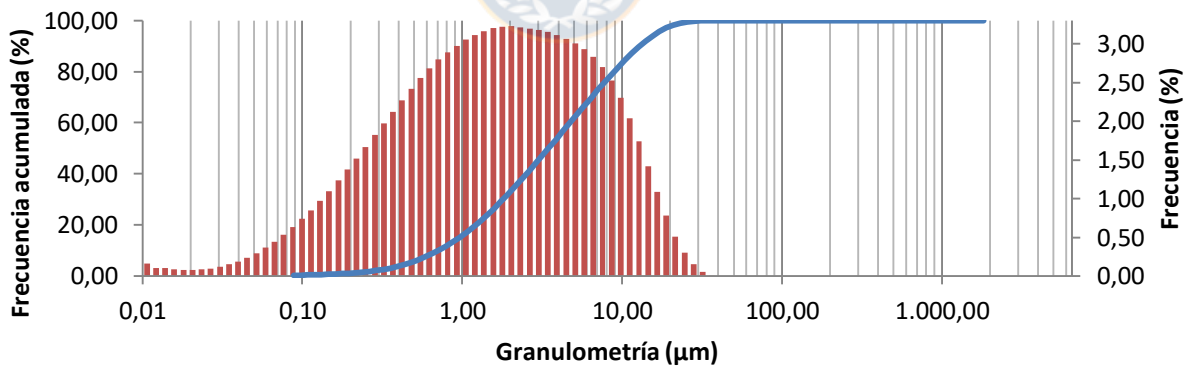
Muestra: KC7 62-64



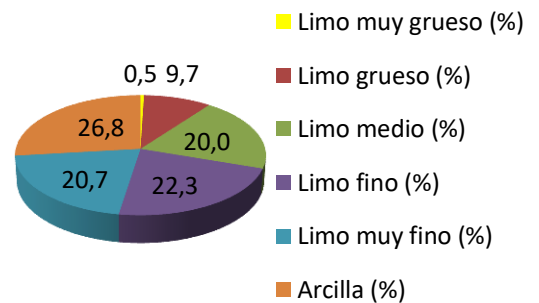
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,098	3,089	-0,096
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,312	0,904	Monomodal
	Mesocúrtico	



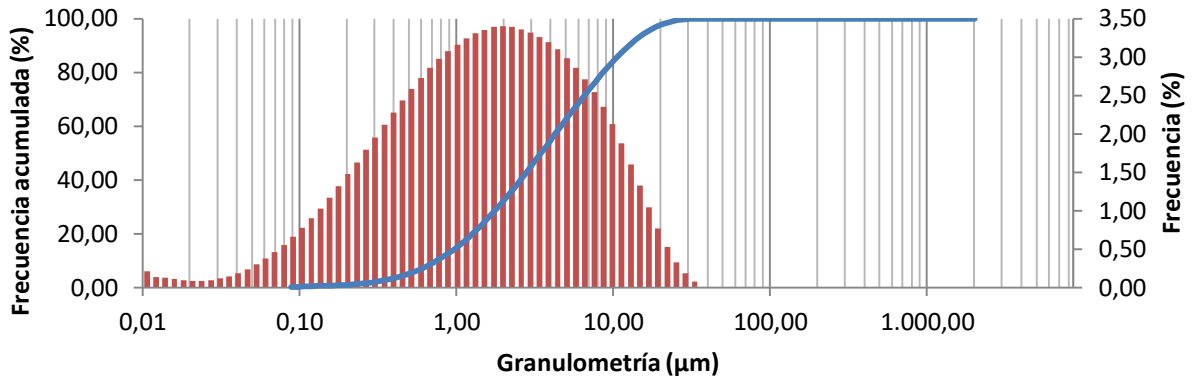
Muestra: KC7 68-70



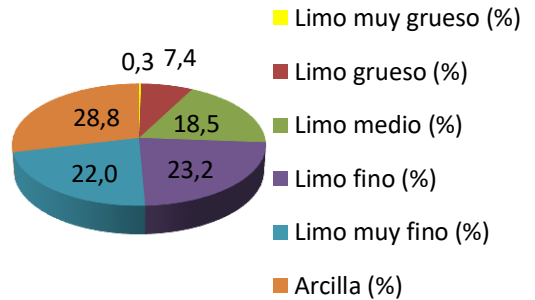
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,024	3,076	-0,097
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,228	0,904	Monomodal
	Mesocúrtico	



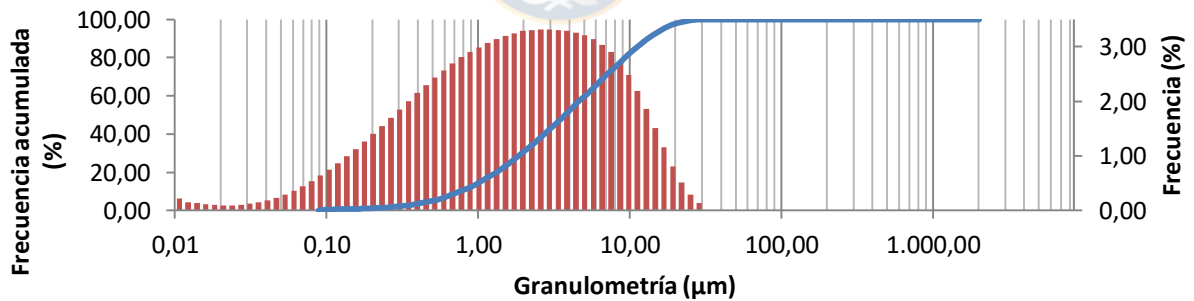
Muestra: KC7 74-78



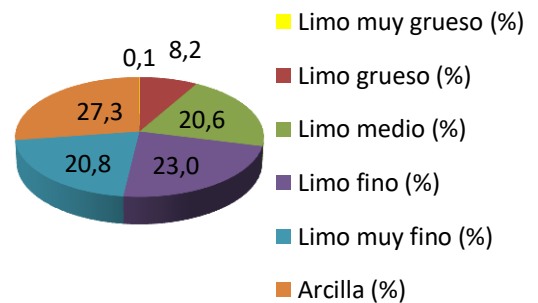
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,664	2,984	-0,088
Limo muy fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
3,833	0,924	Monomodal
	Mesocúrtico	



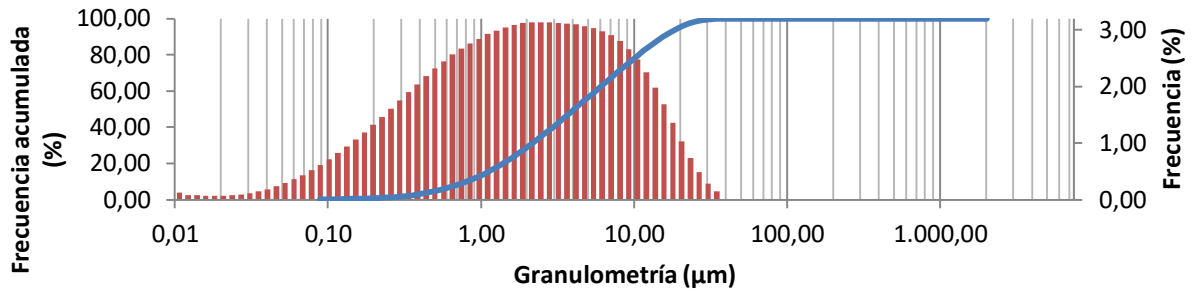
Muestra: KC7 80-82



Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,879	3,012	-0,119
Limo muy fino	Pobre	Moderado exceso de finos
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,138	0,904	Monomodal
	Mesocúrtico	

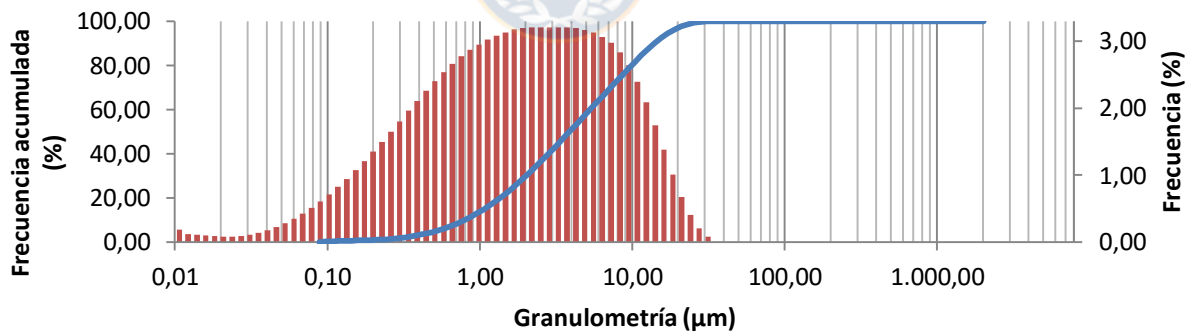


Muestra: KC7 86-88



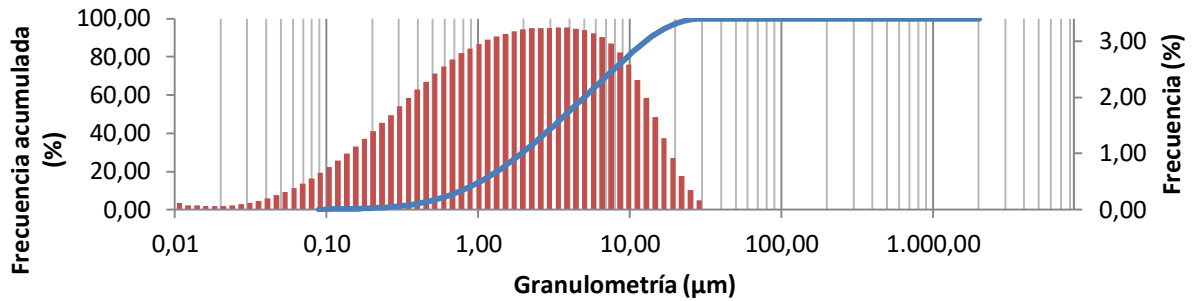
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)	<ul style="list-style-type: none"> ■ Limo muy grueso (%) ■ Limo grueso (%) ■ Limo medio (%) ■ Limo fino (%) ■ Limo muy fino (%) ■ Arcilla (%)
4,270	3,140	-0,100	
Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos	
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población	
4,507	0,896	Monomodal	
	Platicúrtico		

Muestra: KC7 92-94

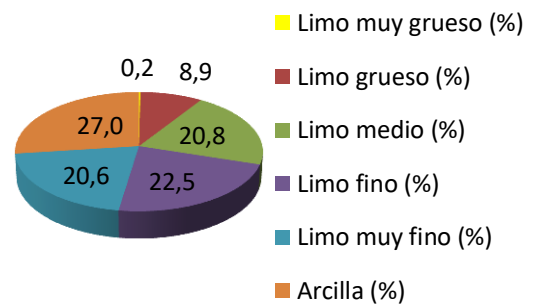


Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)	<ul style="list-style-type: none"> ■ Limo muy grueso (%) ■ Limo grueso (%) ■ Limo medio (%) ■ Limo fino (%) ■ Limo muy fino (%) ■ Arcilla (%)
4,061	3,042	-0,110	
Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos	
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población	
4,298	0,895	Bimodal	
	Platicúrtico		

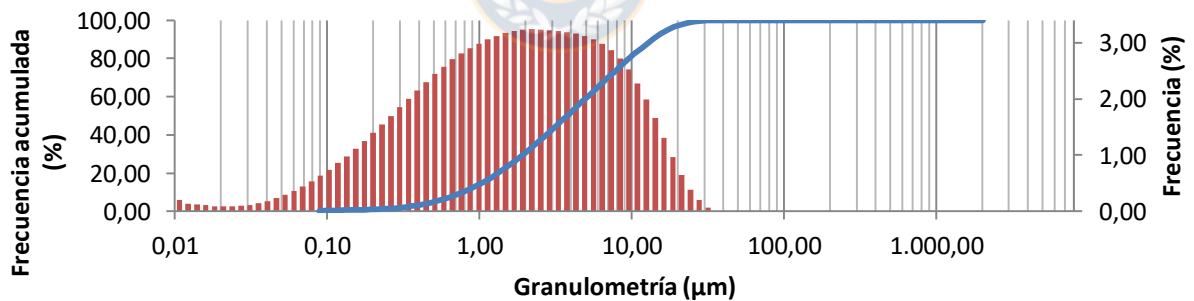
Muestra: KC7 98-100



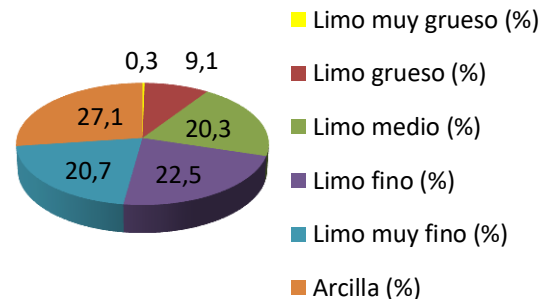
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,962	3,035	-0,114
Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,214	0,893	Monomodal
	Platicúrtico	



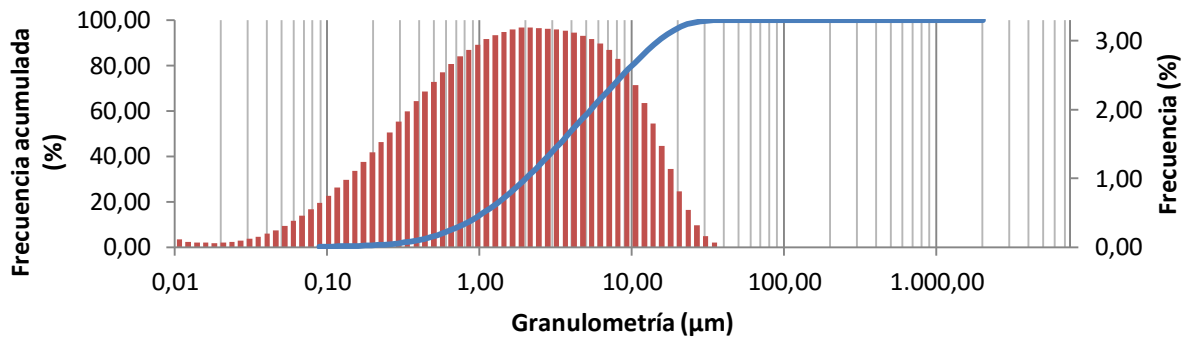
Muestra: KC7 110-112



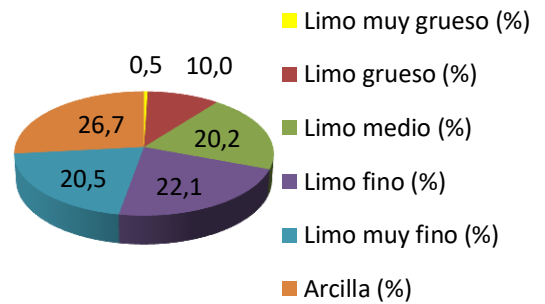
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
3,947	3,046	-0,104
Limo fino	Pobre	Moderado exceso de finos
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,165	0,899	Monomodal
	Platicúrtico	



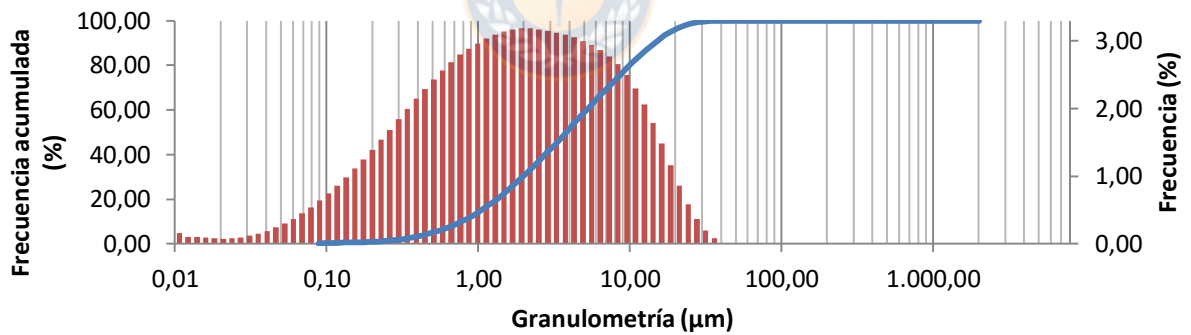
Muestra: KC7 120-122



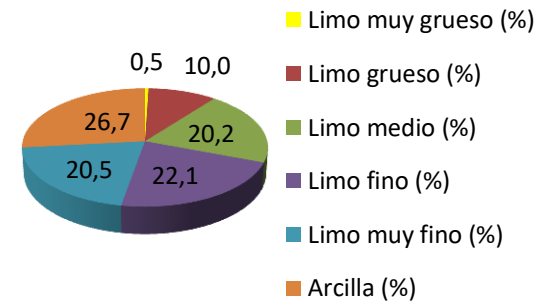
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,064	3,083	-0,097
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,275	0,897	Monomodal
	Platicúrtico	



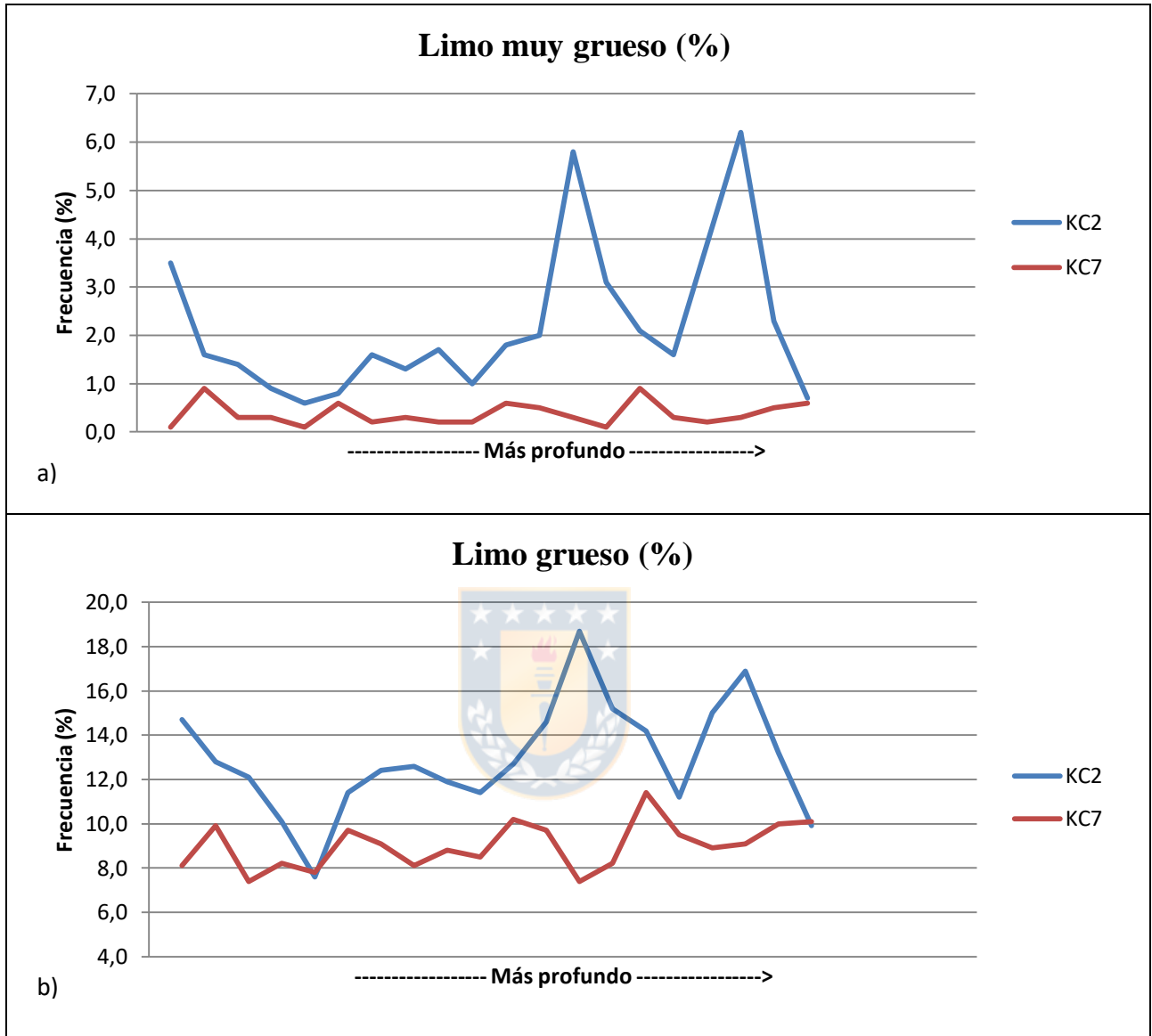
Muestra: KC7 130-132



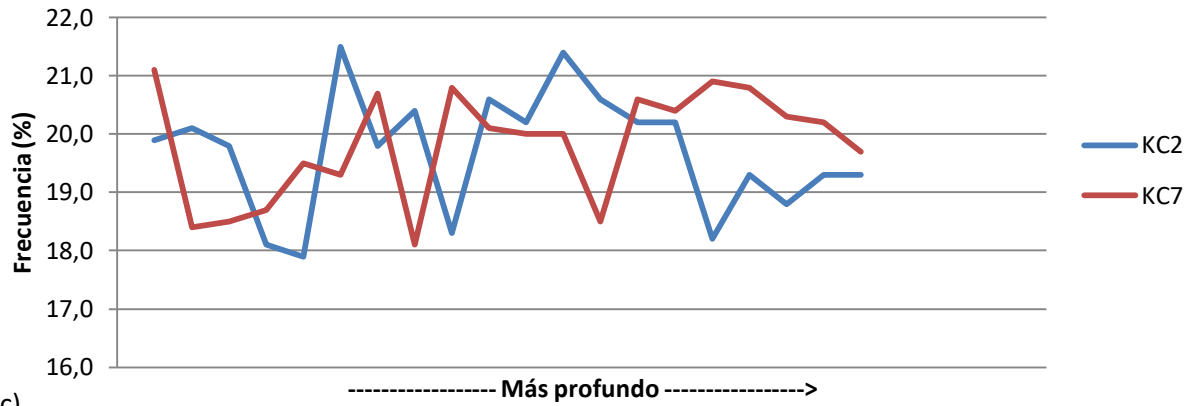
Promedio (µm)	Selección (µm)	Asimetría (µm)
4,026	3,107	-0,088
Limo fino	Pobre	Simétrico
D50 (µm)	Curtosis	Tipo población
4,208	0,902	Monomodal
	Mesocúrtico	



De lo anterior es posible comparar la abundancia (%) de cada clasificación de granos entre ambos testigos.

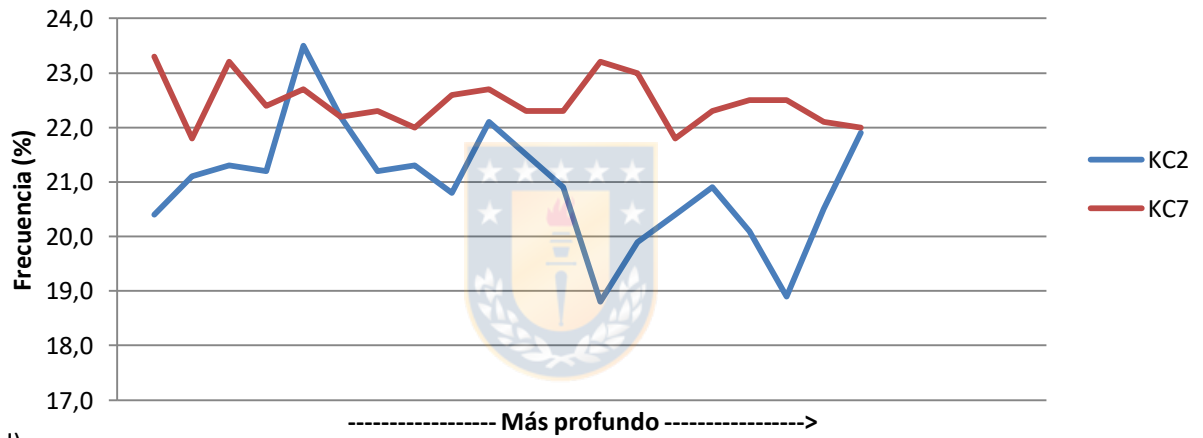


Limo medio (%)



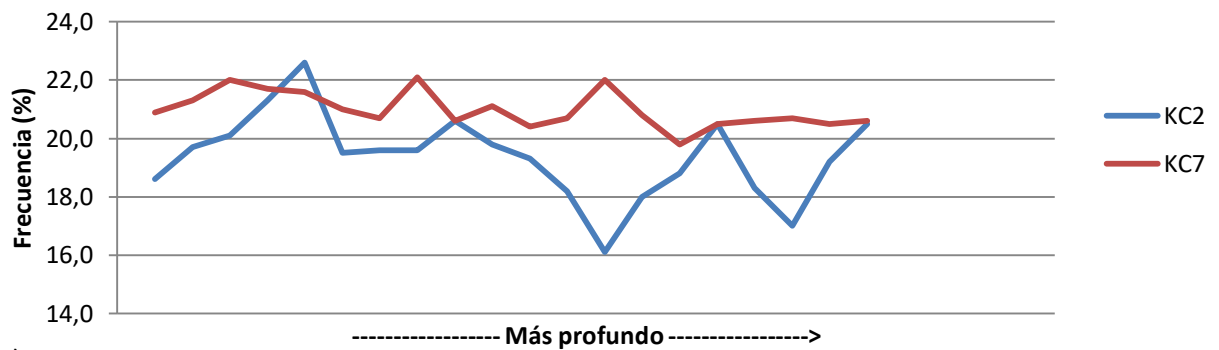
c)

Limo fino (%)



d)

Limo muy fino (%)



e)

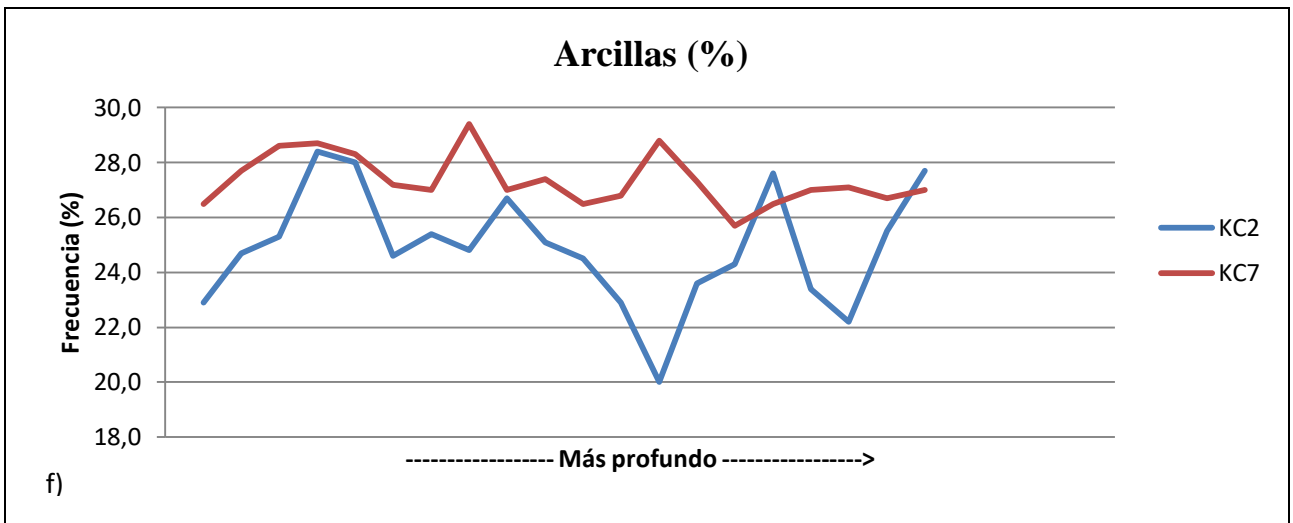
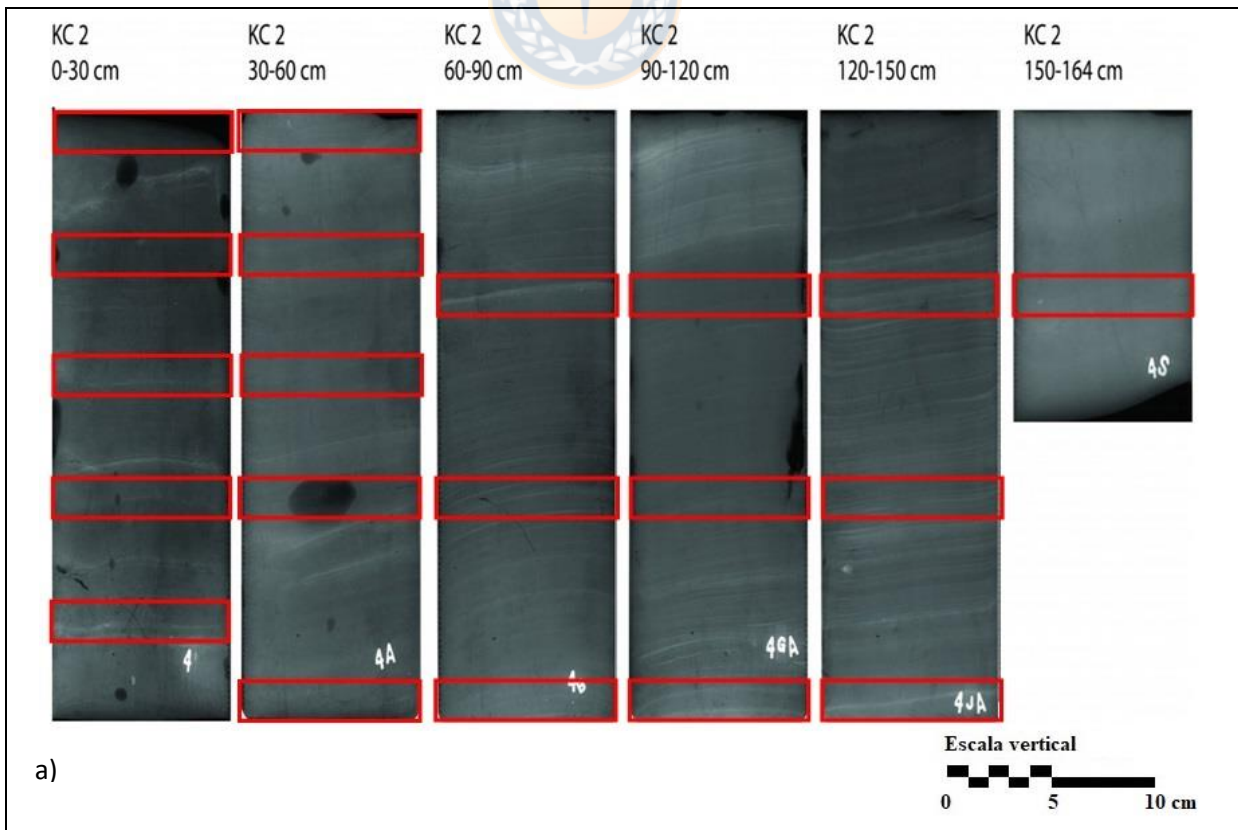


Figura III.1 Comparación en porcentaje de cada clasificación entre testigos KC2 y KC7 a) Limo muy grueso. b) Limo grueso. c) Limo medio. d) Limo fino. e) Limo muy fino. f) Arcillas

Debido a la poca cantidad de sedimento que es ocupada en la medición granulométrica, fue posible someter todas las muestras disponibles a dicha técnica. A continuación en la figura III.2, es visualizado las secciones de ambos testigos en la fotografía de rayos X facilitada por el profesor Dr. Marcelo Gutiérrez del Departamento de Oceanografía de la Universidad de Concepción.



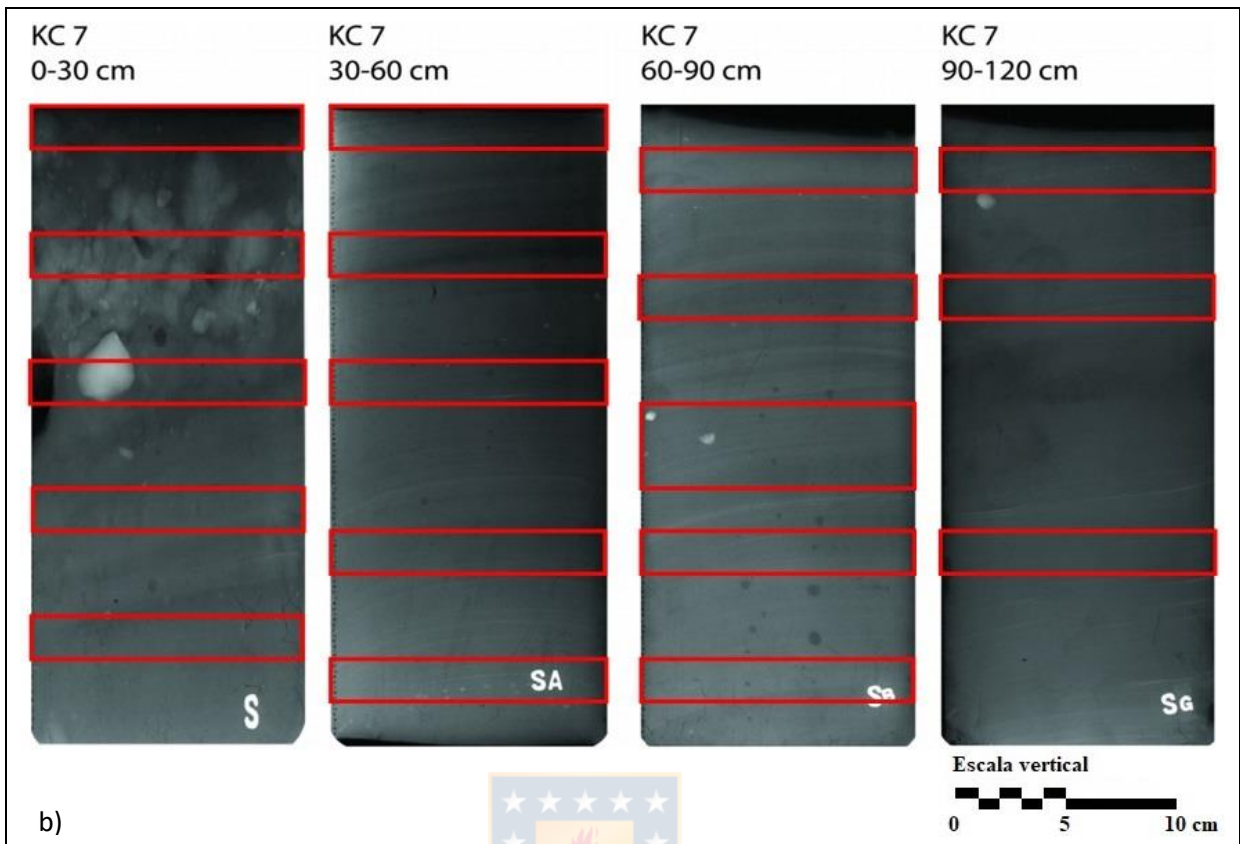
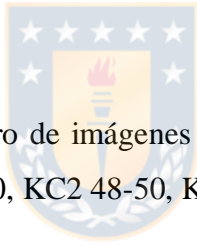


Figura III.2 Imágenes de rayos X de ambos testigos, en a) KC2 y en b) KC7. En cuadros rojos las secciones elegidas para análisis de granulometría láser.

Anexo IV: Microscopía Electrónica de Barrido

A continuación se presenta un registro de imágenes obtenidas a través de SEM, de 6 muestras: KC7 12-14, KC2 128-130, KC2 68-70, KC2 48-50, KC2 158-160 y KC7 6-8.



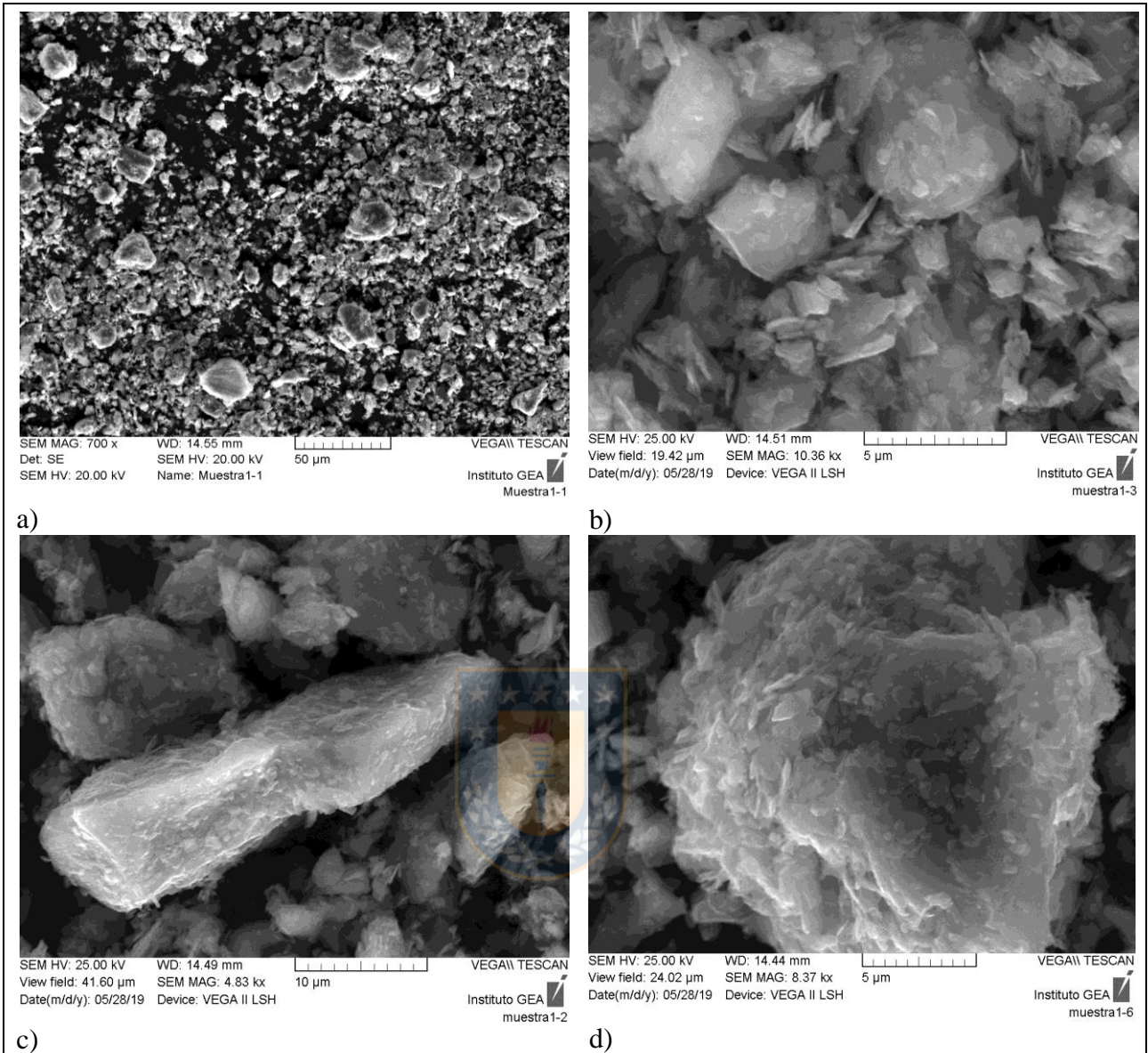


Figura IV.1 Imágenes obtenidas por microscopía electrónica de barrido de la muestra KC7 12-14 (a: 700x; b: 10360x; c: 4830x; d: 8370x).

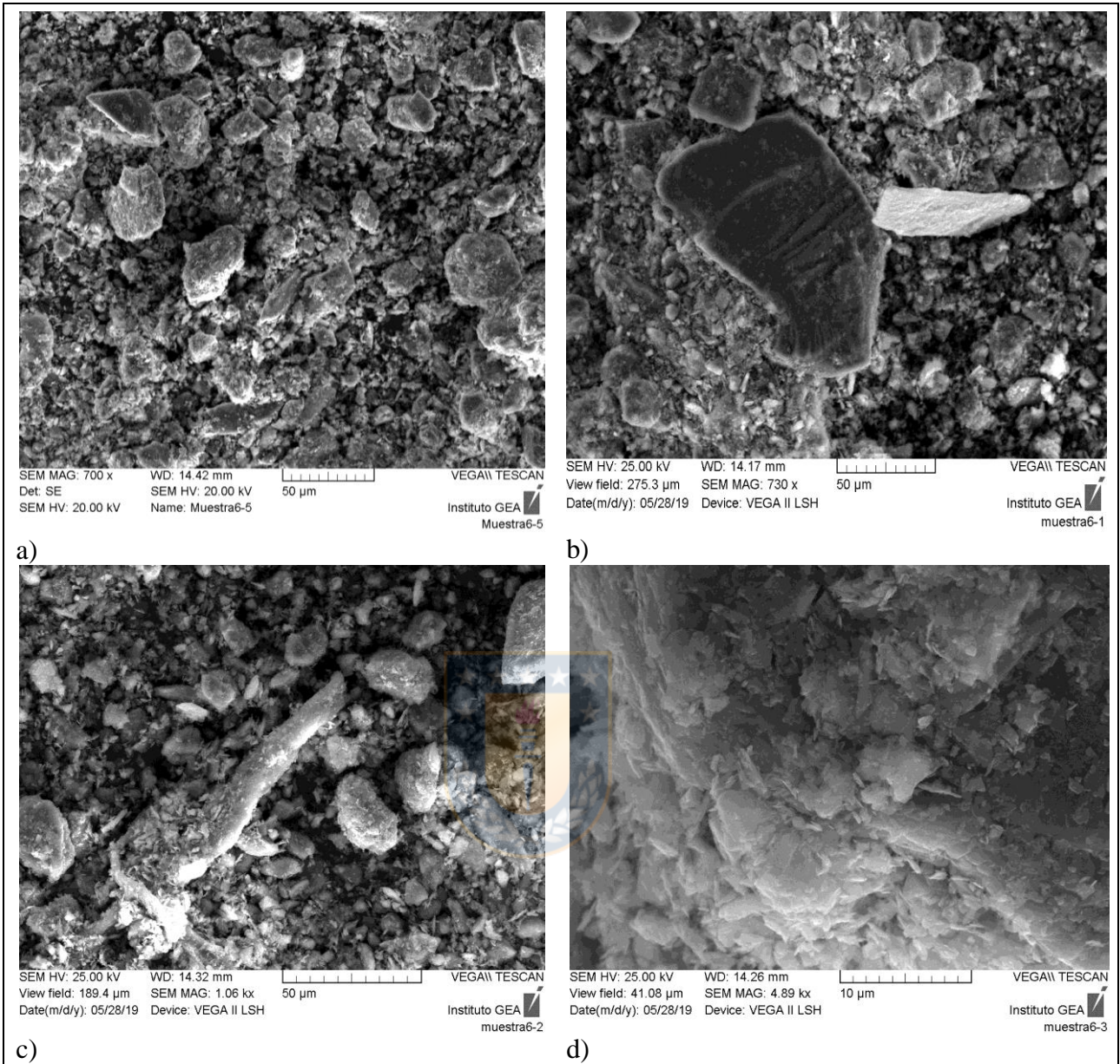


Figura IV.2 Imágenes obtenidas por microscopía electrónica de barrido de la muestra KC2 128-130 (a: 700x; b: 730x; c: 1060x; d: 4890x).

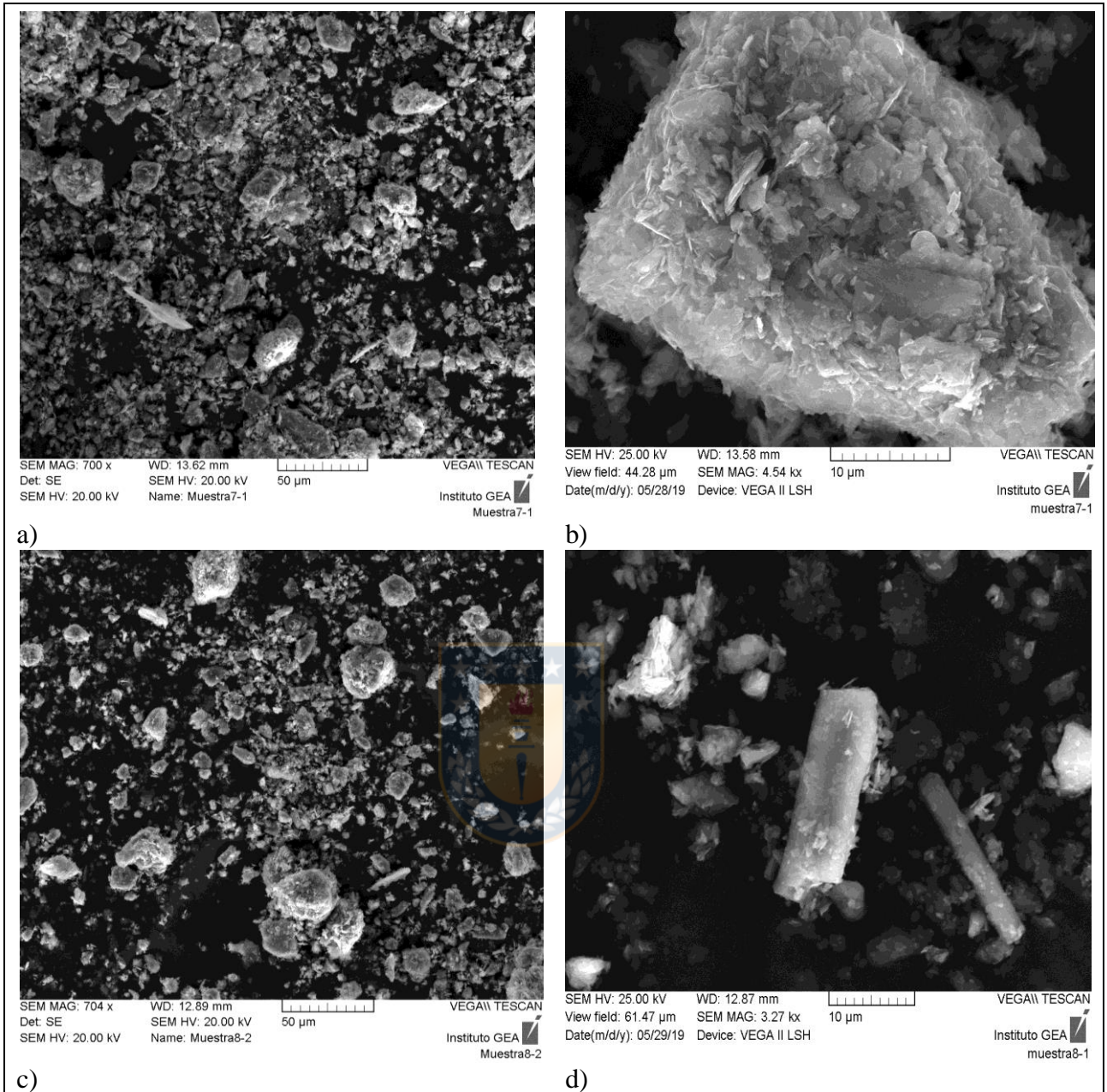


Figura IV.3 Imágenes obtenidas por microscopía electrónica de barrido de las muestras KC2 68-70 (en a y b) y KC7 6-8 (en c y d) (a: 700x; b: 4540x; c: 704x; d: 3270x).

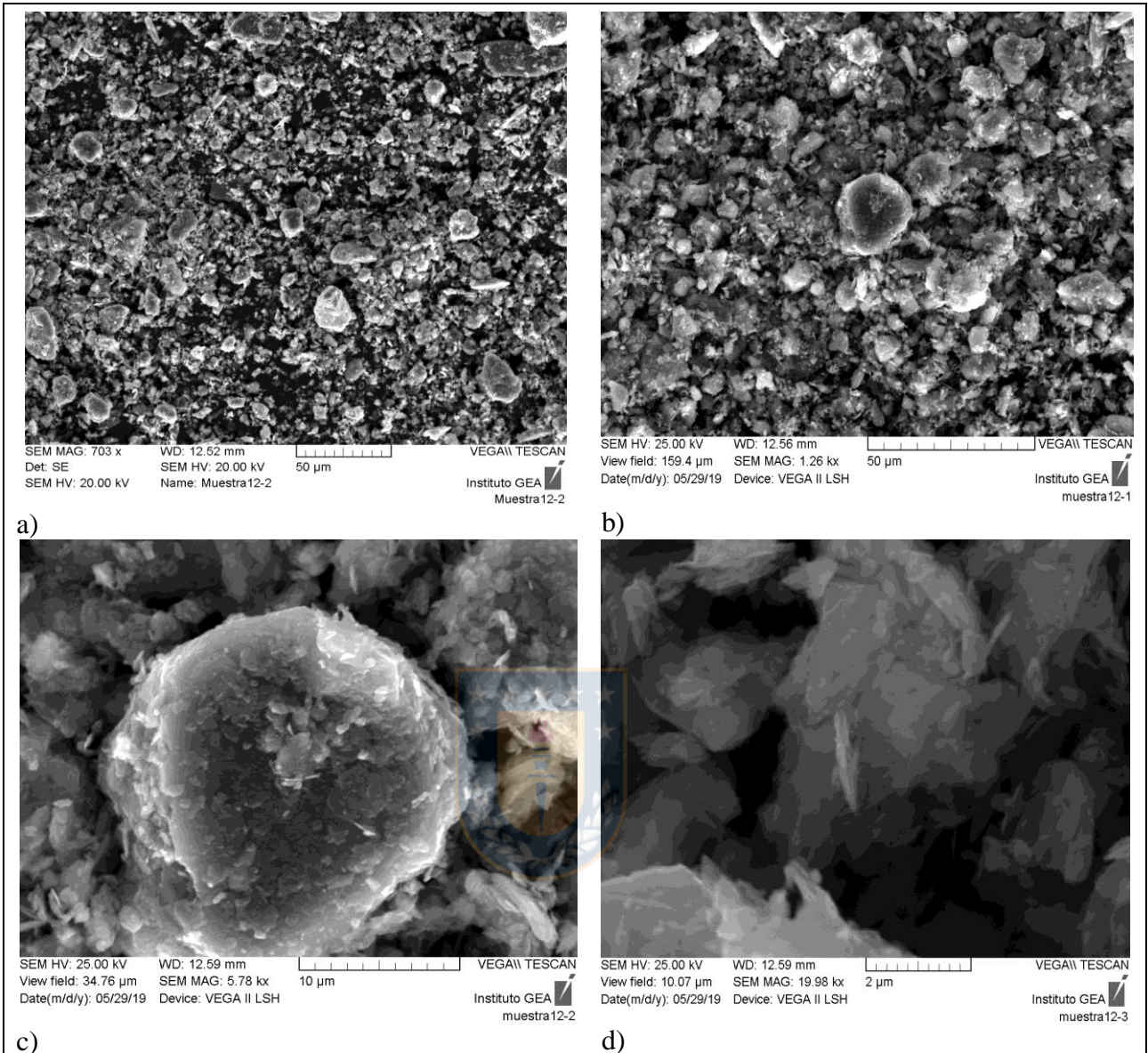


Figura IV.4 Imágenes obtenidas por microscopía electrónica de barrido de la muestra KC2 48-50 (a: 703x; b: 1260x; c: 5780x; d: 19980x).

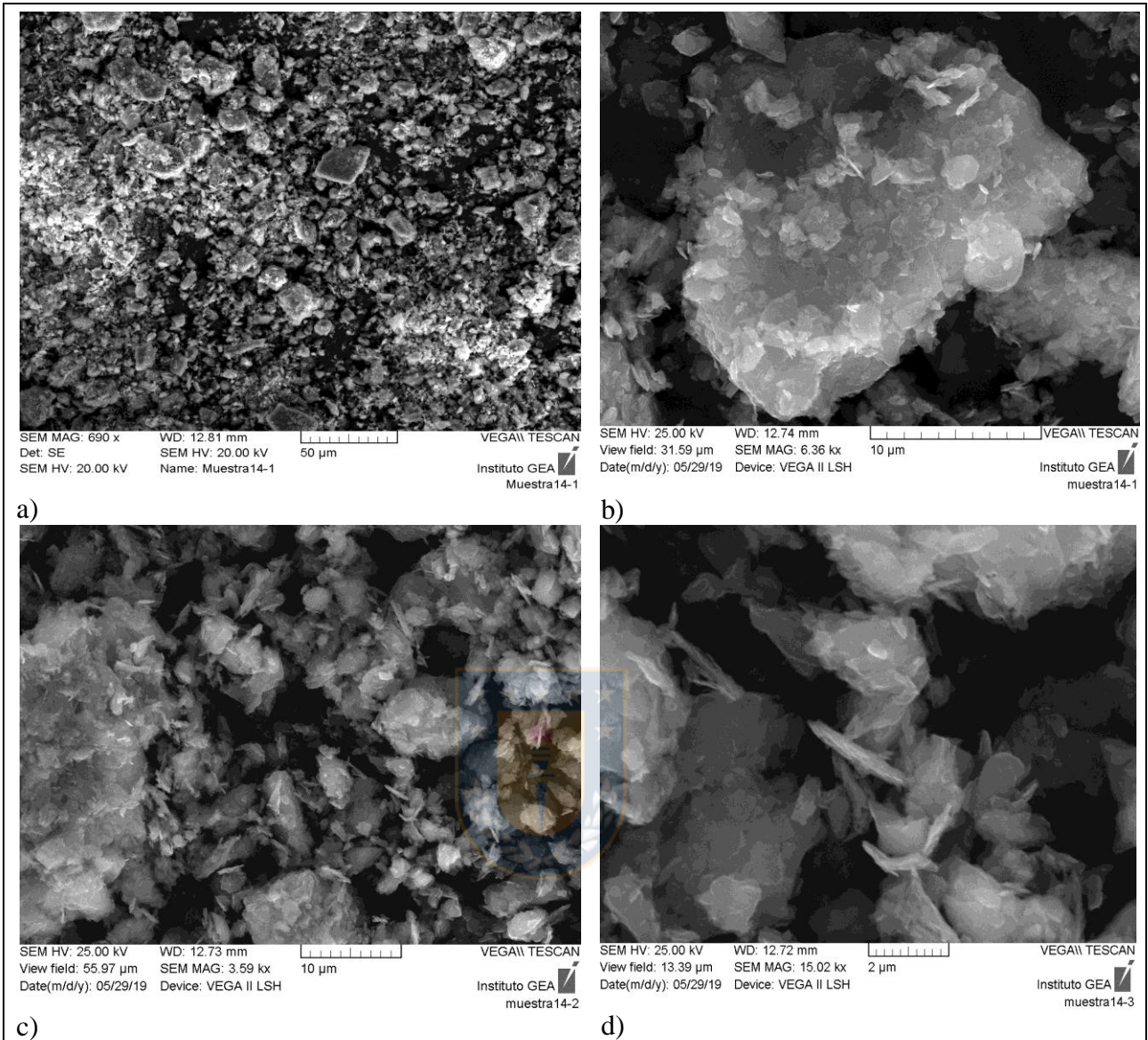


Figura IV.5 Imágenes obtenidas por microscopía electrónica de barrido de la muestra KC2 158-160 (a: 690x; b: 6360x; c: 3590x; d: 15020x).

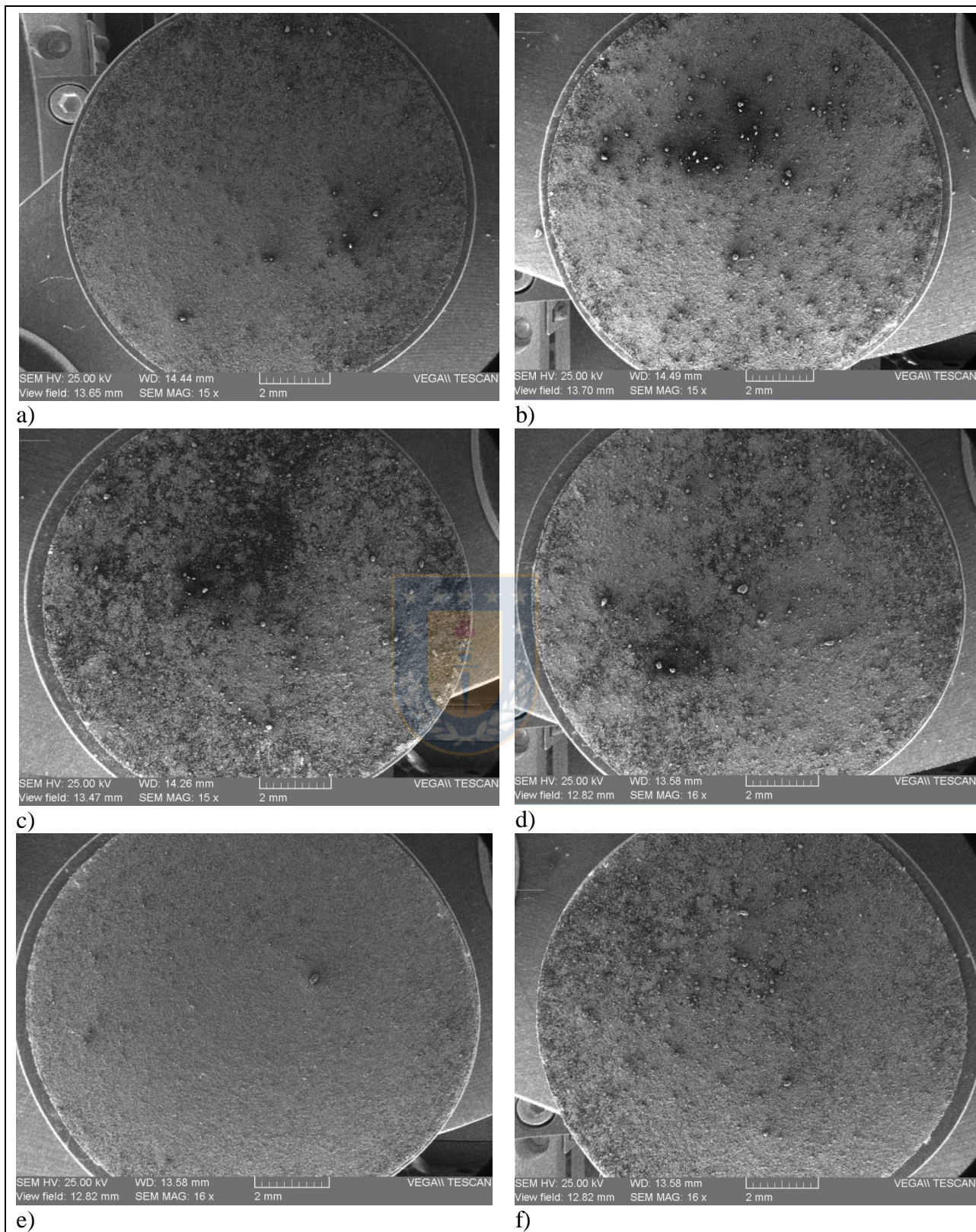


Figura IV.6 Imágenes obtenidas por microscopía electrónica de barrido de las muestras a: KC7 12-14, 15x; b: KC2 128-130, 15x; c: KC2 68-70, 15x; d: KC7 6-8, 16x; e: KC2 48-50, 16x; f: KC2 158-160, 16x.

Anexo V: Mineralogía

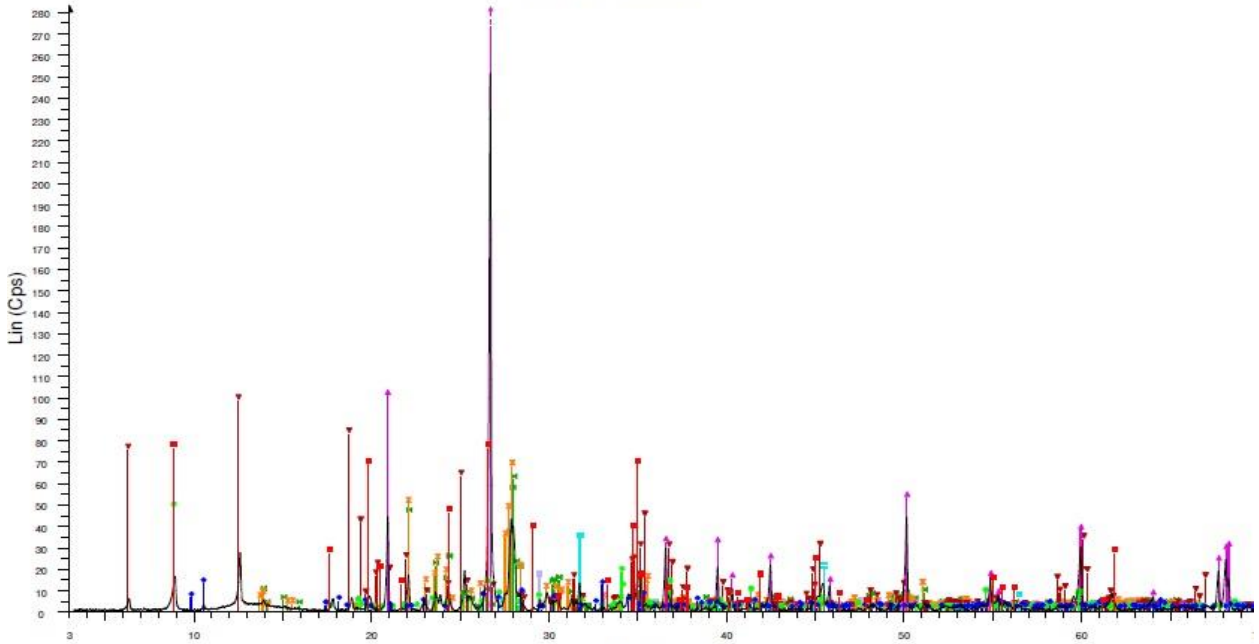


A continuación se exponen los diagramas de DRX para elementos mayores y diferenciación de arcillas.

Diffractogramas



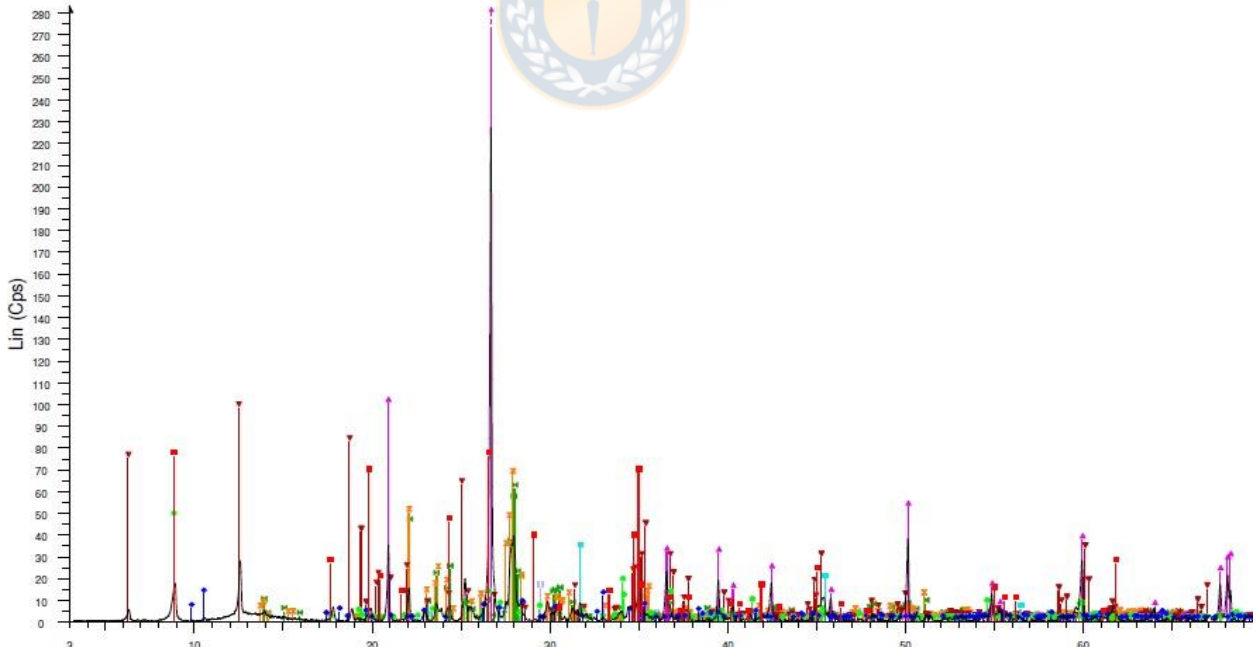
KC2 48-50



2-Theta - Scale

- KC-2 48-50 - File: KC-2 48-50.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.162 ° - End: 70.063 ° - Step: 0.020 ° - St
Operations: Displacement: -0.284 | Smooth: 0.068 | Strip: kAlpha2: 0.500 | Background: 1.000, 1.000 | Import
- 01-089-1807 (C) - Calcite - Ca(CO3) - Rhombo.H.axes - Y: 5.34 % - WL: 1.5406 - a 4.98800 - b 4.98800 - c 17.
 - 01-075-0306 (C) - Halite - NaCl - Cubic - Y: 11.76 % - WL: 1.5406 - a 5.64000 - b 5.64000 - c 5.64000 - alpha 9
 - 01-084-0752 (C) - Albite low - Na(AlSi3O8) - Triclinic - Y: 21.52 % - WL: 1.5406 - a 8.13540 - b 12.78520 - c 7.1
 - 01-084-2215 (C) - Albite high - K0.2Na0.8AlSi3O8 - Triclinic - Y: 23.79 % - WL: 1.5406 - a 8.14400 - b 12.98900
 - 01-083-1381 (C) - Chlorite, chromian - Mg5.0Al0.75Cr0.25Al1.00Si3.00O10(OH)8 - Triclinic - Y: 34.64 % - WL: 1
 - 01-086-1830 (C) - Quartz low - SiO2 - Hexagonal - Y: 167.06 % - WL: 1.5406 - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.4060
 - 01-089-1366 (C) - Biotite - K2(Fe2.796Mg2.321Ti0.550)(Al2.413Si5.587O20)(OH)4 - Monoclinic - Y: 16.89 % -
 - 01-080-0521 (C) - Actinolite - Ca2(Mg,Fe)5Si8O22(OH) - Monoclinic - Y: 4.34 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18
 - 00-007-0025 (I) - Muscovite-1M, syn - KAl2Si3AlO10(OH)2 - Monoclinic - Y: 26.76 % - WL: 1.5406 - a 5.20800 -

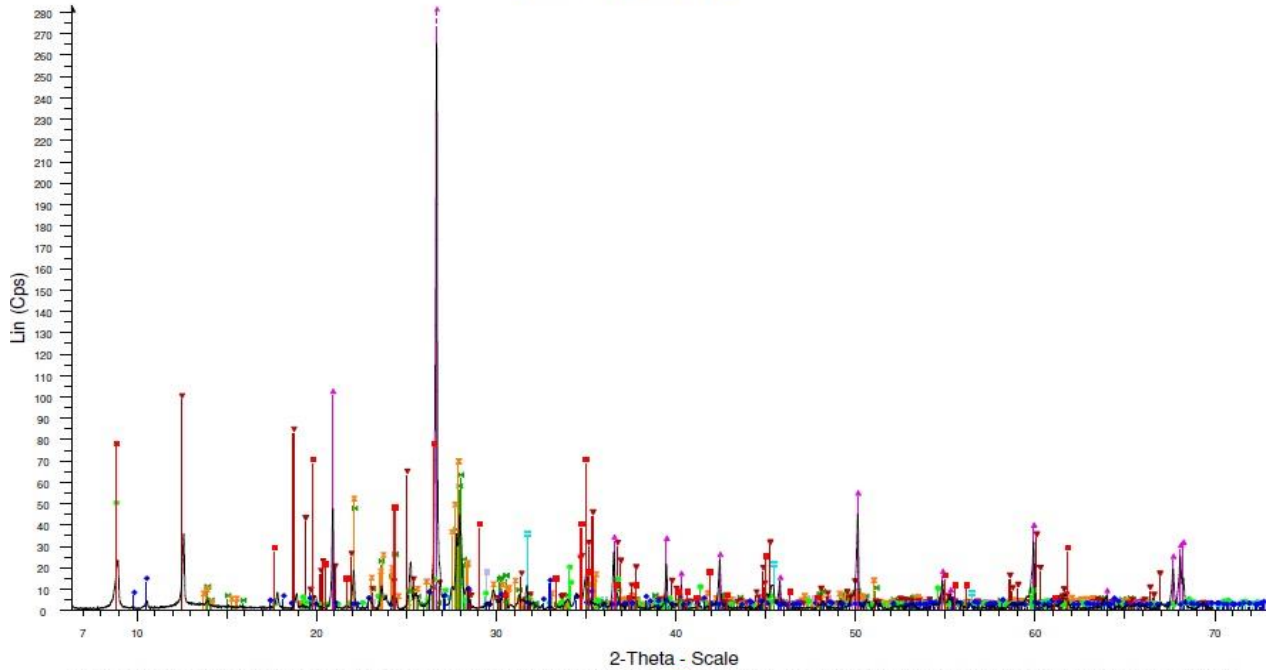
KC2 68-70



2-Theta - Scale

- KC-2 68-70 - File: KC-2 68-70.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.154 ° - End: 70.056 ° - Step: 0.020 ° - St
Operations: Displacement: -0.269 | Smooth: 0.068 | Strip: kAlpha2: 0.500 | Background: 1.000, 1.000 | Import
- 01-089-1807 (C) - Calcite - Ca(CO3) - Rhombo.H.axes - Y: 5.34 % - WL: 1.5406 - a 4.98800 - b 4.98800 - c 17.
 - 01-075-0306 (C) - Halite - NaCl - Cubic - Y: 11.76 % - WL: 1.5406 - a 5.64000 - b 5.64000 - c 5.64000 - alpha 9
 - 01-084-0752 (C) - Albite low - Na(AlSi3O8) - Triclinic - Y: 21.52 % - WL: 1.5406 - a 8.13540 - b 12.78520 - c 7.1
 - 01-084-2215 (C) - Albite high - K0.2Na0.8AlSi3O8 - Triclinic - Y: 23.79 % - WL: 1.5406 - a 8.14400 - b 12.98900
 - 01-083-1381 (C) - Chlorite, chromian - Mg5.0Al0.75Cr0.25Al1.00Si3.00O10(OH)8 - Triclinic - Y: 34.64 % - WL: 1
 - 01-086-1630 (C) - Quartz low - SiO2 - Hexagonal - Y: 167.06 % - WL: 1.5406 - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.4060
 - 01-089-1366 (C) - Biotite - K2(Fe2.796Mg2.321Ti0.550)(Al2.413Si5.587O20)(OH)4 - Monoclinic - Y: 16.89 % -
 - 01-080-0521 (C) - Actinolite - Ca2(Mg,Fe)5Si8O22(OH) - Monoclinic - Y: 4.34 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18
 - 00-007-0025 (I) - Muscovite-1M, syn - KAl2Si3AlO10(OH)2 - Monoclinic - Y: 26.76 % - WL: 1.5406 - a 5.20800 -

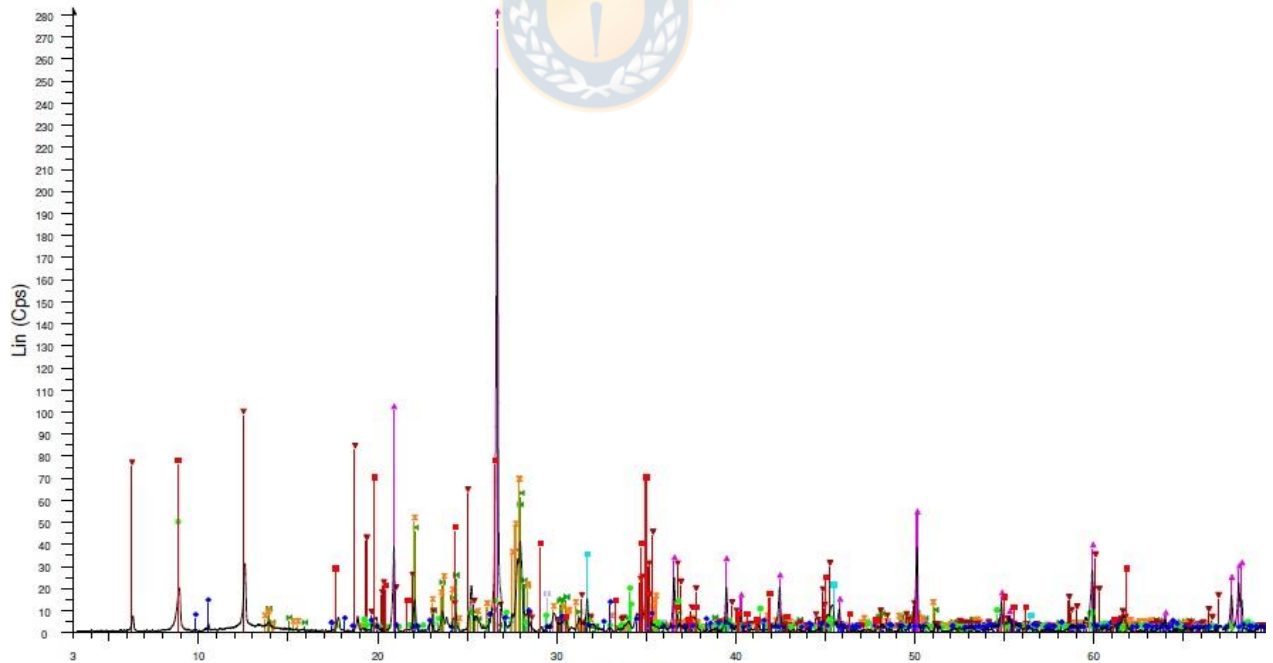
KC2 108-110



KC-2 108-110 - File: KC-2_108-110.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.089 ° - End: 70.002 ° - Step: 0.020 °
Operations: Displacement -0.155 | Displacement -0.161 | Displacement -0.153 | Smooth 0.044 | Strip kAlpha2 0.

01-088-1807 (C) - Calcite - Ca(CO3) - Rhombo.H.axes - Y: 5.34 % - WL: 1.5406 - a 4.98800 - b 4.98800 - c 17.74250 - alpha 9	01-083-1366 (C) - Biotite - K2(Fe2.796Mg2.321Ti0.550)(Al2.413Si5.587O20)(OH)4 - Monoclinic - Y: 16.89 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18.01400 - c 10.35500 - beta 90.13000
01-075-0306 (C) - Halite - NaCl - Cubic - Y: 11.76 % - WL: 1.5406 - a 5.64000 - b 5.64000 - c 5.64000 - alpha 9	01-080-0521 (C) - Actinolite - Ca2(Mg,Fe)5Si8O22(OH) - Monoclinic - Y: 4.34 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18.01400 - c 10.35500 - beta 90.13000
01-084-0752 (C) - Albite low - Na(AlSi3O8) - Triclinic - Y: 21.52 % - WL: 1.5406 - a 8.13540 - b 12.78520 - c 7.10350 - alpha 90.13000	00-007-0025 (I) - Muscovite-1M, syn - KA2S3AlO10(OH)2 - Monoclinic - Y: 26.76 % - WL: 1.5406 - a 5.20800 - b 9.14110 - c 5.40600
01-083-2215 (C) - Albite high - K0.2Na0.8AlSi3O8 - Triclinic - Y: 23.79 % - WL: 1.5406 - a 8.14400 - b 12.98900 - c 7.10350 - alpha 90.13000	
01-083-1381 (C) - Chlorite, chromian - Mg5.0Al0.75Cr0.25Al1.00Si3.00O10(OH)8 - Triclinic - Y: 34.64 % - WL: 1.5406 - a 9.14110 - b 4.91410 - c 5.40600	
01-086-1630 (C) - Quartz low - SiO2 - Hexagonal - Y: 167.06 % - WL: 1.5406 - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600	

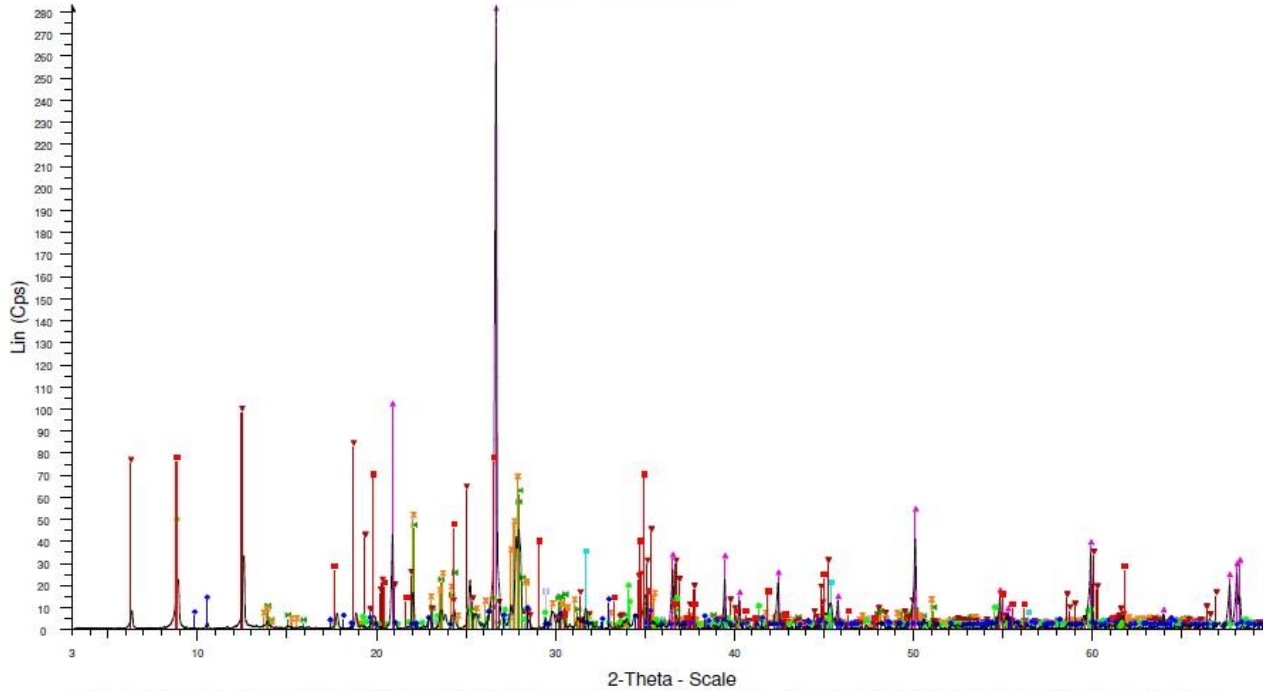
KC2 118-120



KC-2 118-120 - File: KC-2_118-120.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.118 ° - End: 70.026 ° - Step: 0.020 °
Operations: Displacement -0.206 | Displacement -0.206 | Smooth 0.068 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.00

01-088-1807 (C) - Calcite - Ca(CO3) - Rhombo.H.axes - Y: 5.34 % - WL: 1.5406 - a 4.98800 - b 4.98800 - c 17.74250 - alpha 9	01-083-1366 (C) - Biotite - K2(Fe2.796Mg2.321Ti0.550)(Al2.413Si5.587O20)(OH)4 - Monoclinic - Y: 16.89 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18.01400 - c 10.35500 - beta 90.13000
01-075-0306 (C) - Halite - NaCl - Cubic - Y: 11.76 % - WL: 1.5406 - a 5.64000 - b 5.64000 - c 5.64000 - alpha 9	01-080-0521 (C) - Actinolite - Ca2(Mg,Fe)5Si8O22(OH) - Monoclinic - Y: 4.34 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18.01400 - c 10.35500 - beta 90.13000
01-084-0752 (C) - Albite low - Na(AlSi3O8) - Triclinic - Y: 21.52 % - WL: 1.5406 - a 8.13540 - b 12.78520 - c 7.10350 - alpha 90.13000	00-007-0025 (I) - Muscovite-1M, syn - KA2S3AlO10(OH)2 - Monoclinic - Y: 26.76 % - WL: 1.5406 - a 5.20800 - b 9.14110 - c 5.40600
01-083-2215 (C) - Albite high - K0.2Na0.8AlSi3O8 - Triclinic - Y: 23.79 % - WL: 1.5406 - a 8.14400 - b 12.98900 - c 7.10350 - alpha 90.13000	
01-083-1381 (C) - Chlorite, chromian - Mg5.0Al0.75Cr0.25Al1.00Si3.00O10(OH)8 - Triclinic - Y: 34.64 % - WL: 1.5406 - a 9.14110 - b 4.91410 - c 5.40600	
01-086-1630 (C) - Quartz low - SiO2 - Hexagonal - Y: 167.06 % - WL: 1.5406 - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600	

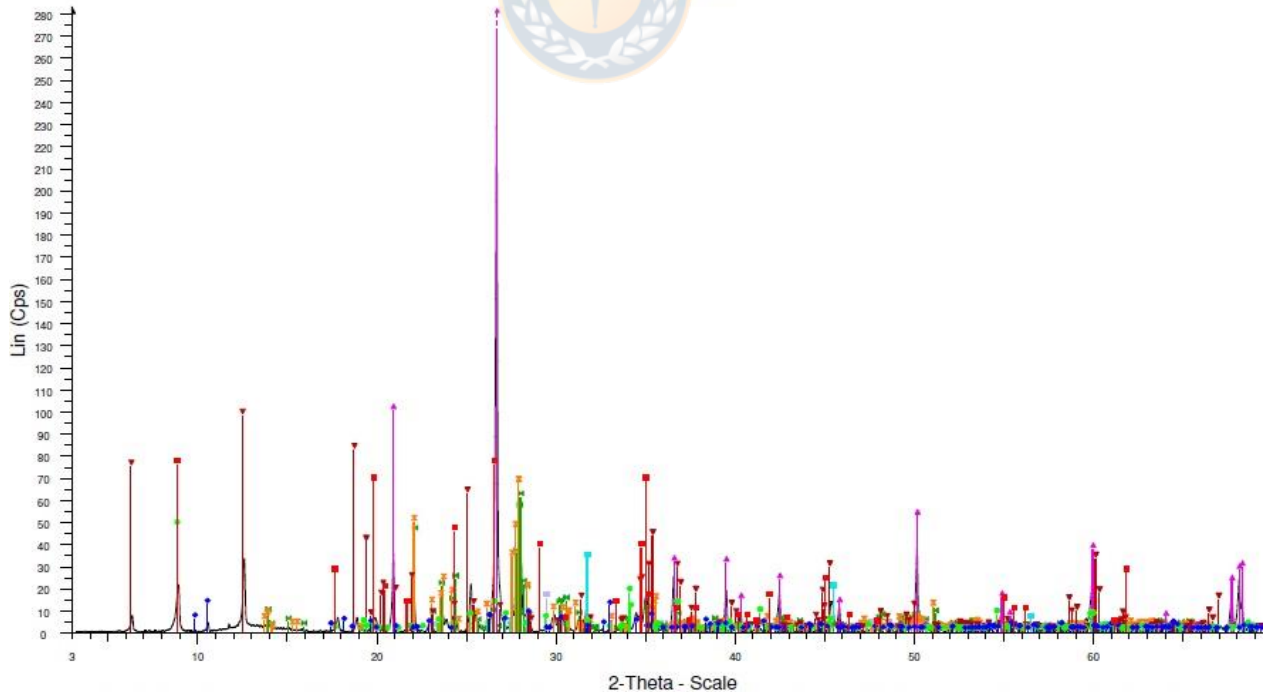
KC2 128-130



KC-2 128-130 - File: KC-2 128-130.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.012 ° - End: 69.939 ° - Step: 0.020 °
Operations: Displacement -0.021 | Displacement -0.005 | Displacement -0.021 | Smooth 0.068 | Strip kAlpha2 0.
01-088-1807 (C) - Calcite - Ca(CO3) - Rhombo.H.axes - Y: 5.34 % - WL: 1.5406 - a 4.98800 - b 4.98800 - c 17.
01-075-0306 (C) - Halite - NaCl - Cubic - Y: 11.76 % - WL: 1.5406 - a 5.64000 - b 5.64000 - alpha 9
01-084-0752 (C) - Albite low - Na(AlSi3O8) - Triclinic - Y: 21.52 % - WL: 1.5406 - a 8.13540 - b 12.78520 - c 7.1
01-083-2215 (C) - Albite high - K0.2Na0.8AlSi3O8 - Triclinic - Y: 23.79 % - WL: 1.5406 - a 8.14400 - b 12.98900
01-083-1381 (C) - Chlorite, chromian - Mg5.0Al0.75Cr0.25Al1.00Si3.00O10(OH)8 - Triclinic - Y: 34.64 % - WL: 1
01-086-1630 (C) - Quartz low - SiO2 - Hexagonal - Y: 167.06 % - WL: 1.5406 - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.4060

01-083-1366 (C) - Biotite - K2(Fe2.786Mg2.321Ti0.550)(Al2.413Si5.587O20)(OH)4 - Monoclinic - Y: 16.89 % -
01-080-0521 (C) - Actinolite - Ca2(Mg,Fe)5Si8O22(OH) - Monoclinic - Y: 4.34 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18
00-007-0025 (I) - Muscovite-1M, syn - KA12S3AlO10(OH)2 - Monoclinic - Y: 26.76 % - WL: 1.5406 - a 5.20800 -

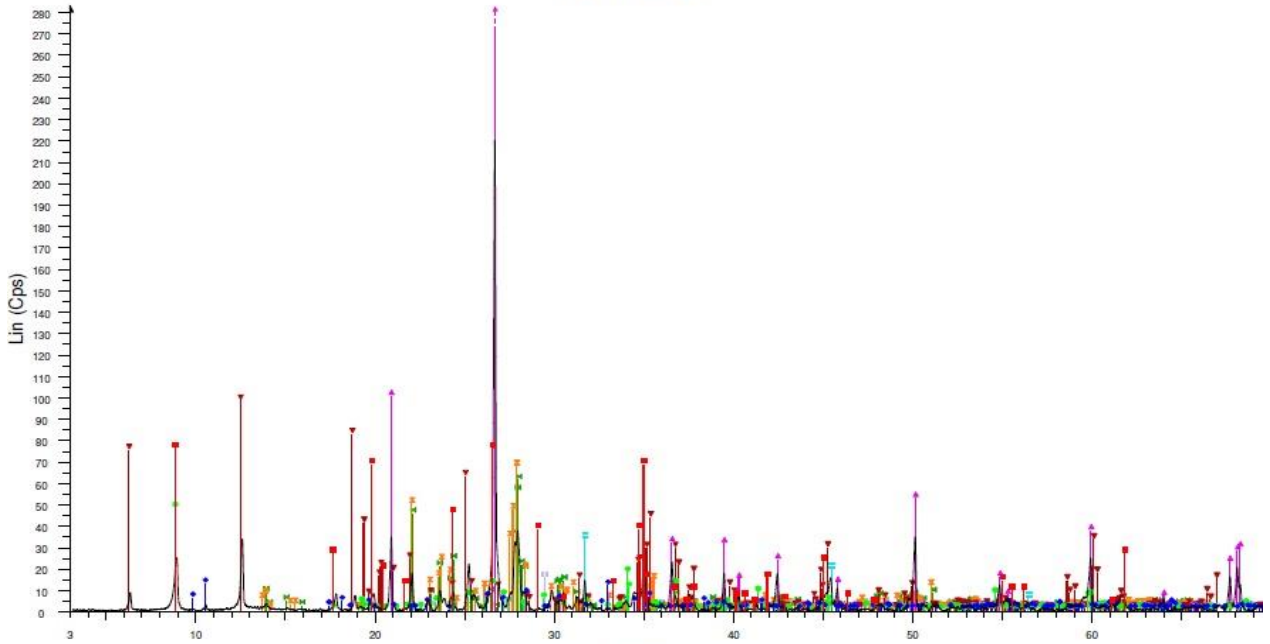
KC2 158-160



KC-2 158-160 - File: KC-2 158-160.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.127 ° - End: 70.034 ° - Step: 0.020 °
Operations: Displacement -0.223 | Smooth 0.068 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import
01-088-1807 (C) - Calcite - Ca(CO3) - Rhombo.H.axes - Y: 5.34 % - WL: 1.5406 - a 4.98800 - b 4.98800 - c 17.
01-075-0306 (C) - Halite - NaCl - Cubic - Y: 11.76 % - WL: 1.5406 - a 5.64000 - b 5.64000 - alpha 9
01-084-0752 (C) - Albite low - Na(AlSi3O8) - Triclinic - Y: 21.52 % - WL: 1.5406 - a 8.13540 - b 12.78520 - c 7.1
01-083-2215 (C) - Albite high - K0.2Na0.8AlSi3O8 - Triclinic - Y: 23.79 % - WL: 1.5406 - a 8.14400 - b 12.98900
01-083-1381 (C) - Chlorite, chromian - Mg5.0Al0.75Cr0.25Al1.00Si3.00O10(OH)8 - Triclinic - Y: 34.64 % - WL: 1
01-086-1630 (C) - Quartz low - SiO2 - Hexagonal - Y: 167.06 % - WL: 1.5406 - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.4060

01-083-1366 (C) - Biotite - K2(Fe2.786Mg2.321Ti0.550)(Al2.413Si5.587O20)(OH)4 - Monoclinic - Y: 16.89 % -
01-080-0521 (C) - Actinolite - Ca2(Mg,Fe)5Si8O22(OH) - Monoclinic - Y: 4.34 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18
00-007-0025 (I) - Muscovite-1M, syn - KA12S3AlO10(OH)2 - Monoclinic - Y: 26.76 % - WL: 1.5406 - a 5.20800 -

KC7 6-8

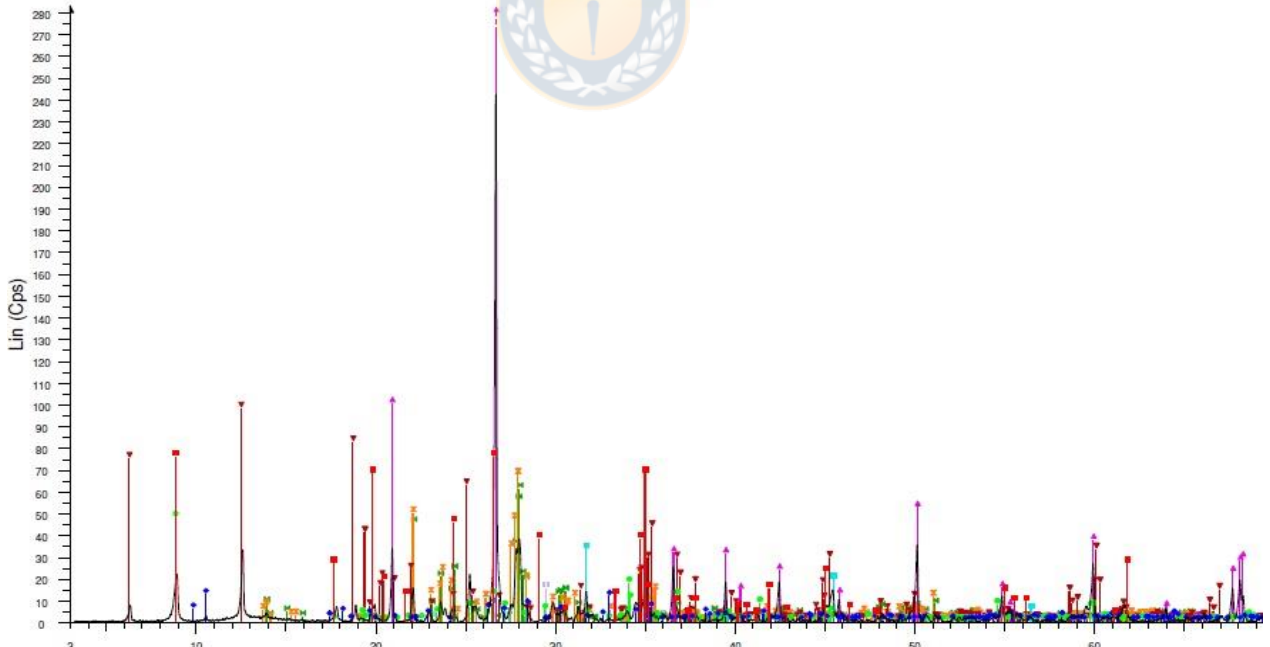


2-Theta - Scale

KC-7 6-8 - File: KC-7 6-8.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.046 ° - End: 69.967 ° - Step: 0.020 ° - Step tm
Operations: Displacement -0.090 | Smooth 0.068 | Strip KAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import

01-089-1807 (C) - Calcite - Ca(CO3) - Rhombo.H.axes - Y: 5.34 % - WL: 1.5406 - a 4.98900 - b 4.98900 - c 17.1	01-083-1366 (C) - Biotite - K2(Fe2.786Mg2.321Ti0.550)(Al2.413Si6.587O20)(OH)4 - Monoclinic - Y: 16.89 % -
01-075-0205 (C) - Halite - NaCl - Cubic - Y: 11.76 % - WL: 1.5406 - a 5.64000 - b 5.64000 - c 5.64000 - alpha 9	01-080-0521 (C) - Actinolite - Ca2(Mg,Fe)5Si8O22(OH) - Monoclinic - Y: 4.34 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18.1
01-084-0752 (C) - Albite low - Na(AlSi3O8) - Triclinic - Y: 21.52 % - WL: 1.5406 - a 8.13540 - b 12.78520 - c 7.1	00-007-0025 (I) - Muscovite-1M, syn - KA2S3AlO10(OH)2 - Monoclinic - Y: 26.76 % - WL: 1.5406 - a 5.20800 -
01-084-2215 (C) - Albite high - K0.2Na0.8AlSi3O8 - Triclinic - Y: 23.79 % - WL: 1.5406 - a 8.14400 - b 12.98900	
01-083-1381 (C) - Chlorite, chromian - Mg5.0Al0.75Cr0.25Al1.00Si9.00O10(OH)8 - Triclinic - Y: 34.64 % - WL: 1.5406 - a 5.20800 -	
01-086-1630 (C) - Quartz low - SiO2 - Hexagonal - Y: 167.06 % - WL: 1.5406 - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600	

KC7 12-14

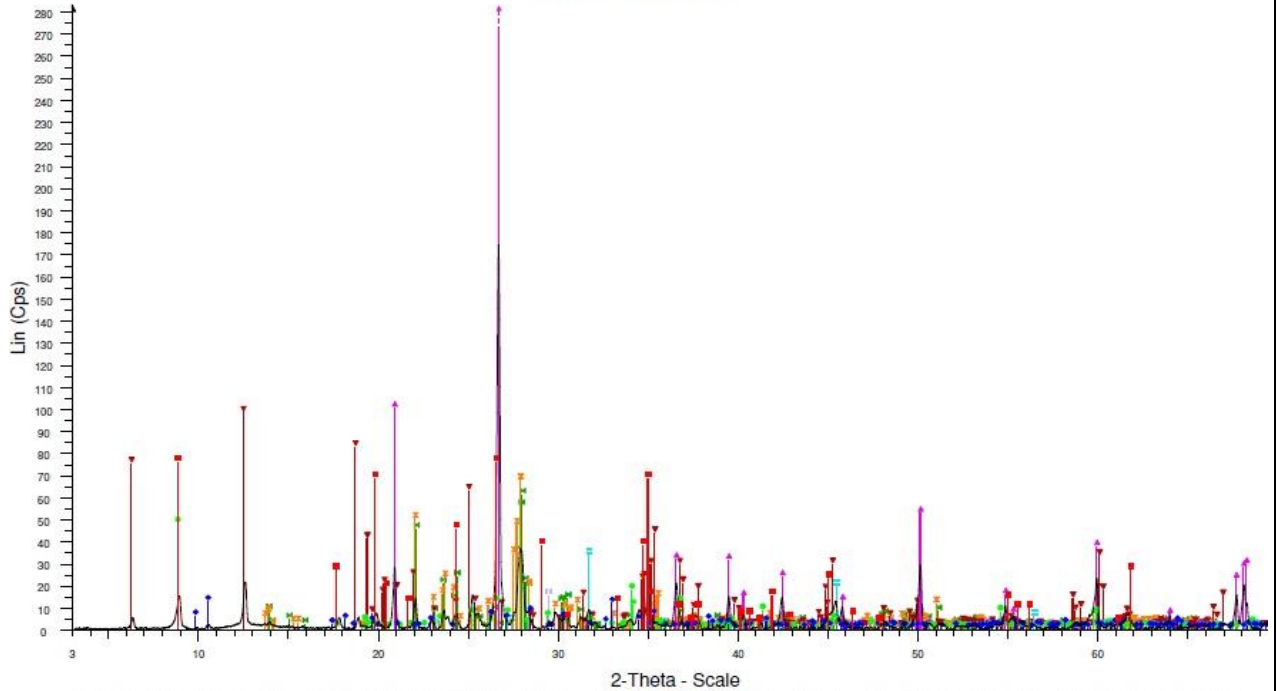


2-Theta - Scale

KC-7 12-14 - File: KC-7 12-14.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.145 ° - End: 70.049 ° - Step: 0.020 ° - Step tm
Operations: Displacement -0.254 | Displacement -0.269 | Smooth 0.068 | Strip KAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import

01-089-1807 (C) - Calcite - Ca(CO3) - Rhombo.H.axes - Y: 5.34 % - WL: 1.5406 - a 4.98900 - b 4.98900 - c 17.1	01-083-1366 (C) - Biotite - K2(Fe2.786Mg2.321Ti0.550)(Al2.413Si6.587O20)(OH)4 - Monoclinic - Y: 16.89 % -
01-075-0306 (C) - Halite - NaCl - Cubic - Y: 11.76 % - WL: 1.5406 - a 5.64000 - b 5.64000 - c 5.64000 - alpha 9	01-080-0521 (C) - Actinolite - Ca2(Mg,Fe)5Si8O22(OH) - Monoclinic - Y: 4.34 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18.1
01-084-0752 (C) - Albite low - Na(AlSi3O8) - Triclinic - Y: 21.52 % - WL: 1.5406 - a 8.13540 - b 12.78520 - c 7.1	00-007-0025 (I) - Muscovite-1M, syn - KA2S3AlO10(OH)2 - Monoclinic - Y: 26.76 % - WL: 1.5406 - a 5.20800 -
01-084-2215 (C) - Albite high - K0.2Na0.8AlSi3O8 - Triclinic - Y: 23.79 % - WL: 1.5406 - a 8.14400 - b 12.98900	
01-083-1381 (C) - Chlorite, chromian - Mg5.0Al0.75Cr0.25Al1.00Si9.00O10(OH)8 - Triclinic - Y: 34.64 % - WL: 1.5406 - a 5.20800 -	
01-086-1630 (C) - Quartz low - SiO2 - Hexagonal - Y: 167.06 % - WL: 1.5406 - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600	

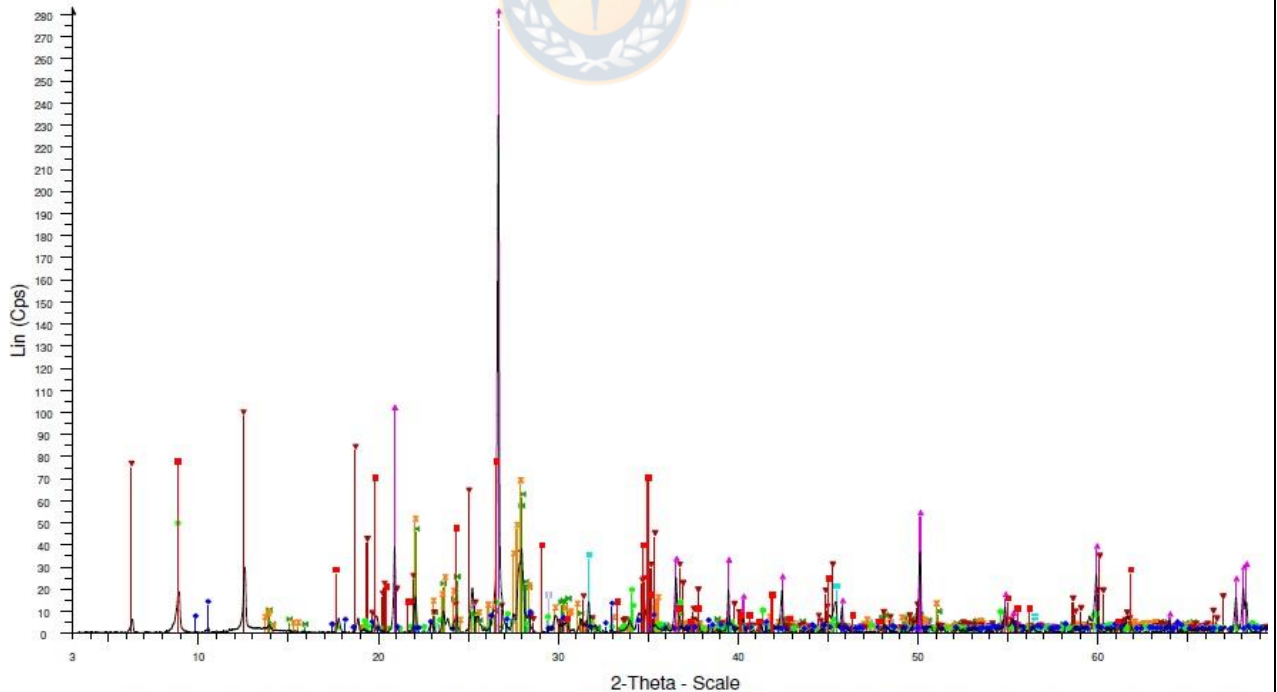
KC7 36-38



KC-7 36-38 - File: KC-7 36-38_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.027 ° - End: 69.952 ° - Step: 0.020 ° - Site
Operations: Displacement -0.047 | Smooth 0.068 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import

- 01-089-1807 (C) - Calcite - Ca(CO₃) - Rhombo.H.axes - Y: 5.34 % - WL: 1.5406 - a 4.98900 - b 4.98900 - c 17.
- 01-075-0306 (C) - Halite - NaCl - Cubic - Y: 11.76 % - WL: 1.5406 - a 5.64000 - b 5.64000 - c 5.64000 - alpha 9
- 01-084-0752 (C) - Albite low - Na(AlSi₃O₈) - Triclinic - Y: 21.52 % - WL: 1.5406 - a 8.13540 - b 12.79520 - c 7.1
- 01-083-2215 (C) - Albite high - K_{0.2}Na_{0.8}AlSi₃O₈ - Triclinic - Y: 23.79 % - WL: 1.5406 - a 8.14400 - b 12.98900
- 01-083-1381 (C) - Chlorite, chromian - Mg₅OAl_{0.75}Cr_{0.25}Al_{1.00}Si_{3.00}O₁₀(OH)₈ - Triclinic - Y: 34.64 % - WL: 1
- 01-086-1630 (C) - Quartz low - SiO₂ - Hexagonal - Y: 167.06 % - WL: 1.5406 - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.4060
- 01-083-1366 (C) - Biotite - K₂(Fe_{2.786}Mg_{2.211}Ti_{0.550})(Al_{2.413}Si_{5.587}O₂₀)(OH)₄ - Monoclinic - Y: 16.89 % -
- 01-080-0521 (C) - Actinolite - Ca₂(Mg,Fe)₅Si₈O₂₂(OH) - Monoclinic - Y: 4.34 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18
- 00-007-0025 (I) - Muscovite-1M, syn - KA₂Si₃AlO₁₀(OH)₂ - Monoclinic - Y: 26.76 % - WL: 1.5406 - a 5.20600 -

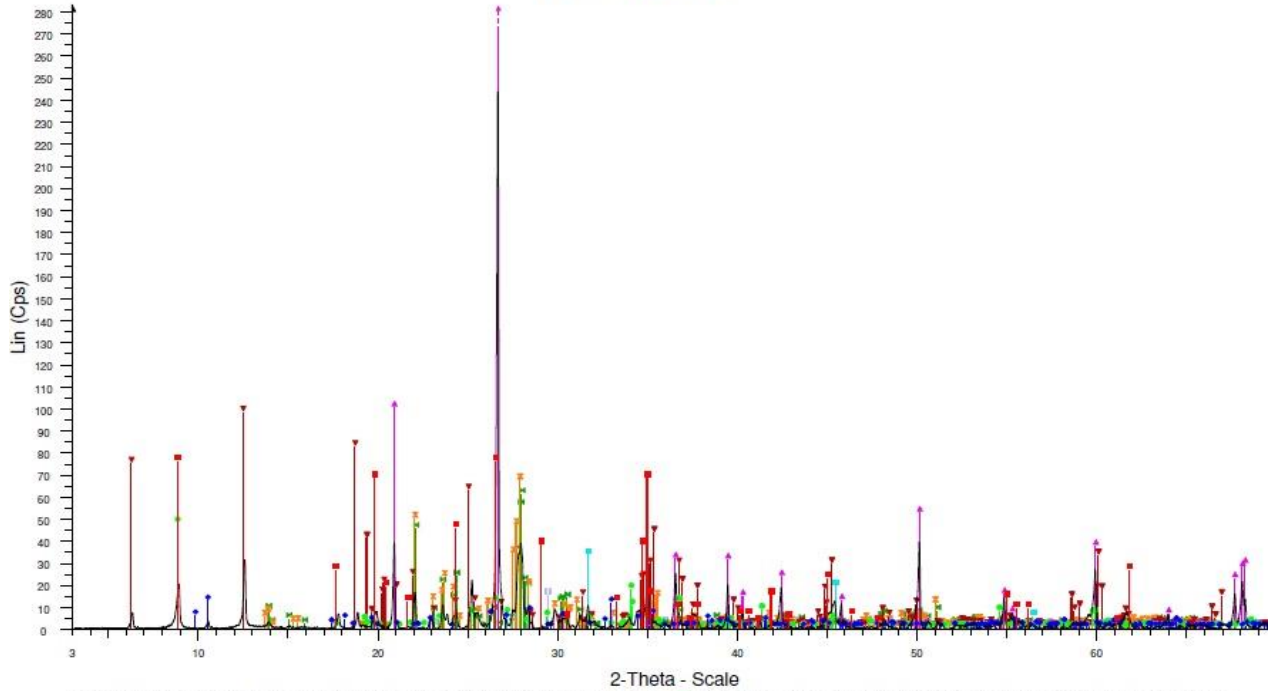
KC7 74-78



KC-7 74-78 - File: KC-7 74-78_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.138 ° - End: 70.043 ° - Step: 0.020 ° - Site
Operations: Displacement -0.242 | Displacement -0.248 | Displacement -0.254 | Displacement -0.113 | Smooth

- 01-089-1807 (C) - Calcite - Ca(CO₃) - Rhombo.H.axes - Y: 5.34 % - WL: 1.5406 - a 4.98900 - b 4.98900 - c 17.
- 01-075-0306 (C) - Halite - NaCl - Cubic - Y: 11.76 % - WL: 1.5406 - a 5.64000 - b 5.64000 - c 5.64000 - alpha 9
- 01-084-0752 (C) - Albite low - Na(AlSi₃O₈) - Triclinic - Y: 21.52 % - WL: 1.5406 - a 8.13540 - b 12.79520 - c 7.1
- 01-083-2215 (C) - Albite high - K_{0.2}Na_{0.8}AlSi₃O₈ - Triclinic - Y: 23.79 % - WL: 1.5406 - a 8.14400 - b 12.98900
- 01-083-1381 (C) - Chlorite, chromian - Mg₅OAl_{0.75}Cr_{0.25}Al_{1.00}Si_{3.00}O₁₀(OH)₈ - Triclinic - Y: 34.64 % - WL: 1
- 01-086-1630 (C) - Quartz low - SiO₂ - Hexagonal - Y: 167.06 % - WL: 1.5406 - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.4060
- 01-083-1366 (C) - Biotite - K₂(Fe_{2.786}Mg_{2.211}Ti_{0.550})(Al_{2.413}Si_{5.587}O₂₀)(OH)₄ - Monoclinic - Y: 16.89 % -
- 01-080-0521 (C) - Actinolite - Ca₂(Mg,Fe)₅Si₈O₂₂(OH) - Monoclinic - Y: 4.34 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18
- 00-007-0025 (I) - Muscovite-1M, syn - KA₂Si₃AlO₁₀(OH)₂ - Monoclinic - Y: 26.76 % - WL: 1.5406 - a 5.20600 -

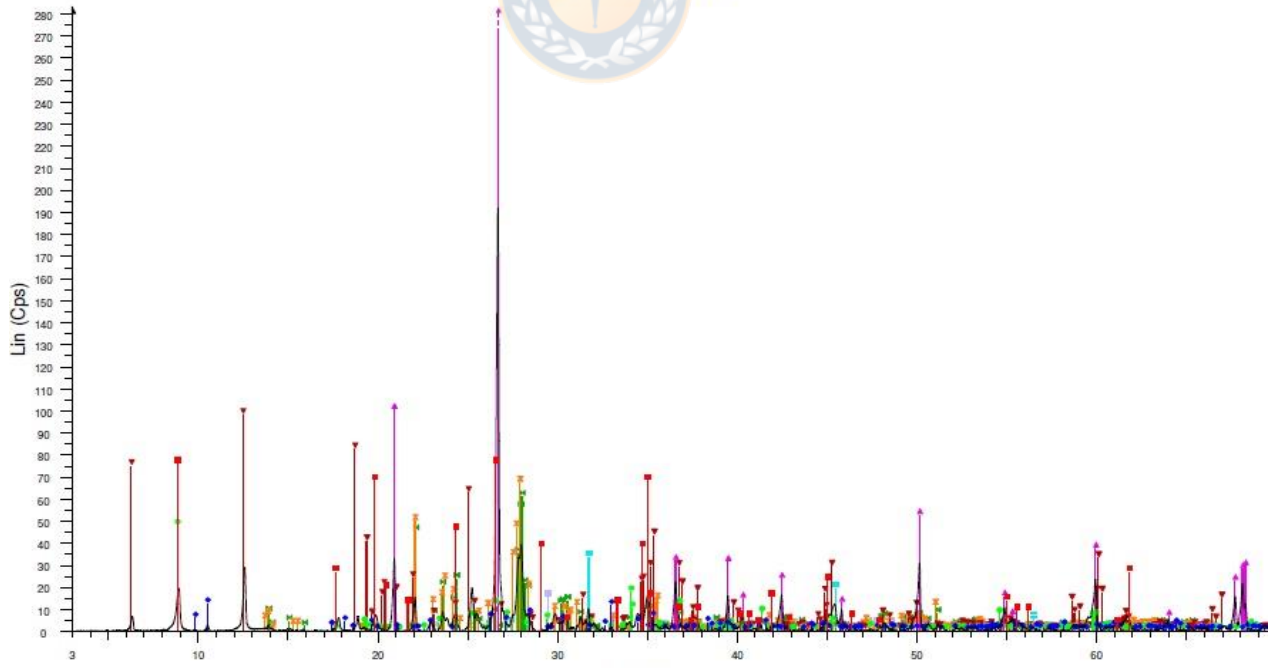
KC7 86-88



KC-7 86-88 - File: KC-7 86-88_RAW - Type: 2ThTh locked - Start: 3.000 ° - End: 69.990 ° - Step: 0.020 ° - Site:
Operations: Smooth 0.068 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import

01-089-1807 (C) - Calcite - Ca(CO3) - Rhombo.H.axes - Y: 5.34 % - WL: 1.5406 - a 4.99800 - b 4.99800 - c 17.7	01-083-1366 (C) - Biotite - K2(Fe2.786Mg2.321Ti0.550)(Al2.413Si5.587O20)(OH)4 - Monoclinic - Y: 16.89 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18.8
01-075-0306 (C) - Halite - NaCl - Cubic - Y: 11.76 % - WL: 1.5406 - a 5.64000 - b 5.64000 - c 5.64000 - alpha 9	01-080-0521 (C) - Actinolite - Ca2(Mg,Fe)5Si8O22(OH) - Monoclinic - Y: 4.34 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18.8
01-084-0752 (C) - Albite low - Na(AlSi3O8) - Triclinic - Y: 21.52 % - WL: 1.5406 - a 8.13540 - b 12.78520 - c 7.1	00-007-0025 (I) - Muscovite-1M, syn - KA2S3AlO10(OH)2 - Monoclinic - Y: 26.76 % - WL: 1.5406 - a 5.20800 -
01-083-2215 (C) - Albite high - K0.2Na0.8AlSi3O8 - Triclinic - Y: 23.79 % - WL: 1.5406 - a 8.14400 - b 12.98900	
01-083-1381 (C) - Chlorite, chromian - Mg5.0Al0.75Cr0.25Al1.00Si3.00O10(OH)8 - Triclinic - Y: 34.64 % - WL: 1	
01-086-1630 (C) - Quartz low - SiO2 - Hexagonal - Y: 167.06 % - WL: 1.5406 - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.4060	

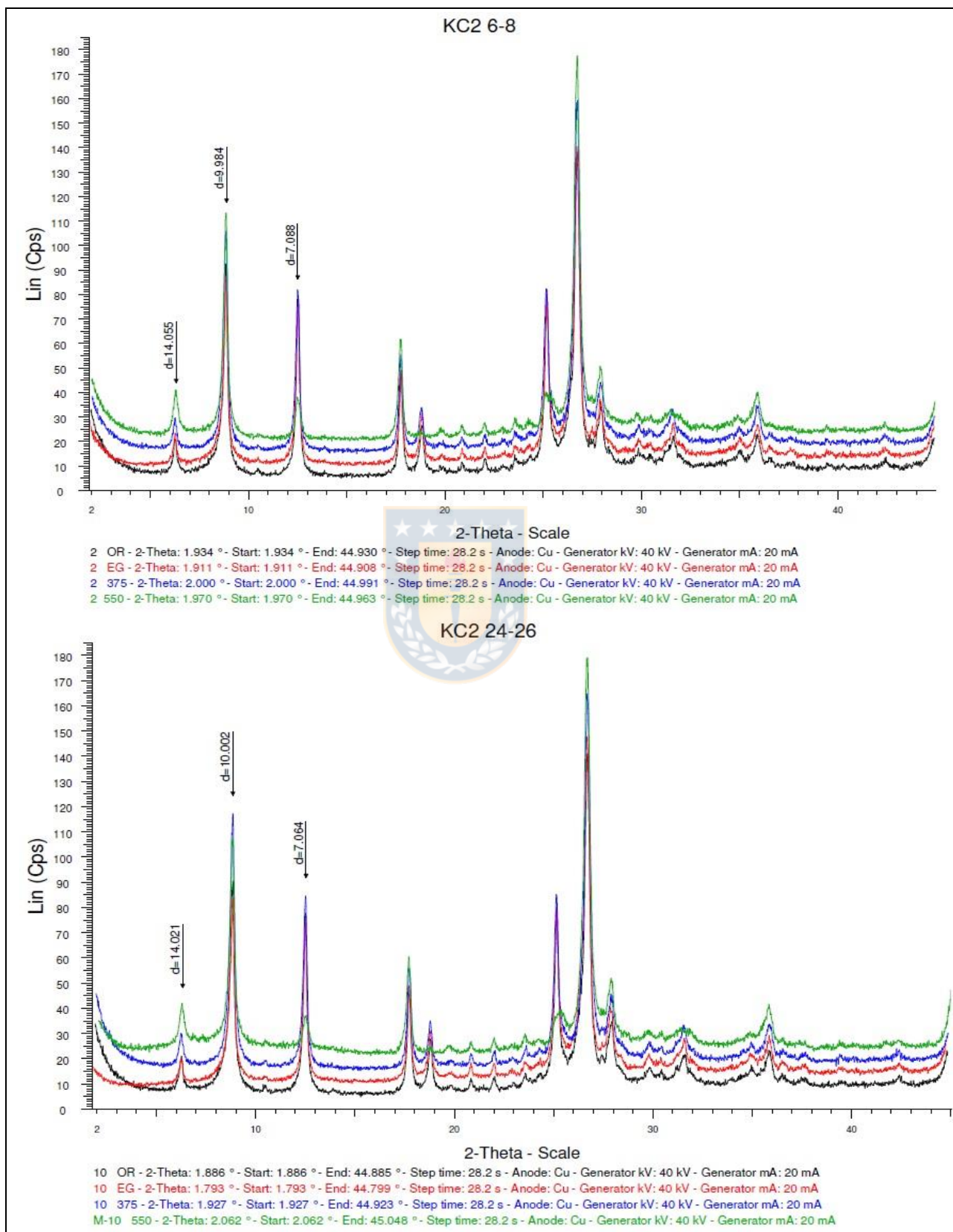
KC7 98-100

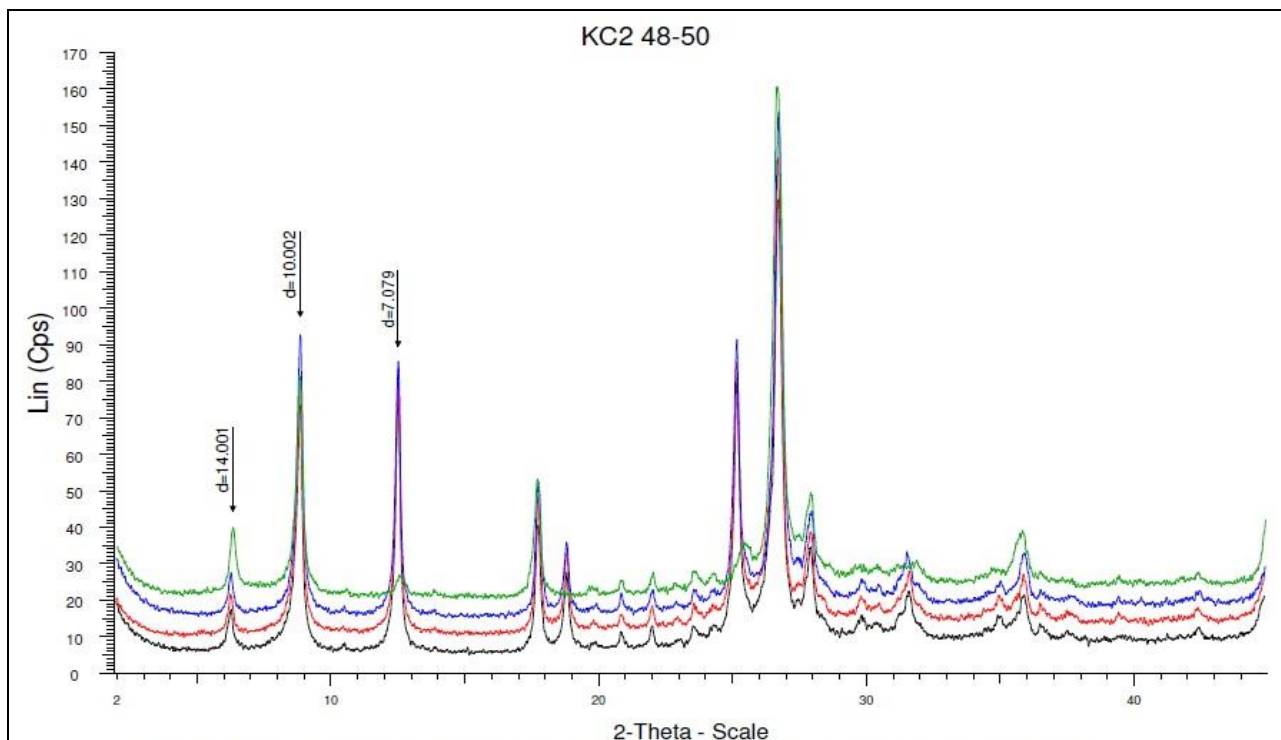


KC-7 98-100 - File: KC-7 98-100_RAW - Type: 2ThTh locked - Start: 2.971 ° - End: 69.906 ° - Step: 0.020 ° -
Operations: Displacement 0.050 | Displacement -0.056 | Displacement -0.202 | Smooth 0.068 | Strip kAlpha2 0.

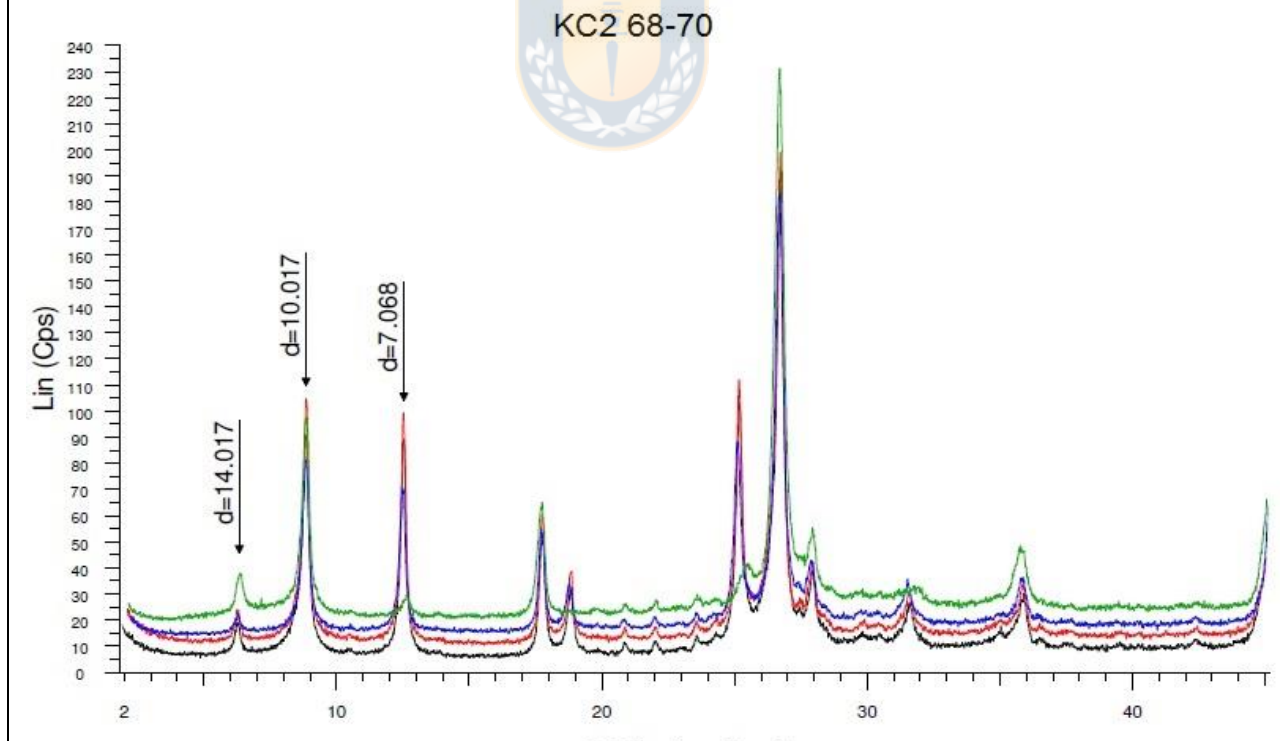
01-089-1807 (C) - Calcite - Ca(CO3) - Rhombo.H.axes - Y: 5.34 % - WL: 1.5406 - a 4.99800 - b 4.99800 - c 17.7	01-083-1366 (C) - Biotite - K2(Fe2.786Mg2.321Ti0.550)(Al2.413Si5.587O20)(OH)4 - Monoclinic - Y: 16.89 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18.8
01-075-0306 (C) - Halite - NaCl - Cubic - Y: 11.76 % - WL: 1.5406 - a 5.64000 - b 5.64000 - c 5.64000 - alpha 9	01-080-0521 (C) - Actinolite - Ca2(Mg,Fe)5Si8O22(OH) - Monoclinic - Y: 4.34 % - WL: 1.5406 - a 9.89000 - b 18.8
01-084-0752 (C) - Albite low - Na(AlSi3O8) - Triclinic - Y: 21.52 % - WL: 1.5406 - a 8.13540 - b 12.78520 - c 7.1	00-007-0025 (I) - Muscovite-1M, syn - KA2S3AlO10(OH)2 - Monoclinic - Y: 26.76 % - WL: 1.5406 - a 5.20800 -
01-083-2215 (C) - Albite high - K0.2Na0.8AlSi3O8 - Triclinic - Y: 23.79 % - WL: 1.5406 - a 8.14400 - b 12.98900	
01-083-1381 (C) - Chlorite, chromian - Mg5.0Al0.75Cr0.25Al1.00Si3.00O10(OH)8 - Triclinic - Y: 34.64 % - WL: 1	
01-086-1630 (C) - Quartz low - SiO2 - Hexagonal - Y: 167.06 % - WL: 1.5406 - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.4060	

Difractogramas orientados de la fracción argílica (0,45 a 2 μm)



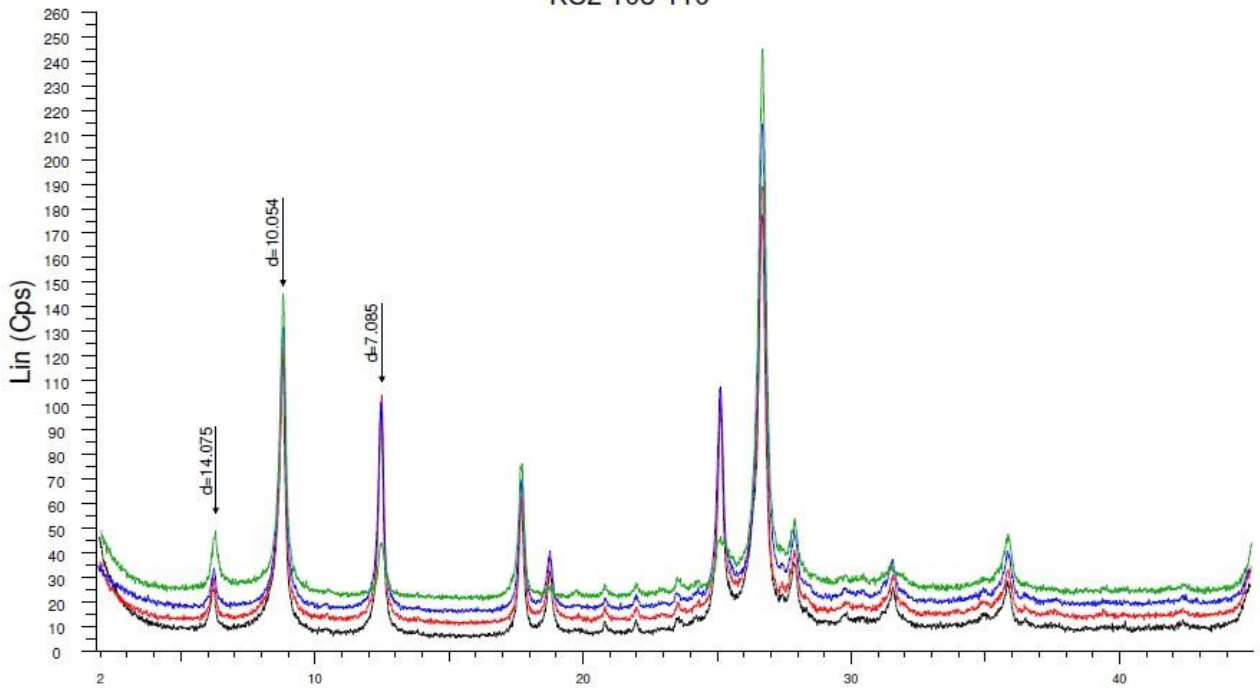


12 OR - 2-Theta: 1.925 ° - Start: 1.925 ° - End: 44.921 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
 12 EG - 2-Theta: 1.922 ° - Start: 1.922 ° - End: 44.919 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
 12 375 - 2-Theta: 1.951 ° - Start: 1.951 ° - End: 44.945 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
 M-12 550 - 2-Theta: 1.987 ° - Start: 1.987 ° - End: 44.978 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA



7 OR.RAW - 2-Theta: 1.857 ° - Start: 1.857 ° - End: 44.859 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
 7 EG.RAW - 2-Theta: 2.077 ° - Start: 2.077 ° - End: 45.062 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
 7 375.RAW - 2-Theta: 2.180 ° - Start: 2.180 ° - End: 45.157 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
 7 550.raw - 2-Theta: 2.119 ° - Start: 2.119 ° - End: 45.100 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA

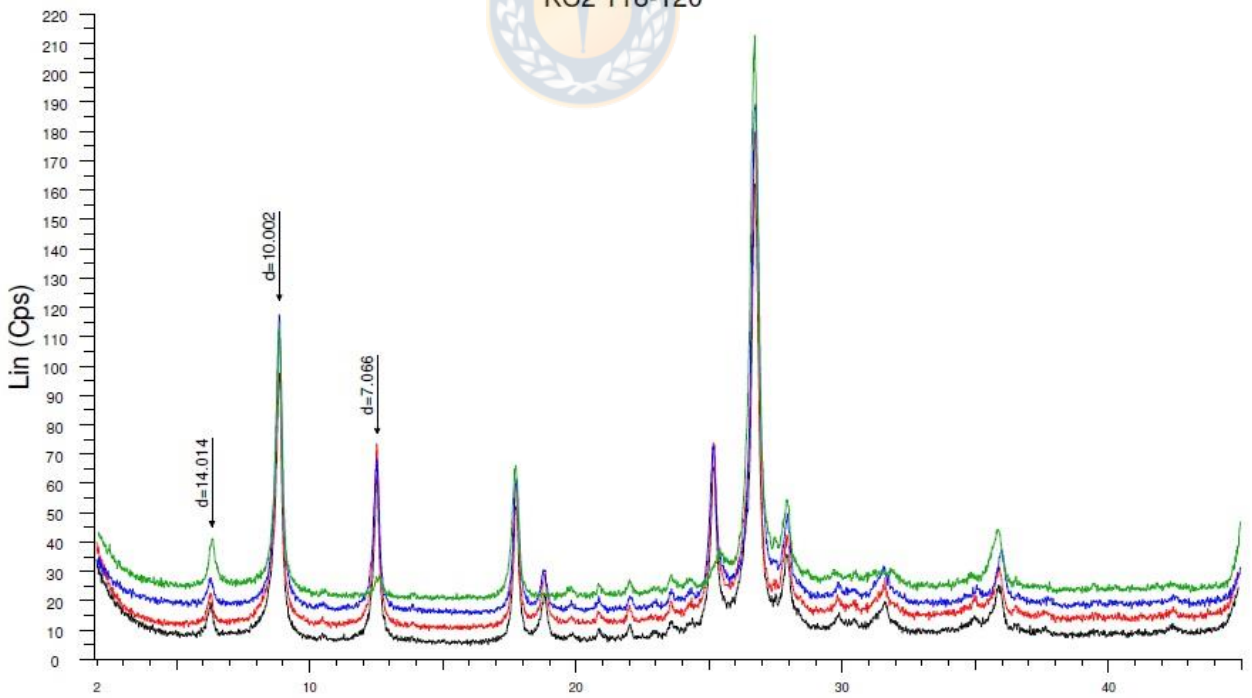
KC2 108-110



2-Theta - Scale

- 4 OR - 2-Theta: 1.929 ° - Start: 1.929 ° - End: 44.925 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 4 EG - 2-Theta: 1.946 ° - Start: 1.946 ° - End: 44.941 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 4 375 - 2-Theta: 1.869 ° - Start: 1.869 ° - End: 44.870 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 4 550 - 2-Theta: 2.000 ° - Start: 2.000 ° - End: 44.991 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA

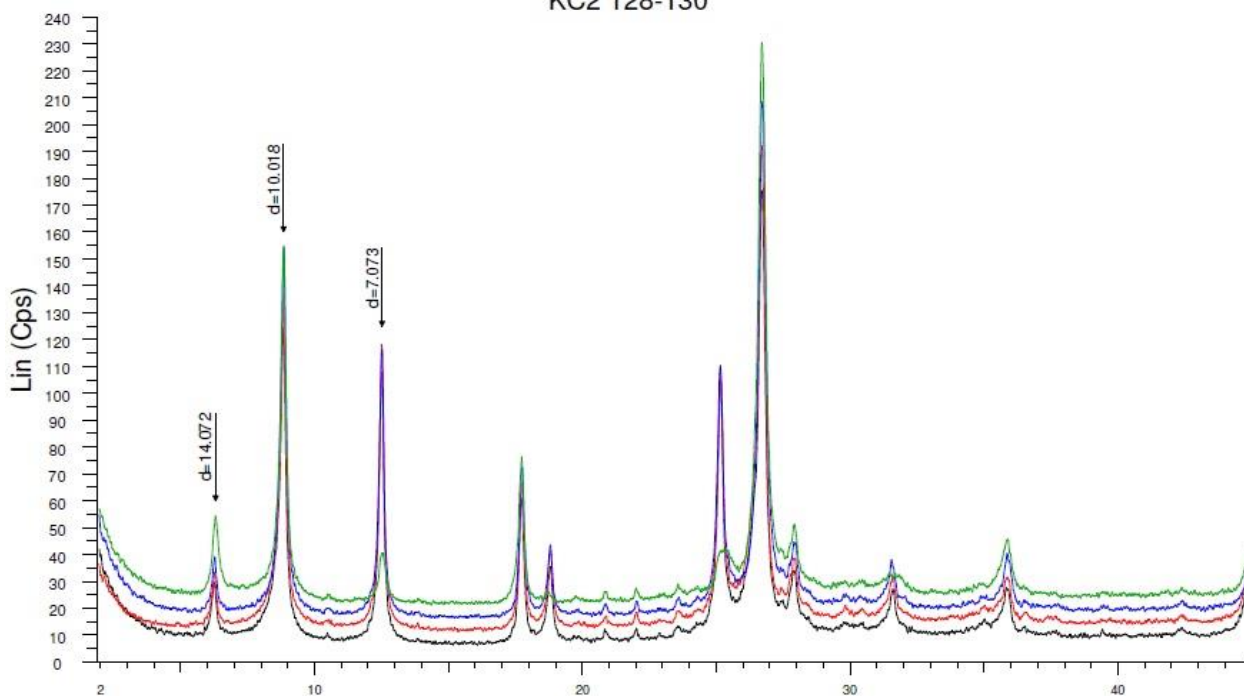
KC2 118-120



2-Theta - Scale

- 11 OR - 2-Theta: 1.933 ° - Start: 1.933 ° - End: 44.928 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 11 EG - 2-Theta: 1.943 ° - Start: 1.943 ° - End: 44.938 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 11 375 - 2-Theta: 2.006 ° - Start: 2.006 ° - End: 44.996 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- M-11 550 - 2-Theta: 2.029 ° - Start: 2.029 ° - End: 45.017 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA

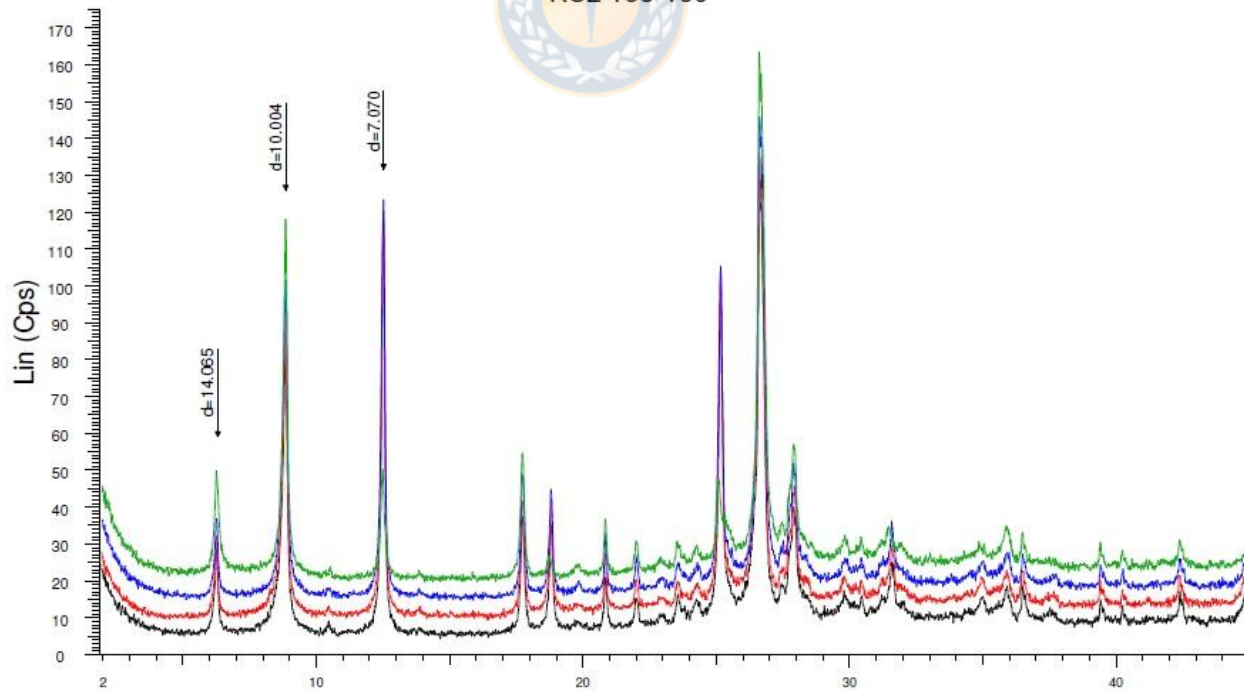
KC2 128-130



2-Theta - Scale

- 6 OR - 2-Theta: 1.929 ° - Start: 1.929 ° - End: 44.925 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 6 EG - 2-Theta: 1.899 ° - Start: 1.899 ° - End: 44.897 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 6 375 - 2-Theta: 1.917 ° - Start: 1.917 ° - End: 44.913 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 6 550 - 2-Theta: 1.923 ° - Start: 1.923 ° - End: 44.919 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA

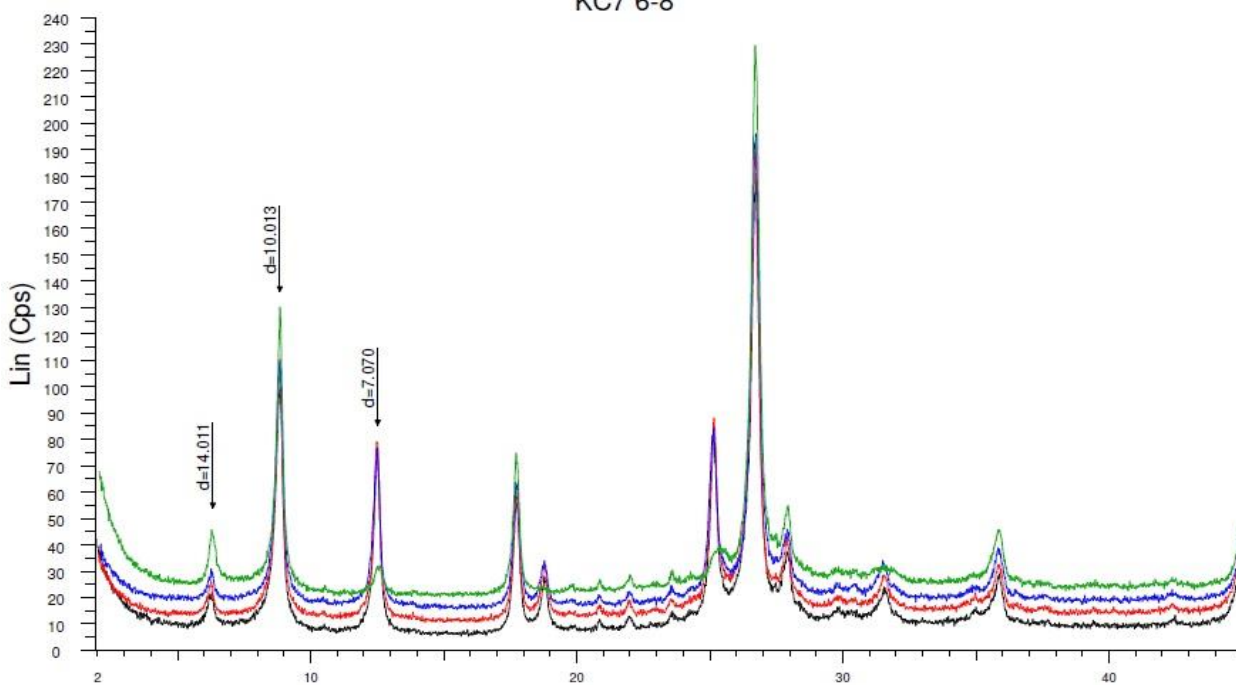
KC2 158-160



2-Theta - Scale

- 14 OR - 2-Theta: 1.893 ° - Start: 1.893 ° - End: 44.892 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 14 EG - 2-Theta: 1.916 ° - Start: 1.916 ° - End: 44.913 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 14 375 - 2-Theta: 1.951 ° - Start: 1.951 ° - End: 44.946 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- M-14 550 - 2-Theta: 1.937 ° - Start: 1.937 ° - End: 44.932 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA

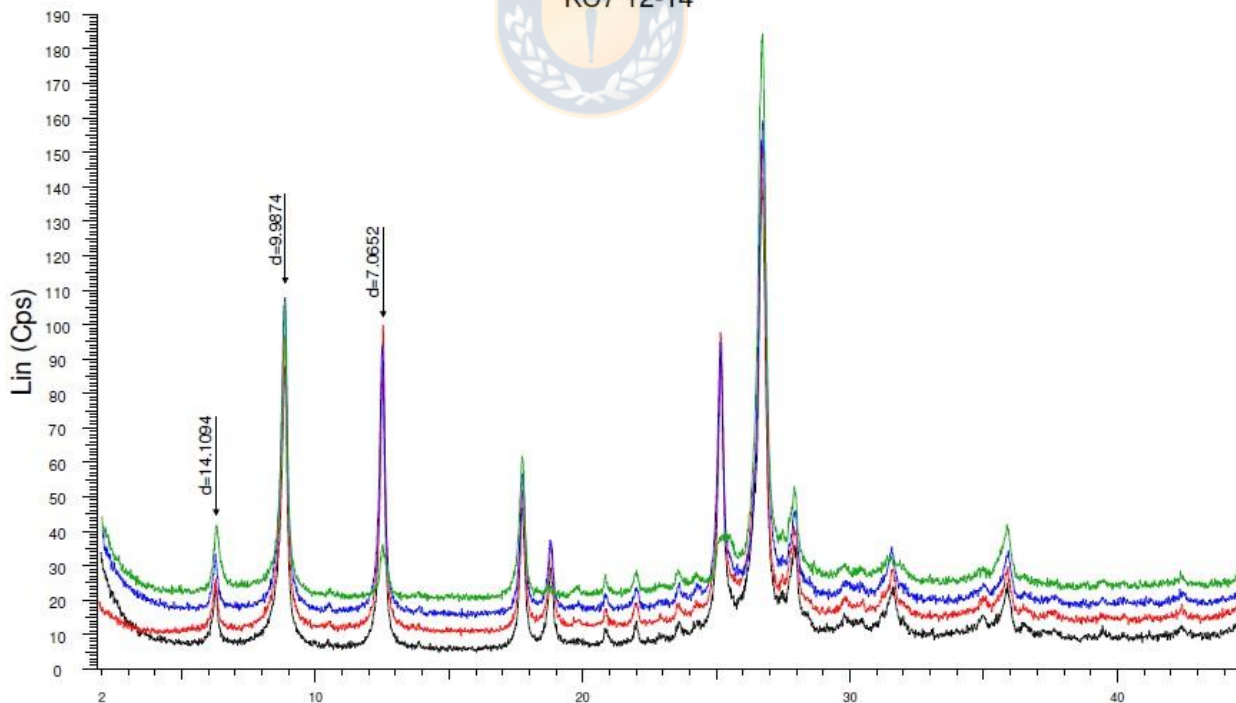
KC7 6-8



2-Theta - Scale

- 8 OR - 2-Theta: 1.939 ° - Start: 1.939 ° - End: 44.934 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 8 EG - 2-Theta: 1.973 ° - Start: 1.973 ° - End: 44.966 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 8 375 - 2-Theta: 2.050 ° - Start: 2.050 ° - End: 45.036 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 8 550 - 2-Theta: 2.027 ° - Start: 2.027 ° - End: 45.015 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA

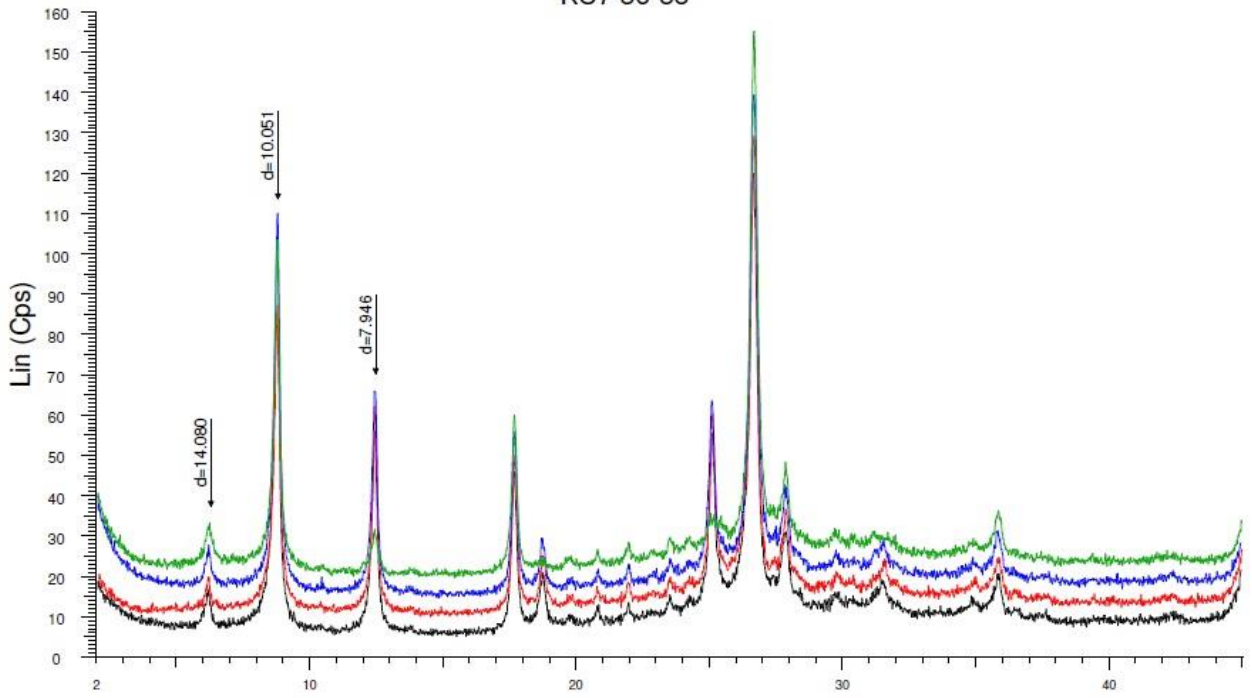
KC7 12-14



2-Theta - Scale

- 1 OR - 2-Theta: 1.929 ° - Start: 1.929 ° - End: 44.925 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 1 EG - 2-Theta: 1.857 ° - Start: 1.857 ° - End: 44.859 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 1 375 - 2-Theta: 2.000 ° - Start: 2.000 ° - End: 44.991 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 1 550 - 2-Theta: 1.982 ° - Start: 1.982 ° - End: 44.974 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA

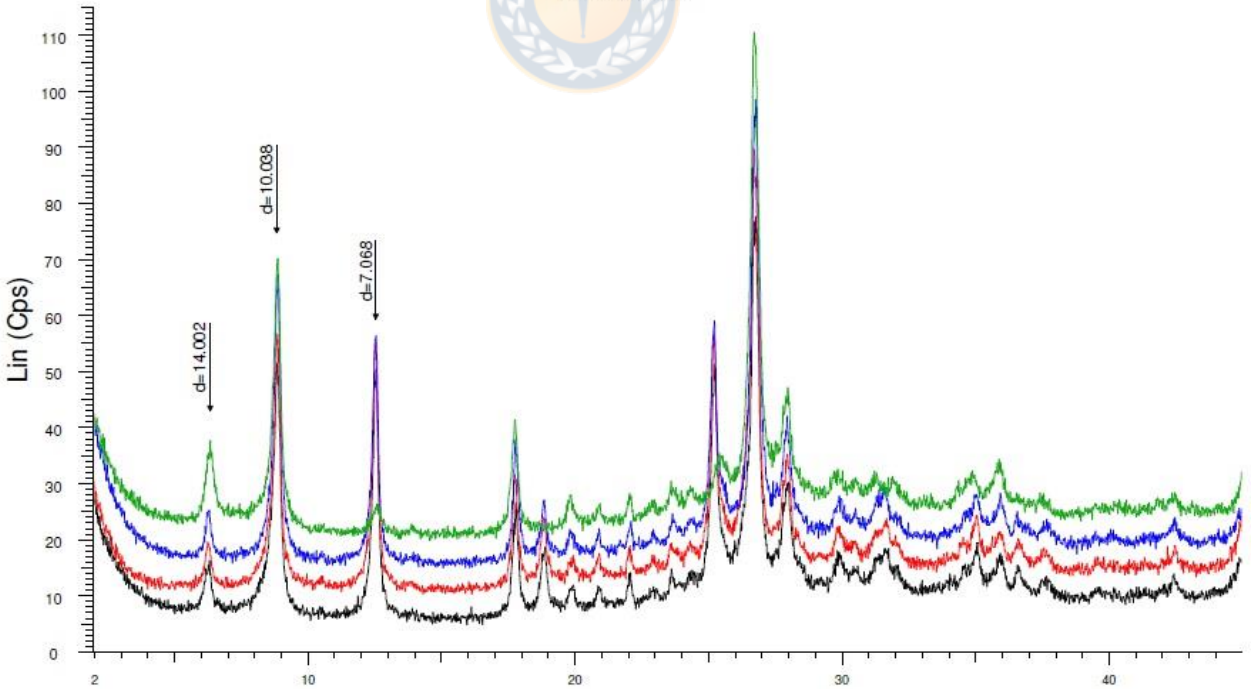
KC7 36-38



2-Theta - Scale

- 3 OR - 2-Theta: 2.000 ° - Start: 2.000 ° - End: 44.991 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 3 EG - 2-Theta: 2.059 ° - Start: 2.059 ° - End: 45.045 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 3 375 - 2-Theta: 2.000 ° - Start: 2.000 ° - End: 44.991 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 3 550 - 2-Theta: 2.036 ° - Start: 2.036 ° - End: 45.024 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA

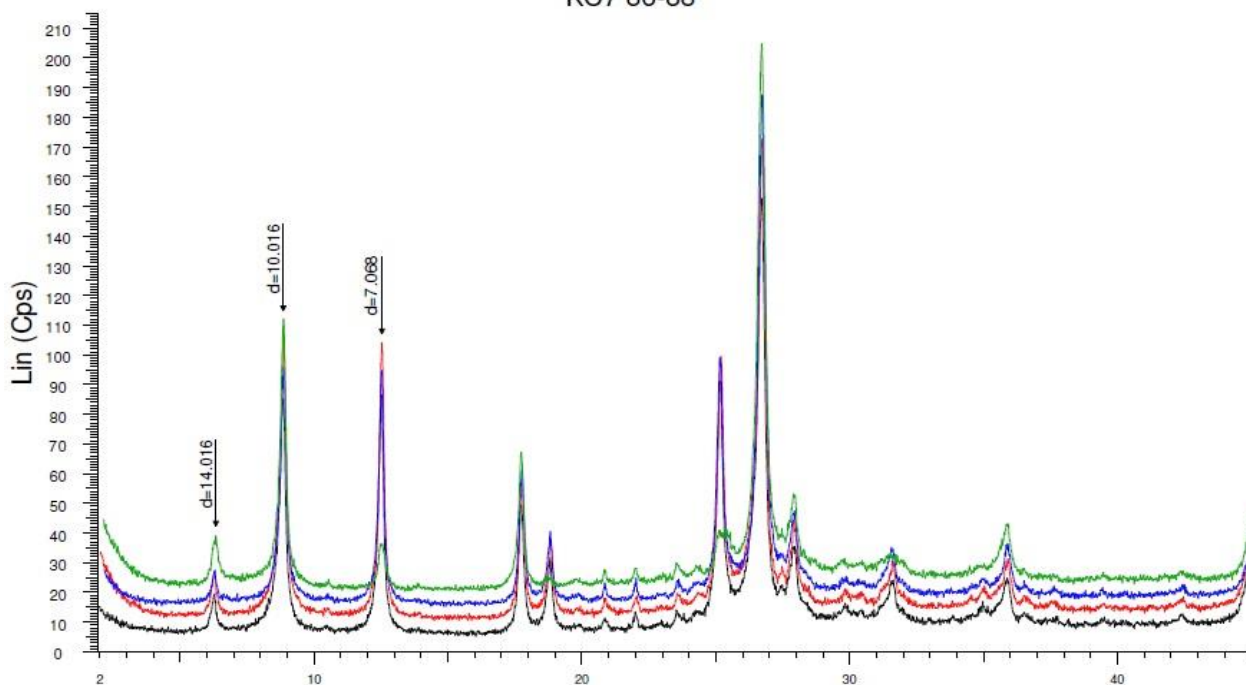
KC7 74-78



2-Theta - Scale

- 13 OR - 2-Theta: 1.971 ° - Start: 1.971 ° - End: 44.964 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 13 EG - 2-Theta: 1.971 ° - Start: 1.971 ° - End: 44.964 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 13 375 - 2-Theta: 1.971 ° - Start: 1.971 ° - End: 44.964 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- M-13 550 - 2-Theta: 1.981 ° - Start: 1.981 ° - End: 44.973 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA

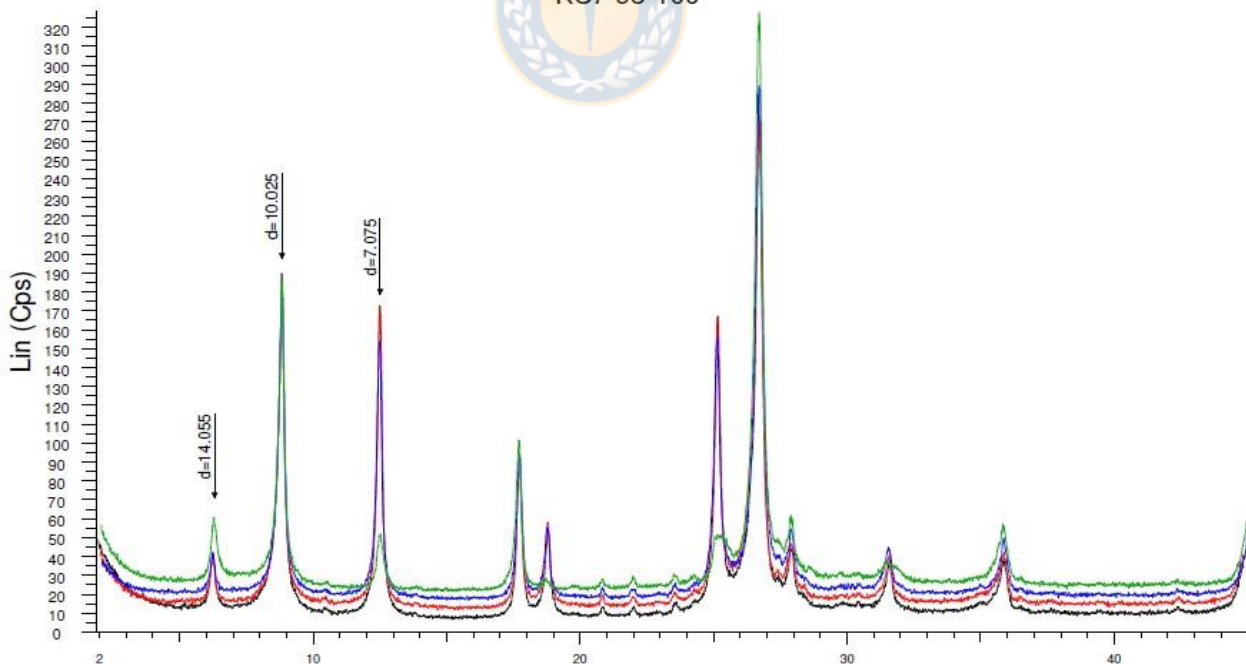
KC7 86-88



2-Theta - Scale

- 5 OR - 2-Theta: 1.941 ° - Start: 1.941 ° - End: 44.936 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 5 EG - 2-Theta: 1.982 ° - Start: 1.982 ° - End: 44.974 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 5 375 - 2-Theta: 2.119 ° - Start: 2.119 ° - End: 45.100 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 5 550 - 2-Theta: 2.107 ° - Start: 2.107 ° - End: 45.090 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA

KC7 98-100



2-Theta - Scale

- 9 OR - 2-Theta: 1.903 ° - Start: 1.903 ° - End: 44.901 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 9 EG - 2-Theta: 1.982 ° - Start: 1.982 ° - End: 44.974 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 9 375 - 2-Theta: 2.065 ° - Start: 2.065 ° - End: 45.050 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA
- 9 550 - 2-Theta: 2.035 ° - Start: 2.035 ° - End: 45.023 ° - Step time: 28.2 s - Anode: Cu - Generator kV: 40 kV - Generator mA: 20 mA