



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

PRODUCCIÓN DE REGOLITO Y METEORIZACIÓN QUÍMICA DE LAS ROCAS
GRANÍTICAS DE LA CORDILLERA DE LA COSTA - ZONA DE CURACAVÍ

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

SEBASTIÁN ALEJANDRO RAMÍREZ GUEVARA

PROFESOR GUÍA:

MERCEDES VÁZQUEZ VÍLCHEZ

PROFESOR CO-GUÍA:

DIEGO MORATA CÉSPEDES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

SEBASTIEN CARRETIER

MARTÍN REICH MORALES

SANTIAGO DE CHILE

2015

**Resumen de la memoria para
optar al título de: Geólogo
Por: Sebastián Ramírez Guevara
Fecha: Marzo 2015
Profesor guía: Mercedes
Vázquez**

PRODUCCIÓN DE REGOLITO Y METEORIZACIÓN QUÍMICA DE LAS ROCAS GRANÍTICAS DE LA CORDILLERA DE LA COSTA - ZONA DE CURACAVÍ

A 2 km al oeste del centro urbano de Curacaví, en el valle del estero Puangue, afloran rocas tonalíticas a granodioríticas del Jurásico medio. Estas rocas presentan niveles de saprolito que poseen un espesor de más de 30 m, el cual se presenta casi disgregado. Para determinar cualitativamente la meteorización de estas rocas, se recolectaron muestras de distintos niveles del perfil de roca meteorizada a las cuales se realizaron análisis químicos por fluorescencia de rayos X (XRF) y se determinó el estado de su mineralogía mediante difracción de rayos X (XRD) y microscopio electrónico de barrido (SEM). Los análisis químicos mostraron que las rocas intrusivas de la zona de estudio sufrieron una meteorización química que representó en promedio un 10% de la denudación total. El 90% restante de la denudación se habría debido a la erosión física.

Mediante la química, y con la ayuda de los análisis de XRD y SEM, se determinó que la meteorización química estuvo controlada por la alteración de oligoclasa a caolinita por medio del empobrecimiento de Na, donde el cuarzo permanecía como un mineral relativamente inerte, produciendo con ello porosidad, disgregando la roca y con ello permitiendo la meteorización química de zonas más profundas. En la superficie del nivel de saprolito se alcanzó un máximo de un 45% de plagioclasa alterada a caolinita, lo que calificó al sistema como un régimen de meteorización con límite cinético. Con esto se infirió que el sistema no estaba totalmente meteorizado debido a una limitación de energía que no sería la suficiente para dominar la erosión y empobrecer totalmente al saprolito en Na. El espesor del saprolito sería debido a que habría un ingreso de aguas meteóricas al sistema por medio de la advección, originada por la formación de ríos y el posterior ensanchamiento de sus cuencas desde el Mioceno. Esto aceleraría la tasa de avance del frente de meteorización, engrosando el nivel de saprolito. Los cambios experimentados por los ríos y su posterior disminución de caudal se vieron reflejados en la química de elementos sensibles a procesos de óxido-reducción que indicaron que las condiciones redox del saprolito cambiaron en el tiempo debido a las variaciones del nivel freático producto de la evolución geomorfológica de la zona.

Agradecimientos

Este trabajo fue posible gracias al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA). Proyecto Fondecyt-Regular n° 1140629. Agradezco principalmente a mi profesora guía, Mercedes Vázquez, ya que gracias a la oportunidad que me brindó ella, este proyecto pudo ser posible. Aprecio su gran interés y preocupación por esta memoria, ya que a veces no es común tal dedicación de un profesor al trabajo de un alumno. Debido a ella aprendí cosas sin las que no hubiese sido posible la realización de esta investigación. Agradezco al profesor Diego Morata y Martin Reich por la dedicación y la meticulosidad presentada a la hora de la revisión y corrección del borrador. También agradezco al profesor Sebastien Carretier por su guía, consejos y buena disposición con los que fue posible la elaboración de esta memoria. Agradezco también a Juan y Roberto del laboratorio de preparación de muestras por su buena disposición a resolver cualquier situación. También doy las gracias a Felipe Ugalde, Francisco Hevia y David Valenzuela por recolectar las muestras, ya que sin su disposición y equipo habría sido imposible muestrear un perfil de más de 30 metros.

Agradezco a todos aquellos que me brindaron su apoyo y amistad a través de toda la carrera, en plan común y geología. Agradezco especialmente a mis amigos de la carrera que son de los siete pastas del apocalipsis: forrest, gran jefe, laurence, musculoso, pija y zangief; cabros, ojalá sigamos brindando por la vida. Incluyo también a talo, mono, lalo, panchito, tim y chiri por su buena onda en el patio de los naranjos. Quiero dejar, también, un especial "gracias" al pelao de la boti y a la comadre también, ustedes son grandes. Gracias a mis amigos del liceo que me han acompañado durante mi carrera: orto y negro; a pesar de vernos cada mucho ya, nos seguimos juntando.

Para finalizar, quiero agradecer a mis padres, pelón y foda, que siempre han estado ahí para mí y sé que siempre lo estarán. Espero que estén orgullosos, sea lo que sea que me depare el universo en esta etapa y después. Agradezco a mis tíos, machela y nacho por su fiel apoyo. Agradezco a mis hermanos: jorge, opot, pil y peíto que siempre me aguantan y me brindan risas. Quiero agradecer a mi polola, Rosita, que, si bien llevamos poco, tu presencia a mi lado estos meses ha sido de lo más refrescante y reconfortante mientras hacía la memoria. Para terminar: gracias pegaloco, por hacerme reír.

Tabla de Contenido

1.	Introducción.....	1
1.1	Formulación del problema	1
1.2	Objetivos	6
1.2.1	Objetivos generales	6
1.2.2	Objetivos específicos.....	6
1.3	Hipótesis de trabajo.....	7
1.4	Ubicación y vías de acceso.....	7
2.	Materiales y Métodos.....	8
2.1	Muestreo.....	8
2.2	Métodos	11
2.2.1	Preparación de muestras	11
2.2.2	Fluorescencia de rayos X (XRF)	12
2.2.3	Difracción de rayos X (XRD).....	12
2.2.4	Petrografía por microscopía óptica	14
2.2.5	Microscopio electrónico de barrido (SEM)	15
2.3	Marco teórico.....	15
2.3.1	Modelo de fracción de empobrecimiento químico (Riebe <i>et al.</i> , 2003) 15	
2.3.2	Modelo de producción de regolito (Lebedeva <i>et al.</i> , 2010).....	18
3.	Antecedentes Geológicos	21
3.1	Marco Geológico.....	21
3.1.1	Depósitos no consolidados	21
3.1.2	Rocas Estratificadas	22
3.1.3	Intrusivos	24
3.2	Unidades Geomorfológicas.....	27
3.2.1	Cordillera de la Costa	27
3.2.2	Depresión Central	27
3.2.3	Cordillera Principal.....	27
3.3	Evolución Geomorfológica.....	29

4	Resultados	31
4.1	Aspectos generales.....	31
4.2	Petrografía	32
4.3	XRF	34
4.4	XRD.....	40
4.5	SEM.....	44
5	Discusión	49
5.1	Consideraciones para el balance de masas	49
5.2	Selección del elemento inmóvil	50
5.3	Transferencia de elementos químicos y alteración en el perfil de saprolito	51
5.4	Régimen de meteorización.....	58
6	Conclusiones	64
7	Bibliografía.....	66
8	Anexos	72
8.1	Fotos SEM	72
8.1.1	SR4	72
8.1.2	CUR5	73
8.1.3	H4	75
8.2	Análisis de EDS	78
8.2.1	CUR5	78
8.2.2	H4	85
8.3	Difractogramas	98

Índice de Tablas

Tabla 1: Código y nivel de profundidad para las muestras obtenidas del perfil de meteorización.	10
Tabla 2: Código para las muestras obtenidas de bloques cercanos a la zona de muestra de regolito.	10
Tabla 3: Reflexiones y poderes reflectantes utilizados para el análisis mineralógico semicuantitativo.	14
Tabla 4: Especificaciones técnicas del difractómetro Bruker D8 Advance....	14
Tabla 5: Concentración de elementos mayores y traza en el saprolito y protolito de la zona de estudio.	36
Tabla 6: Abundancia relativa de las principales fases minerales identificadas con XRD para el saprolito y protolito de la zona de estudio.	41
Tabla 7: Constante efectiva de disolución (k) de albita a caolinita dependiendo de la temperatura. Datos obtenidos del <i>software</i> HSC Chemistry® (calculados de Barin, 1993).	61

Índice de Figuras

Figura 1: Perfil de regolito en la zona de Curacaví.	4
Figura 2: Gráfico que ilustra los tipos de regolito y su extensión dependiendo de la precipitación anual, evapotranspiración y temperatura. Curacaví está indicado en el rectángulo rojo (adaptado de Strakhov, citado por López et al., 1992). Datos de Curacaví de Comisión Nacional de Riego (1998).....	5
Figura 3: Gráfico que ilustra la intensidad de la meteorización química dependiendo de la temperatura y la precipitación de la zona. Curacaví está indicado en el óvalo rojo (Cooke & Doornkamp, 1990). Datos de Curacaví de Comisión Nacional de Riego (1998).....	5
Figura 4: Mapa de la ubicación de la zona de estudio.	7
Figura 5: Perfil de colina utilizado para el muestreo.	8
Figura 6: Foto que ilustra el método utilizado para recolectar las muestras en el perfil de regolito.....	9
Figura 7: Fotografía de un bloque en la zona de muestreo. En su parte inferior izquierda puede observarse la evidencia de su meteorización esferoidal, que se acentúa en partes más alejadas del centro del bloque.	11
Figura 8: Ejemplo de un perfil de disolución de albita. El eje horizontal muestra el valor de η , el coeficiente de avance de la reacción, que indica la fracción de mineral que se ha meteorizado, según la profundidad en el eje vertical. Cuando el valor de η es 0 la roca no ha sido meteorizada, mientras que si es 1 ha sido completamente empobrecida en este mineral en particular. Las curvas azules muestran los perfiles para un caso en que el transporte químico es realizado sólo por difusión en condiciones de erosión significativa. Si la erosión es dominante en el sistema ($E > 0,0075 \text{ mka}^{-1}$) el perfil no se alcanza a desarrollar: parte del mineral alcanza la superficie, y posteriormente es erosionado (régimen	

limitado por meteorización). Mientras mayor es la tasa de erosión, mayor será la fracción mineral que permanece intacta en superficie, y el perfil presenta una mayor pendiente. Si se está en un régimen en transición ($E=0.004 \text{ m ka}^{-1}$) el perfil se desarrolla por completo, aunque queda un residuo de mineral en el regolito; mientras que si el régimen está limitado por el transporte, el regolito se encuentra casi completamente empobrecido en el mineral, adoptando una geometría horizontal. Imagen extraída de Brantley & Lebedeva, 2011..... 20

Figura 9: Marco geológico de Curacaví y zonas cercanas. Modificado de Gana *et al.*, 1996. 26

Figura 10: Unidades geomorfológicas definidas en el área de estudio. Imagen modificada de Fock (2005)..... 28

Figura 11: (Extracto de Farías (2007)) Modelo de evolución de la Depresión Central. (a) Condiciones iniciales dadas por el alzamiento regional de superficie. (b) Respuesta inmediata de la erosión formando empinados knickpoints separados uno de otro a la misma distancia en los ambos ríos mayores. (c) Retención del knickpoint a su arribo a los afloramientos de cuerpos graníticos y rápido retroceso en litologías menos resistentes. (d). Crecimiento de la red de drenaje del río cuyo knickpoint retrocede más rápido e inicio de capturas. (e) Captura del río principal y abandono de la red cuyo knickpoint está retenido por los cuerpos graníticos. (f) Alzamiento del borde costero que induce la acumulación sedimentaria, y mayor ingreso de sedimentos en la depresión debido a la mayor erosión en la Cordillera Principal e inicio de las glaciaciones montañosas..... 30

Figura 12: Pátina de oxidados de cobre en bloque procedente del protolito en la zona de estudio. 31

Figura 13: Fotografías de láminas delgada observadas por microscopio óptico de muestra de protolito (SR4) de la zona de estudio. A) Fotografía a nicols paralelos (arriba) y cruzados (abajo) de la mineralogía general de protolito. Nótese la presencia de algunos cristales de plagioclasa con

alteración incipiente a filosilicatos. B) Fotografía a nicoles paralelos donde se observa un cristal de biotita alterado a clorita y la presencia de intercalación entre estos dos minerales. Leyenda: Bt: Biotita, Chl: Clorita, Hbn: Hornblenda, Pl: Plagioclasa, Qz: Cuarzo..... 33

Figura 14: Fotografías de microscopio óptico de las muestras de roca meteorizada de la zona de muestreo. A) Fotografía a nicoles paralelos (arriba) y cruzados (abajo) de la muestra de meteorización esferoidal (CUR5). Nótese el disgregamiento de los minerales presentes y la alteración de las plagioclasas a arcillas. B) Fotografía a nicoles paralelos (arriba) y cruzados (abajo) de la muestra de saprolito (H4). Nótese el mayor disgregamiento de los cristales, el mayor grado de alteración de las plagioclasas y la ausencia de clorita en los intersticios de los planos de la biotita. Leyenda: Bt: Biotita, Hbn: Hornblenda, Pl: Plagioclasa, Qz: Cuarzo..... 34

Figura 15: Perfil a profundidad de los elementos obtenidos por XRF para el saprolito y protolito de la zona de estudio. El límite del protolito y saprolito está marcado sin medición ya que no se conoce la profundidad a la que se encuentra. La química del protolito fue obtenida como el promedio de las muestras de roca fresca. A) Gráfico del perfil para elementos alcalinos. B) Perfil para elementos alcalinos térreos. 37

Figura 16: Perfil a profundidad de los elementos obtenidos por XRF para el saprolito y protolito de la zona de estudio. El límite del protolito y saprolito está marcado sin medición ya que no se conoce la profundidad a la que se encuentra. La química del protolito fue obtenida como el promedio de las muestras de roca fresca. A) Gráfico del perfil para elementos sensibles a procesos redox. B) Perfil para Si, Al y Ga. Nota: Las zonas sin puntos ni líneas indican una concentración del elemento no detectada. 38

Figura 17: Perfil a profundidad de los elementos obtenidos por XRF para el saprolito y protolito de la zona de estudio. El límite del protolito y

saprolito está marcado sin medición ya que no se conoce la profundidad a la que se encuentra. La química del protolito fue obtenida como el promedio de las muestras de roca fresca. A) Gráfico del perfil para metales pesados. B) Perfil para elementos potencialmente inmóviles. Nota: Las zonas sin puntos ni líneas indican una concentración del elemento no detectada. 39

Figura 18: Profundidad versus abundancia de las principales fases minerales en porcentajes relativos vs profundidad en el perfil de saprolito. Leyenda: Qz-Cuarzo; Pl-Plagioclasa; Hbn-Hornblenda; Kln-Caolinita. Se puede observar que mientras la caolinita aumenta su concentración hacia superficie, la plagioclasa disminuye. Esto con una tendencia de ligera disminución entre cuarzo y hornblenda. 42

Figura 19: Difractogramas realizados mediante XRD para roca fresca (A) y saprolito (B) de la zona de estudio. Leyenda: Qz-Cuarzo; Pl-Plagioclasa; Bt-Biotita; Kfs-Feldespatos potásicos; Hbn-Hornblenda; Kln-Caolinita; Vrm-Vermiculita..... 43

Figura 20: Fotografías de SEM de la muestra de protolito (SR4). A) Fotografía de plagioclasa y feldespato potásico. Nótese que el feldespato potásico se presenta como una zona de intercrecimiento con la plagioclasa. B) Fotografía de biotita y clorita. Se puede observar cómo la clorita ha crecido en los intersticios de los planos de la biotita, produciendo una intercalación de patrones de retrodispersión claros y oscuros. Leyenda: Bt: Biotita, Kfs: Feldespato potásico, Pg: Plagioclasa, Qtz: Cuarzo. 45

Figura 21: Fotografías de SEM de la muestra de meteorización esferoidal (CUR5) con análisis puntuales de EDS. A) Fotografía de plagioclasa, que se muestra con el tono de gris más oscuro y en Spectrum 2 se indica su química. Nótese que presenta áreas más claras (Spectrum 1), donde hay plagioclasa más cálcica y áreas de un gris intermedio (Spectrum 3) donde hay feldespato potásico. B) Fotografía de biotita con su química indicada en Spectrum 1. Nótese que sus planos presentan mayor

apertura que en el protolito, pero no presenta minerales de alteración en estos planos. Aún así se puede advertir la presencia de Ca. Leyenda: Bt: Biotita, Kfs: Feldespato potásico, Pl: Plagioclasa, Pg(Ca): Plagioclasa cálcica. 46

Figura 22: Fotografías obtenidas por SEM de la muestra de saprolito (H4). A) A la izquierda se puede observar un cristal de cuarzo, sin signos claros de alteración pero con abundancia de fracturas en los bordes del cristal. A la derecha puede observarse un cristal de feldespato potásico, con abundancia de cavidades y fracturas, siendo estas características en su mayoría paralelas a los planos de clivaje. B) Cristal de plagioclasa con fracturas y cavidades alineadas a los planos de clivaje como en el feldespato potásico de la imagen (A). 47

Figura 23: Fotografías obtenidas por SEM de la muestra de saprolito (H4) con análisis puntuales de EDS. A) Fotografía de plagioclasa, que se muestra con el tono de gris más oscuro con feldespato potásico, de gris más claro. Nótese que el cristal observado en Spectrum 1 posee bordes más oscuros y el EDS indica mayor concentración de Al, indicando la presencia de feldespato potásico y caolinita. En Spectrum 2 se analiza la química de una cavidad en la plagioclasa y se obtiene alta concentración de Al, indicando la presencia de albita y caolinita. B) Fotografía de biotita con su química indicada en Spectrum 1 y 2. Nótese que sus planos presentan mayor apertura que en el protolito, pero no presenta minerales de alteración en estos planos. Aún así se puede advertir la presencia de Ca. Leyenda: Bt: Biotita, Kln: Caolinita, Kfs: Feldespato potásico, Pl: Plagioclasa, Pg(Ca): Plagioclasa cálcica. 48

Figura 24: Coeficientes de transferencia de masa ($\tau_{j,w}$) de otros elementos potencialmente inmóviles (Zr e Y) versus profundidad. El rectángulo vertical de color rosa muestra la variabilidad de las muestras de roca fresca analizadas; las muestras de saprolito que se ubican fuera de esta zona claramente difieren en composición del material parental. 51

- Figura 25: Coeficientes de transferencia de masa ($\tau_{j,w}$) de Mg (A), Ca (B), Na (C) y K (D) versus profundidad. Los rectángulos verticales de color rosa muestran la variabilidad de las muestras de roca fresca analizadas; las muestras de saprolito que se ubican fuera de esta zona claramente difieren en composición del material parental. Notar que, como $CDF_j = \tau_j$, los datos indican también pérdida del elemento por componente química de la denudación..... 55
- Figura 26: Coeficiente de transferencia de masa ($\tau_{j,w}$) del P versus profundidad. El rectángulo vertical de color rosa muestra la variabilidad de las muestras de roca fresca analizadas; las muestras de saprolito que se ubican fuera de esta zona claramente difieren en composición del material parental. Notar que, como $CDF_j = \tau_j$, los datos indican también pérdida del elemento por componente química de la denudación. 56
- Figura 27: Perfil a profundidad del Cu, S, Cl y Mn obtenidos por XRF para el saprolito y protolito de la zona de estudio. El límite del protolito y saprolito está marcado sin medición ya que no se conoce la profundidad a la que se encuentra. La química del protolito fue obtenida como el promedio de las muestras de roca fresca. El Mn se utiliza para la comparación del Cu, S y Cl con elementos sensibles a procesos redox. Nota: Las zonas sin puntos ni líneas indican una concentración del elemento no detectada. 57
- Figura 28: Gráfico de empobrecimiento de Na versus profundidad. Un τ_{Na} de -1 indica un empobrecimiento del 100%, mientras que si es 0 indica empobrecimiento del 0%. Las líneas punteadas son proyecciones lineales de las tendencias entre 0 y 6.8 m, 9.1 y 23.8 m y 25.1 y 31.7 m..... 58

1. Introducción

1.1 Formulación del problema

La superficie terrestre es el lugar donde interacciona la roca con la atmósfera, hidrósfera y la biósfera. Es en esta zona donde los minerales, responden a las condiciones de la superficie, distintas a las de su formación, mediante cambios físicos y químicos. Estas perturbaciones, a las que son sometidas las rocas en la superficie terrestre, se conocen como meteorización (Chorley *et al.*, 1984).

La meteorización puede ser debido a factores químicos, físicos y/o biológicos y está envuelta en ciclos globales importantes en la Tierra. La meteorización química de minerales provee de nutrientes y solutos a los suelos, ríos y océanos y es así un importante componente en muchos ciclos biogeoquímicos. Por ejemplo, la meteorización de silicatos modula la alcalinidad del océano y así controla los niveles de CO₂ atmosférico, convirtiéndose en un regulador a largo plazo del efecto invernadero. Así, mientras las tasas de meteorización químicas incrementan con la temperatura, también controlarían y reducirían los niveles de CO₂, y, en una escala de tiempo geológica, ayudaría a mitigar grandes cambios climáticos en la Tierra (e.j., Berner *et al.*, 1983). Así, como puede observarse, la forma en que responden los minerales en superficie no solo tienen efectos a escala local.

Las perturbaciones que sufre la roca en la superficie dejan registros que pueden ser estudiados por geólogos y edafólogos y su observación puede ayudar a entender el comportamiento que adoptará química y físicamente la roca bajo distintas circunstancias en períodos relativamente largos de tiempo. Gran parte de la información que produce la meteorización queda registrada en el regolito. El regolito es el manto del material alterado física, química o biológicamente que sobreyace roca no meteorizada. En otros estudios, se abordan estos procesos mediante el concepto de "zona crítica", definido como la zona que va desde la zona de vegetación hasta el lecho rocoso que sufre perturbaciones naturales y humanas (Brantley & Lebedeva, 2011). Es muy sabido que este material provee un registro de reacciones entre la roca, el agua, el aire y la biota (e.g., Dokuchaev 1883, Becker 1895).

A la escala de aguas superficiales, la cubierta de regolito es producida por meteorización *in situ* o por deposición (Taylor & Eggleton, 2001). Para diferenciar las partes del regolito se utilizan los términos "saprolito" y "suelo". Sin embargo, estos términos son ubicuos para describir los compartimientos del regolito desde el fondo a la superficie y por eso tienen, a menudo, distintas definiciones en la literatura debido a su uso transdisciplinario (Ehlen, 2005; Dethier & Lazarus, 2006; Dewandel *et al.*, 2006). Por ese motivo, es necesario tomar definiciones consensuadas. El saprolito corresponde a la parte inferior de la cubierta *in situ* del regolito. Se desarrolla en dirección descendente (frente de meteorización) a expensas del protolito fracturado subyacente, del cual retiene la estructura y la fábrica. El suelo se desarrolla a expensas de saprolito o coluvios/aluvios en la parte superior del regolito donde la perturbación traída por procesos físicos, químicos y biológicos lleva a (i) la diferenciación en horizontes y (ii) la pérdida de estructuras antes existentes (Braun *et al.*, 2008), rotación y, a veces, transporte de granos.

El espesor del regolito depende del balance entre la profundización del frente de meteorización debido a la meteorización química y la remoción debido a la erosión física en la superficie del suelo (Riebe *et al.*, 2003). Las tasas de meteorización química son altamente sensibles a la disponibilidad de superficies de minerales frescos, la cual podría estar realzada por el incremento de la erosión física. Un regolito delgado e inmaduro que aun contiene una gran cantidad de minerales primarios disponibles para meteorizar, posee un flujo de meteorización químico alto, mientras que un regolito grueso y maduro pobre en minerales primarios meteorizables poseería un flujo bajo (Oliva *et al.*, 2003). La caracterización de regolitos es, de ese modo, de interés fundamental para cuantificar los procesos de meteorización.

Para diferenciarla de la erosión física, la meteorización química a largo plazo ha sido típicamente cuantificada utilizando índices geoquímicos de alteración y técnicas de balance de masas en suelos (e.j., April *et al.*, 1986). Los balances de masa cuantifican la masa total que es removida cuando un volumen específico de material parental no meteorizado es convertido a suelo (Brimhall & Dietrich, 1987). Si la erosión física ha sido insignificante, la pérdida de masa de un suelo puede ser atribuida a la meteorización química por sí misma y se puede calcular su tasa utilizando la edad del suelo (e.j., Bain *et al.*, 1993). Sin embargo, el caso de los suelos sin erodar excluye comparaciones entre erosión física y meteorización química. En paisajes erosivos, la edad del suelo es difícil de definir, ya que los suelos son continuamente renovados a medida que material fresco es incorporado desde

abajo y reemplaza el material meteorizado que es removido de la superficie por erosión física.

Además de la tasa de meteorización química, también se observa en qué intensidad y espesor está alterado el regolito que sobreyace a la roca madre. De esta información se pueden identificar regímenes de meteorización, que describen la manera en la que se meteoriza un regolito, dependiendo de la temperatura, precipitaciones y erosión local entre otros factores. Los regímenes de meteorización son a menudo clasificados como limitado por transporte (*transport-limited*) o limitado por meteorización (*weathering-limited*) (Stallard & Edmond, 1983). En el régimen limitado por transporte, la tasa de meteorización química es controlada por la habilidad de transportar material fuera del sistema. Típicamente, en este régimen, el regolito tiende a ser grueso y la tasa de erosión es baja (Stallard, 1992). En contraste, en el régimen limitado por meteorización, la tasa de meteorización es determinada por la cinética de las reacciones minerales. El regolito tiende a ser delgado y la tasa de erosión es alta. Los flujos de meteorización no exhiben una clara correlación con la tasa erosiva, y la meteorización química de minerales silicatados es incompleta (West *et al.*, 2005). Regímenes similares han sido descritos con otras terminologías por otros autores (Hren *et al.*, 2007).

En este estudio, se realizó una caracterización cualitativa de la meteorización química de los intrusivos que afloran en la comuna de Curacaví (Región Metropolitana de Chile, Cordillera de la Costa, Chile central), mediante un estudio fundamentalmente geoquímico y mineralógico. Los intrusivos que afloran en la zona de Curacaví son de composición tonalítica a granodioríticas de edad jurásica corresponden a un bloque alzado que representa el magmatismo de arco Mesozoico (Aguirre, 1985; Charrier & Muñoz, 1994; Vergara *et al.*, 1995; SERNAGEOMIN, 2003). Estos intrusivos pertenecen al batolito costero (Parada *et al.*, 1999). Los relieves en la zona de Curacaví presentan, actualmente, valles anchos que indicarían baja erosión presente. En estos valles es donde afloran las rocas meteorizadas (de aquí en adelante, regolito) y son ampliamente expuestas según los cortes transversales de los cerros. Estas rocas expuestas presentan extensos niveles de material meteorizado y se pueden observar perfiles de regolito de 30 metros o más (Figura 1). Los perfiles de la zona presentan regolito muy meteorizado (se disgrega con la fuerza de los dedos), y este mantiene esa apariencia hasta su base, sin dar indicios de la aparición de roca fresca debajo.

De acuerdo a la relación del clima y espesor de regolito representado en la Figura 2, la zona de Curacaví debería presentar regolitos con espesores promedio de 11 a 20 metros. Sin embargo, los espesores de regolito observados en la zona de Curacaví alcanzan 30 metros o más. Curacaví es una zona con una precipitación de 379 mm anuales, una larga estación seca de 7 meses y una temperatura media anual de 16°C, que fluctúa entre 3,3 y 27,4°C en el año (Comisión Nacional de Riego, 1998) y presentaría, normalmente, poca meteorización química (Figura 3). Por lo tanto, si en el desarrollo del perfil de regolito no predomina la meteorización química, su espesor debería estar siendo favorecido por otros factores, tales como la litología, abundancia de fracturas, etc.

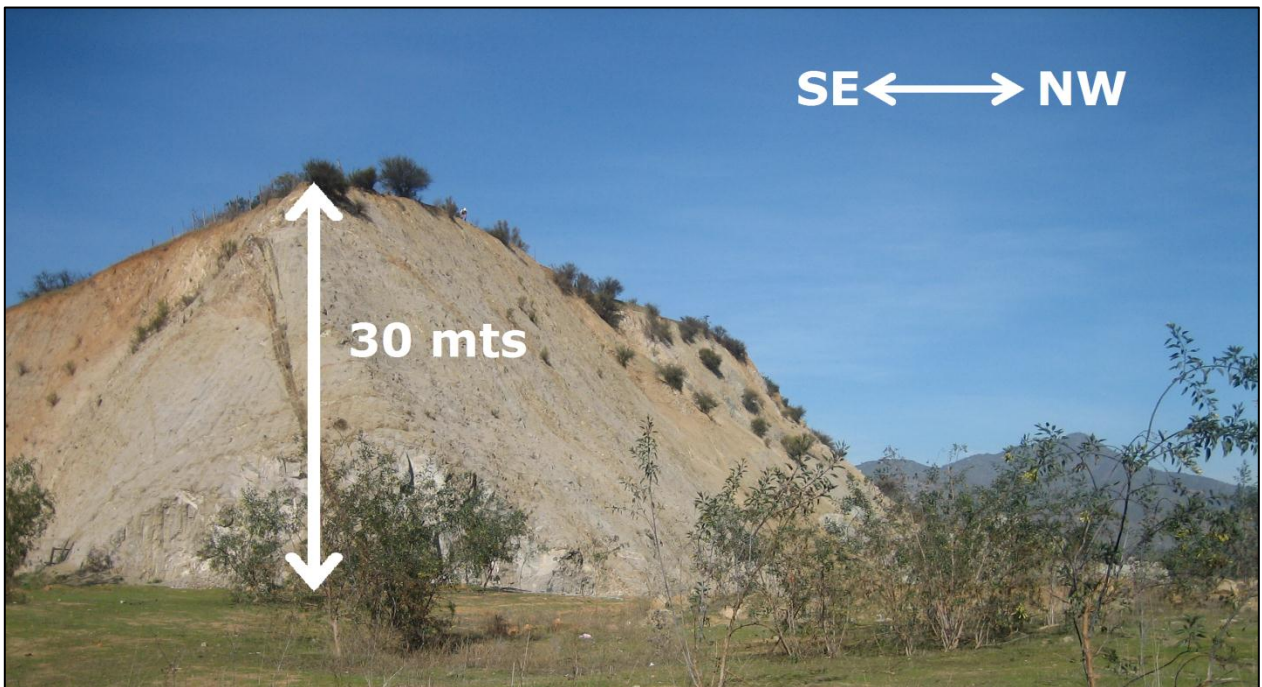


Figura 1: Perfil de regolito en la zona de Curacaví.

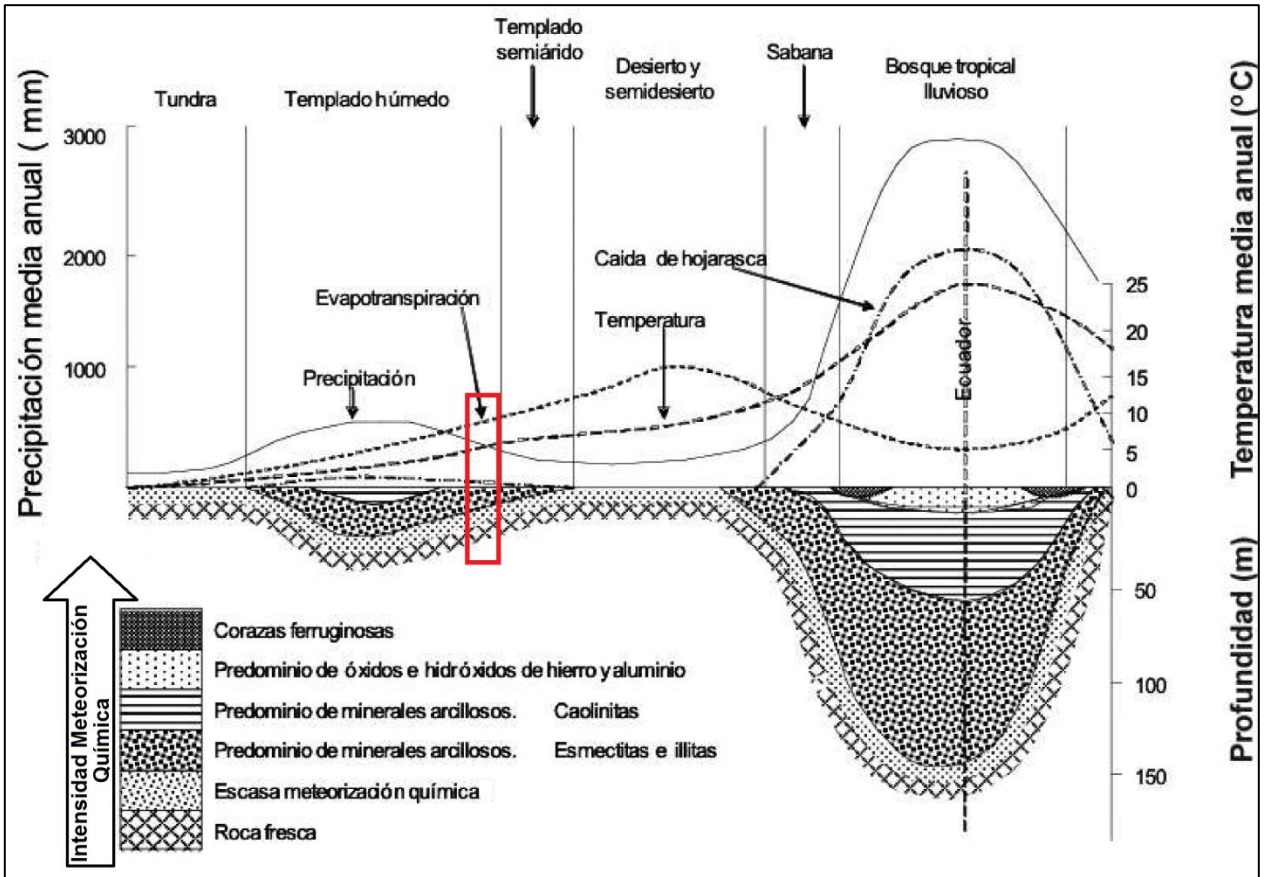


Figura 2: Gráfico que ilustra los tipos de regolito y su extensión dependiendo de la precipitación anual, evapotranspiración y temperatura. Curacaví está indicado en el rectángulo rojo (adaptado de Strakhov, citado por López et al., 1992). Datos de Curacaví de Comisión Nacional de Riego (1998).

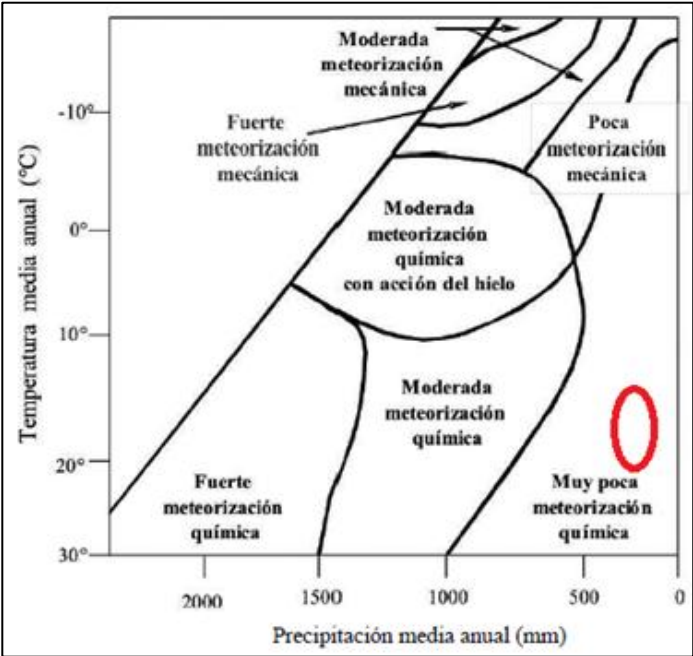


Figura 3: Gráfico que ilustra la intensidad de la meteorización química dependiendo de la temperatura y la precipitación de la zona. Curacaví está indicado en el óvalo rojo (Cooke & Doornkamp, 1990). Datos de Curacaví de Comisión Nacional de Riego (1998).

Concretamente, esta memoria se enfocó en estudiar muestras a lo largo de un perfil de regolito de aproximadamente 30 metros de espesor de material meteorizado con el fin de caracterizar cualitativamente la meteorización que fue responsables del desarrollo de un regolito de tal extensión. Para ello se utilizó análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y trazas determinados por fluorescencia de rayos X (XFR) y análisis mineralógicos mediante difracción de rayos X (XRD), petrografía por microscopio óptico y microscopio electrónico de barrido (SEM/EDS). Específicamente, se realizó un balance de masas de elementos químicos determinando los elementos móviles e inmóviles del material meteorizado. Además, se realizó un estudio mineralógico a través de XRD, microscopio óptico y SEM/EDS de las fases primarias y secundarias presentes en el regolito, que permitió determinar cuáles fueron las condiciones de la meteorización y como se ha comportado el sistema a través de ésta. Para situar la problemática de este estudio, se ha comparado los resultados obtenidos en esta esta memoria con los de otros estudios similares realizados en otros lugares. Como por ejemplo, los estudios realizados en Río Icacos en Puerto Rico (ej. Riebe et al., 2003), donde la precipitación es de alrededor de 420 cm anuales, un orden de magnitud mayor al de Curacaví, y con una temperatura anual promedio de 22°C. El regolito desarrollado posee un regolito con una meteorización química intensa, pero con un espesor de 6 a 9 m.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivos generales

Caracterizar cualitativamente la meteorización química de los intrusivos tonalíticos a granodioríticos jurásicos que afloran en la zona de Curacaví mediante balance de masas de elementos químicos, relacionando elementos móviles e inmóviles y relacionándolo con la variación de la mineralogía primaria y secundaria a través del regolito.

1.2.2 Objetivos específicos

- Cuantificar la tasa de meteorización química como parte de la tasa de denudación.

- Identificar las fases minerales que controlan la meteorización química del sistema.
- Relacionar el grado de meteorización química con litología, geomorfología, erosión y clima.

1.3 Hipótesis de trabajo

La hipótesis de este trabajo consiste en que la meteorización de los intrusivos en Curacaví es controlada por la reacción de la plagioclasa a la caolinita y que el espesor del regolito está determinado por factores ajenos al clima de la zona como, por ejemplo, la geomorfología actual y pasada de la Cordillera de la Costa central.

1.4 Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se encuentra en la comuna de Curacaví, a 53 km al oeste de Santiago (Figura 4), en el valle formado por el Estero Puangue inmediatamente al oeste del centro urbano de Curacaví. Para acceder a esta se debe seguir la ruta 68 que se dispone en dirección a Valparaíso.

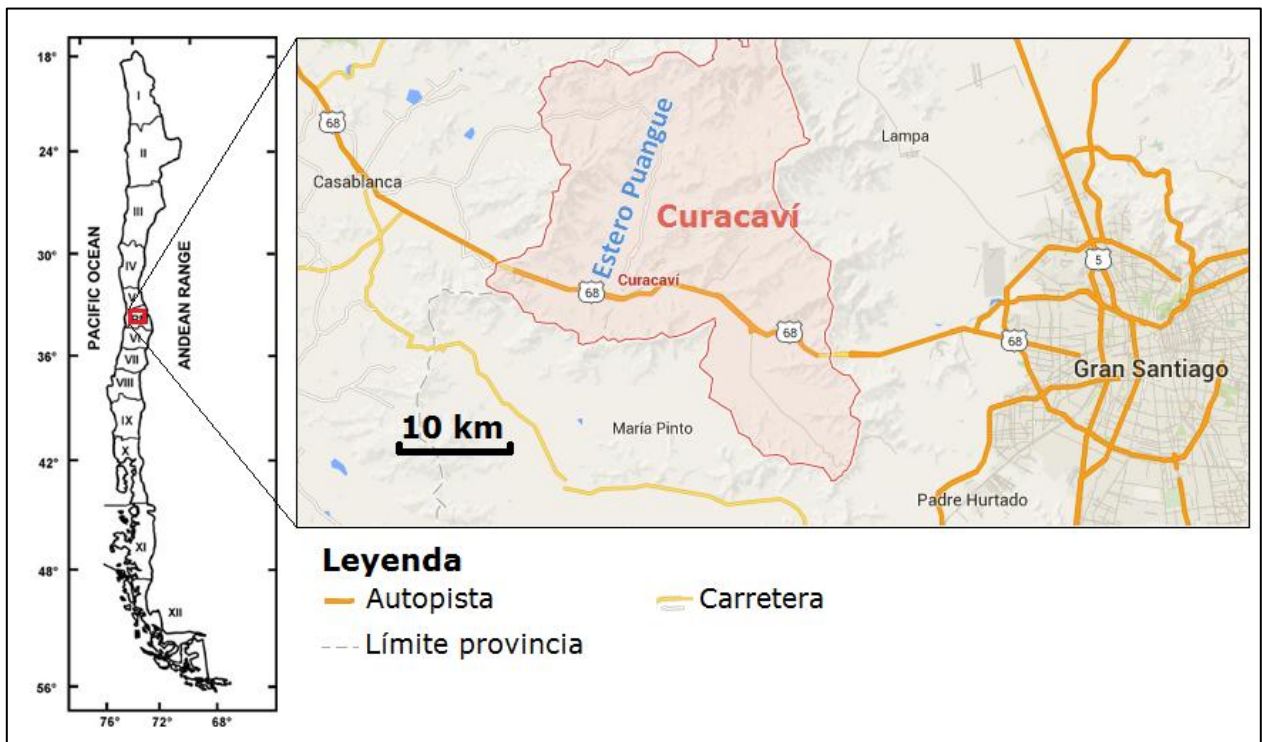


Figura 4: Mapa de la ubicación de la zona de estudio.

2. Materiales y Métodos

2.1 Muestreo

El muestreo se realizó en la desembocadura del valle del Estero Puangue, inmediatamente al oeste del centro urbano de Curacaví. El muestreo se realizó para la roca fresca y la meteorizada.

Para la roca meteorizada se escogió un afloramiento con un nivel lo suficientemente desarrollado de este material. Éste se realizó en una colina ubicada en $33^{\circ}24'27.72''S$ $71^{\circ}09'09.88''O$ la cual ya había sido excavada debido a trabajos de construcción de caminos en la zona. Debido a esto presentaba en su lado NW un perfil semivertical y, por lo tanto, ideal para el estudio llevado a cabo (Figura 5).



Figura 5: Perfil de colina utilizado para el muestreo.

El muestreo se realizó a distintas profundidades utilizando para ello equipo de escalada (Figura 6). Las muestras fueron extraídas luego de realizar una pequeña excavación en cada punto del perfil, con el objetivo de evitar contaminación exterior en las muestras.

Las muestras fueron recolectadas desde el nivel de suelo hasta el nivel de roca fresca no meteorizada. Con esto se obtuvo un perfil de meteorización, de manera que el nivel más alto del perfil coincidiría con el *peak* de meteorización, el cual decaería hacia abajo hasta llegar a roca cada vez más fresca. De esta manera, sería posible caracterizar cualquier variación de las muestras a distintas profundidades del perfil de meteorización. En total se recolectaron 19 muestras del perfil de meteorización (Tabla 1).



Figura 6: Foto que ilustra el método utilizado para recolectar las muestras en el perfil de regolito.

Tabla 1: Código y nivel de profundidad para las muestras obtenidas del perfil de meteorización.

MUESTRA	PROFUNDIDAD (m)
29.8	0
H8	2.3
H7	4.8
H6	6.8
H5	9.1
H4	10.7
H3	12.9
H2	14.3
H1	15.5
D10	18.8
D9	20.5
D8	22.3
D7	23.8
D6	25.1
D5	26.8
D4	28.3
D3	29.8
D2	31.7
D1	33.3

Debido a que no afloraba la roca fresca directamente bajo la roca meteorizada, el muestreo de roca fresca se realizó en bloques cercanos (a menos de 100 m) del lugar de muestreo de roca meteorizada con el motivo de inferir una química promedio para el protolito asociado al perfil de regolito. Además de esto se muestreó el halo de meteorización esferoidal de uno de los bloques (Figura 7). Se recolectó un total de 7 muestras de roca fresca y 1 de halo de meteorización esferoidal (Tabla 2).

Tabla 2: Código para las muestras obtenidas de bloques cercanos a la zona de muestra de regolito.

Roca Fresca	CUR7 SR1 SR2 SR3 SR4 SR5 SR6
Halo de meteorización esferoidal	CUR5

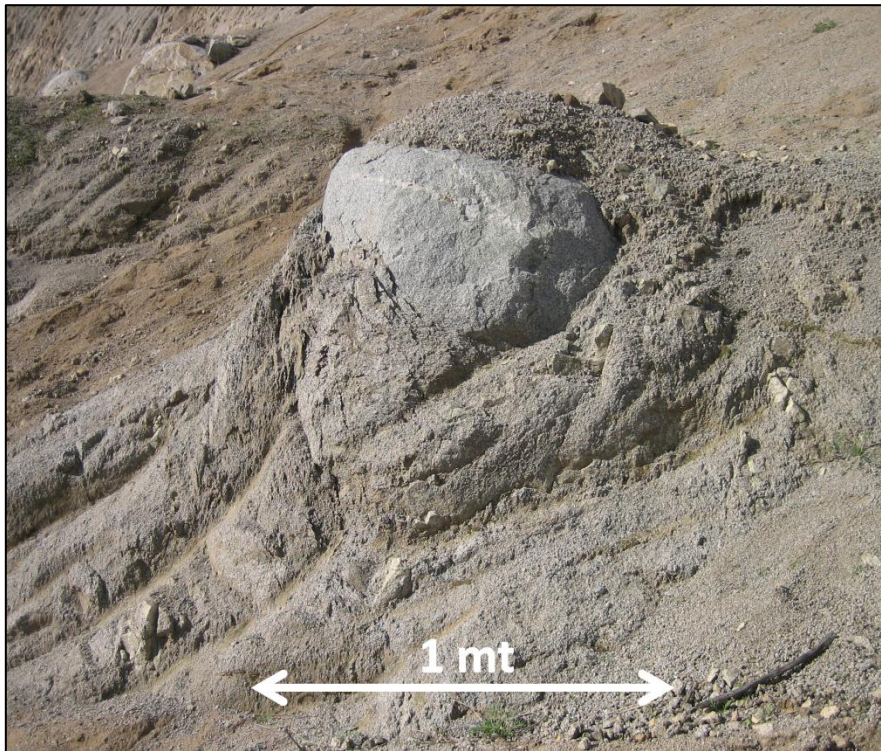


Figura 7: Fotografía de un bloque en la zona de muestreo. En su parte inferior izquierda puede observarse la evidencia de su meteorización esférica, que se acentúa en partes más alejadas del centro del bloque.

2.2 Métodos

2.2.1 Preparación de muestras

Las muestras del perfil de meteorización, luego de ser recolectadas, fueron secadas en un horno a 40°C un día entero. Luego estas muestras junto al resto de las muestras fueron sometidas a preparación en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Geología en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

Las muestras de regolito y de roca fresca fueron preparadas para análisis químico por fluorescencia de rayos X (XRF) y análisis mineralógico por difracción de rayos X (XRD), los cuales tuvieron los mismos preparativos. Su preparación consistió básicamente en su cuarteo y molienda. La molienda de las 26 muestras fue efectuada con el molino de discos vibratorios modelo RS 200 – Retsch, utilizando para ello discos de ágata, a una velocidad de 700 rpm y con una duración de molienda de 8 a 10 minutos por muestra. Una muestra de roca fresca, una perteneciente al halo de meteorización esférica y una perteneciente al perfil de regolito fueron seleccionadas para

ser analizadas mediante petrografía por microscopio óptico y microscopía por microscopio electrónico de barrido (SEM), para esto se realizaron láminas delgado-pulidas a partir de las muestras.

2.2.2 Fluorescencia de rayos X (XRF)

Las muestras preparadas de roca fresca y del perfil de meteorización fueron sometidas a un análisis geoquímico de elementos mayores, menores y algunos trazas mediante XRF.

De manera general, la espectroscopia de XRF utiliza radiación primaria de un tubo de rayos X para excitar la emisión de rayos X secundarios (fluorescencia) en una muestra. La radiación procedente de la muestra incluye los *peaks* de rayos X característicos de los elementos, mayores y traza, presentes en la muestra, producidos por las transmisiones electrónicas entre los niveles de energía más internos de los átomos. En un espectrómetro de XRF por dispersión de longitud de onda (WDXRF), estos rayos son colimados en un haz paralelo y dispersados en un espectro por medio de la difracción en un cristal analizador, pasando después a un detector (Fluorescencia de Rayos X, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra [en línea] <http://www.iact.ugr-csic.es/contenido_es/cientifico-tecs/fluorescencia.html >).

El análisis de XRF fue realizado con un espectrómetro secuencial de fluorescencia de rayos X de dispersión por longitud de onda (WDXRF), S4 Pioneer de BRUKER, con una potencia máxima de 4 kW, el cual posee un límite de detección de concentración que va desde sub ppm a 100% y con un rango de análisis que abarca desde el Berilio al Uranio. El equipo pertenece al Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra perteneciente al Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) y Universidad de Granada. Dicho equipo está ubicado en Armilla, Granada, (España).

2.2.3 Difracción de rayos X (XRD)

Las muestras de roca fresca y de regolito fueron analizadas mediante XRD de muestra total para identificar y posteriormente cuantificar la mineralogía mediante poderes reflectantes. Esto se realizó mediante el método de polvo policristalino. Cabe señalar que en este trabajo no se ha realizado la separación e identificación de las arcillas mediante el método del

agregado orientado. Solamente se han identificado y cuantificado los minerales que han sido detectados mediante el método de polvo cristalino.

En el método de polvo cristalino los cristales a examinar son reducidos a un polvo muy fino y puestos en un haz monocromático de rayos X. Cada partícula del polvo es un pequeño cristal aleatoriamente orientado con respecto al haz de rayos X incidente. Por probabilidad, algunas partículas estarán orientadas correctamente, cumpliéndose la Ley de Bragg y, por lo tanto, determinados planos difractarán el haz incidente. Con el método de polvo cristalino, se forma un cono de haces difractados correspondientes a todos los cristales que cumplen la ecuación de Bragg. Se producen diversos conos de difracción correspondientes a los órdenes de difracción de un determinado plano (hkl) que cumple la ecuación de Bragg para un ángulo 2θ .

Para que lo anterior sea posible, λ tiene que mantenerse fijo, mientras que el ángulo 2θ varía. El análisis se realiza a través de un difractómetro de rayos X, el cual involucra una fuente de radiación monocromática, y un detector de rayos x situados en el borde de una circunferencia, con centro en la muestra de polvo. El haz de rayos X es dirigido hacia la muestra, y el detector va variando el ángulo con tal de captar las reflexiones en un rango de ángulos. El resultado final es un difractograma que tiene el número de conteos de reflexiones en el eje de la ordenada y el ángulo 2θ en el de la abscisa. El difractograma resultante se analiza y compara con patrones de difracción en bases de datos. En este trabajo se ocupó la base de datos The Powder Diffraction File 2 (PDF-2) y el programa utilizado para la realización del análisis fue X Powder12.

Para el análisis mineralógico semicuantitativo se han utilizado los poderes reflectantes correspondientes (Tabla 3). A partir de los difractogramas de rayos X (método del polvo) se calculó el área del *peak* para cada especie mineral, de tal manera que no existiera solapamiento de los *peaks* de los minerales presentes, dividida por su poder reflectante ($A_1/Pf_1, A_2/Pf_2...$) y dividido todo ello por la suma de los valores calculados para todas las especies presentes, según la siguiente ecuación:

$$(\%)_i = \frac{A_i/Pf_i}{\sum[A_j/Pf_j]}$$

Tabla 3: Reflexiones y poderes reflectantes utilizados para el análisis mineralógico semicuantitativo.

Mineral	Reflexión (Å)	Poder reflectante
Cuarzo	3,34	1,5
Feldespato-K	3,24	1
Plagioclasa	3,18	1
Hornblenda	8,5	1
Biotita	10,1	0,1
Caolinita	7,17	0,2
Clorita	14	0,1
Vermiculita	14	4

Tabla 4: Especificaciones técnicas del difractorómetro Bruker D8 Advance.

Diámetro de círculo de medida	Entre 435 y 600 mm
Incremento direccionable más pequeño	0.0001°
Reproducibilidad	+/- 0.0001°
Máxima velocidad angular	30°/s
Rango angular (θ y 2θ)	360°
Máximo rango angular utilizable (2θ)	$-110^\circ < 2\theta \leq 168^\circ$

Los análisis de difracción de rayos X, se realizaron en el Laboratorio de Cristalografía del Departamento de Física de la Universidad de Chile, en un difractorómetro de polvo Bruker D8 Advance con 40kV y 30mA, con radiación $K\alpha$ del Cu. Sus especificaciones técnicas son indicadas en la Tabla 4.

2.2.4 Petrografía por microscopía óptica

Las láminas delgado-pulidas fueron analizadas mediante microscopía óptica. El equipo utilizado fue un microscopio polarizante para cortes transparentes y pulidos (Olympus CX31-P) con magnificadores de 5x, 10x y 25x perteneciente al laboratorio de mineralogía en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

2.2.5 Microscopio electrónico de barrido (SEM)

Antes de la observación por SEM, las láminas delgado-pulidas fueron metalizadas mediante una lámina de carbono. Las imágenes fueron tomadas por señal de electrones secundarios retrodispersados (BSE) y en condiciones de vacío (entre 1,5 y $3e-10$ Pa). La utilización de SEM permitió observar las texturas de los granos de minerales primarios dejadas por los procesos de alteración y se realizó análisis de composición elemental de ciertas zonas de la muestra por medio de espectroscopía de rayos x por energía dispersiva (EDS).

El equipo utilizado para el análisis de SEM fue el FEI Quanta 250, perteneciente al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), ubicado en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

2.3 Marco teórico

A continuación se resumen los fundamentos teóricos en los cuales está basada la presente memoria. Dados los objetivos de esta memoria, se han empleado los modelos de empobrecimiento químico establecidos por Riebe *et al.*, (2003) que permite determinar las tasas de meteorización química de regolitos. Además, en esta memoria se ha usado el modelo de producción de regolito propuesto por Lebedeva *et al.* (2010), el cual informa de la intensidad de la meteorización y los regímenes de meteorización, que permiten conocer la manera en que se meteoriza un regolito.

2.3.1 Modelo de fracción de empobrecimiento químico (Riebe *et al.*, 2003)

Uno de los pilares teóricos sobre los que se cimienta este estudio es el modelo de fracción de empobrecimiento químico de Riebe *et al.*, (2003). Este modelo trata sobre la estimación de la tasa de meteorización química mediante una aproximación de balance de masas, la cual es uno de los principales objetivos de este proyecto.

En el proceso de la meteorización de la roca fresca, esta se transforma a roca meteorizada y finalmente a suelo. Este proceso involucra pérdida de material, ya que a medida que la meteorización progresa el material se

enriquece en elementos inmóviles a costa de la pérdida de otros elementos por medio de la disolución. En lo dicho hasta ahora solo está considerada la meteorización química, sin embargo, la pérdida de material también se debe a la erosión física y la relación entre ambos factores incidiría en el balance de masas necesario para estimar la tasa de conversión de roca a material meteorizado. En el proceso de meteorización de la roca hay denudación y, por conservación de masa, la tasa de conversión de roca fresca a material meteorizado es igual a la tasa de denudación. Asimismo, la tasa de denudación es igual a la totalidad de retiro de material por causas físicas y químicas (erosión y meteorización química, respectivamente). Con esto se obtiene:

$$R = D = E + W \quad (1)$$

Donde R es la tasa de meteorización total de la roca, D el flujo total de denudación, E el flujo de material removido por erosión física y W el flujo removido por meteorización química.

Esta ecuación es aplicable para elementos individuales del material parental y meteorizado:

$$D \cdot [X]_{roca} = E \cdot [X]_{met} + W_X \quad (2)$$

Donde $[X]_{roca}$ y $[X]_{met}$ son las concentraciones en la roca y en el material meteorizado del elemento X y W_X su tasa de meteorización química. Si esta ecuación se aplica a elementos inmóviles (por ejemplo, el Zr), al ser su tasa de meteorización química cero, se anula el término W_X . Si además, esto se aplica a la Ecuación 1, se obtiene:

$$W = D \left(1 - \frac{[Zr]_{roca}}{[Zr]_{met}} \right) \quad (3)$$

Esta ecuación expresa la meteorización química como una fracción de la tasa de denudación, por lo tanto esta fracción corresponde a la fracción de la denudación total debido sólo a la meteorización química. Esta fracción es conocida como *chemical depletion fraction* (CDF) o fracción de empobrecimiento químico (Riebe *et al.*, 2003). Esta ecuación (utilizando siempre un elemento inmóvil) también puede ser utilizada para elementos particulares:

$$W_X = D \left([X]_{roca} - [X]_{met} \frac{[Zr]_{roca}}{[Zr]_{met}} \right) \quad (4)$$

Si la tasa de meteorización para el elemento X, W_X se normaliza por la tasa de denudación total para el mismo elemento, se obtiene:

$$\frac{W_X}{D \cdot [X]_{roca}} = \left(1 - \frac{[X]_{met}}{[X]_{roca}} \cdot \frac{[Zr]_{roca}}{[Zr]_{met}} \right) = CDF_X \quad (5)$$

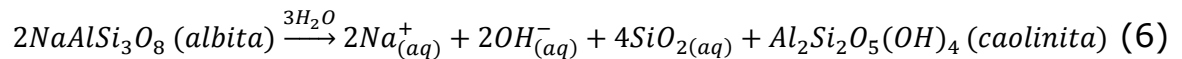
El factor CDF_x corresponde al negativo del coeficiente de transferencia de masa τ_x para la meteorización del elemento X en aproximación a Brimhall *et al.* (1991, 1992). Son similares al CDF de la Ecuación 3, excepto de que expresan las tasas de meteorización química como una fracción de la denudación total para un elemento particular. Así se le llama "CDF para un elemento individual X" (CDF_x).

Utilizando medidas de la densidad de la roca y regolito, junto a las pérdidas de masa debido a la meteorización que produce enriquecimiento de elementos inmóviles, se puede calcular el *strain* volumétrico debido a la meteorización química. *Strain* se entiende como el cambio volumétrico relativo al volumen inicial y ha sido estimado en muchos estudios de meteorización de suelos (e.j. Brimhall & Dietrich, 1987; Brimhall *et al.*, 1991, 1992), sin embargo, no es necesario para la estimación de tasas de meteorización (e.j., Anderson *et al.*, 2002), objetivo de este modelo (Riebe *et al.*, 2003).

Para el cálculo de la tasa de meteorización química y erosión física se necesita conocer la tasa de denudación de la zona, análisis que escapó al alcance de esta memoria.

2.3.2 Modelo de producción de regolito (Lebedeva *et al.*, 2010)

Otro de los pilares en los cuales se fundamenta este estudio es el modelo de producción de regolito de Lebedeva *et al.* (2010). En este modelo se asume que el material parental es homogéneo y bimineral; o sea, que está compuesto por un mineral reactivo más un mineral no-reactivo, en este caso cuarzo y albita. También se asume que la formación de regolito es simplemente controlada por reacciones químicas, convección y advección de fluidos y que esta formación está mayormente representada por la transformación de la fase reactiva (albita) a una fase secundaria (caolinita) (ecuación 6), produciendo con ello porosidad, disgregando la roca y con ello permitiendo la meteorización química de zonas más profundas.



Otros minerales como la biotita y la hornblenda también sufren alteración, sin embargo, la plagioclasa, debido a su abundancia y susceptibilidad a la alteración es escogida como fase que controla la meteorización en zonas con protolitos granitoideos. El feldespato potásico también es susceptible a la meteorización, aunque en menor grado que la plagioclasa. En este sentido, existen numerosos trabajos que han demostrado que la plagioclasa se meteoriza más rápidamente que el feldespato potásico (ej. Nesbitt *et al.*, 1980; Jiménez-Espinosa *et al.*, 2007). Sin embargo, si la disolución del feldespato potásico está controlando la meteorización, esto se verá reflejado en cambios en los niveles de K y de ser así, la ecuación anterior puede ser aplicada de la misma manera que con la albita pero con lixiviación de potasio en lugar de sodio.

La simplificación del modelo de Lebedeva *et al.*, (2010), en la que la albita es la fase reactiva que permite la meteorización en rocas de composición homogénea anterior es aplicable a la zona de estudio. De este modo, la roca que aflora es principalmente tonalítica, por lo que cumple la homogeneidad del material parental, basándose en el criterio de que no habría más tipos de litologías presentes en el afloramiento. En cuanto a la naturaleza bimineral, si la composición de las rocas de la zona de estudio es efectivamente tonalítica, significa que están compuestas principalmente de cuarzo y plagioclasa de tipo andesina u oligoclasa. Por lo tanto, el modelo puede ser aplicado modificando la reacción anterior a una de disolución de andesina y formación de caolinita.

Ya que la meteorización está caracterizada por la disolución de albita a caolinita, se evalúa la intensidad de la meteorización basándose en cuanta albita ha sido disuelta en caolinita (alcance de la reacción) a través del perfil de regolito. Debido a eso se utilizó el siguiente factor:

$$\eta = 1 - \frac{Q}{Q^R}$$

Donde Q (en mol/m³) y Q^R son las concentraciones de albita en el material meteorizado y el protolito, respectivamente. Si se asume una meteorización isovolumétrica, podemos asumir que η es equivalente al CDF (Brantley & Lebedeva, 2011). Así, el protolito, como no ha sufrido meteorización, tendrá un valor η de 0 y el regolito será caracterizado como la zona con $0 < \eta \leq 1$. Este factor, junto a la relación de concentraciones de albita, cuarzo y caolinita fueron utilizadas para la caracterización del protolito y el regolito perteneciente al perfil de meteorización.

Cabe resaltar, que en esta memoria el término meteorización isovolumétrica corresponde a la meteorización que se caracteriza por la conservación de la estructura de la roca parental en el regolito, es decir, no ha habido rotación ni desplazamiento de cristales minerales a lo largo del regolito. Este tipo de meteorización corresponde a lo contrario que ocurre en el suelo, donde no se observa la estructura original de la roca madre, se pueden llegar a diferenciar horizontes, incluso desarrollarse procesos de iluviación, es decir transporte de minerales, tales como las arcillas, a niveles distintos del suelo donde se formaron. El uso de meteorización isovolumétrica, en este sentido, ha sido asumido en varios trabajos donde se estudia la formación de saprolito por meteorización (ej. Braun *et al.*, 2012).

El factor η puede ser utilizado en un gráfico de alcance de reacción versus profundidad (Figura 8). La forma de los gráficos refleja distintas condiciones en las cuales se desarrolla la meteorización química. Entre estas condiciones se encuentra la tasa de erosión. Mientras mayor es la tasa de erosión, mayor será la fracción mineral que permanece intacta en superficie, y así el perfil presentará una mayor pendiente. Al contrario, a tasas de erosión más bajas, se obtendrán curvas más horizontales.

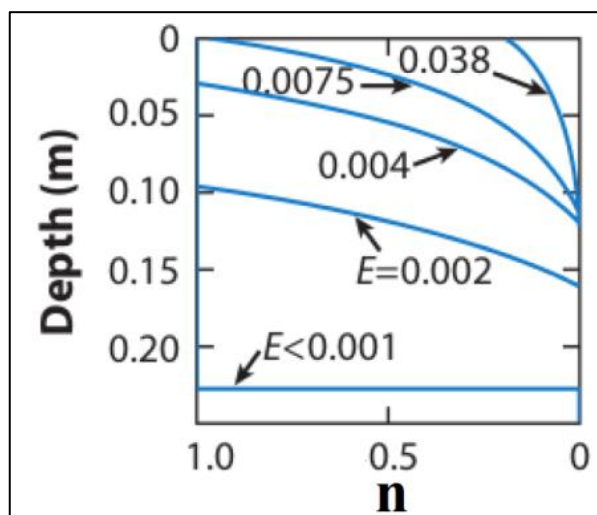


Figura 8: Ejemplo de un perfil de disolución de albita. El eje horizontal muestra el valor de η , el coeficiente de avance de la reacción, que indica la fracción de mineral que se ha meteorizado, según la profundidad en el eje vertical. Cuando el valor de η es 0 la roca no ha sido meteorizada, mientras que si es 1 ha sido completamente empobrecida en este mineral en particular. Las curvas azules muestran los perfiles para un caso en que el transporte químico es realizado sólo por difusión en condiciones de erosión significativa. Si la erosión es dominante en el sistema ($E > 0,0075 \text{ mka}^{-1}$) el perfil no se alcanza a desarrollar: parte del mineral alcanza la superficie, y posteriormente es erosionado (régimen limitado por meteorización). Mientras mayor es la tasa de erosión, mayor será la fracción mineral que permanece intacta en superficie, y el perfil presenta una mayor pendiente. Si se está en un régimen en transición ($E = 0.004 \text{ mka}^{-1}$) el perfil se desarrolla por completo, aunque queda un residuo de mineral en el regolito; mientras que si el régimen está limitado por el transporte, el regolito se encuentra casi completamente empobrecido en el mineral, adoptando una geometría horizontal. Imagen extraída de Brantley & Lebedeva, 2011.

Si la erosión es lo suficientemente significativa, será capaz de compensar a la meteorización química y se alcanzará un estado de equilibrio dinámico, con lo que el espesor de regolito será constante. De acuerdo a las condiciones de meteorización y erosión del sistema, el modelo predice tres posibles regímenes al alcanzarse este estado de equilibrio dinámico entre ambos fenómenos. Cuando la tasa de erosión es baja en comparación a la cinética de reacción de la albita, se llega a un régimen limitado por transporte o también llamado limitado por erosión, caracterizado por un perfil de disolución sub-horizontal en un regolito que alcanza espesores considerables y se encuentra prácticamente por completo empobrecido en albita. Con una tasa de erosión mayor, el regolito es más delgado y su composición mineral presenta tanto caolinita como albita, aunque esta es totalmente disuelta antes de alcanzar la superficie, configurando un "régimen de transición o mixto". Si la erosión es aún mayor, ésta domina el sistema, y se llega a un régimen limitado por la meteorización, donde queda un remanente de albita incluso en la superficie del regolito. Si la erosión es muy baja, no habrá fenómeno que compense la meteorización química, el espesor de suelo aumentará sin conseguir un estado de equilibrio. Cada régimen puede indicar cualitativamente las tasas de erosión, pero también puede reflejar otras condiciones como precipitación.

3. Antecedentes Geológicos

3.1 Marco Geológico

La geología de la zona de estudio comprende básicamente afloramientos de plutones tonalíticos a granodioríticos que intruyen rocas estratificadas del Jurásico y Cretácico. Estas rocas están cubiertas por depósitos cuaternarios coluviales y fluviales.

3.1.1 Depósitos no consolidados

3.1.1.1 *Depósitos Coluviales (Holoceno)*

Sedimentos no consolidados, ubicados en las cabeceras de las quebradas; comprenden principalmente depósitos gravitacionales correspondientes a flujos en masa, matriz-soportados, de muy mala selección granulométrica, que pueden incluir desde bloques hasta arcillas, interdigitados con lentes de arenas y gravas generados por pequeños cursos de agua, permanentes o esporádicos (Gana *et al.*, 1996).

3.1.1.2 *Depósitos Aluviales (Holoceno)*

Sedimentos no consolidados, ubicados en zonas de llanura; comprenden principalmente depósitos fluviales con depósitos gravitacionales interdigitados (flujos de barro, flujos de detritos), compuestos por gravas, arenas y limos (Gana *et al.*, 1996).

3.1.1.3 *Depósitos Fluviales (Holoceno)*

Sedimentos no consolidados que conforman terrazas, compuestos por gravas, arenas y limos, ubicadas a alturas de 3-30 m con respecto al curso fluvial actual (Gana *et al.*, 1996).

3.1.1.4 *Ignimbrita Pudahuel (Pleistoceno Superior)*

Depósito de flujo piroclástico de ceniza y lapilli pumíceo, de composición riolítica, de amplia distribución en la Depresión Central y que en el área se reconoce en el valle del estero Puangue, al sur de Curacaví, donde alcanza una potencia máxima observada de 3-4 m. La Ignimbrita Pudahuel cubre depósitos aluviales del valle y, a su vez, ha sido disectada por los cursos fluviales de los esteros Puangue y Améstica, estando cubierta por sus depósitos y por conos coluviales (Gana *et al.*, 1996).

3.1.1.5 *Terrazas de abrasión (Plioceno(?)-Pleistoceno)*

Unidades morfológicas de erosión marina, labradas sobre intrusivos paleozoicos y jurásicos y formaciones sedimentarias terciarias, preservadas en la zona costera, a cotas variables entre los 40 y 550 m s.n.m. Dentro de este grupo se incluyen terrazas de abrasión sin cubierta sedimentaria, terrazas con una cubierta de arenas cuarzosas, posiblemente marinas, y terrazas con cubierta aluvial (Gana *et al.*, 1996).

3.1.2 Rocas Estratificadas

3.1.2.1 *Formación Veta Negra (Cretácico)*

Unidad volcánica andesítica con intercalaciones sedimentarias continentales, dispuesta concordantemente sobre la Formación Lo Prado. No posee techo expuesto en el área del mapa; su potencia máxima en el área es de aproximadamente 3.000 m. Está intruida por rocas plutónicas del Cretácico Superior, de 91-96 Ma (Albiano-Cenomaniano). La Formación Veta Negra subyace hacia el este a la Formación Las Chilcas (Thomas, 1958), cuyos niveles medios calcáreos son atribuidos al Albiano (Martínez-Pardo *et al.*, 1994; área de Polpaico).

3.1.2.2 *Formación Lo Prado (Cretácico)*

Unidad sedimentaria esencialmente marina, con intercalaciones volcánicas, constituida por calizas, lutitas y areniscas calcáreas fosilíferas, areniscas, brechas y conglomerados, lavas, lavas brechosas y tobas de

composición andesítica a riolítica. Se dispone en aparente concordancia sobre rocas jurásicas de la Formación Horqueta; subyace concordantemente a la Formación Veta Negra. De norte a sur, la potencia varía entre los 3.600 y 4.700 m, a medida que aumentan los depósitos volcánicos (Gana *et al.*, 1996).

3.1.2.3 *Formación Cerro Calera (Jurásico)*

Secuencia predominantemente sedimentaria marina y transicional, constituida por limolitas y areniscas calcáreas, areniscas y conglomerados volcanoclásticos e intercalaciones de tobas. Sobreyace concordantemente a la Formación Ajial e infrayace, también con concordancia a la Formación Horqueta; su potencia se estima en aproximadamente 860 m (Gana *et al.*, 1996).

3.1.2.4 *Formación Horqueta (Jurásico)*

Secuencia predominantemente volcánica con intercalaciones sedimentarias continentales. Está constituida por tobas, lavas andesíticas a riolíticas, areniscas y conglomerados volcanoclásticos de color pardo rojizo de ambiente aluvial. Sobreyace concordantemente a la Formación Cerro Calera e infrayace en aparente concordancia a la Formación Lo Prado, alcanzando potencias estimadas de 2.500-3.000 m. La Formación Horqueta se encuentra intruida por granitoides jurásicos y cretácicos, con el desarrollo de zonas de metamorfismo de contacto relacionado, principalmente, a intrusivos cretácicos (Gana *et al.*, 1996).

3.1.2.5 *Formación Ajial (Jurásico)*

Lavas andesíticas y tobas con intercalaciones de areniscas y lutitas de ambiente esencialmente continental. Cubierta en concordancia por la Formación Cerro Calera y sin base expuesta; gran parte de esta unidad se encuentra afectada por metamorfismo de contacto, causado por intrusivos jurásicos (Gana *et al.*, 1996).

3.1.3 Intrusivos

3.1.3.1 Plutones del Cretácico

Entre estos plutones se encuentran las unidades Chalinga y Limahuida (Parada *et al.*, 1988). El primero consiste en tonalitas de grano medio y granodioritas con hornblenda y biotita \pm clinopiroxeno, y la segunda unidad contiene leucodioritas y trondhjemitas con plagioclasa, cuarzo y pequeñas cantidades de ortoclasa, clinopiroxeno y hornblenda. Posee enclaves máficos de escala centimétrica que tienen ocurrencia moderada (Parada *et al.*, 1999). Estas rocas intruyen estratos del Jurásico y Cretácico Inferior y a plutones del Jurásico, formando zonas de enclaves magmáticos y de alteración hidrotermal (Gana *et al.*, 1996).

3.1.3.2 Plutones del Jurásico

Entre estas rocas se encuentran las unidades Cachagua (dioritas) y Limache (tonalitas-granodioritas) (Parada, 1992). Los intrusivos que afloran en el sector de Curacaví corresponden la unidad intrusiva Limache (Gana & Tosdal, 1996). Esta unidad intrusiva está compuesta principalmente por plutones tonalíticos y granodioríticos de anfíbola-biotita, con monzogranitos subordinados, de composición calcoalcalina de potasio intermedio, metaluminosa. Estas rocas intruyen a la Formación Ajial y Horqueta del Jurásico. Por lo general, estas rocas contienen inclusiones máficas orientadas paralelamente a la foliación sinplutónica de minerales. También se reconocen cuerpos tabulares a irregulares de dimensiones menores de leucogranitos aplíticos y pegmatitas que intruyen a las granodioritas y tonalitas (Parada, 1992). Los afloramientos de la unidad Limache se distribuyen en forma continua por 55 kms en dirección nor-noroeste, entre las localidades de Quilpué y Curacaví, y como plutones aislados al sur de esta última (Figura 9) (Gana & Tosdal, 1996). Esta unidad ha sido datada en 165 Ma (Gana, 1991). Estas rocas hospedan mineralización vetiforme de oro (minas Anita de Tapihue, San Lorenzo, Alaska), oro-cobre (minas Charlotte, Los Capachos) y cobre (Mina Estrella), fierro-oro (Mina El Litre) en forma subordinada (Gana *et al.*, 1996).

3.1.3.3 Plutones del Carbonífero

Tonalitas y granodioritas y monzogranitos de anfíbola-biotita, sienogranitos y granitos de microclina. Rocas de grano grueso a medio, color

gris medio verdoso, con inclusiones dioríticas a diorítica cuarcíferas. Son rocas calcoalcalinas, con 65-80% SiO₂, metaluminosas a peraluminosas, tipo I principalmente, y tipo S en menor proporción. Están intruidos por diques básicos foliados y por plutones del Jurásico, con formación de zonas de enclaves magmáticos (Gana *et al.*, 1996).

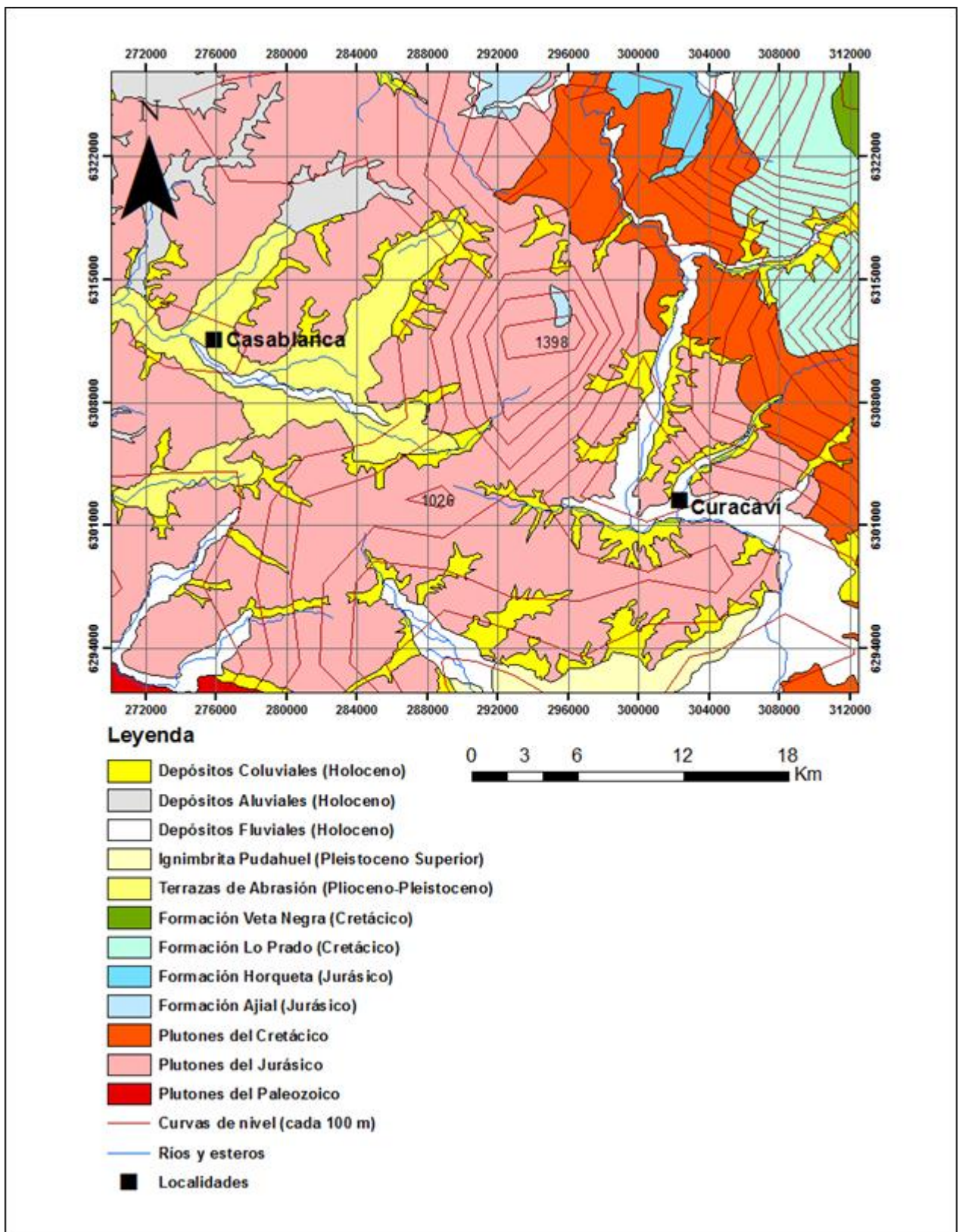


Figura 9: Marco geológico de Curacaví y zonas cercanas. Modificado de Gana *et al.*, 1996.

3.2 Unidades Geomorfológicas

3.2.1 Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa es la unidad donde se encuentra la zona de estudio. Presenta un ancho de 72,78 km en el río Aconcagua y se angosta hacia el sur hasta los 55,35 km en el río Maipo. De acuerdo a sus características estructurales y geomorfológicas, puede dividirse en dos dominios de orientación NS. La **Cordillera de la Costa occidental** presenta un relieve maduro y varios niveles de terrazas de abrasión marinas, cuya altura varía entre los 100 y 500 m.s.n.m. Está constituido por rocas del basamento plutónico-metamórfico de edad paleozoica-jurásica media, escasos remanentes de rocas sedimentarias del Cretácico Superior-Paleógeno y enclaves metamorizados de la base de la secuencia jurásica (Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996). La **Cordillera de la Costa oriental** se caracteriza por ser un relieve erosionado, abrupto y montañoso con altitudes de hasta 2000 m.s.n.m. (Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996). Está formada por rocas intrusivas del batolito cretácico, en parte jurásico, y secuencias volcano-sedimentarias del Jurásico al Cretácico Inferior (formaciones Ajial, Cerro Calera, Horqueta, Lo Prado y Veta Negra). En particular, en la zona de estudio esta subunidad es cortada en dirección NS por el valle formado por el estero Puangue con un ancho de aproximadamente 3 km.

3.2.2 Depresión Central

Se ubica al este de la Cordillera de la Costa y al oeste de la Cordillera Principal. Presenta un ancho de 24 km en el río Aconcagua y se ensancha hasta aproximadamente 42 km en el río Maipo. La Depresión Central es una cuenca elongada con altitudes que fluctúan entre 300 y 500 m.s.n.m. y rellena por depósitos aluviales Pleistocenos a Holocenos principalmente, que localmente superan los 500 m de espesor (Thiele, 1980, Araneda *et al.*, 2000, Rauld, 2002).

3.2.3 Cordillera Principal

Ubicada al este de la Depresión Central y limitando con Argentina al oeste presenta un ancho de aproximadamente 48 km. Es en esta unidad

donde se encuentra el actual arco magmático y volcánico (Charrier *et al.*, 2007) y este alcanza su máxima altitud en esta zona en el volcán Tupungato, con 6570 m.s.n.m.

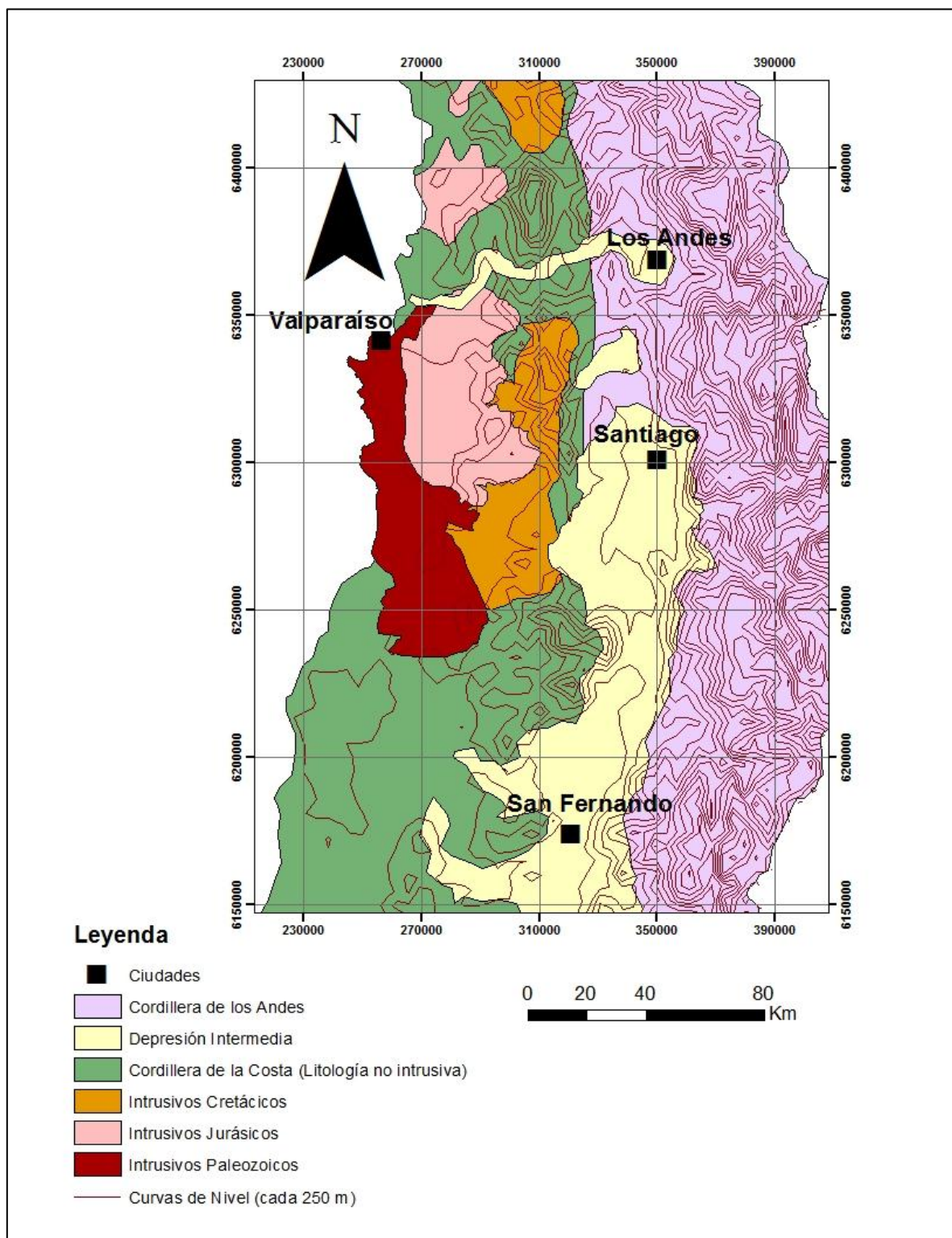


Figura 10: Unidades geomorfológicas definidas en el área de estudio. Imagen modificada de Fock (2005).

3.3 Evolución Geomorfológica

En Farías (2007) se plantea un modelo erosivo en respuesta al alzamiento relativo de la Cordillera Principal respecto a las unidades morfoestructurales más occidentales, que formaría la Depresión Central y conservaría la Corillera de la Costa producto de una erosión diferencial (Figura 11).

Como condiciones preliminares, se plantea la existencia de dos bloques iniciales de peneplanicies alzadas producto de la configuración regional de la Cordillera de la Costa y Principal. Todo esto contextualizado en una etapa inicial de alzamiento posterior a los ~ 22 Ma (Figura 11a).

En respuesta a esta nueva configuración, se genera el desarrollo de la red de drenaje con el avance de los *knickpoints* río arriba, desde el occidente hacia el oriente (Figura 11b). Afluentes ubicados en la cordillera principal continúan sin problemas su avance mientras que algunos *knickpoints* de la cordillera de la costa no pueden progresar producto del retardo generado por las litologías intrusivas más resistentes (Figura 11c). Los *knickpoints* de ríos mayores que labran rocas de menor resistencia avanzan con mayor velocidad hacia la parte oriental, provocando que estos ríos capten afluentes laterales que no pueden continuar su descarga por el retraso del avance de sus *knickpoints* (Figura 11d). Esto produce el crecimiento lateral de la red de drenaje más rápida y el abandono de las redes capturadas (Figura 11e). La migración de la erosión desde la costa a la Cordillera Principal se estima en 2 Ma.

Posteriormente, se genera un nuevo alzamiento tectónico, posiblemente en el pleistoceno, asociado al borde costero y encargado de generar as terrazas marinas de la zona. Este nuevo ordenamiento ocasionó el bloqueo de la desembocadura de los ríos principales lo cual, ayudado por un aumento en la carga sedimentaria proveniente de la erosión de la Cordillera Principal y el inicio de glaciaciones montañosas del plioceno superior, permitió el mayor ingreso y acumulación de depósitos sedimentarios y volcánicos en la Depresión Central (Figura 11f).

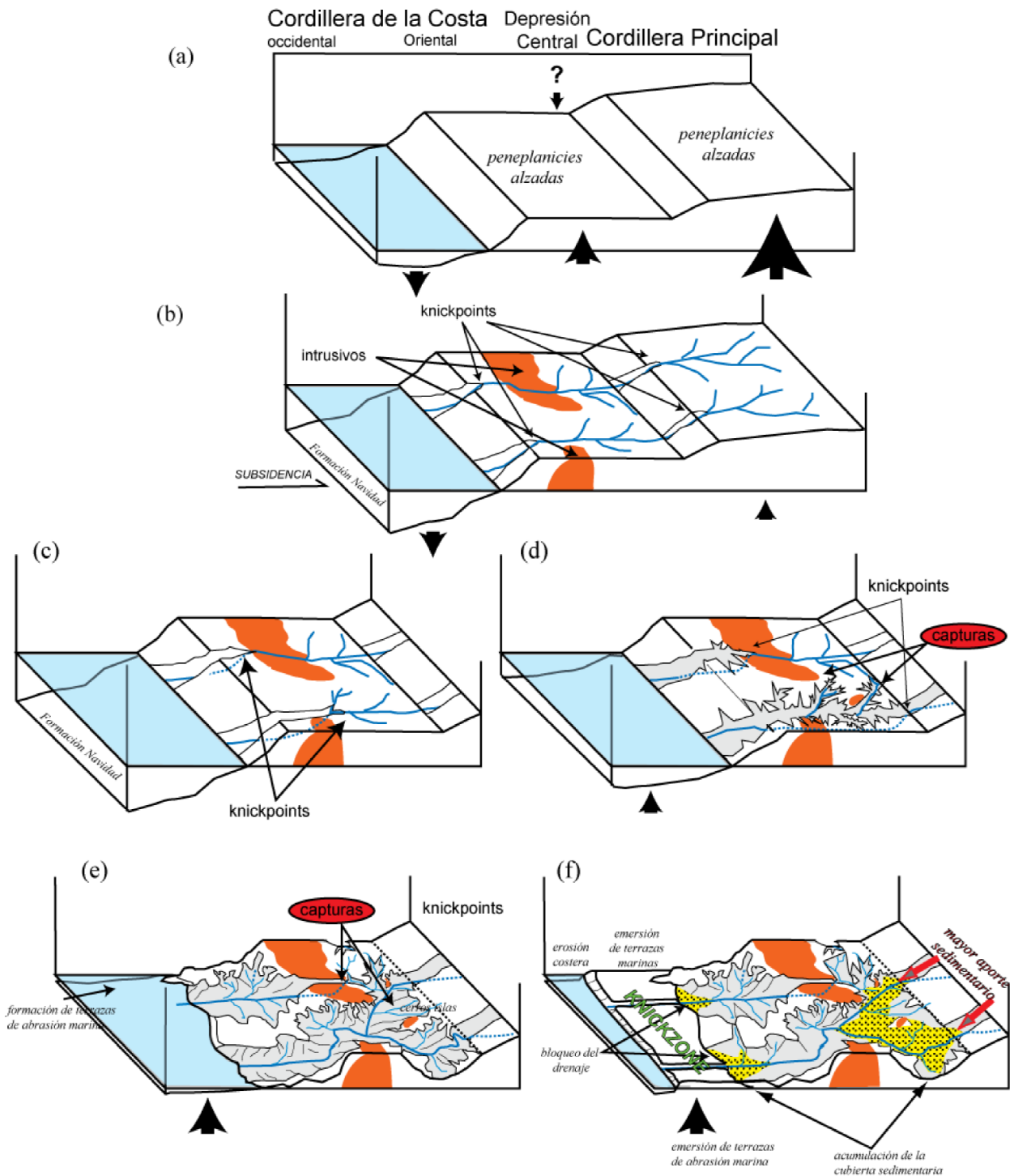


Figura 11: (Extracto de Farías (2007)) Modelo de evolución de la Depresión Central. (a) Condiciones iniciales dadas por el alzamiento regional de superficie. (b) Respuesta inmediata de la erosión formando empinados knickpoints separados uno de otro a la misma distancia en los ambos ríos mayores. (c) Retención del knickpoint a su arribo a los afloramientos de cuerpos graníticos y rápido retroceso en litologías menos resistentes. (d). Crecimiento de la red de drenaje del río cuyo knickpoint retrocede más rápido e inicio de capturas. (e) Captura del río principal y abandono de la red cuyo knickpoint está retenido por los cuerpos graníticos. (f) Alzamiento del borde costero que induce la acumulación sedimentaria, y mayor ingreso de sedimentos en la depresión debido a la mayor erosión en la Cordillera Principal e inicio de las glaciaciones montañosas.

4 Resultados

4.1 Aspectos generales

El afloramiento estudiado exponía alrededor de 30 m de regolito, del cual sus 20 cm superiores correspondían a suelo. La parte inferior correspondía a regolito con muy baja competencia y fácilmente disgregable con los dedos. Consistía en un macizo rocoso muy fracturado con piezas angulares y redondeadas pobremente interconectadas. Sin embargo, mantenía la textura y la estructura de su roca parental, por lo que el regolito de la zona de estudio puede ser considerado como saprolito. La roca del perfil y de los alrededores mostró ser de composición tonalítica o granodiorítica y en ciertas zonas se observaron pátinas de minerales oxidados de cobre (Figura 12). Se obtuvo una densidad de $2,74 \text{ g/cm}^3$ para el protolito.

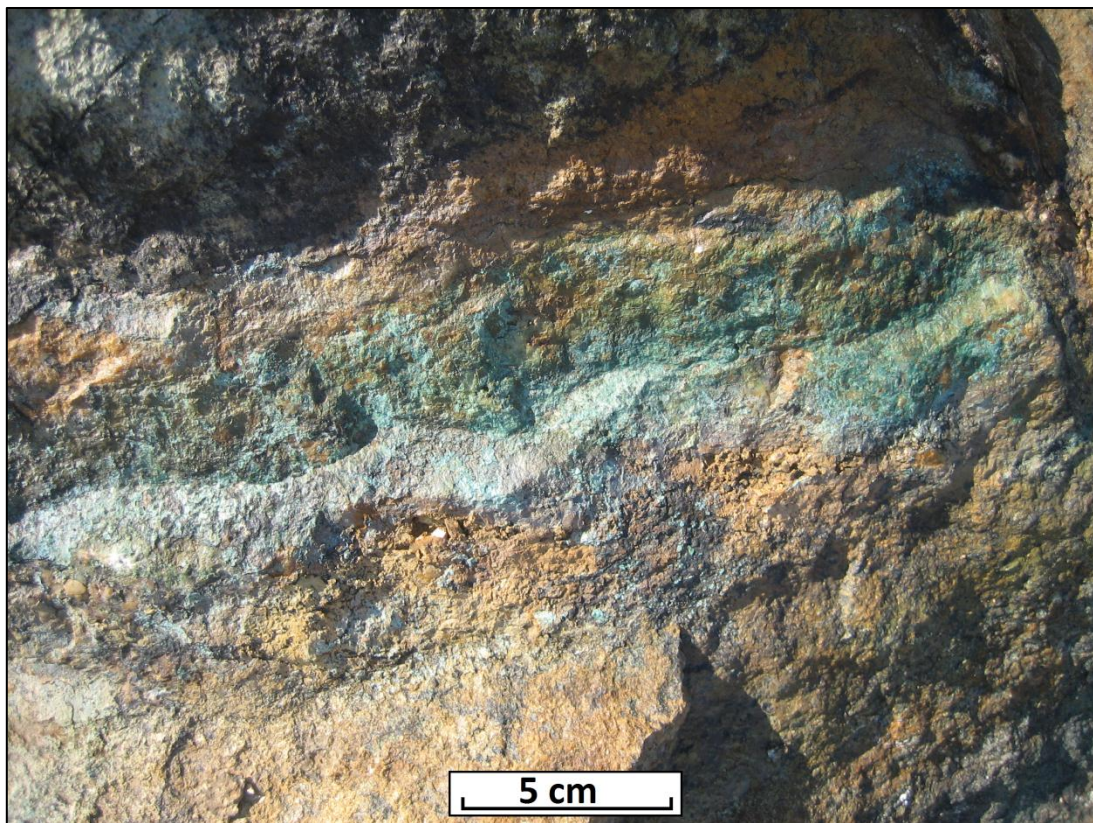


Figura 12: Pátina de oxidados de cobre en bloque procedente del protolito en la zona de estudio.

4.2 Petrografía

Los análisis de petrografía fueron realizados para roca parental, roca en el halo de meteorización esferoidal y saprolito. La roca parental presentó una mineralogía primaria compuesta, en orden de abundancia, de plagioclasa, cuarzo, hornblenda, biotita y feldespato potásico. Los cristales de feldespato potásico no se observaron en una abundancia mayor al 10% en porcentaje relativo con plagioclasa y cuarzo, lo que califica mineralógicamente a la roca como tonalita. Los cristales de plagioclasa se observaban euhedrales a subhedrales y algunos de ellos mostraron una incipiente alteración a arcillas (Figura 13A), al igual que algunos cristales de feldespato potásico. Los cristales de cuarzo se observaron anhedrales y casi completamente limpios. Los cristales de hornblenda poseían una apariencia subhedral y no se observaron signos de alteración. En cuanto a los cristales de biotita, estos se mostraron subhedrales y muchos se encontraban alterados por clorita parcial o totalmente. La biotita con alteración parcial presentó clorita entre los planos de exfoliación de la biotita, mostrándose ambos minerales intercrecidos (Figura 13B). Los cristales de biotita totalmente alterados, se observaron como cúmulos de clorita de hasta 3 mm. Como minerales accesorios se observaron circones como inclusiones en los cristales de biotita.

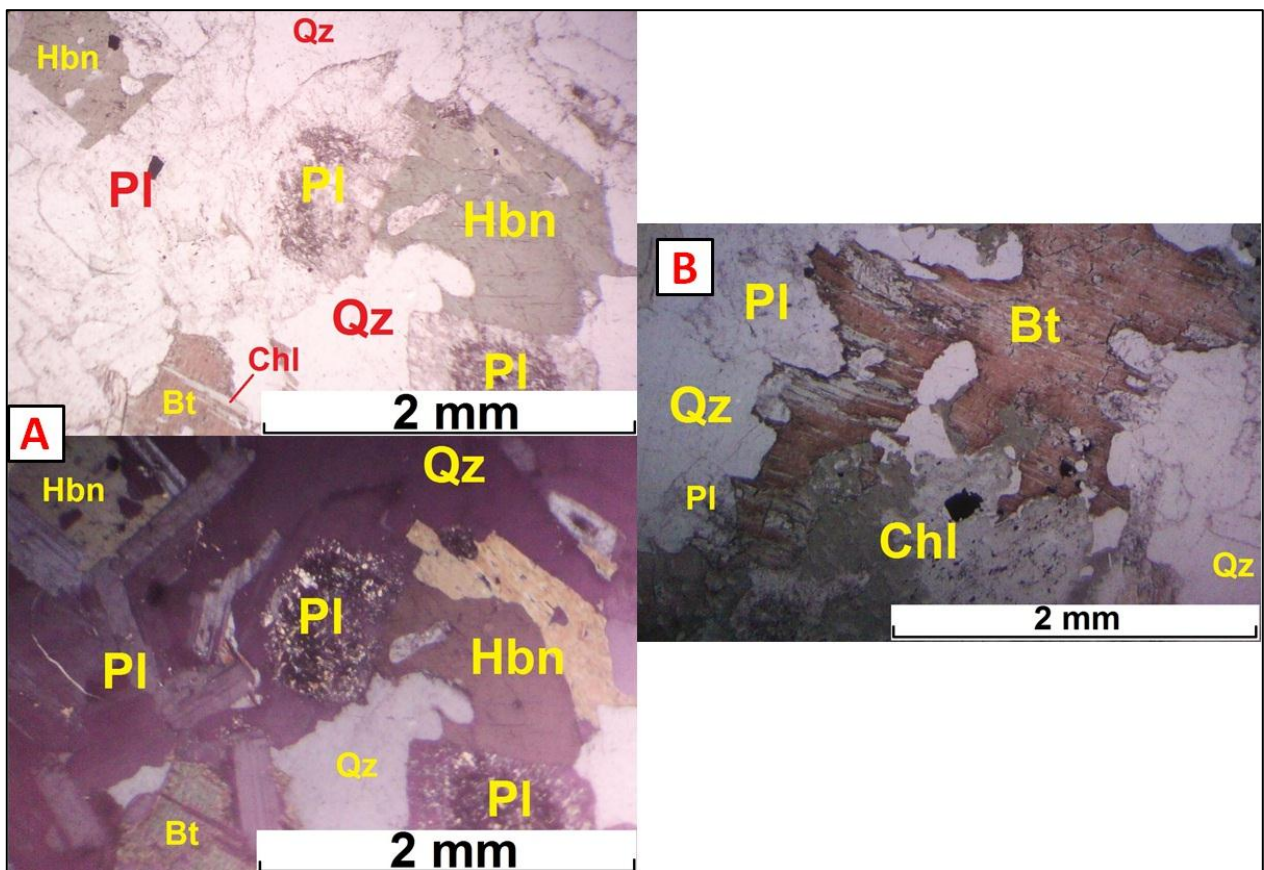


Figura 13: Fotografías de láminas delgada observadas por microscopio óptico de muestra de protolito (SR4) de la zona de estudio. A) Fotografía a nicols paralelos (arriba) y cruzados (abajo) de la mineralogía general de protolito. Nótese la presencia de algunos cristales de plagioclasa con alteración incipiente a filosilicatos. B) Fotografía a nicols paralelos donde se observa un cristal de biotita alterado a clorita y la presencia de intercalación entre estos dos minerales. Leyenda: Bt: Biotita, Chl: Clorita, Hbn: Hornblenda, PI: Plagioclasa, Qz: Cuarzo.

La mineralogía en el halo de meteorización esferoidal y en el saprolito mostró una mineralogía similar, con la diferencia que en el saprolito, los feldespatos poseían una alteración a arcillas tal que no eran reconocibles y varios cristales de cuarzo se observaron con un aspecto sucio. De cualquier manera, en ambas se observó una alteración a arcillas más intensa en plagioclasas y los cristales de cuarzo no se observaron tan limpios como en la roca parental (Figura 14A). A diferencia de la mineralogía del protolito, los cristales de hornblenda poseían una apariencia más fragmentada y mostraban signos incipientes de alteración. A diferencia de la hornblenda, la biotita se mostraba fragmentada, pero la alteración no era tan evidente como en la hornblenda. Una característica notable de las muestras meteorizadas, fue la ausencia de clorita, ya sea entre los planos de exfoliación de la biotita o no (Figura 14B).

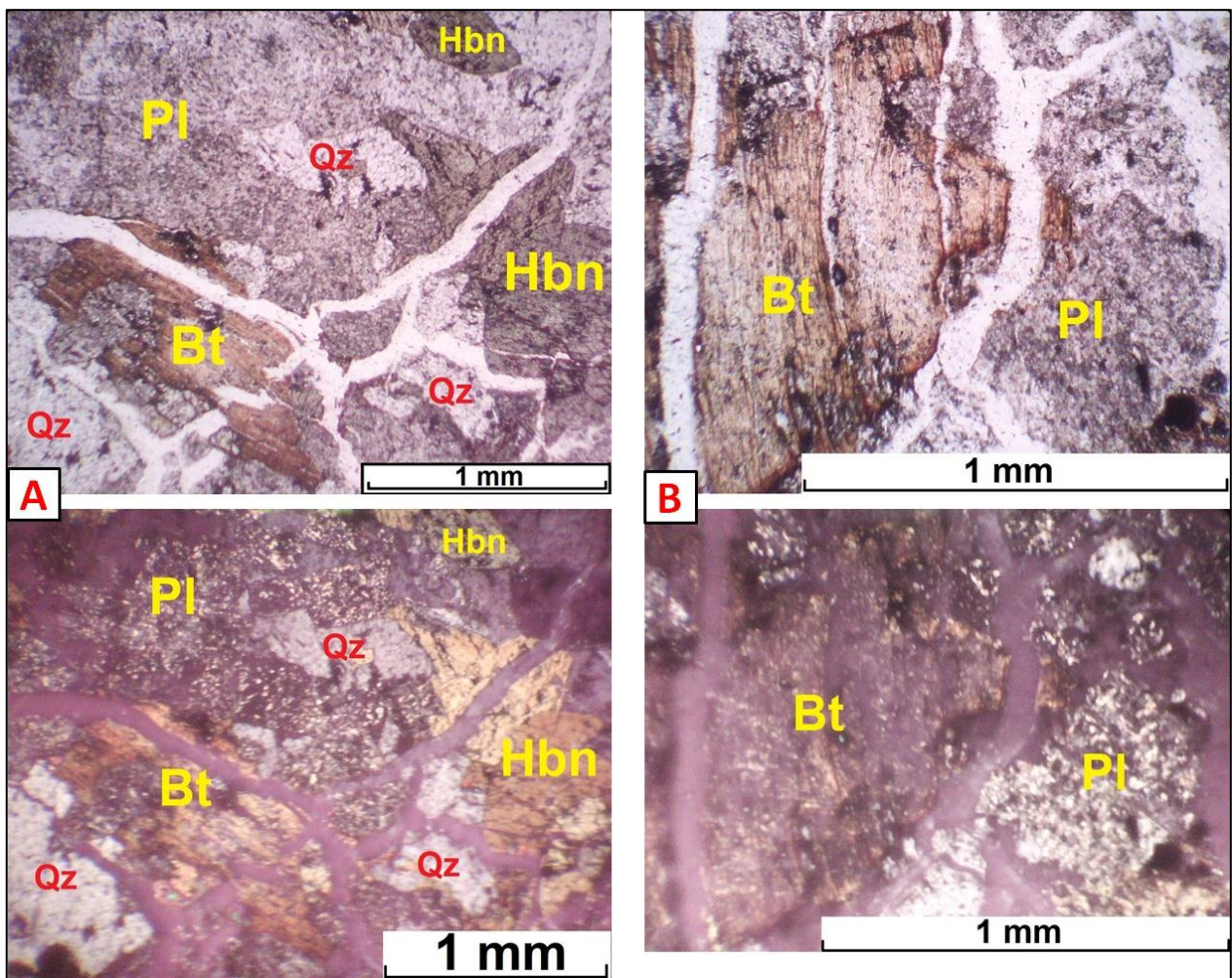


Figura 14: Fotografías de microscopio óptico de las muestras de roca meteorizada de la zona de muestreo. A) Fotografía a nicoles paralelos (arriba) y cruzados (abajo) de la muestra de meteorización esferoidal (CUR5). Nótese el disgregamiento de los minerales presentes y la alteración de las plagioclasas a arcillas. B) Fotografía a nicoles paralelos (arriba) y cruzados (abajo) de la muestra de saprolito (H4). Nótese el mayor disgregamiento de los cristales, el mayor grado de alteración de las plagioclasas y la ausencia de clorita en los intersticios de los planos de la biotita. Leyenda: Bt: Biotita, Hbn: Hornblenda, Pl: Plagioclase, Qz: Cuarzo.

4.3 XRF

La Tabla 5 muestra las concentraciones de elementos mayores y trazas obtenidas a partir de los análisis de XRF de saprolito y de las muestras de roca fresca obtenidas de la zona de estudio en Curacaví. En las Figura 15, Figura 16, Figura 17 se presentan los perfiles de profundidad para elementos seleccionados: potencialmente móviles como alcalinos (Na, K, Rb), alcalinos térreos (Ca, Mg, Sr, Ba), sensibles a procesos redox (V, Fe, Mn), Si, Ga y Al, metales pesados (Co, Cu, Zn, Ni) y potencialmente inmóviles (Zr, Y, Ti).

Se puede observar que entre los elementos alcalinos (Figura 15A), el Na mostró una tendencia general de empobrecimiento en casi todo el perfil, aunque no muy evidente, con una tendencia más marcada entre los 33 y 28 m y entre los 9 m y la superficie. Esto a diferencia de los otros alcalinos, K y Rb, en los que se observaron comportamientos similares, con una tendencia de empobrecimiento entre los 33 y 23 m e inclinadas más hacia un *trend* de enriquecimiento entre los 23 m y superficie. En cuanto a los alcalinos térreos (Figura 15B), el Ca, Mg y Sr presentaron comportamientos similares, con un *trend* de enriquecimiento entre los 33 y 27 m aproximadamente para pasar a una ligera tendencia de empobrecimiento entre los 27 m y la superficie. De manera distinta, el Ba, mostró una tendencia de empobrecimiento excepto entre los 22 y 14 m, donde se observó un *trend* de enriquecimiento. Los elementos sensibles a procesos de óxido-reducción (Figura 16A), Fe y Mn mostraron comportamientos similares con un *trend* general de ligero enriquecimiento que se acentúa más entre los 33 y 23.8 m y algunas acentuaciones locales, como los peaks de enriquecimiento observados en 15.5 y 10.7 m. En los elementos Si y Al se observó un perfil sin tendencias claras, manteniendo sus concentraciones a lo largo del perfil (Figura 16B). De manera similar, solo que con un comportamiento más errático, el Ga se mantuvo sin tendencia clara a lo largo del perfil. Entre los metales pesados (Figura 17A), el Cu y Co mostraron un comportamiento bastante errático, pero similar en gran parte del perfil, con marcadas tendencias de empobrecimiento entre los 26 y 22 m y 15 m hasta superficie y una marcado *trend* de enriquecimiento entre los 22 y 15 m para el Cu. Tendencias similares se observaron en el Ni y el Zn, pero más moderadas y menos erráticas. Entre los elementos presumiblemente inmóviles (Figura 17B), el Ti se mostró de manera bastante constante a lo largo del perfil, con ligeras tendencias locales de enriquecimiento. En el Zr se observó un ligero *trend* general de empobrecimiento a excepción de los niveles entre 33 y 29 m y entre 5 m y superficie donde se observó enriquecimiento. El Y no mostró una tendencia general obvia y se presentó una dispersión similar al Zr a lo largo del perfil, con un *trend* general de empobrecimiento entre los 33 y 15 m y otro con ligero enriquecimiento entre los 15 m y superficie.

Tabla 5: Concentración de elementos mayores y traza en el saprolito y protolito de la zona de estudio.

Muestra	REGOLITO																	PROTOLITO									
	29.8	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	D10	D9	D8	D7	D6	D5	D4	D3	D2	D1	CUR7	SR1	SR2	SR3	SR4	SR5	SR6	
Profundidad	rms	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO ₂	0	2.3	4.8	6.8	9.1	10.7	12.9	14.3	15.5	18.8	20.5	22.3	23.8	25.1	26.8	28.3	29.8	31.7	33.3	60.17	58.06	58.36	58.02	58.67	57.76	64.01	
Al ₂ O ₃	57.29	56.73	57.55	58.02	57.52	57.47	58.30	57.83	53.87	58.42	58.05	58.01	57.90	54.75	56.12	57.47	58.54	58.35	59.83	16.46	16.33	16.52	15.91	16.28	16.55	15.34	
Fe ₂ O ₃	17.26	15.75	16.52	16.03	16.65	15.81	15.99	15.35	17.13	15.81	16.12	16.25	16.44	16.77	16.50	15.51	16.00	16.23	16.27	5.99	7.03	6.65	7.25	6.56	6.61	4.87	
MnO	7.08	7.86	7.01	6.49	6.43	7.09	6.68	7.21	8.06	6.74	6.54	6.69	6.81	7.77	7.64	7.44	6.65	6.58	5.86	0.12	0.17	0.17	0.16	0.20	0.19	0.12	
MgO	0.16	0.22	0.19	0.17	0.18	0.22	0.16	0.20	0.22	0.14	0.15	0.14	0.18	0.17	0.15	0.16	0.15	0.15	0.14	2.83	3.34	3.30	3.42	3.40	3.49	1.97	
CaO	2.69	3.02	2.68	2.83	2.99	3.18	2.77	3.10	3.32	2.99	3.01	3.23	2.82	3.58	3.20	3.19	2.98	2.73	2.68	6.61	6.88	7.12	7.02	6.15	6.12	4.71	
Na ₂ O	5.88	5.99	5.89	5.54	5.69	5.46	6.53	6.16	7.83	6.23	6.55	6.40	6.47	6.98	6.94	6.29	5.74	5.95	5.29	3.00	2.94	3.12	2.73	3.28	3.12	2.73	
K ₂ O	2.31	2.26	2.55	2.78	2.50	2.53	2.55	2.34	2.66	2.53	2.60	2.49	2.68	2.56	2.55	2.24	2.46	2.65	3.05	3.23	2.48	2.31	2.82	2.88	3.16	4.21	
TiO ₂	2.96	2.58	3.18	3.36	3.08	3.37	2.93	2.97	2.20	3.05	2.86	2.30	2.40	2.45	2.26	3.18	3.17	3.40	3.41	0.73	0.92	0.78	0.98	0.77	0.90	0.76	
P ₂ O ₅	0.95	1.16	0.94	0.87	0.81	0.87	0.88	1.04	0.98	0.95	0.90	0.96	0.94	1.05	1.02	1.12	0.95	0.93	0.78	0.20	0.22	0.21	0.25	0.21	0.25	0.20	
LOI	0.18	0.27	0.20	0.22	0.19	0.20	0.22	0.20	0.52	0.22	0.21	0.18	0.19	0.21	0.20	0.22	0.20	0.21	0.19	0.39	1.36	1.19	1.15	1.38	1.59	0.80	
Total	3.02	3.95	3.09	3.50	3.72	3.55	2.67	3.33	2.95	2.72	2.75	3.14	2.91	3.44	3.13	2.95	2.94	2.56	2.29	99.74	99.73	99.74	99.72	99.77	99.72	99.71	
S	99.77	99.78	99.80	99.79	99.76	99.76	99.70	99.72	99.73	99.79	99.74	99.79	99.76	99.73	99.71	99.76	99.78	99.74	99.79	65	53	46	54	42	47	30	
Cl	49	0	37	41	60	47	43	0	0	30	38	35	36	54	34	34	44	45	39	691	711	770	685	529	548	471	
V	485	454	515	436	490	451	659	608	508	486	608	575	607	552	515	496	498	502	458	152	180	0	0	0	161	0	
Cr	156	0	0	0	170	172	160	196	143	0	159	159	183	185	205	0	138	0	0	0	0	0	0	0	128	0	
Co	0	135	0	0	0	0	118	99	0	0	112	0	0	115	93	0	0	0	0	0	0	0	131	120	128	0	
Ni	14	17	13	25	5	0	11	0	21	23	36	17	25	32	0	19	29	8	20	17	29	26	18	0	26	0	
Cu	0	0	21	17	18	22	21	0	0	31	25	14	21	25	24	28	24	0	0	0	24	25	29	26	32	19	
Zn	84	64	65	70	75	84	117	70	313	114	91	39	51	72	174	82	139	161	106	48	108	217	205	93	114	107	
Ga	97	128	104	85	107	100	103	119	149	89	88	81	96	101	105	116	95	109	86	67	106	91	96	110	106	60	
Rb	21	16	18	15	22	18	18	21	0	21	18	16	0	17	21	21	18	19	11	18	21	17	19	18	21	17	
Sr	123	107	128	137	119	140	115	119	105	127	116	112	98	119	114	142	134	151	141	128	96	80	104	104	123	133	
Y	345	380	369	359	391	351	414	400	513	340	360	353	376	390	439	379	351	363	336	315	392	400	404	379	381	309	
Zr	23	23	22	21	23	18	20	17	17	26	24	17	21	26	29	15	22	20	24	18	25	23	24	23	20	20	
Ba	166	150	139	162	128	135	146	148	210	155	153	157	158	135	141	196	224	220	186	145	158	157	199	160	175	509	
	388	340	434	453	414	507	530	597	311	423	398	290	367	334	402	508	400	461	435	446	362	477	372	431	444	820	

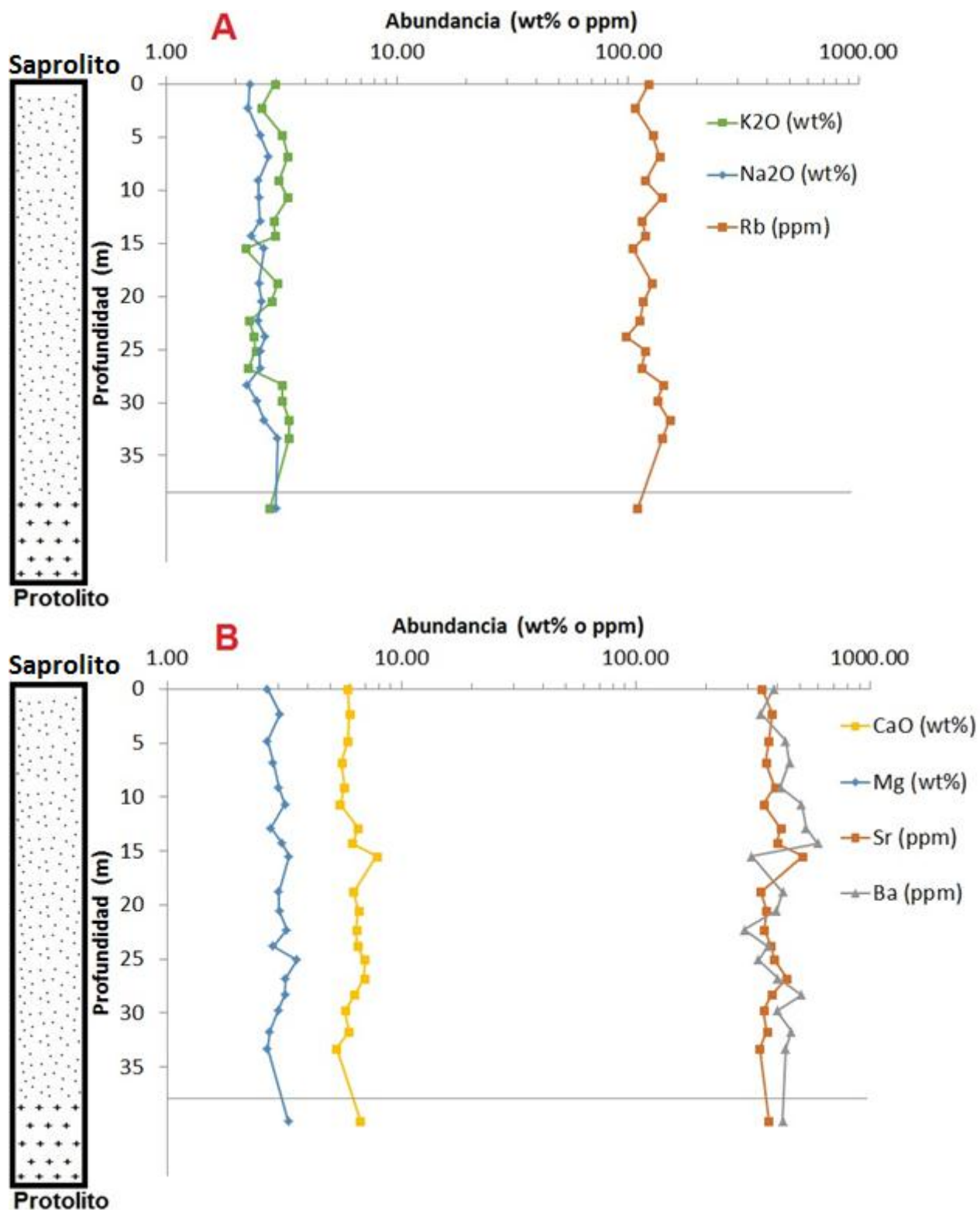


Figura 15: Perfil a profundidad de los elementos obtenidos por XRF para el saprolito y protolito de la zona de estudio. El límite del protolito y saprolito está marcado sin medición ya que no se conoce la profundidad a la que se encuentra. La química del protolito fue obtenida como el promedio de las muestras de roca fresca. A) Gráfico del perfil para elementos alcalinos. B) Perfil para elementos alcalinos térreos.

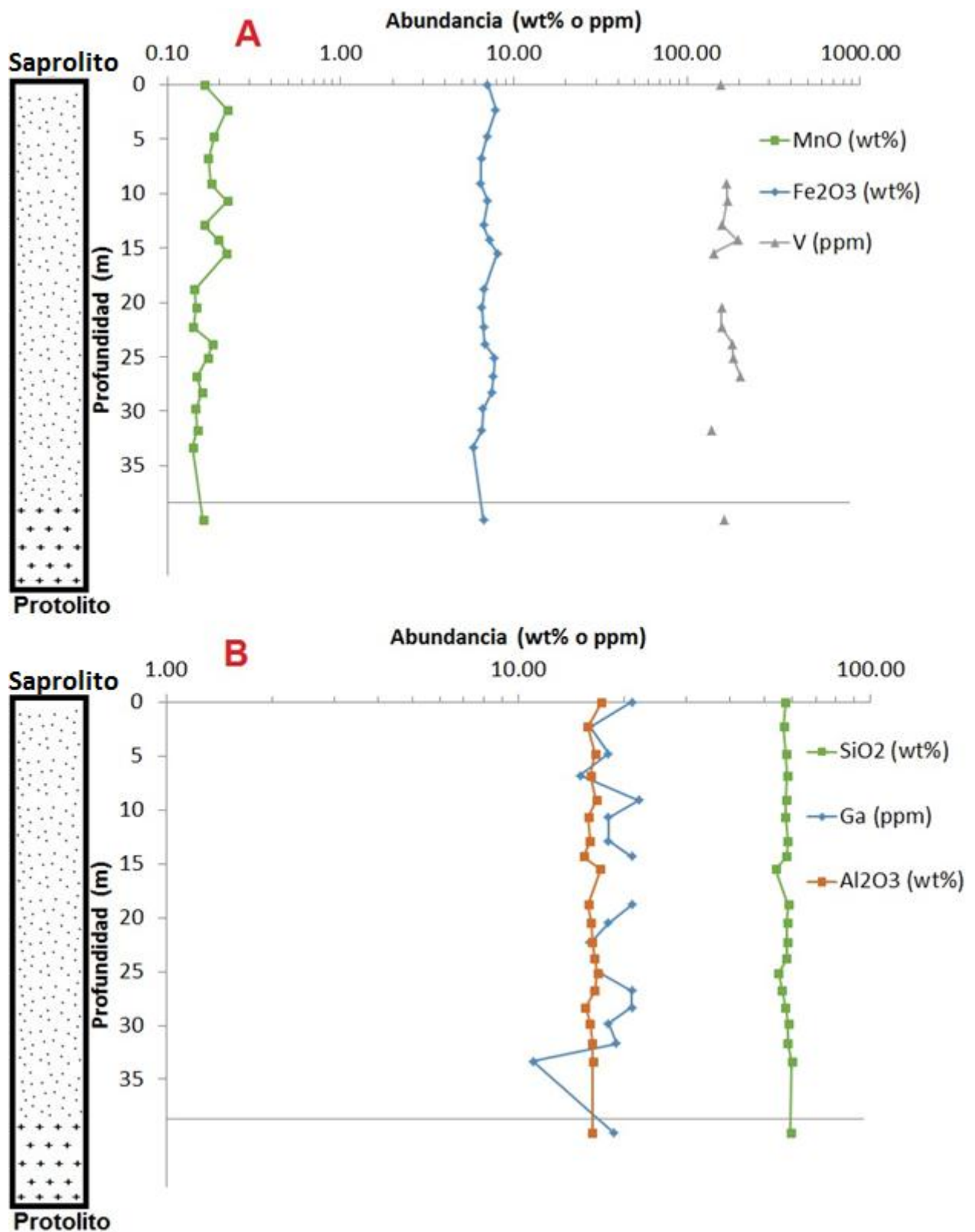


Figura 16: Perfil a profundidad de los elementos obtenidos por XRF para el saprolito y protolito de la zona de estudio. El límite del protolito y saprolito está marcado sin medición ya que no se conoce la profundidad a la que se encuentra. La química del protolito fue obtenida como el promedio de las muestras de roca fresca. A) Gráfico del perfil para elementos sensibles a procesos redox. B) Perfil para Si, Al y Ga. Nota: Las zonas sin puntos ni líneas indican una concentración del elemento no detectada.

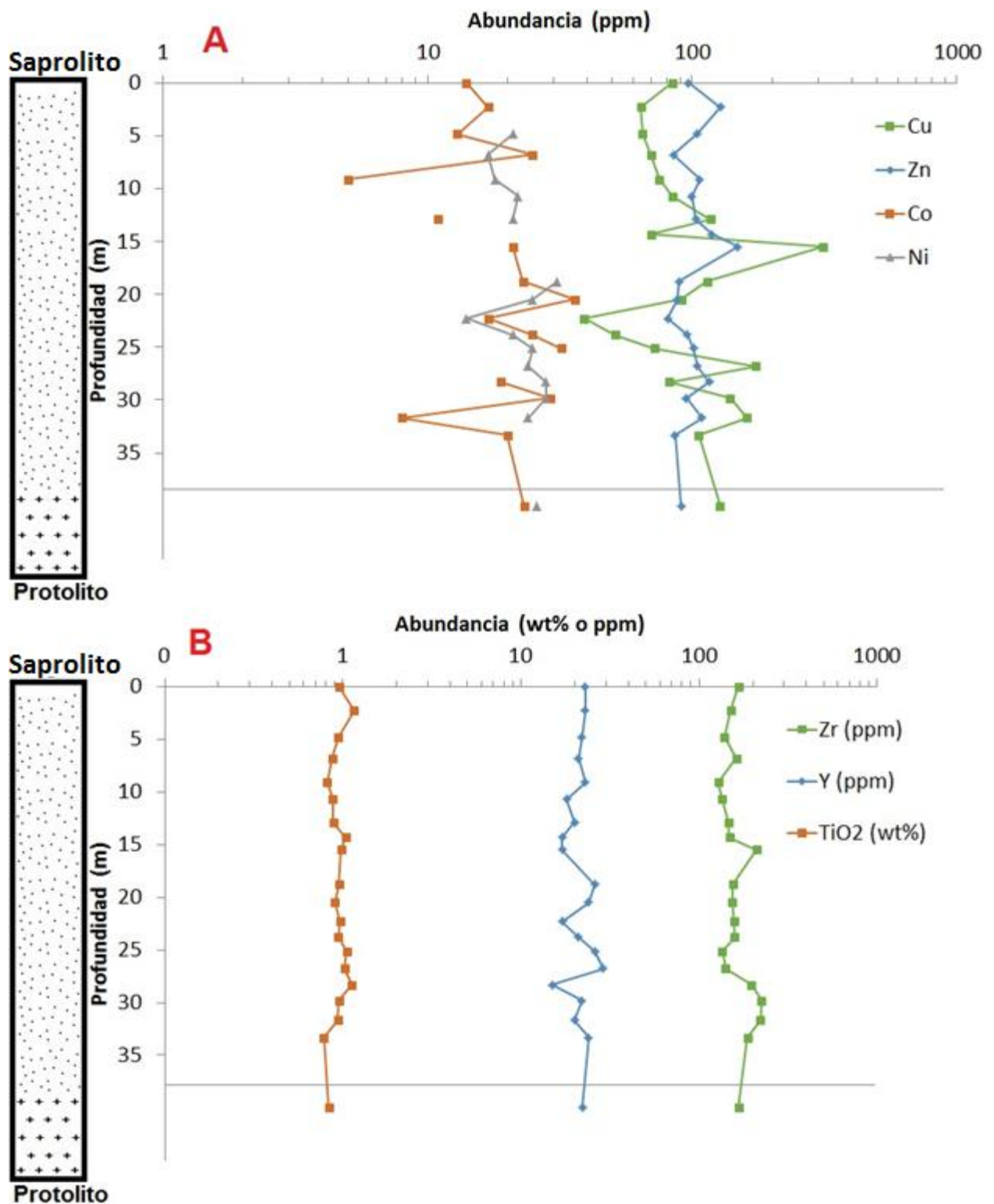


Figura 17: Perfil a profundidad de los elementos obtenidos por XRF para el saprolito y protolito de la zona de estudio. El límite del protolito y saprolito está marcado sin medición ya que no se conoce la profundidad a la que se encuentra. La química del protolito fue obtenida como el promedio de las muestras de roca fresca. A) Gráfico del perfil para metales pesados. B) Perfil para elementos potencialmente inmóviles. Nota: Las zonas sin puntos ni líneas indican una concentración del elemento no detectada.

4.4 XRD

Los análisis de XRD indicaron la presencia de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda y biotita tanto en la roca fresca como en las muestras del perfil de saprolito (Figura 19). La fase mineral más abundante es la plagioclasa, formando hasta 44% de las fases principales, el cuarzo le sigue entre los minerales félsicos, desde 10 hasta 28%. El mineral máfico más abundante mostró ser la hornblenda, desde 13 a 30%. Menormente, con una abundancia menor al 10% se encontraba el feldespato potásico, lo que concuerda con los otros análisis y califica a la roca como una tonalita. La biotita mostró ser la segunda fase máfica, con una abundancia menor al 20%. Como mineral secundario, en el protolito se detectó la presencia de clorita con una abundancia de 6%. Menormente se detectó vermiculita en el saprolito con una abundancia de 3% y llegando a un máximo de 6%. El saprolito se caracterizó por la presencia de caolinita, que presentó una abundancia de hasta 18% (Tabla 6). Entre los 33 y 26 m, se observa un patrón de zig-zag para la caolinita, el cual se repite entre los 7 m y superficie. Se observó en los datos un aumento en el porcentaje relativo de caolinita hacia muestras cada vez más superficiales y una disminución en el de la plagioclasa, mientras que otras fases como el cuarzo y la hornblenda tendieron a mantener sus proporciones (Figura 18).

Tabla 6: Abundancia relativa de las principales fases minerales identificadas con XRD para el saprolito y protolito de la zona de estudio.

Muestra	Profundidad (m)	Cuarzo (%)	Plagioclasa (%)	Feldespato potásico (%)	Hornblenda (%)	Biotita (%)	Caolinita (%)	Vermiculita (%)	Clorita (%)
29.8	0	17	26	4	18	17	15	2	0
H8	2.3	17	36	3	27	5	9	4	0
H7	4.8	17	37	3	21	4	18	1	0
H6	6.8	22	29	3	23	10	10	3	0
H5	9.1	20	29	5	21	9	14	3	0
H4	10.7	17	31	3	18	16	11	3	0
H3	12.9	14	29	6	24	17	8	2	0
H2	14.3	12	43	3	24	5	11	2	0
H1	15.5	14	39	6	13	11	12	4	0
D10	18.8	15	30	5	22	16	11	1	0
D9	20.5	23	31	6	21	9	9	2	0
D8	22.3	20	41	2	20	10	7	1	0
D7	23.8	15	34	5	18	13	9	6	0
D6	25.1	14	37	9	19	10	8	3	0
D5	26.8	24	35	9	12	14	4	2	0
D4	28.3	15	33	6	24	9	9	3	0
D3	29.8	27	35	2	26	5	1	3	0
D2	31.7	10	37	4	30	9	8	1	0
D1	33.3	17	33	3	26	14	4	2	0
SR-5		19	37	7	24	8	0	0	6

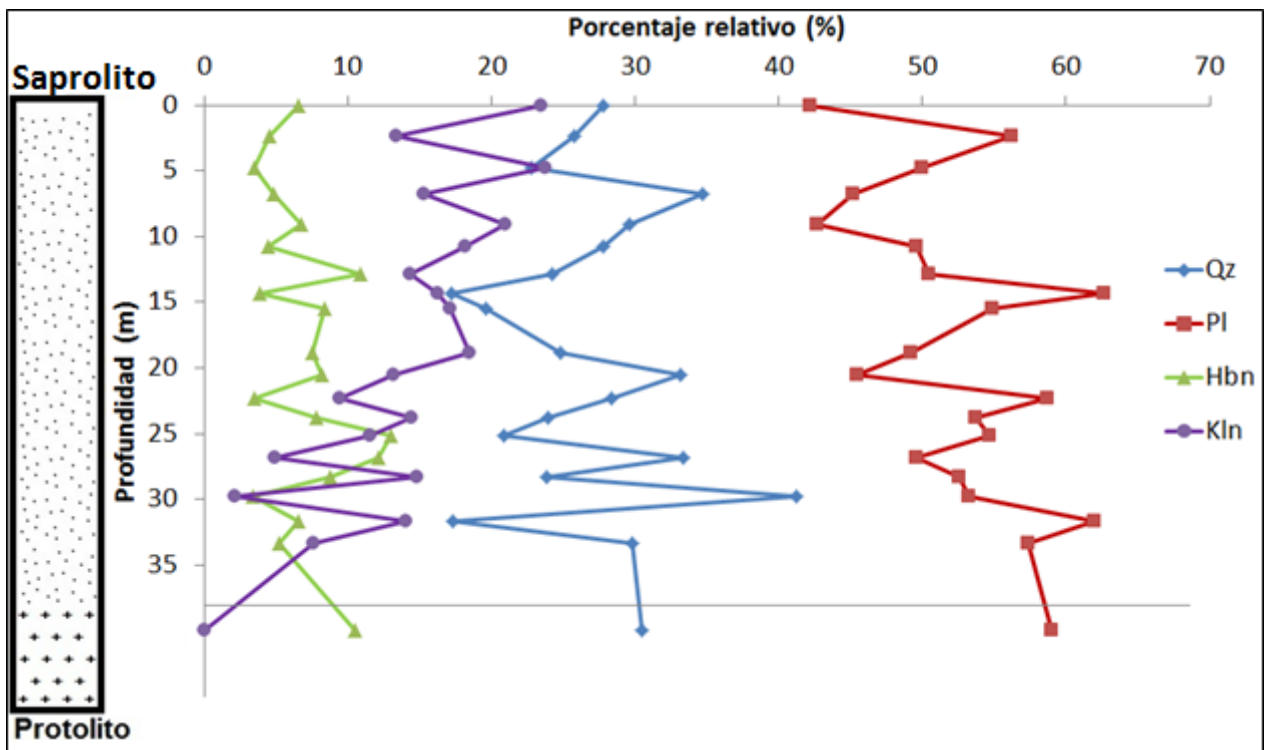


Figura 18: Profundidad versus abundancia de las principales fases minerales en porcentajes relativos vs profundidad en el perfil de saprolito. Leyenda: Qz-Cuarzo; Pl-Plagioclasa; Hbn-Hornblenda; Kln-Caolinita. Se puede observar que mientras la caolinita aumenta su concentración hacia superficie, la plagioclasa disminuye. Esto con una tendencia de ligera disminución entre cuarzo y hornblenda.

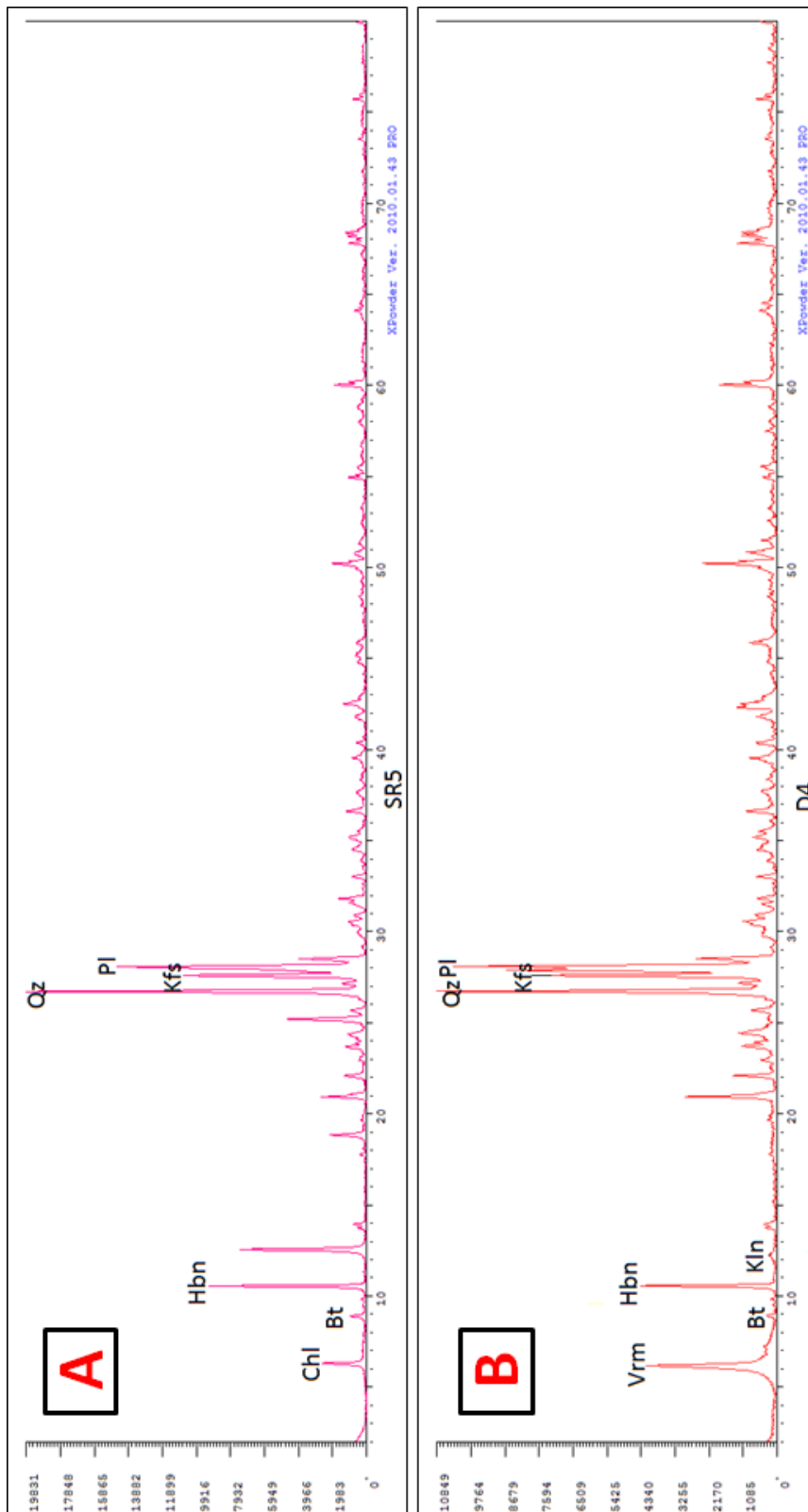


Figura 19: Difractogramas realizados mediante XRD para roca fresca (A) y saprolito (B) de la zona de estudio. Leyenda: Qz-Cuarzo; Pl-Plagioclasa; Bt-Biotita; Kfs-Feldespató potásico; Hbn-Hornblenda; Kln-Caolinita; Vrm-Vermiculita.

4.5 SEM

Los análisis realizados por SEM indicaron, con la ayuda de análisis puntual de EDS, la presencia de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda, biotita, apatito y circón como minerales primarios. Las muestras del protolito mostraron, como era de esperar, granos limpios, bastante menos disgregados que las muestras meteorizadas. El cuarzo se presentó limpio y casi sin presencia de fracturas (Figura 20B). Los cristales de plagioclasa mostraron pocas cavidades y fracturas sin mucha presencia de minerales de alteración. El feldespato potásico se presentó, además de algunos cristales aislados, como cristales y zonas de textura peritética dentro de cristales de plagioclasa y, al igual que esta, no mostró signos evidentes de alteración (Figura 20A). En cuanto a los cristales de biotita, se observaron completos, pero con presencia de clorita en los planos de exfoliación. Además, se observaron rastros de "quemaduras" de circones como inclusiones en los cristales de biotita (Figura 20B).

La muestra del halo de meteorización esferoidal mostró signos evidentes de disgregación, sobre todo en los cristales de feldespatos. Los cristales de plagioclasa mostraron poseer una química de oligoclasa y se observó mayor cantidad de cavidades que en la muestra de roca fresca. Dentro de los cristales de plagioclasa, se advirtió la presencia de zonas de plagioclasa más cálcica además de las zonas de feldespato potásico observadas en la muestra de protolito (Figura 21A). Los cristales de biotita se mostraron menos disgregados que los feldespatos y sin texturas morfológicas de alteración, aunque químicamente se detectó la presencia de calcio en algunos cristales. Lo más notable fue la ausencia de clorita entre los planos de exfoliación de la biotita (Figura 21B).

La muestra perteneciente al saprolito mostró un nivel de disgregamiento más alto que las muestras anteriores y mayores signos de alteración en los minerales, sobre todo en los feldespatos. El cuarzo se mostró limpio como en las muestras anteriores pero con gran cantidad de fracturas en los bordes de los cristales (Figura 22A). La plagioclasa y el feldespato potásico, además de lo observado en las muestras anteriores, mostraron un mayor nivel de fracturamiento y cavidades, sobre todo a lo largo de los planos de clivaje (Figura 22A y B). El análisis puntual de EDS indicó la presencia de caolinita en los bordes de cristales de feldespato potásico y en cavidades de plagioclasa (Figura 23A). La biotita se observó

con mayor disgregación pero sin cambios morfológicos importantes. Al igual que la muestra de meteorización esferoidal, los cristales de biotita mostraron presencia de Ca y no se observó intercrecimiento con clorita (Figura 23B).

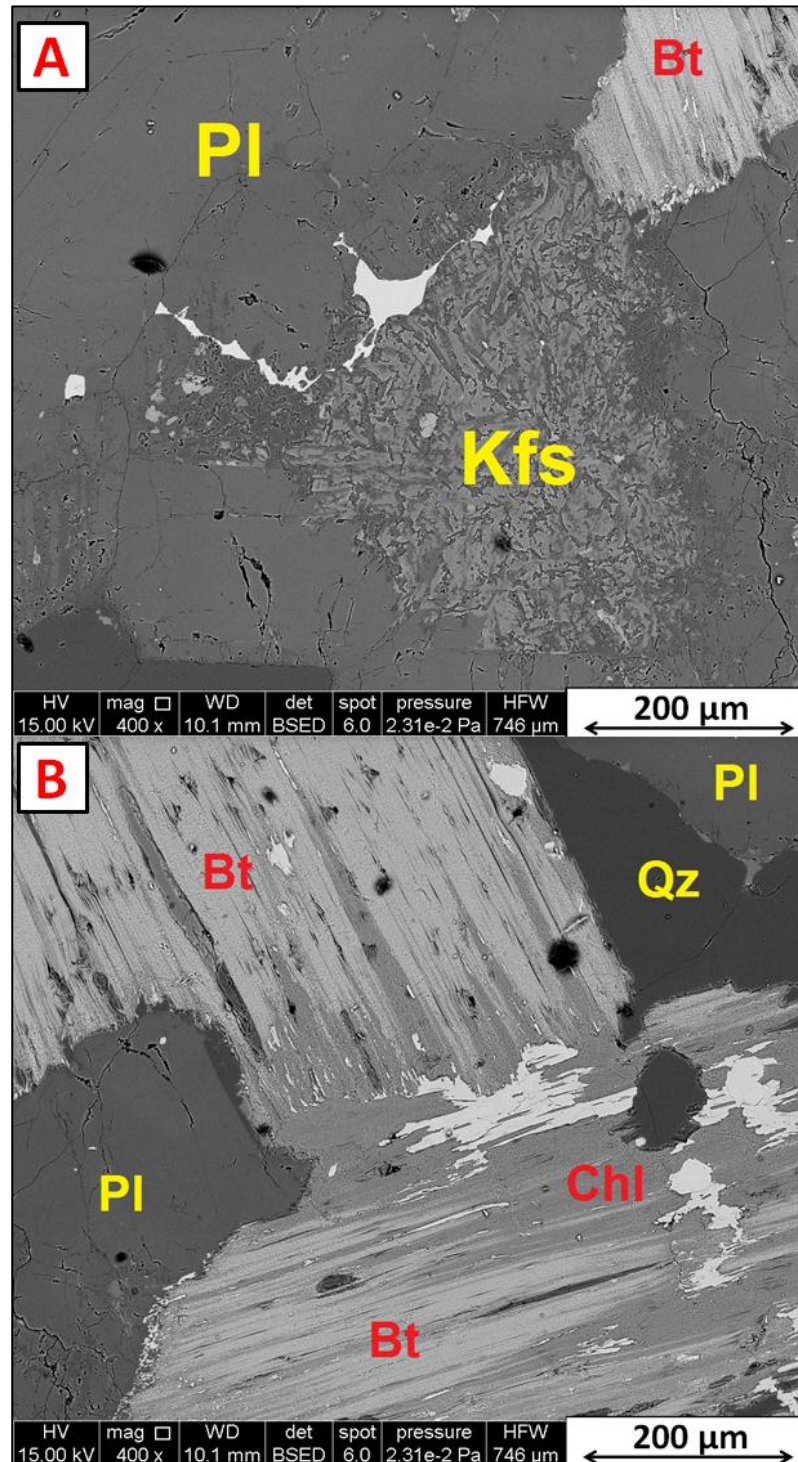


Figura 20: Fotografías de SEM de la muestra de protolito (SR4). A) Fotografía de plagioclasa y feldespato potásico. Nótese que el feldespato potásico se presenta como una zona de intercrecimiento con la plagioclasa. B) Fotografía de biotita y clorita. Se puede observar cómo la clorita ha crecido en los intersticios de los planos de la biotita, produciendo una intercalación de patrones de retrodispersión claros y oscuros. Leyenda: Bt: Biotita, Kfs: Feldespato potásico, Pg: Plagioclasa, Qtz: Cuarzo.

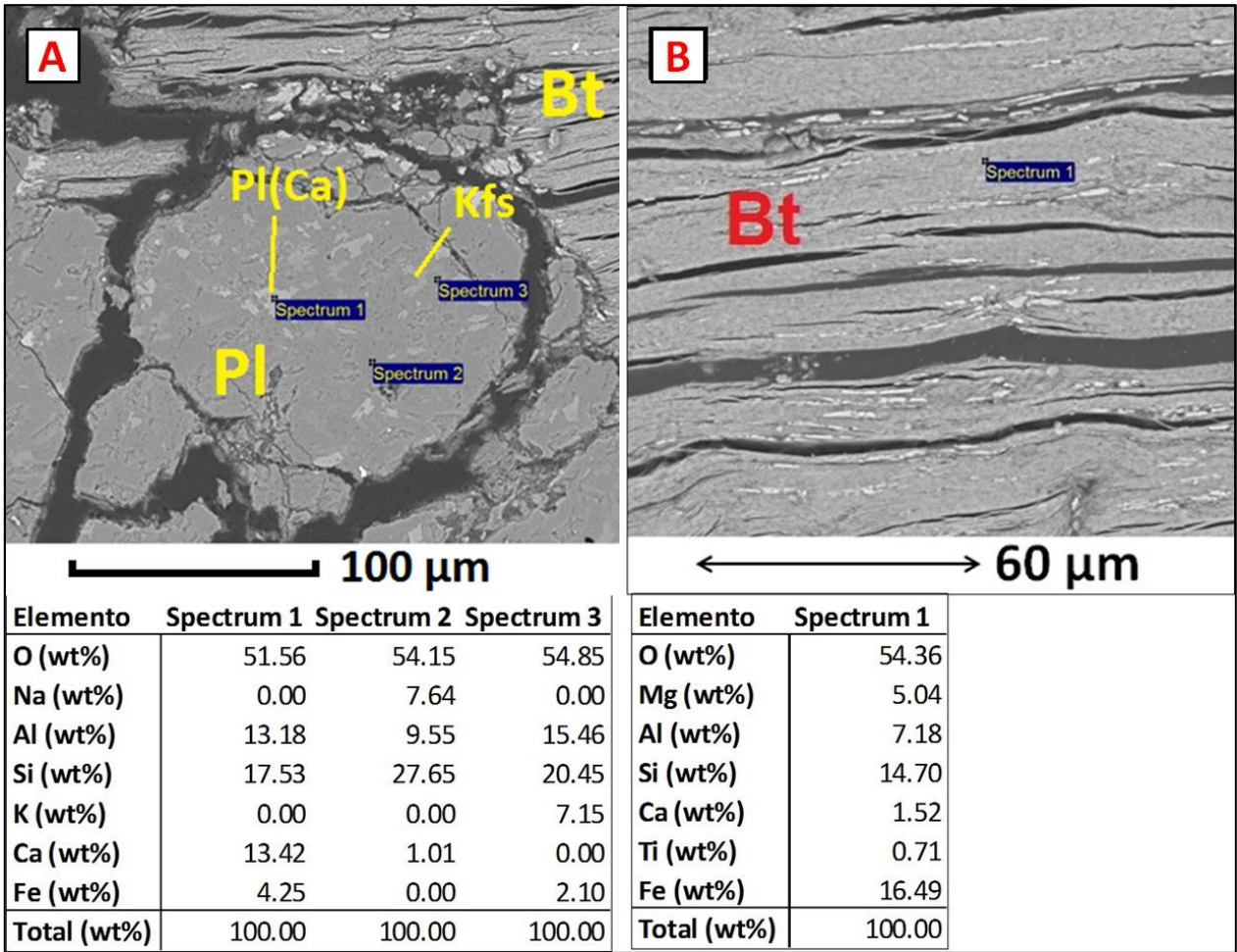


Figura 21: Fotografías de SEM de la muestra de meteorización esferoidal (CUR5) con análisis puntuales de EDS. A) Fotografía de plagioclasa, que se muestra con el tono de gris más oscuro y en Spectrum 2 se indica su química. Nótese que presenta áreas más claras (Spectrum 1), donde hay plagioclasa más cálcica y áreas de un gris intermedio (Spectrum 3) donde hay feldespato potásico. B) Fotografía de biotita con su química indicada en Spectrum 1. Nótese que sus planos presentan mayor apertura que en el protolito, pero no presenta minerales de alteración en estos planos. Aún así se puede advertir la presencia de Ca. Leyenda: Bt: Biotita, Kfs: Feldespato potásico, Pl: Plagioclasa, Pl(Ca): Plagioclasa cálcica.

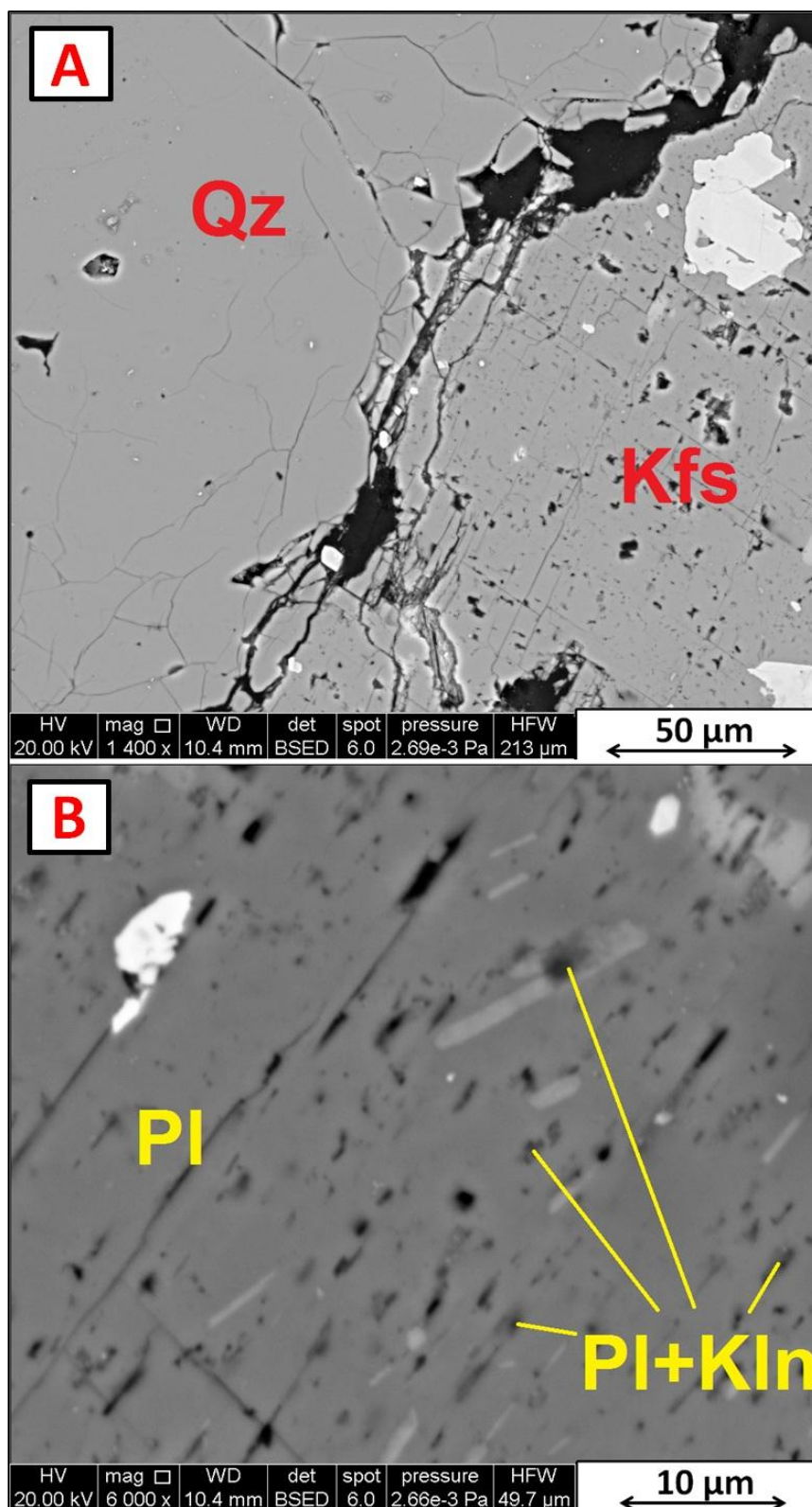


Figura 22: Fotografías obtenidas por SEM de la muestra de saponito (H4). A) A la izquierda se puede observar un cristal de cuarzo, sin signos claros de alteración pero con abundancia de fracturas en los bordes del cristal. A la derecha puede observarse un cristal de feldespato potásico, con abundancia de cavidades y fracturas, siendo estas características en su mayoría paralelas a los planos de clivaje. B) Cristal de plagioclasa con fracturas y cavidades alineadas a los planos de clivaje como en el feldespato potásico de la imagen (A).

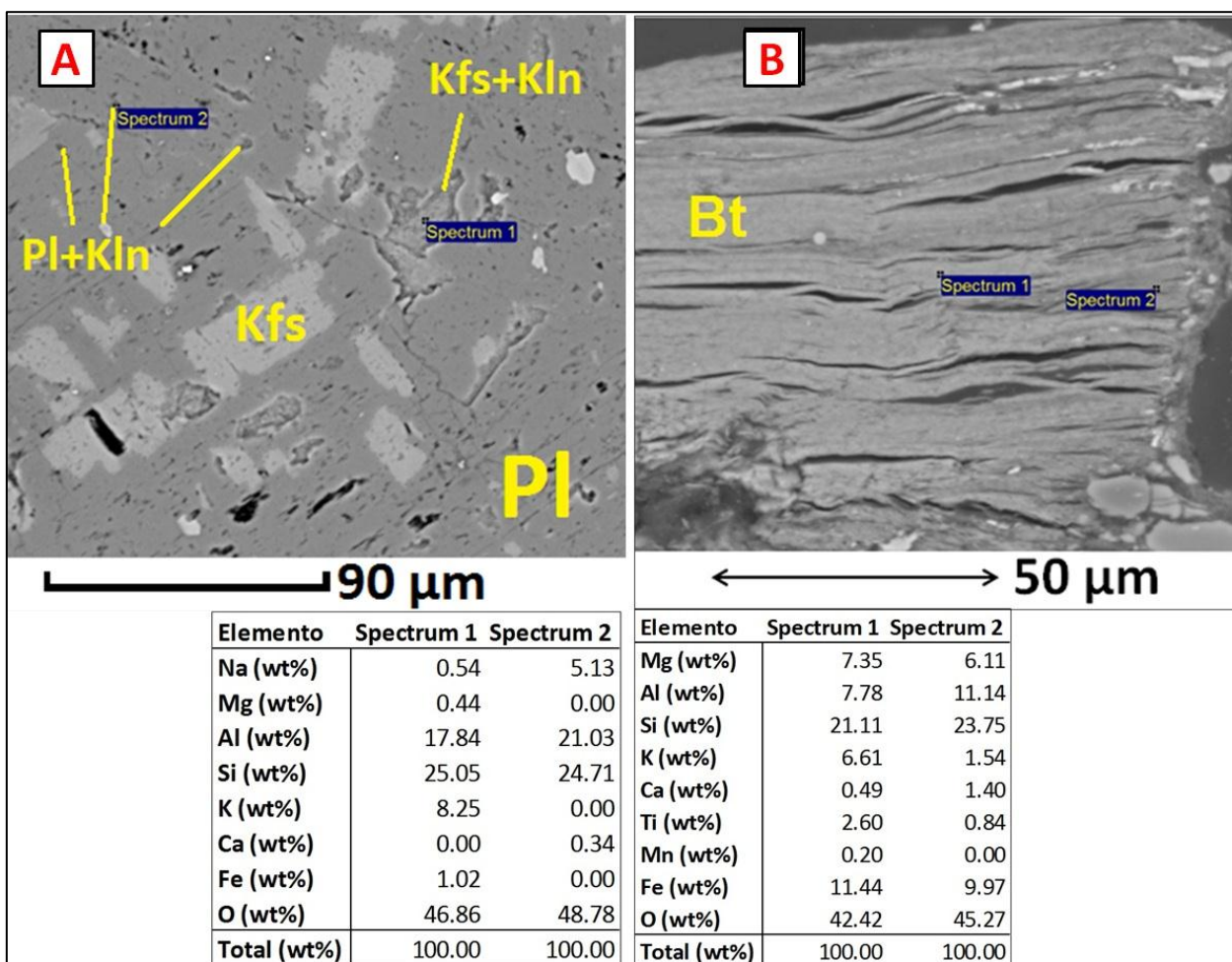


Figura 23: Fotografías obtenidas por SEM de la muestra de saprolito (H4) con análisis puntuales de EDS. A) Fotografía de plagioclasa, que se muestra con el tono de gris más oscuro con feldespato potásico, de gris más claro. Nótese que el cristal observado en Spectrum 1 posee bordes más oscuros y el EDS indica mayor concentración de Al, indicando la presencia de feldespato potásico y caolinita. En Spectrum 2 se analiza la química de una cavidad en la plagioclasa y se obtiene alta concentración de Al, indicando la presencia de albita y caolinita. B) Fotografía de biotita con su química indicada en Spectrum 1 y 2. Nótese que sus planos presentan mayor apertura que en el protolito, pero no presenta minerales de alteración en estos planos. Aún así se puede advertir la presencia de Ca. Leyenda: Bt: Biotita, Kln: Caolinita, Kfs: Feldespato potásico, Pl: Plagioclasa, Pg(Ca): Plagioclasa cálcica.

5 Discusión

5.1 Consideraciones para el balance de masas

Para estimar el empobrecimiento químico de las especies presentes en las muestras de saprolito se utilizó el coeficiente de transferencia de masa. Del coeficiente de transferencia de masa (τ_j) de un elemento j móvil particular puede obtenerse el empobrecimiento del elemento j respecto al elemento inmóvil seleccionado (Brimhall & Dietrich 1987, Anderson *et al.*, 2002). El cálculo de τ_j se realiza como se muestra en la siguiente ecuación:

$$\tau_j = \frac{C_{j,w}}{C_{j,p}} \frac{C_{i,p}}{C_{i,w}} - 1$$

Las concentraciones en el saprolito y en el protolito del elemento j al que se le calcula τ_j están denotados como $C_{j,w}$ y $C_{j,p}$, respectivamente. $C_{i,w}$ y $C_{i,p}$ son las concentraciones en el saprolito y en el protolito, respectivamente, del elemento inmóvil con el que se hace el cálculo.

Debido a que el protolito no afloraba directamente bajo la roca meteorizada, se obtuvo su composición promediando la química de muestras de roca fresca obtenidas en las cercanías del área de estudio. En la Tabla 5 se observa la química de las 7 muestras de roca fresca obtenidas para obtener la química promedio del material parental. La muestra SR6 fue descartada para este cálculo debido a que presentaba una dispersión notablemente mayor que las otras muestras respecto al promedio obtenido y su integración al cálculo del promedio del material parental implicaba rangos de variabilidad mayores que dificultaron la metodología de análisis. Esta dispersión se observó especialmente acentuada para los elementos Zr y Ba, donde para estos elementos presentó una concentración de más del doble respecto a las otras muestras. También presentó una dispersión apreciable para los elementos Mg, K, Fe, Ca y menormente para el Si. De esta manera se consideró a esta muestra como una heterogeneidad menor en la composición del protolito.

5.2 Selección del elemento inmóvil

El análisis geoquímico de las muestras de la zona de estudio detectó dos elementos de transición altamente cargados y potencialmente inertes, el Ti y el Zr. Además de estos elementos, se consideró el Y como elemento potencialmente inmóvil (ej. Riebe *et al.*, 2003). Otros elementos que se utilizan como inertes, el Hf, Th y Nb (ej. Braun *et al.*, 2012) presentaron concentraciones bajo el límite de detección y, por lo tanto, sus concentraciones no pudieron ser medidas. Para la selección del elemento inmóvil, se utilizó el elemento con el comportamiento más inmóvil a lo largo del perfil. Esto puede lograrse observando cuál de los elementos potencialmente inertes posee la mayor tendencia de enriquecimiento hacia la superficie del saprolito, ya que los elementos que son inmóviles durante la meteorización química son enriquecidos mientras otros elementos son removidos por disolución (Riebe *et al.*, 2003). De acuerdo a los datos geoquímicos, el elemento potencialmente inmóvil que mostró el mayor *trend* de enriquecimiento fue el Ti. Además, en el Ti se observó la menor dispersión en las muestras de saprolito, obteniendo una desviación estándar correspondiente a aproximadamente 10% de su promedio, mientras que el Y y Zr presentaron una dispersión del 17% y 18%, respectivamente.

Para los otros elementos potencialmente inmóviles, Zr e Y, en la Figura 24 se muestra el τ_j para esos elementos versus su profundidad. En ambos elementos se observó un comportamiento similar, con la mayoría de los datos situados en el lado negativo del coeficiente de transferencia de masa y sólo cuatro datos en el lado de enriquecimiento y fuera del rango de error del material parental. Esto resultó en tendencias de empobrecimiento moderadas y con *peaks* de pérdidas de un 40% para el Zr y un 50% para el Y. De esta manera se comprueba la inmovilidad comparativa del Ti respecto a los otros elementos potencialmente inmóviles.

Obteniendo el elemento inmóvil seleccionado, es posible estimar el cambio de densidad sufrido por la roca al ser transformada a saprolito mediante el balance de masas. Una manera de estimar la densidad promedio del saprolito es asumir su meteorización isovolumétrica (ej. Braun *et al.*, 2012). Si es así, el *strain* volumétrico del saprolito, $\epsilon_{Ti,w}$, es igual a 0 y entonces $\rho_{saprolito} = \rho_{protolito}(Cr_{Ti,protolito}/Cr_{Ti,saprolito})$. De este modo, con la densidad de protolito de 2,74 g/cm³, se obtuvo que la densidad promedio del saprolito es de 2,46 g/cm³.

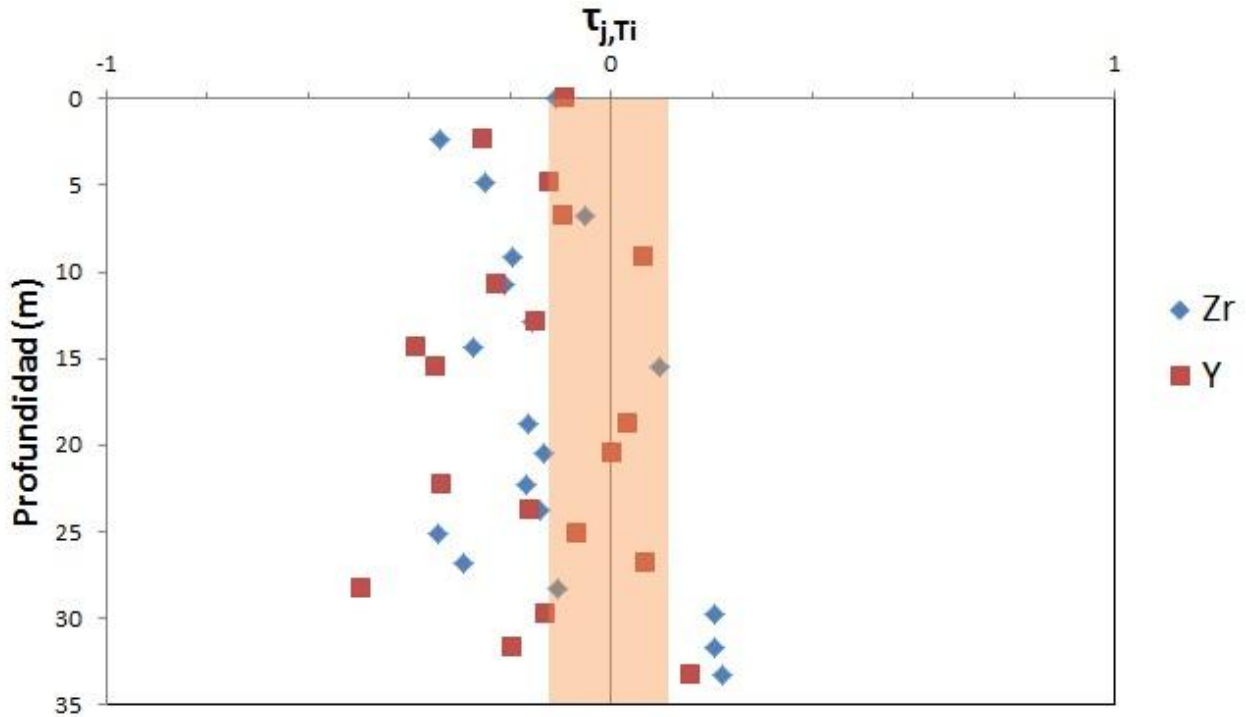
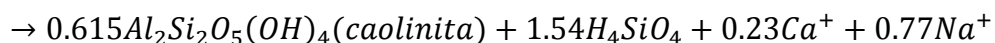
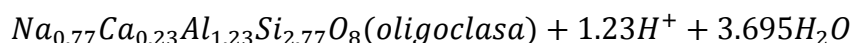


Figura 24: Coeficientes de transferencia de masa ($\tau_{j,w}$) de otros elementos potencialmente inmóviles (Zr e Y) versus profundidad. El rectángulo vertical de color rosa muestra la variabilidad de las muestras de roca fresca analizadas; las muestras de saprolito que se ubican fuera de esta zona claramente difieren en composición del material parental.

5.3 Transferencia de elementos químicos y alteración en el perfil de saprolito

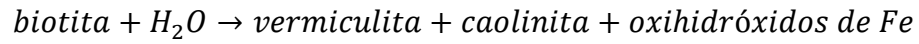
Al realizar el balance de masas utilizando el Ti como elemento inmóvil, se obtuvo un CDF promedio de 10,3% en el saprolito de la zona de estudio, llegando hasta un 26,9% en las muestras de los niveles superiores del perfil. Esto indica que alrededor del 10% de la pérdida de masa en el sistema es debido a la componente química de la denudación y que, por lo tanto, la intensidad de la meteorización química es baja y predomina la erosión física en el sistema (Riebe *et al.*, 2003). El análisis de la meteorización química también se realizó para elementos de forma particular. Ya que se asumió la meteorización isovolumétrica del saprolito, se obtiene que $CDF_j = -\tau_j$, y que, por lo tanto, un τ_j de -1 indica un CDF_j de 100% para el elemento j . Las tendencias de empobrecimiento o enriquecimiento de los elementos observados son más evidentes cuando son normalizadas por el enriquecimiento de Ti. La Figura 25 ilustra la movilidad de los elementos mayores alcalinos y alcalinos térreos. Se puede observar que el Ca y Mg

(Figura 25A y B) presentan ambos un patrón similar de empobrecimiento, y en los dos elementos se obtuvieron pérdidas de hasta un 35%. El Na (Figura 25C) mostró ser el elemento con mayor nivel de empobrecimiento, llegando hasta alrededor de un 45% de pérdida del sistema. El K (Figura 25D) no describió un claro *trend* y la mayoría de las muestras de saprolito registraron una concentración de K dentro del rango de variabilidad del material parental. Utilizando el *software* HSC Chemistry® en los datos arrojados por EDS, se determinó que las plagioclasas de las muestras poseen una composición de 81% albita y 19% anortita, lo que las califica como oligoclasa. Bajo el mismo análisis se obtuvo que en las muestras de saprolito este mineral presenta cavidades y zonas con disminución de Na y Ca y aumento de Al, lo que indica alteración a caolinita, que llega hasta más de un 45% de plagioclasa disuelta en algunos EDS realizados (Figura 21A). Considerando que los análisis de XRD arrojaron a este mineral como la fase más abundante compuesta por Na y Ca en el sistema, puede inferirse que la pérdida de Na y menormente Ca del saprolito es debido a la disolución de plagioclasa y precipitación de caolinita, la cual podría estar descrita bajo una reacción como la siguiente (Ganor *et al.*, 2007):



La reacción anterior podría explicar la pérdida de Na y parte de la pérdida de Ca. Esto explica el comportamiento similar del Sr con el Ca, ya que es conocido que el Sr sustituye al Ca en las plagioclasas (USGS, 2004). Por lo tanto, la disolución de plagioclasa y la precipitación de caolinita en los planos de clivaje y bordes de los granos de plagioclasa provocaría una lixiviación de elementos como Na y Ca, y retendrían Al, aumentando su concentración. Además, cabe destacar que la plagioclasa de química más cálcica es más susceptible de ser disuelta que las que contienen menos calcio (Blum & Stillings, 1995), por lo tanto, esto podría explicar la temprana aparición de cavidades en la plagioclasa; las zonas con mayor contenido de anortita dentro de las oligoclasas (Figura 21A) habrían sido las primeras en ser disueltas a caolinita. La pérdida de Na y Ca por alteración de plagioclasas concuerda con la tendencia del Al a permanecer estable (Figura 16B), ya que sería retenido en la fase de caolinita. Respecto a esto, el Si también permanece constante a lo largo del perfil, esto sería debido a que la plagioclasa no habría sido disuelta completamente hacia la superficie del

saprolito, por lo que no se habría llegado aún a las condiciones en las que el cuarzo comienza a ser disuelto y por eso este mineral se presenta limpio y solo con algunas fracturas en las muestras de saprolito (Figura 22A). La estabilidad de las fases en las que se incorporan estos elementos explicarían la similitud general en la tendencia del Ga con el Si y Al, al poder reemplazar a estos elementos en fases sólidas. Por otro lado, es destacable la similitud de comportamiento entre el Ca y Mg a lo largo del perfil (Figura 15B). Esto puede indicar la alteración de la hornblenda a otros minerales comunes en la meteorización, como la ya mencionada caolinita o la goethita (ej. Velbel, 1989). Otro elemento que puede estar relacionado con el Ca es el P (Figura 26), el cual posee un *trend* de empobrecimiento entre 33 y 25 m, similar al del Ca y otro menor desde los 25 m hasta superficie; esto estaría relacionado con la alteración de apatito, mineral que es inestable durante la meteorización (Rice, 1973). Posee un *peak* muy enriquecido en los 15,5 m que coincide con un *peak* menor del Ca, el cual podría significar una zona de alta movilización y reprecipitación de P producto del cambio de condiciones. En cuanto al K, el hecho de que las concentraciones en el saprolito se mantengan dentro de los rangos de variabilidad del protolito, puede indicar baja intensidad de alteración de feldespato potásico y biotita a caolinita, ya que estas reacciones liberan K a la solución, de modo que una alta meteorización química de estos minerales incidiría en un perfil de empobrecimiento para el K. Otra posibilidad es que la biotita sea alterada a illita con lo que el K sería integrado en la estructura de la illita. De cualquier manera, la similitud entre los comportamientos del K, el Rb y también el Ba a lo largo del perfil de saprolito (Figura 15A y B) indicaría que se debe a la relativa estabilidad de la biotita y el feldespato potásico en el perfil, ya que en ambas fases minerales el Ba y Rb actúan como reemplazos del K (USGS, 2004). Esto concuerda con lo visto en SEM para la biotita (Figura 23B), que se presentó sin signos morfológicos de alteración, como intercrecimientos de capas con menor coeficiente de retrodispersión o reemplazamientos topotácticos, como texturas *fanned-out* o abanicadas, características de la precipitación de minerales de arcilla entre los planos. En el protolito se identificó clorita intercrecida entre sus planos (Figura 20B), pero este mineral está ausente en las muestras de saprolito, lo que podría indicar que la clorita es meteorizada a caolinita rápidamente en la zona entre saprolito y roca fresca, zona que no fue muestreada (ej. Murphy *et al.*, 1997). La vermiculita identificada en los análisis de XRD puede indicar que parte de la clorita pudo haberse alterado a este mineral (ej. Ducloux *et al.*, 1976) o que una menor parte de la biotita efectivamente se altera a vermiculita por una reacción como la siguiente (Velde & Meunier, 2008):



En el caso del feldespato potásico, si bien se observó alteración a caolinita en algunas zonas de la muestra de saprolito (Figura 23A), su abundancia es demasiado menor comparada con la plagioclasa o la hornblenda para generar un cambio apreciable en el comportamiento del K en el perfil. Además, es de esperar que esta fase esté menos alterada que la plagioclasa, puesto que la plagioclasa se meteoriza más rápidamente que el feldespato potásico (ej. Nesbitt *et al.*, 1980; Jiménez-Espinosa *et al.*, 2007).

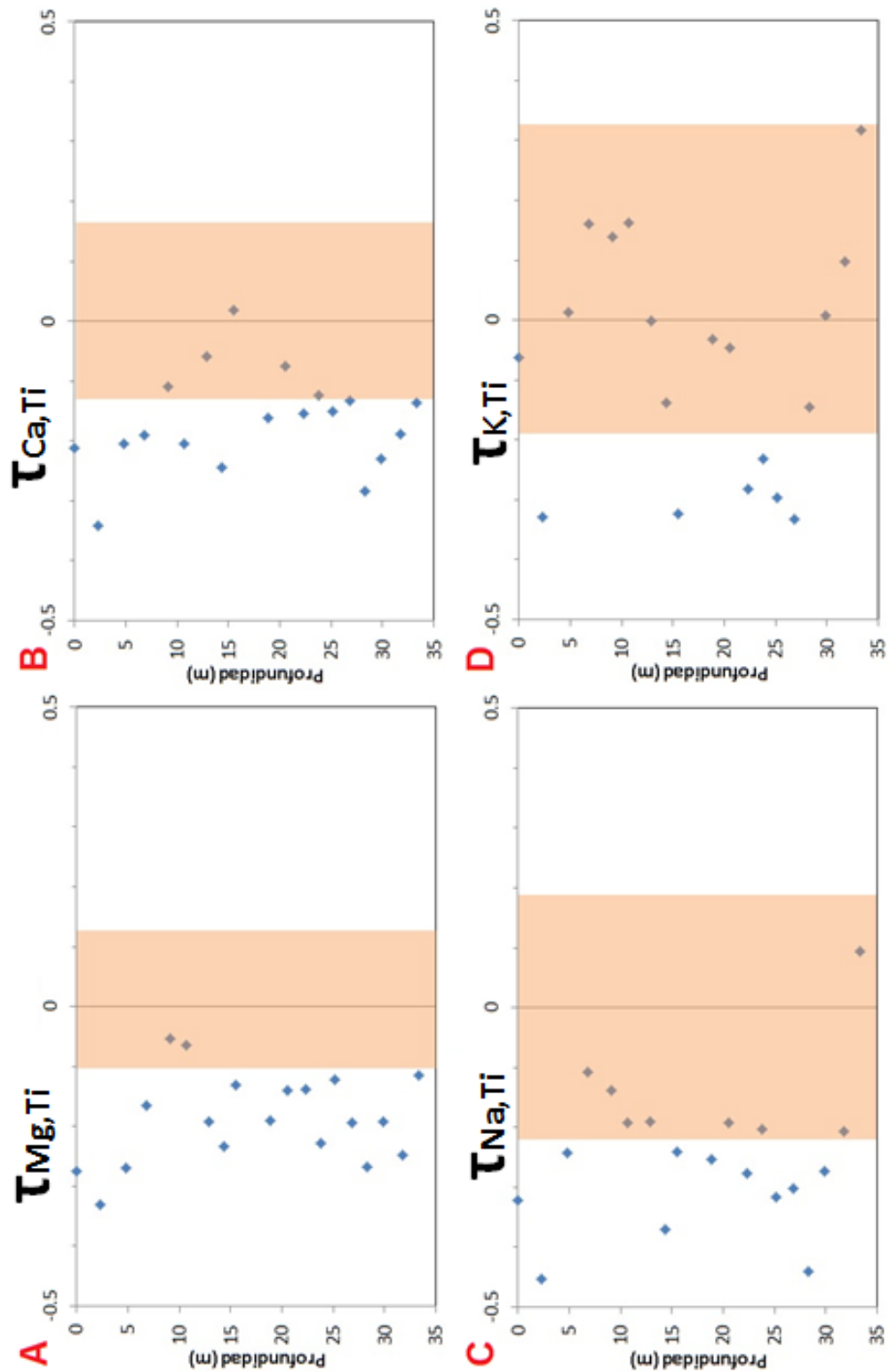


Figura 25: Coeficientes de transferencia de masa ($\tau_{j,w}$) de Mg (A), Ca (B), Na (C) y K (D) versus profundidad. Los rectángulos verticales de color rosa muestran la variabilidad de las muestras de roca fresca analizadas; las muestras de saprolito que se ubican fuera de esta zona claramente difieren en composición del material parental. Notar que, como $CDF_j = \tau_j$, los datos indican también pérdida del elemento por componente química de la denudación.

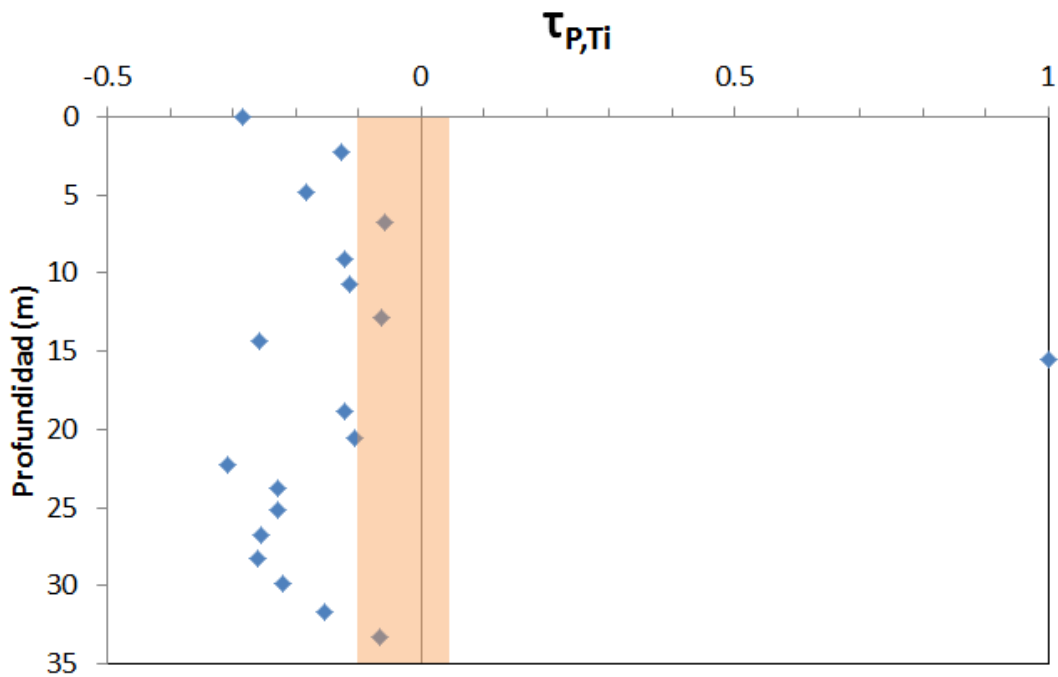


Figura 26: Coeficiente de transferencia de masa ($\tau_{j,w}$) del P versus profundidad. El rectángulo vertical de color rosa muestra la variabilidad de las muestras de roca fresca analizadas; las muestras de saprolito que se ubican fuera de esta zona claramente difieren en composición del material parental. Notar que, como $CDF_j = \tau_j$, los datos indican también pérdida del elemento por componente química de la denudación.

Los elementos sensibles a procesos de óxido-reducción, Fe y Mn, mostraron una tendencia general de mantener la concentración en el rango de variabilidad del protolito, sin embargo, dentro de esta tendencia se observaron *trends* de empobrecimiento y enriquecimiento, con 2 *peaks* de enriquecimiento, en 10.7 y 15.5 m, respectivamente, para ambos elementos. Las distintas tendencias observadas a lo largo del perfil indicarían cambios en el nivel freático del sistema, nivel bajo el cual las condiciones son reductoras y sobre el cual hay condiciones oxidantes. Los *peaks* de enriquecimiento para ambos elementos significarían estancamientos en el tiempo del nivel freático, que movilizarían estos elementos y se precipitarían o traslocarían en otros niveles. Este comportamiento puede ser relacionado con el Cu y el S (Figura 27), los cuales muestran una tendencia general de empobrecimiento, con tendencias de enriquecimiento confinadas a distintas profundidades en el saprolito. Concretamente, sus *trends* más claros de empobrecimiento coinciden con los de enriquecimiento de los elementos sensibles a procesos redox. Esto puede significar la presencia de sulfuros, entre ellos sulfuros de cobre primarios como calcopirita, que han sido disueltos a medida que algunos niveles del saprolito han cambiado sus condiciones de reductoras a oxidantes. Otro elemento notable para la comparación con el Cu es el Cl. Parte del comportamiento del Cl podría explicarse por las condiciones

oxidantes/reductoras que influyen en el Cu; aproximadamente entre los 33 y 20 m, el Cl presenta un *trend* de enriquecimiento, al igual que los elementos sensibles a procesos redox, en cambio, en este nivel se presenta una zona de empobrecimiento para el S. Esto indicaría que el cambio de condiciones reductoras a oxidantes movilizaría el S y precipitaría el Cl. Además, en el nivel entre los 15 y 12 m, se presenta un *peak* para el Cu y elementos como el Fe y Mn, asimismo el Cl presenta una tendencia positiva para este nivel. Esto indicaría que el estancamiento del nivel de aguas generaría zonas de condiciones oxidantes el suficiente tiempo para concentrar estos elementos generando precipitación de minerales oxidados de cobre como los vistos en la Figura 12, y que para estos elementos podría significar la presencia haluros de cobre como la atacamita. El resto de los metales pesados (Figura 17A) siguen en ciertos niveles el patrón presentado por el Cu, por lo que podrían experimentar condiciones similares. Aun así, no se puede descartar que algunos *peaks* de enriquecimiento en los metales pesados se deban a actividad antropogénica que está presente en las cercanías de la zona de estudio.

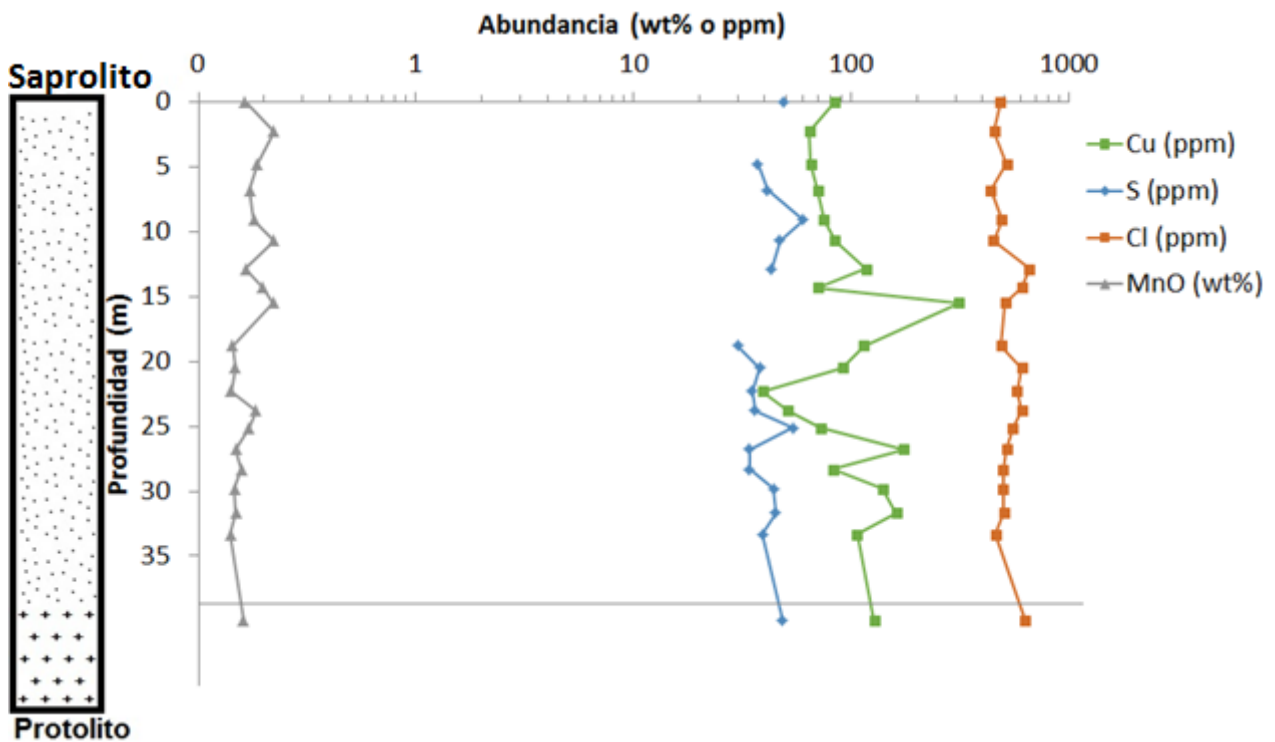


Figura 27: Perfil a profundidad del Cu, S, Cl y Mn obtenidos por XRF para el saprolito y protolito de la zona de estudio. El límite del protolito y saprolito está marcado sin medición ya que no se conoce la profundidad a la que se encuentra. La química del protolito fue obtenida como el promedio de las muestras de roca fresca. El Mn se utiliza para la comparación del Cu, S y Cl con elementos sensibles a procesos redox. Nota: Las zonas sin puntos ni líneas indican una concentración del elemento no detectada.

5.4 Régimen de meteorización

Habiendo caracterizado en qué proporción y en qué mineralogía se produce la alteración, se puede observar que el modelo puede ser descrito como una tonalita que sufre la alteración de sus plagioclasas a caolinita en presencia de cuarzo, el cual se mantiene relativamente inerte, como el del modelo de Lebedeva *et al.* (2010). A partir de los análisis de SEM y XRD, se observa que otros minerales como biotita y hornblenda no sufrieron tanta alteración como las plagioclasas. En base a esto, la meteorización química del sistema puede ser descrita a través de la alteración de las plagioclasas a caolinitas evidenciada por el empobrecimiento de Na. Esto indica que el modelo es similar a otros modelos utilizados por autores para explicar zonas de meteorización en saprolitos.

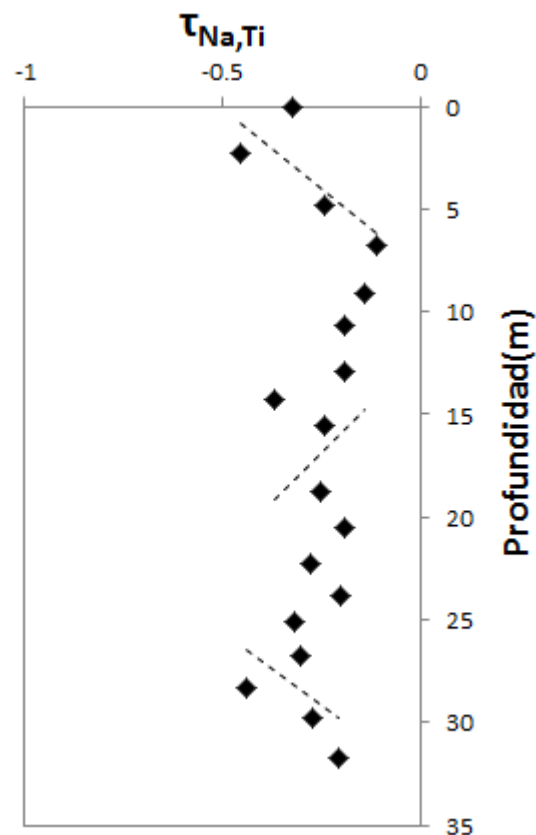


Figura 28: Gráfico de empobrecimiento de Na versus profundidad. Un τ_{Na} de -1 indica un empobrecimiento del 100%, mientras que si es 0 indica empobrecimiento del 0%. Las líneas punteadas son proyecciones lineales de las tendencias entre 0 y 6.8 m, 9.1 y 23.8 m y 25.1 y 31.7 m.

En base al gráfico de mineralogía y de empobrecimiento de Na (Figura 28), se infiere que hacia la superficie del nivel de saprolito, aún permanece mineralogía primaria de plagioclasa que no ha sido alterada a caolinita y que, consecuentemente, el empobrecimiento en Na no es completo. De acuerdo a los regímenes de meteorización, con los cuales son a menudo clasificadas las zonas de regolito, las muestras de este estudio corresponden a un *weathering-limited regime* o régimen limitado por meteorización (Stallard & Edmond, 1983). En este régimen, la tasa de meteorización está determinada por la cinética de las reacciones minerales. Típicamente, el regolito tiende a ser delgado y la tasa de erosión, alta. El flujo de meteorización no exhibe clara correlación con la tasa de erosión, y la meteorización química de silicatos es incompleta (West *et al.*, 2005). Si bien este régimen coincide con el presentado en este estudio en algunos aspectos como meteorización incompleta de silicatos, difiere en otros, como el espesor de regolito.

En estudios más recientes (Lebedeva *et al.*, 2010) se han examinado los regímenes de meteorización anteriores y se han propuesto modelos matemáticos para obtener regímenes de meteorización explicables con variables controladas por los autores. Estos modelos son aplicables a zonas de meteorización con producción de regolito a *steady-state* o "estado estable" y tasa de erosión constante. Un sistema *steady-state* es aquel donde la tasa de descenso del límite regolito-roca fresca (frente de meteorización), límite regolito-suelo y límite suelo-aire (tasa de denudación) son iguales. Es difícil probar que un regolito sea realmente *steady-state*, de hecho algunos autores afirman que este estado podría nunca ser alcanzado (Waldbauer & Chamberlain, 2005), el cual podría ser el caso del perfil analizado en este trabajo. De todos modos, para el sistema estudiado aquí, se asume que es *steady-state*. Una razón para esta asunción es el gran espesor del nivel de regolito; se ha observado y demostrado analíticamente que la tasa de producción de regolito decrece exponencialmente con el espesor de regolito (Heimsath *et al.*, 1997; Lebedeva *et al.*, 2010). Por lo tanto, si la zona de estudio no posee una tasa de producción de regolito igual a su tasa de denudación, al menos es de esperar que sus valores sean relativamente cercanos. Otra asunción que se hace para la aplicación del modelo de Lebedeva *et al.* (2010), es que no hay ni mezcla vertical, ni tampoco *strain* vertical. De acuerdo a lo observado en terreno, las muestras de regolito se clasificaron como saprolito y por ello se asumió su meteorización isovolumétrica, por lo que no habría *strain* volumétrico en la meteorización.

En Lebedeva *et al.* (2010), se definieron dos casos límites de regímenes de meteorización, el límite de equilibrio local o *local-equilibrium limit* y el límite cinético o *kinetic limit*, entre los cuales hay una gama de casos intermedios. En el límite de equilibrio local, toda la zona de meteorización está completamente empobrecida en albita, por lo tanto, este régimen se descarta para el perfil de regolito estudiado en este trabajo. Como no se hizo análisis del suelo sobre el nivel de saprolito, no se conoce si persiste la presencia de plagioclasas en el límite suelo-aire y, por lo tanto, no es posible discernir si este sistema corresponde al régimen de límite cinético o a uno intermedio, sin embargo, en el límite saprolito-suelo de este estudio, se alcanza un CDF máximo de 27% y un empobrecimiento de Na de 45% máximo. Así, es poco probable que en el nivel de 20 cm de suelo las características hayan cambiado lo suficiente como para empobrecer el 55% (o más) restante del Na.

El régimen de límite cinético se caracteriza por el empobrecimiento incompleto en plagioclasa del sistema, incluso en su superficie. Es similar al régimen limitado por meteorización encontrado en la literatura, en que la tasa de meteorización es determinada por la cinética de las reacciones químicas. Sin embargo, en el régimen cinético, el espesor de regolito no necesariamente es bajo. Para otros regímenes se considera que el espesor de regolito decrece al incrementarse la tasa de erosión, sin embargo, en el régimen cinético el espesor del regolito puede ser independiente de la tasa de erosión (Lebedeva *et al.*, 2010). Dependiendo de si el sistema posee transporte por solo difusión o por difusión + advección, el espesor del regolito en un régimen cinético dependerá de la constante de tasa cinética para la reacción mineral (transporte solo por difusión) o también por la velocidad de Darcy de los fluidos de poros (transporte por difusión + advección). Para el régimen cinético, la constante de tasa cinética comprende energía de activación y entalpía de la reacción de disolución de la albita (Lebedeva *et al.*, 2010). Esto indica una dependencia de la energía del sistema para la meteorización y espesor de regolito, lo cual podría estar relacionado con su temperatura. Esta dependencia puede cuantificarse mediante la siguiente ecuación:

$$j = k(1 - \eta)(C^e - C)$$

Esta ecuación corresponde a la tasa de reacción j ($\text{mol m}^{-3} \text{s}^{-1}$) de albita a caolinita donde k (s^{-1}) es la constante efectiva de disolución; el término η corresponde a la fracción del mineral que ha sido disuelta, por lo tanto $(1-\eta)$ corrige la tasa de disolución a la fracción residual de albita en el regolito; $(C^e - C)$ indica el desequilibrio químico entre dos fluidos con concentraciones de soluto C^e (mol m^{-3}) en equilibrio con la roca, y C (mol m^{-3}) a cierta profundidad en el regolito, y está condicionada por la concentración inicial en superficie, la tasa de reacción de albita j , y la porosidad de la roca. De este modo, la tasa de reacción de albita a caolinita es directamente proporcional a la tasa constante efectiva de disolución. Esta tasa varía con la temperatura del sistema (Tabla 7). Esto puede explicar en parte las diferencias de intensidad de la meteorización química entre la zona de estudio, con un CDF promedio de 10%, y zonas tropicales, como el Río Icacos en Puerto Rico, con un CDF de alrededor del 60% (Riebe *et al.*, 2003). Si se compara tomando en cuenta solamente la temperatura, Curacaví, con una temperatura anual media de 16°C , poseería una tasa de reacción de albita a caolinita un 25% menor que un lugar como Río Icacos, Puerto Rico, con 22°C (Riebe *et al.*, 2003) de temperatura media.

Tabla 7: Constante efectiva de disolución (k) de albita a caolinita dependiendo de la temperatura. Datos obtenidos del *software* HSC Chemistry® (calculados de Barin, 1993).

Temperatura ($^\circ\text{C}$)	k (s^{-1})
16.0	4.48E-16
16.5	4.58E-16
17.0	4.68E-16
17.5	4.79E-16
18.0	4.89E-16
18.5	5.00E-16
19.0	5.11E-16
19.5	5.22E-16
20.0	5.33E-16
20.5	5.44E-16
21.0	5.55E-16
21.5	5.66E-16
22.0	5.78E-16

De esto se infiere que el saprolito de la zona de estudio en Curacaví no está completamente empobrecido en albita debido a la relación entre energía y erosión y, si bien la temperatura no es el único factor incidiendo en la energía del sistema, tiene un efecto en la tasa de reacción. Así, la temperatura del sistema no es demasiado alta como para obtenerse la energía necesaria para una completa reacción de difusión de albita y la erosión no es lo suficientemente baja como para darle tiempo al sistema de empobrecerse completamente. En este estudio se asumió una erosión mayor a cero y apreciable para intervenir en el modo de meteorización. Esto se debe a que los minerales no están completamente alterados en las rocas de Curacaví; si el sistema tuviera erosión nula, no habría contrapeso para la meteorización química y el regolito estaría completamente empobrecido en albita. Además, la zona de estudio se ubica en una zona de cerros y valles, por lo tanto, no es un lugar sin relieves topográficos, lo que implica que aún debe haber procesos erosivos activos.

Ya determinado que el saprolito se ha formado en un régimen de meteorización de límite cinético, se necesita inferir cómo se produce el transporte en el sistema: difusión o difusión+advección (Lebedeva *et al.*, 2010). En la Figura 28 se puede observar que el perfil del coeficiente de transferencia de masa para el Na se puede separar en 3 *trends*, lo que le daría al gráfico una apariencia sigmoidal. Esto es visto en los gráficos de transporte difusivo y advectivo en Brantley & Lebedeva (2011), sin embargo, los ejemplos presentados por estas autoras están en la escala de centímetros a diferencia de la zona estudiada aquí que sobrepasa los 30 m, por lo que no implicaría necesariamente la presencia de advección en el sistema. Aun así, los regímenes cinéticos con transporte solo por difusión alcanzan espesores de regolito muy bajos, lo que indica que lo que causa el espesor en la zona de meteorización en Curacaví es un transporte advectivo que genere una velocidad de Darcy considerable (Lebedeva *et al.*, 2010). De esta forma, unas condiciones que aseguren la circulación de aguas meteóricas en el sistema serían necesarias para así permitir un régimen cinético con transporte advectivo incluido que pueda generar los espesores observados en la zona. Uno de los factores que contribuye a la advección en el sistema son las precipitaciones de la zona estudiada. Precipitaciones como las de la zona de estudio se encuentran en Boulder Creek, Colorado (Dethier & Lazarus, 2006), donde el espesor de regolito es de alrededor de 7 m, muy menor a lo encontrado en la zona de Curacaví. Esto quiere decir que las condiciones actuales de precipitación no serían capaces de generar un espesor de regolito como el encontrado en la zona de estudio. Se sabe también que el patrón de lluvias de la zona se habría mantenido

relativamente constante desde el Mioceno e incluso desde el Eoceno medio (Parrish *et al.*, 1982). Por lo tanto, la advección en el sistema habría sido realizada por otros factores. Uno de estos factores podría estar relacionado con la historia geomorfológica de la zona de estudio (Figura 11). En el Mioceno se formaron ríos que corrían de este a oeste debido a la configuración de los relieves dada por los alzamientos regionales. El avance de los *knickpoints* de estos ríos se dificultó por la presencia de los intrusivos presentes en la cordillera de la costa, lo que originó el ensanchamiento de sus cuencas en el lado este de estos intrusivos (Farías, 2007). Esto habría dado tiempo al sistema para desarrollar un sistema advectivo más pronunciado que el desarrollado por las condiciones de precipitación presentes. Además, los cambios experimentados por los ríos en el tiempo, como el ensanchamiento de cuenca y posterior descenso de caudal hasta la actualidad, habrían cambiado los niveles freáticos de la zona a través del tiempo, lo que habría generado cambios en las condiciones óxido-reductoras dejando las tendencias de enriquecimiento-empobrecimiento observadas en los elementos sensibles a procesos redox. Esto también podría explicar el patrón de zig-zag observado entre los 33 y 25 m de profundidad en la abundancia de la caolinita; períodos de variación y estabilidad en el nivel freático, podrían aumentar las tasas de disolución de plagioclasa y resultar en *peaks* de abundancia de caolinita en distintos niveles del saprolito.

6 Conclusiones

De acuerdo a lo tratado en la sección anterior, se puede concluir que el perfil de regolito estudiado corresponde a saprolito originado a partir de la meteorización de su roca madre, la cual es tonalita de hornblenda-biotita. La meteorización química resultó ser responsable de hasta alrededor de un 27% de la denudación total del sistema, el cual es un valor bajo comparado con regolitos de lugares más tropicales, y que, por lo tanto, la denudación del sistema está dominada por la erosión física. Al asumir meteorización isovolumétrica, se estimó que la pérdida de masa del sistema habría reducido la densidad de la tonalita de $2,74 \text{ g/cm}^3$ al transformarse a saprolito, con una densidad media de $2,46 \text{ g/cm}^3$.

La meteorización química está controlada por la alteración de la oligoclasa de la tonalita a caolinita en presencia de cuarzo relativamente inerte y más específicamente al empobrecimiento en Na, el cual llegó hasta un máximo de 45% en la superficie. La alteración de zonas de anortita en la oligoclasa produciría cavidades, realzando la meteorización química. Este mecanismo sería el responsable de disgregar la roca y con ello permitir la meteorización química de zonas más profundas. Entre los minerales máficos, la alteración de hornblenda sería un control importante de elementos como Ca y Mg y precipitaría minerales como la caolinita y la goethita. Otros minerales, como el feldespato potásico y la biotita no habrían sido alterados de manera tan importante como la plagioclasa, lo que se vio reflejado en la química y en la morfología.

De acuerdo a la intensidad de meteorización a través del perfil, se concluye que la zona de estudio corresponde a un régimen de límite cinético, y que la razón de plagioclasa transformada a caolinita está limitada por la energía del sistema necesaria para la reacción química, debido en parte a la temperatura, y ésta no ha sido la suficiente para compensar la tasa de erosión. Esto ha producido un perfil de meteorización que no ha sido desarrollado completamente. Mediante el espesor del perfil estudiado, se deduce que la roca ha sido meteorizada por difusión con la ayuda de un sistema advectivo que ingresó aguas meteóricas al saprolito, el cual habría sido originado por la formación y ensanchamiento de ríos desde el Mioceno. Los cambios experimentados por los ríos en el tiempo, desde su formación hasta la actualidad, habrían provocado cambios en las condiciones óxido-reductoras en el saprolito, que habrían originado tendencias de

enriquecimiento-empobrecimiento de elementos como el Fe y Mn a lo largo del perfil y habrían producido condiciones necesarias para la precipitación de distintas fases como oxidados de cobre.

Para la estimación de la edad del saprolito de la zona de estudio, así como de la tasa de meteorización química y erosión física, se necesita obtener la tasa de denudación de la zona. Por lo tanto, se recomienda un análisis de nucleidos cosmogénicos en los granos de cuarzo de la zona de estudio.

7 Bibliografía

- Aguirre, 1985. The Southern Andes. In: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., Uyeda, S. (eds.) The ocean basins and margins: The Pacific Ocean. Plenum Press, Vol. 7A, pp. 265-376. New York, U.S.A.
- Anderson, S., Dietrich, W. & Brimhall, G., 2002. Weathering profiles, mass balance analysis, and rates of solute loss: linkages between weathering and erosion in a small, steep catchment. *Geol. Soc. Am. Bull.* 114(9):1143-58
- April R., Newton R., & Coles L., 1986. Chemical weathering in two Adirondack watersheds: Past and present day rates. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 1232-1238.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., Merlo C., 2000. Modelo gravimétrico de la Cuenca de Santiago, etapa III final. In Congreso Geológico de Chile, IX, Actas 2, 404-408.
- Bain D. C., Mellor A., Robertson-Rintoul M. S. E., and Buckland S. T., 1993. Variations in weathering processes and rates with time in a chronosequence of soils from Glen Freshie, Scotland. *Geoderma* 57, 275-293.
- Barin, I., 1993. Thermochemical Data of Pure Substances, Third Edition. VCH Verlagsgesellschaft. DOI: 10.1002/9783527619825.
- Becker GF. 1895. Reconnaissance of the Gold Fields of the Southern Appalachians. Washington, DC: Dep. Inter./U.S. Geol. Surv, 251-319.
- Berner R. A., Lasaga A. C., and Garrels R. M. (1983) The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Am. J. Sci.* 283, 641-683.
- Blum, A.E., Stillings, L.L., 1995. Feldspar dissolution kinetics. In: White, A.F., Brantley, S.L. (Eds.), *Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals*. Mineralogical Society of America, pp. 291-338.
- Brantley, S. & Lebedeva, M., 2011. Learning to Read the Chemistry of Regolith to Understand the Critical Zone. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. 39: 387-416.
- Braun, J., Desclotres, M., Riotte, J., Fleury, S., Barbiéro, L., Boeglin, J., Violette, A., Lacarce, E., Ruiz, L., Sekhar, M., Mohan Kumar, M.S., Subramanian, S. and Dupré, B., 2008. Regolith mass balance inferred from combined mineralogical, geochemical and geophysical studies: Mule Hole gneissic watershed, South India. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73 (2009) 935-961.

Braun, J.J., Maréchal, J.C., Riotte, J., Boeglin, J.L., Bedimo Bedimo, J.P., Ndam Ngoupayou, J.R., Nyeck, B., Robain, H., Sekhar, M., Audry, S., Viers, J., 2012. Elemental weathering fluxes and saprolite production rate in a Central African lateritic terrain (Nsimi, South Cameroon). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 99, 243–270.

Brimhall G. H. Jr. and Dietrich W. E., 1987. Constitutive mass balance relations between chemical-composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems—Results on weathering and pedogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 567–587.

Brimhall G. H. Jr., Lewis C. J., Ford C., Bratt J., Taylor G., and Warin O., 1991. Quantitative geochemical approach to pedogenesis: Importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolian influx in laterization. *Geoderma* 51, 51–91.

Brimhall G. H. Jr., Chadwick O. A., Lewis C. J., Compston W., Williams I. S., Danti K. J., Dietrich W. E., Power M. E., Hendricks D., and Bratt J., 1992. Deformational mass-transport and invasive processes in soil evolution. *Science* 255, 695–702.

Charrier, R., Muñoz, N. 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23o-24oS latitude and 34o-35oS latitude: a comparative analysis. In: Reutter, K. J., Scheuber, E., Wigger, P. (eds.) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag, pp. 233-242. Berlin.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogeny in Chile, in *Geology of Chile*, edited by T. Moreno and W. Gibbons, Geological Society, London, 21-116.

Chorley, R.J.; Schumm, S.A.; Sugden, D.E., 1984. *Geomorphology*. Londres: Methuen. p. 605.

Comisión Nacional de Riego, 1998. Estudio integral de riego proyecto de aprovechamiento de aguas servidas planta de tratamiento Santiago Sur, Región Metropolitana. Volumen 1.

Cooke, R. & Doornkamp, J., 1990. *Geomorphology in environmental management*. Oxford, UK: Clarendon Press. 410 pp.

Dethier D. P. & Lazarus E. D., 2006. Geomorphic inferences from regolith thickness, chemical denudation and CRN erosion rates near the glacial limit, Boulder Creek catchment and vicinity, Colorado. *Geomorphology* 75, 384–399.

Dewandel B., Lachassagne P., Wyns R., Maréchal J. C. and Krishnamurthy N. S., 2006. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *J. Hydrol.* 330, 260–284.

Dokuchaev V.V. 1883. Russian chernozem. In *Selected Works of V.V. Dokuchaev*, Vol. 1, pp. 14–419. Engl. transl. N. Kaner, 1967. Jerusalem: Israel Program Sci. Transl. (From Russian)

Ducloux, J., Meunier, A. & Velde, B., 1976. Smectite, chlorite and a regular interlayered chlorite-vermiculite in soils developed on a small serpentinite body, Massif Central, France. *Clay Minerals* (1976), p. 11-121.

Ehlen J., 2005. Above the weathering front: contrasting approaches to the study and classification of weathered mantle. *Geomorphology* 67, 7–21.

Farías, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el neógeno. Tesis para optar al grado de doctor en ciencias, mención Geología. Universidad de Chile.

Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y 35° S. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias, Mención Geología. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile.

Gana, P. 1991. Magmatismo bimodal del Triásico Superior Jurásico Inferior, en la Cordillera de la Costa, provincias de Elqui y Limarí, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 18, No. 1, p.55-67.

Gana, P., Wall, R., Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área Valparaíso-Curacaví, Región de Valparaíso y Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 1, Escala 1:100.000, 1 Mapa, 1 Anexo.

Gana, P. & Tosdal, R., 1996. Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, No. 2, p. 151-164.

Ganor, J., Lu, P., Zheng, Z. & Zhu, C., 2007. Bridging the gap between laboratory measurements and field estimations of silicate weathering using simple calculations. *Environ. Geol.*, 53, 599-610.

Heimsath A. M., Dietrich W. E., Nishiizumi K., and Finkel R. C., 1997. The soil production function and landscape equilibrium. *Nature* 388, 358–361.

Hren MT, Hilley GE, Chamberlain CP. 2007. The relationship between tectonic uplift and chemical weathering rates in the Washington Cascades: fi eld

measurements and model predictions. *American Journal of Science* 307: 1041–1063.

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra [en línea] <http://www.iact.ugr-csic.es/contenido_es/cientifico-tecs/fluorescencia.html >

Jiménez-Espinosa, R., Vázquez, M., and Jiménez-Millán, J., 2007, Differential weathering of granitic stocks and landscape effects in a Mediterranean climate, Southern Iberian Massif (Spain): *CATENA*, v. 70, p. 243–252, doi: 10.1016/j.catena.2006.09.001.

Lebedeva MI, Fletcher RC, Brantley SL. 2010. A mathematical model for steady-state regolith production at constant erosion rate. *Earth Surf. Process. Landf.* 35:508–24

López, F., Rubio, J. y Cuadrat, J., 1992. *Geografía física*. Madrid: Ediciones Cátedra, S.A 594 pp.

Martínez-Pardo, R.; Gallego, A.; Martínez-Guzmán, R. 1994. Middle Albian marine planktonic microfossils from the Santiago basin, central Chile: their depositional and paleogeographic meaning. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 21, No. 2, p. 173-187.

Murphy S. F., Brantley S. L., Blum A. E., White A. F., and Dong H., 1998. Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico II: Rate and mechanism of biotite weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 227–243.

Nesbitt, H.W., Markovics, G. and Price, R.C., 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 1659-1666.

Oliva P., Viers J. and Dupre B., 2003. Chemical weathering in granitic environments. *Chem. Geol.* 202, 225–256.

Parada, M. A., 1992. Contribución a la geoquímica del Complejo Plutónico Papudo-Quintero, Chile Central: implicancias petrogenéticas. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 19. No. 2. p. 199-210.

Parada, M.A., Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Hervé, F., Puig, A., Munizaga, F., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N., 1988. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30° 30′–32° 30′S). *J. South Am. Earth Sci.* 1, 249–260.

Parada, M.A.; Nyström, J.O.; Levi, B. 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31–34°S): geochemical and Sr–Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*, Vol. 46, p. 505–521.

Parrish, J., Ziegler A. & Scotese C., 1982. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 40, p. 67-101.

Rauld, R., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano Santiago Oriente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile.

Rice, C.M., 1973. Chemical weathering on the Carnmenellis granite. *Mineral. Mag.*, 39: 429-447.

Riebe CS, Kirchner JW, Finkel RC. 2003. Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67:4411-27

SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile 1:1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile.

Stallard RF. 1992. Tectonic processes, continental freeboard, and the rate-controlling step for continental denudation. In *Global Biogeochemical Cycles*, Butcher SS, Charlson RJ, Orians GH, Wolfe GV (eds). Academic Press: London; 93-121.

Stallard R. F. and Edmond J. M., 1983. Geochemistry of the Amazon 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *J. Geophys. Res.* 88, 9671-9688.

Taylor G. and Eggleton R. A., 2001. *Regolith Geology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Ltd. ISBN: 978-0-471-97454-3.

Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana: Santiago. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 39: 51 p.

Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 2, 86 p.

United States Geological Survey (USGS), 2004. Resources on Isotopes: Strontium, http://wwwrcamnl.wr.usgs.gov/isoig/period/sr_iig.html

Vergara, M., Levi, B., Nyström, J. O., Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 107, pp. 1427-1440.

Velbel, M., 1989. Weathering of hornblende to ferruginous products by a dissolution-reprecipitation mechanism: petrography and stoichiometry. *Clays and Clay Minerals*, Vol. 37, No. 6, 515-524, 1989.

Velde, B. & Meunier, A., 2008. *The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. With 195 Figures and 23 Tables.

Waldbauer JR, Chamberlain CP. 2005 Influence of uplift, weathering, and base cation supply on past and future CO₂ levels. In *A History of Atmospheric CO₂ and its Effects on Plants, Animals, and Ecosystems*, Ehleringer JR, Cerline TE, Dearing MD (eds). *Ecological Studies 177*, Springer Science: New York; 166–184.

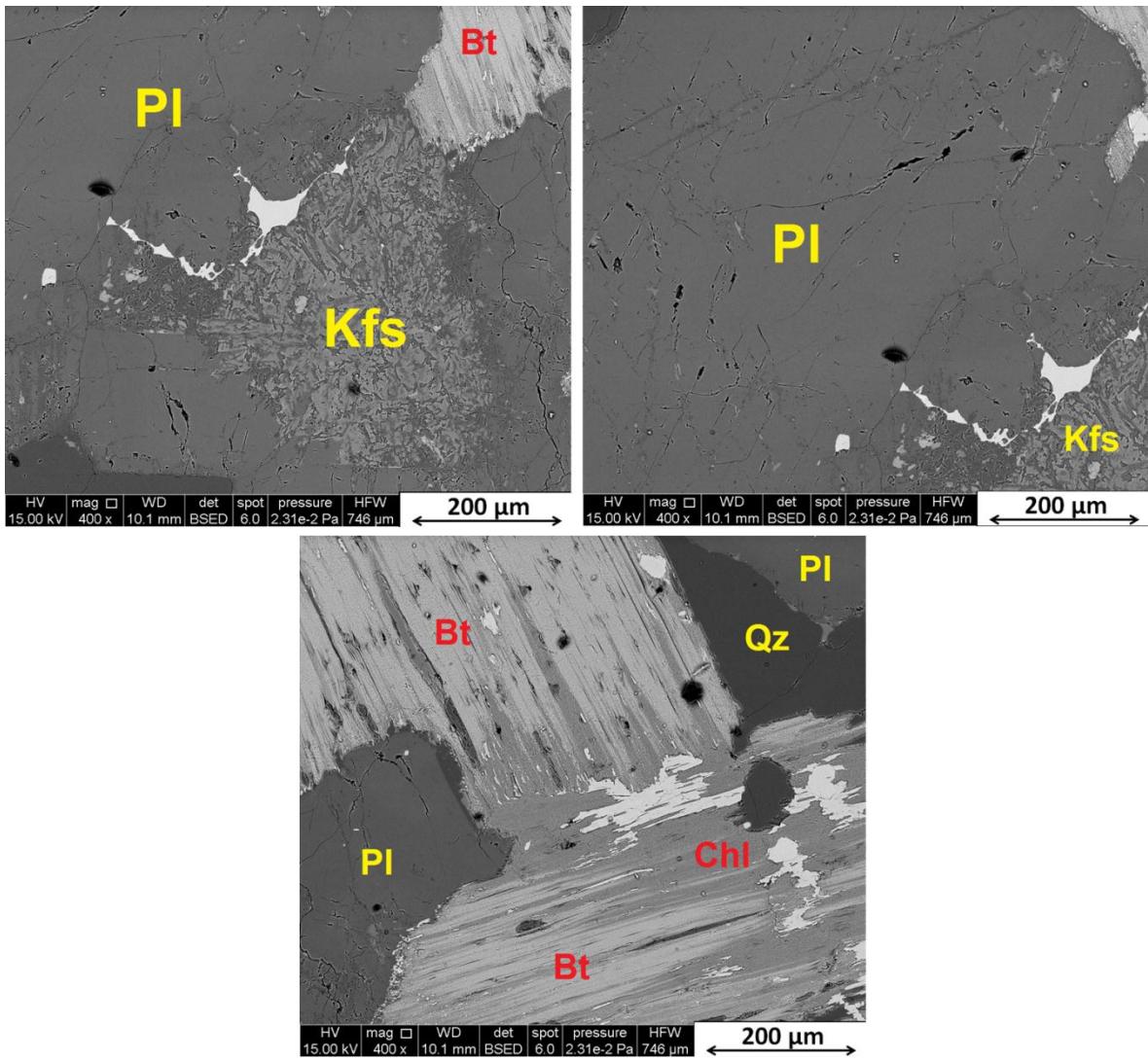
Wall, R., Gana, P., Gutiérrez, A., 1996. Mapa Geológico del área de San Antonio-Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Mapas Geológicos, N° 2, Escala 1:100.000. 1 mapa, 1 anexo.

West AJ, Galy A, Bickle M. 2005. Tectonic and climatic controls on silicate weathering. *Earth and Planetary Science Letters* 235: 211–228.

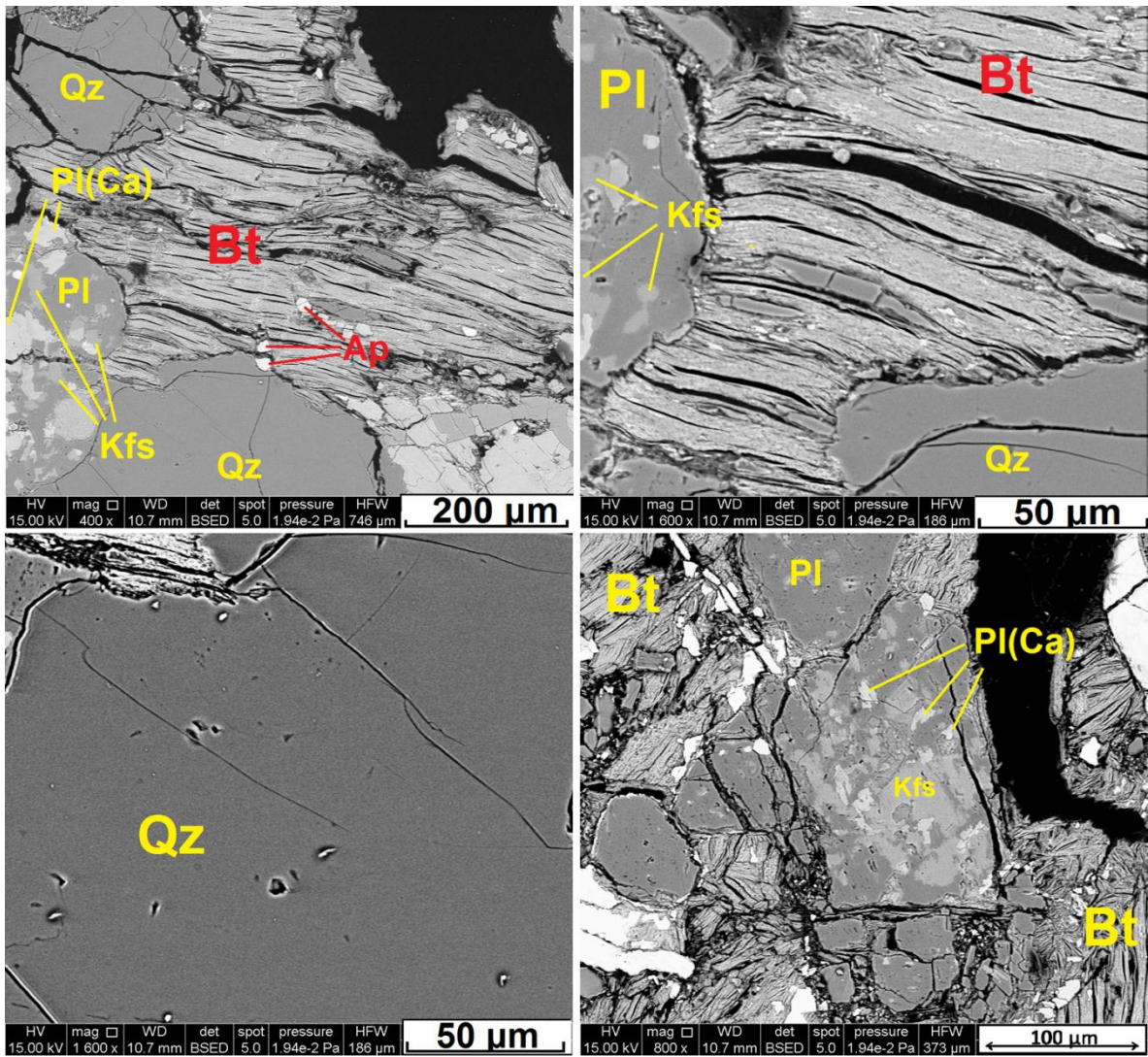
8 Anexos

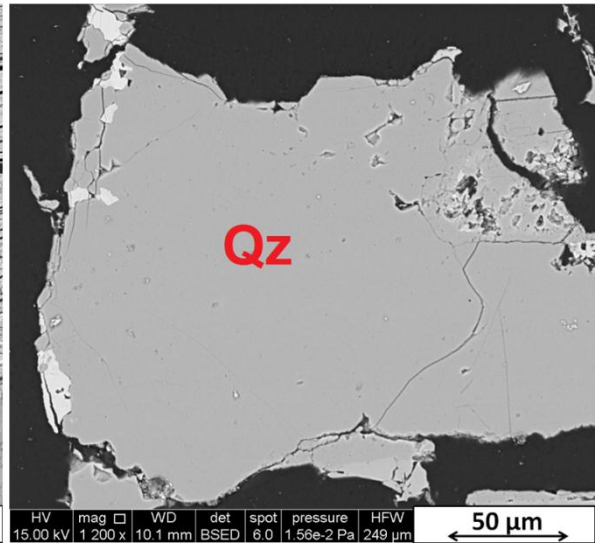
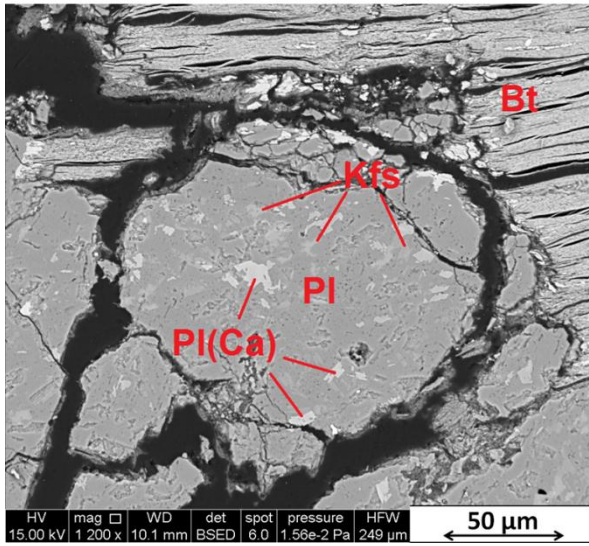
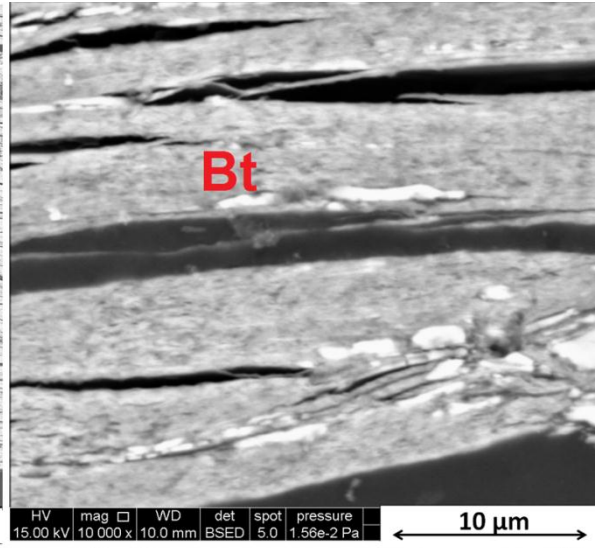
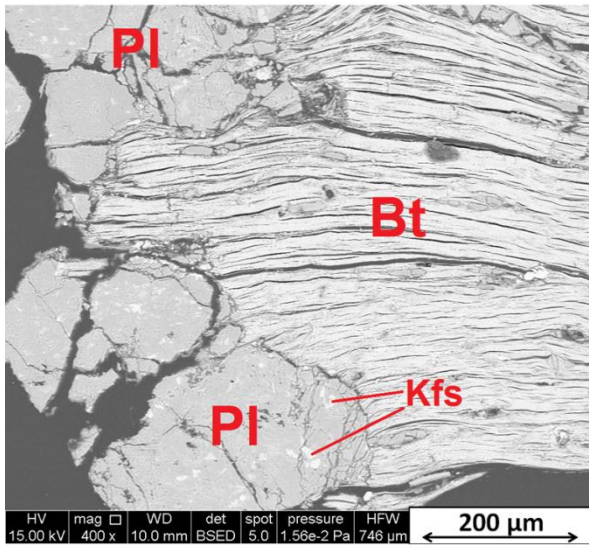
8.1 Fotos SEM

8.1.1 SR4

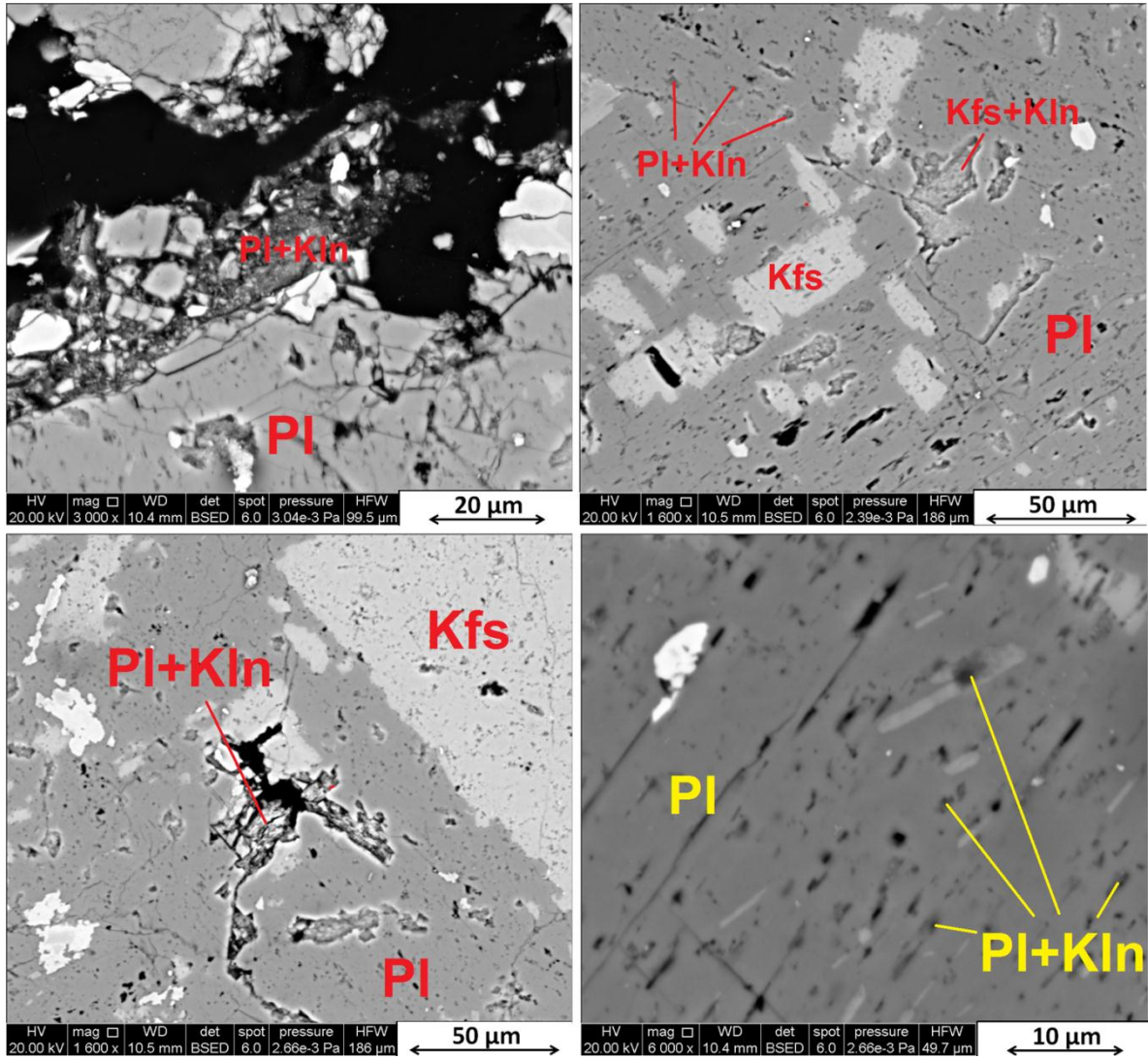


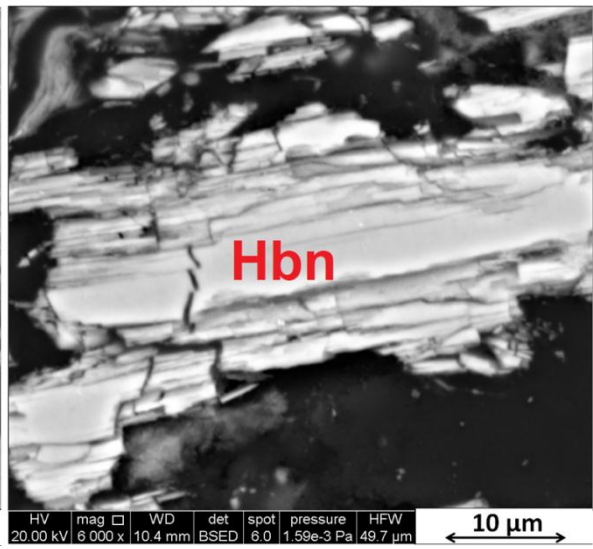
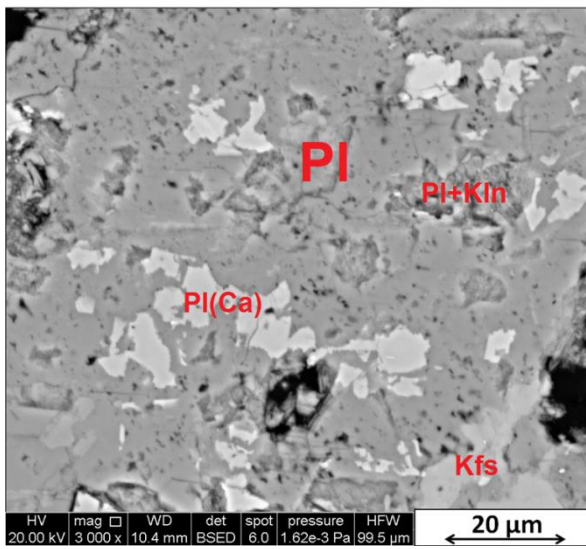
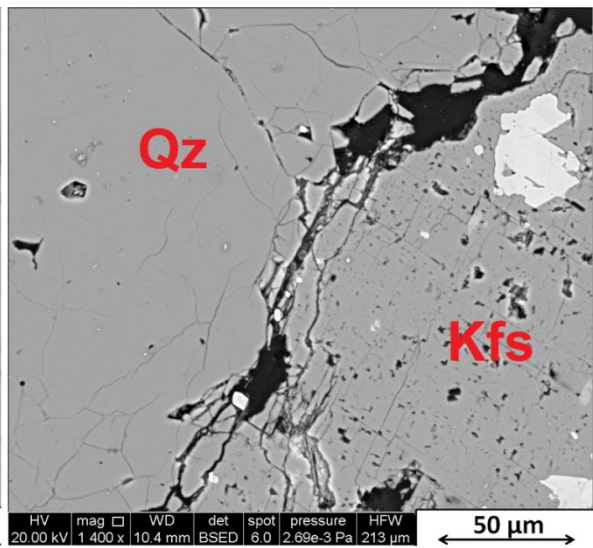
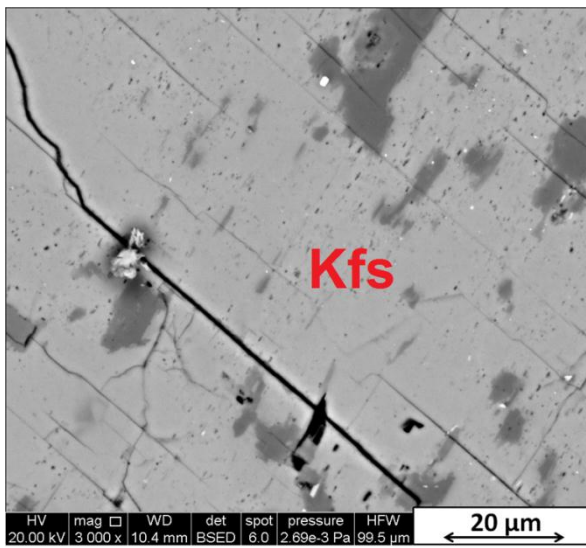
8.1.2 CUR5

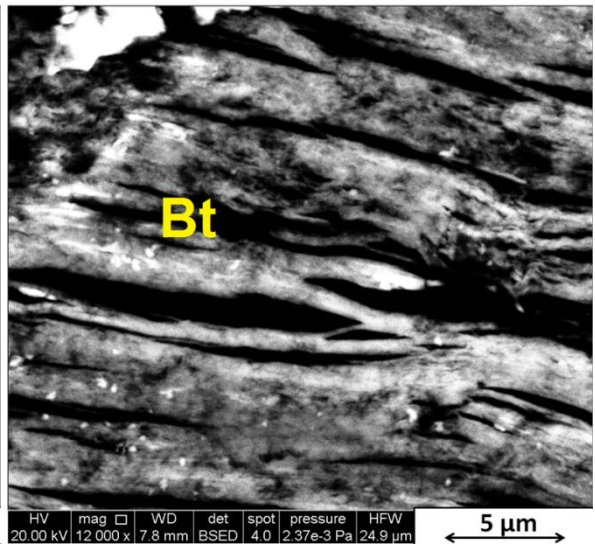
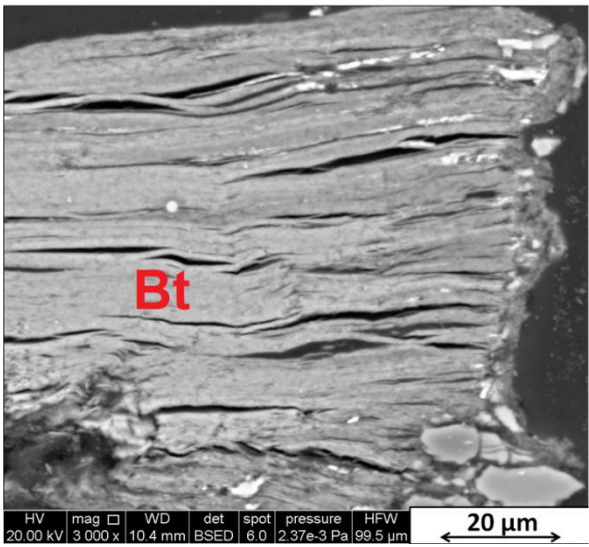
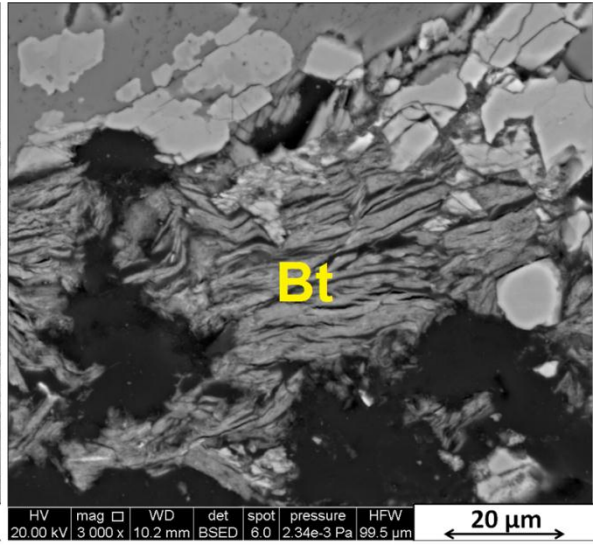
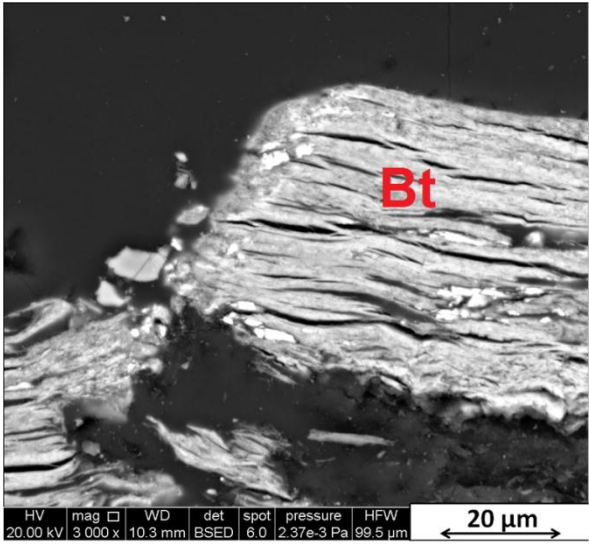




8.1.3 H4







8.2 Análisis de EDS

8.2.1 CUR5

Project 1

11/14/2014 3:59:37 PM

Spectrum processing :

No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

O SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

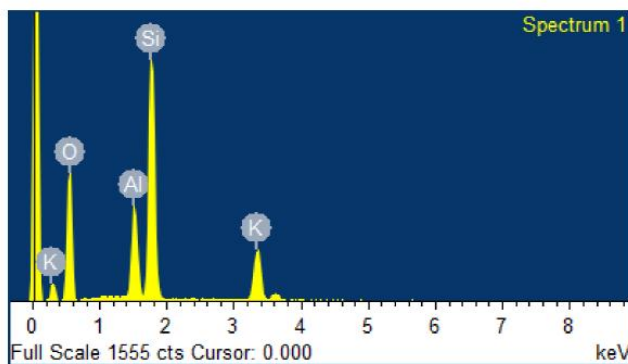
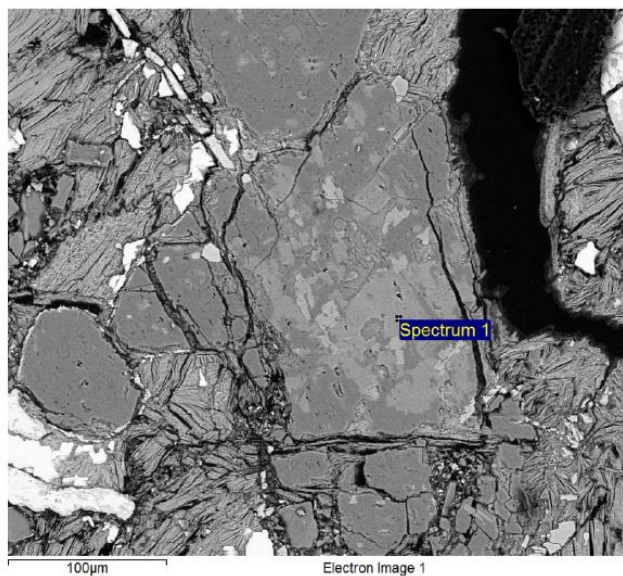
Al Al2O3 1-Jun-1999 12:00 AM

Si SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

K MAD-10 Feldspar 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
O K	49.88	65.02
Al K	8.94	6.91
Si K	29.19	21.68
K K	11.98	6.39
Totals	100.00	

Comment:



OXFORD
INSTRUMENTS

Spectrum processing :

No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

C CaCO₃ 1-Jun-1999 12:00 AM

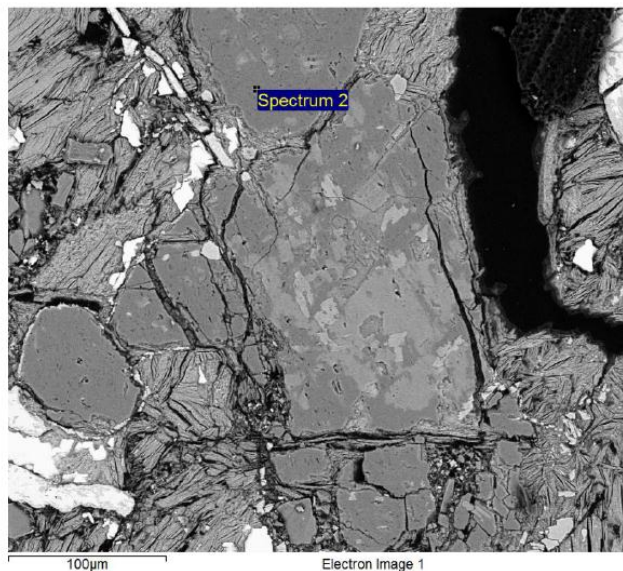
O SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM

Na Albite 1-Jun-1999 12:00 AM

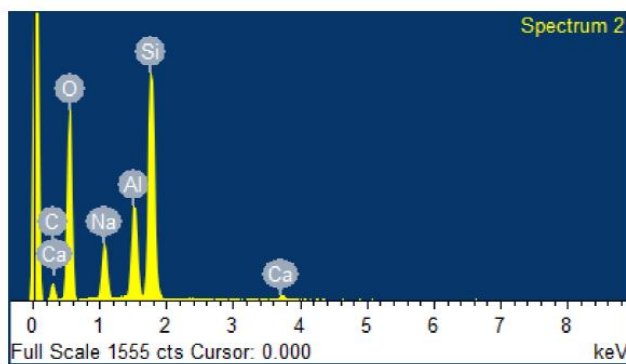
Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM

Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM

Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM



Element	Weight%	Atomic%
C K	13.02	19.46
O K	49.80	55.88
Na K	5.90	4.61
Al K	7.74	5.15
Si K	22.76	14.55
Ca K	0.79	0.35
Totals	100.00	



Spectrum processing :

No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

O SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM

Mg MgO 1-Jun-1999 12:00 AM

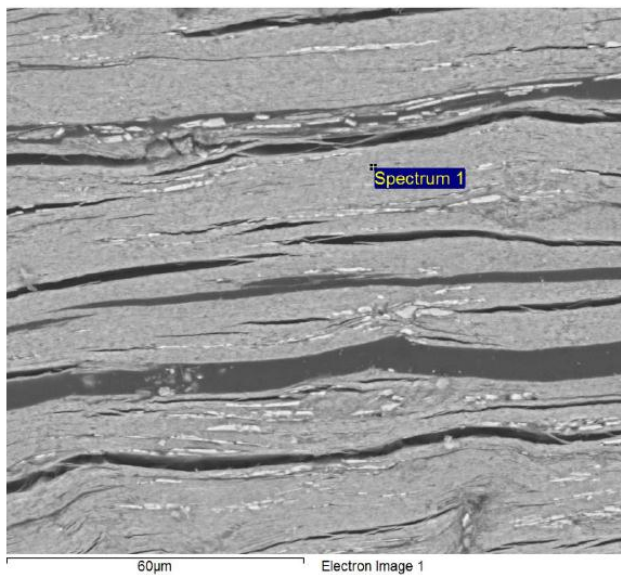
Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM

Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM

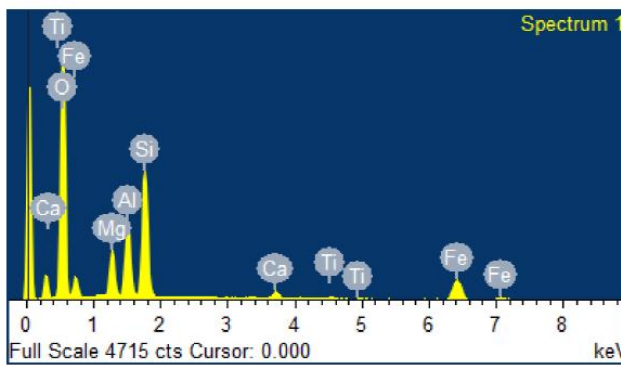
Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM

Ti Ti 1-Jun-1999 12:00 AM

Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM



Element	Weight%	Atomic%
O K	54.36	71.65
Mg K	5.04	4.37
Al K	7.18	5.61
Si K	14.70	11.03
Ca K	1.52	0.80
Ti K	0.71	0.31
Fe K	16.49	6.23
Totals	100.00	



Spectrum processing :

No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)

Number of iterations = 3

Standard :

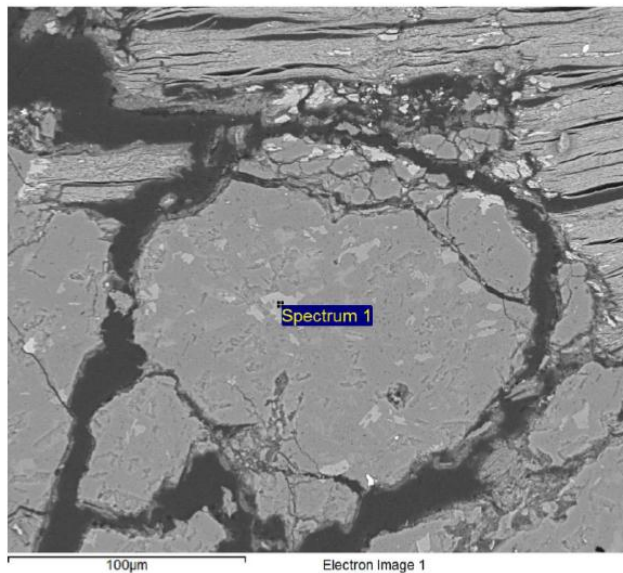
O SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

Al Al2O3 1-Jun-1999 12:00 AM

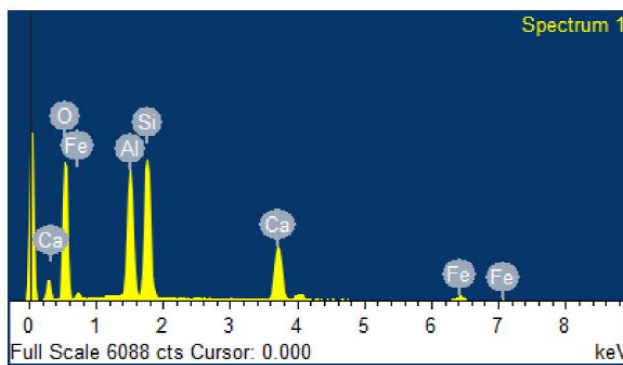
Si SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM

Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM



Element	Weight%	Atomic%
O K	51.61	67.92
Al K	13.18	10.29
Si K	17.53	13.14
Ca K	13.42	7.05
Fe K	4.25	1.60
Totals	100.00	



Spectrum processing :

No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)

Number of iterations = 3

Standard :

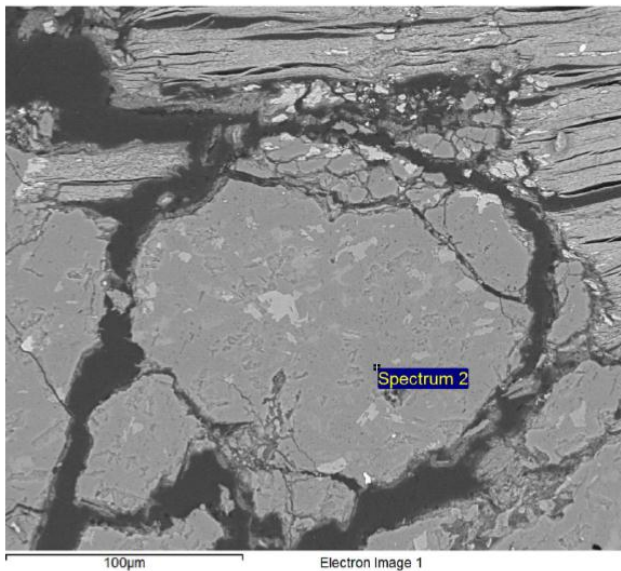
O SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

Na Albite 1-Jun-1999 12:00 AM

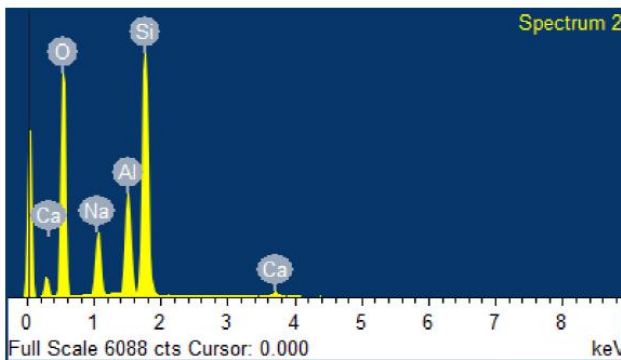
Al Al2O3 1-Jun-1999 12:00 AM

Si SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM



Element	Weight%	Atomic%
O K	54.15	66.62
Na K	7.64	6.54
Al K	9.55	6.97
Si K	27.65	19.38
Ca K	1.01	0.49
Totals	100.00	



Spectrum processing :

No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)

Number of iterations = 3

Standard :

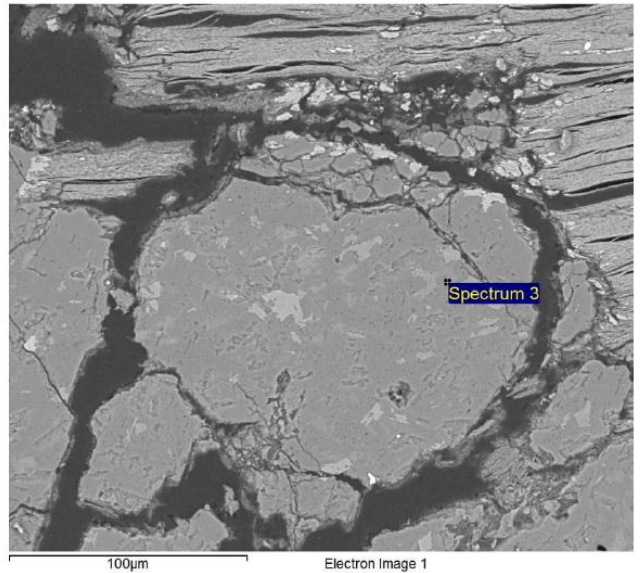
O SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

Al Al2O3 1-Jun-1999 12:00 AM

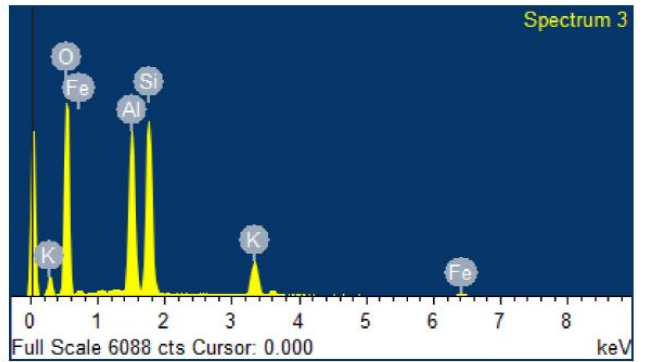
Si SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

K MAD-10 Feldspar 1-Jun-1999 12:00 AM

Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM



Element	Weight%	Atomic%
O K	54.85	69.26
Al K	15.46	11.58
Si K	20.45	14.71
K K	7.15	3.69
Fe K	2.10	0.76
Totals	100.00	



Spectrum processing :

Peak possibly omitted : 0.273 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)

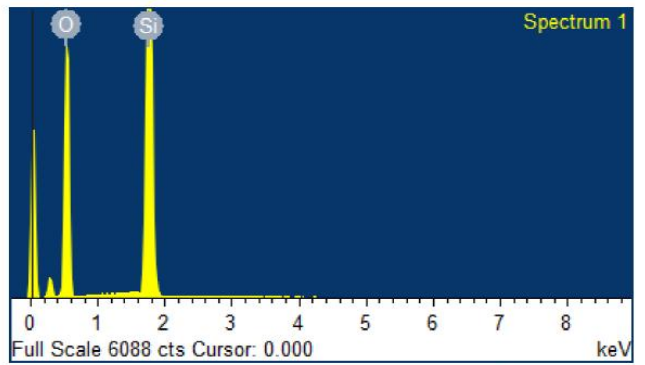
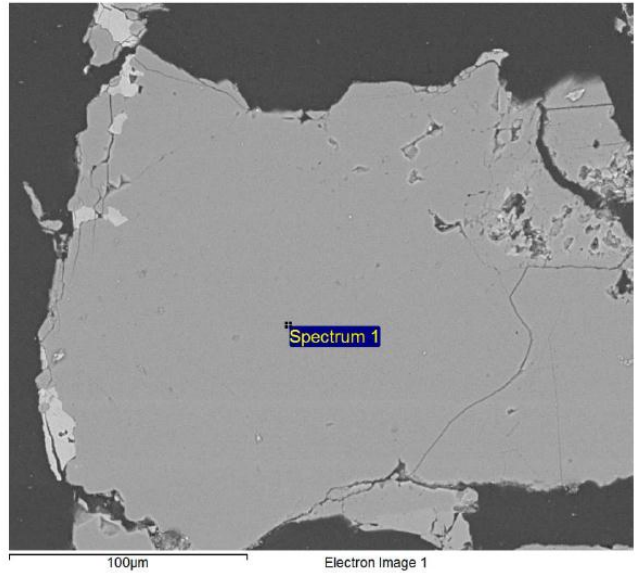
Number of iterations = 3

Standard :

O SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

Si SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
O K	58.64	71.33
Si K	41.36	28.67
Totals	100.00	



Comment:

8.2.2 H4

Project 1

2/4/2015 3:52:05 PM

Spectrum processing :

No peaks omitted

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

Na Albite 1-Jun-1999 12:00 AM

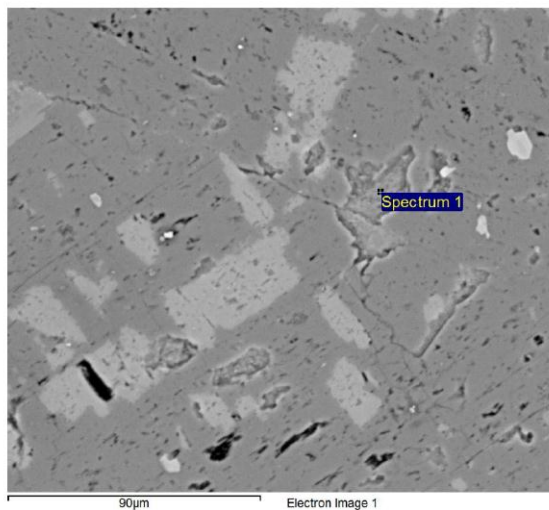
Mg MgO 1-Jun-1999 12:00 AM

Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM

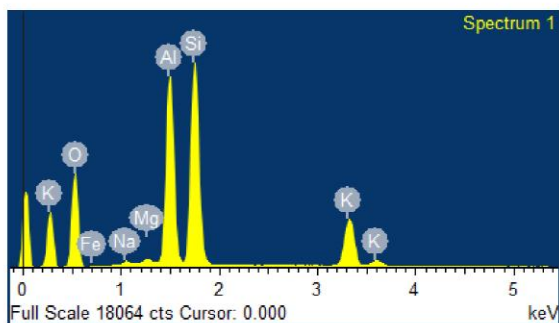
Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM

K MAD-10 Feldspar 1-Jun-1999 12:00 AM

Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM



Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Na K	0.54	0.49	0.73	Na ₂ O
Mg K	0.44	0.38	0.73	MgO
Al K	17.84	13.91	33.70	Al ₂ O ₃
Si K	25.05	18.77	53.60	SiO ₂
K K	8.25	4.44	9.93	K ₂ O
Fe K	1.02	0.38	1.31	FeO
O	46.86	61.63		
Totals	100.00			



OXFORD
INSTRUMENTS
The Business of Science®

Spectrum processing :

Peak possibly omitted : 2.630 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

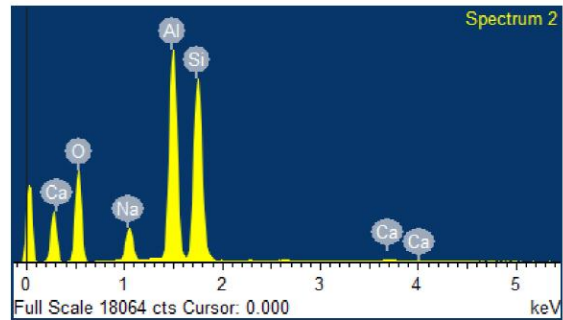
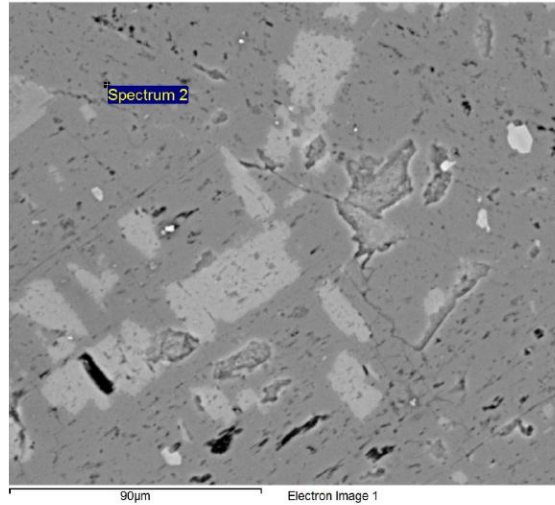
Na Albite 1-Jun-1999 12:00 AM

Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM

Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM

Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Na K	5.13	4.52	6.92	Na ₂ O
Al K	21.03	15.78	39.74	Al ₂ O ₃
Si K	24.71	17.81	52.87	SiO ₂
Ca K	0.34	0.17	0.48	CaO
O	48.78	61.72		
Totals	100.00			



Spectrum processing :

Peak possibly omitted : 2.626 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

Na Albite 1-Jun-1999 12:00 AM

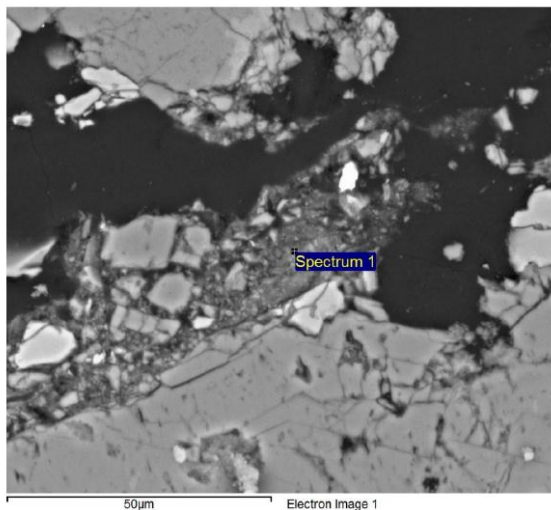
Mg MgO 1-Jun-1999 12:00 AM

Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM

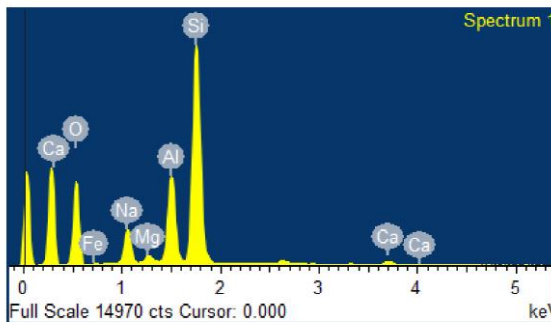
Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM

Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM

Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM



Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Na K	6.23	5.53	8.39	Na ₂ O
Mg K	0.82	0.69	1.36	MgO
Al K	10.61	8.03	20.06	Al ₂ O ₃
Si K	31.32	22.76	67.01	SiO ₂
Ca K	0.75	0.38	1.05	CaO
Fe K	1.66	0.61	2.14	FeO
O	48.61	62.01		
Totals	100.00			



Spectrum processing :

Peak possibly omitted : 2.626 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

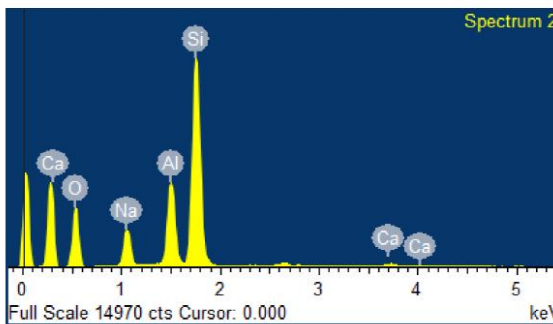
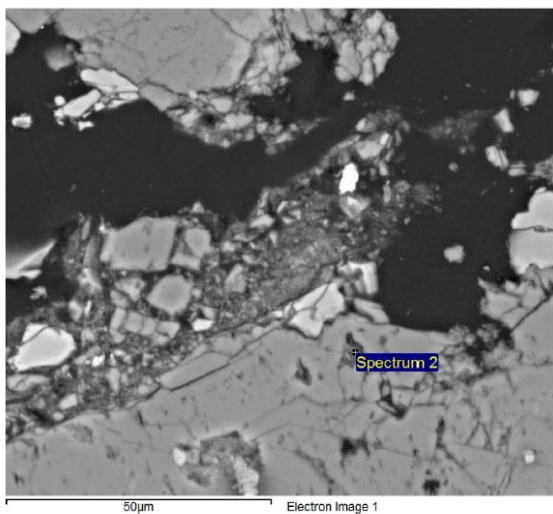
Na Albite 1-Jun-1999 12:00 AM

Al Al2O3 1-Jun-1999 12:00 AM

Si SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Na K	7.22	6.35	9.74	Na2O
Al K	10.67	7.99	20.17	Al2O3
Si K	32.41	23.32	69.34	SiO2
Ca K	0.54	0.27	0.75	CaO
O	49.15	62.07		
Totals	100.00			



Spectrum processing :

No peaks omitted

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

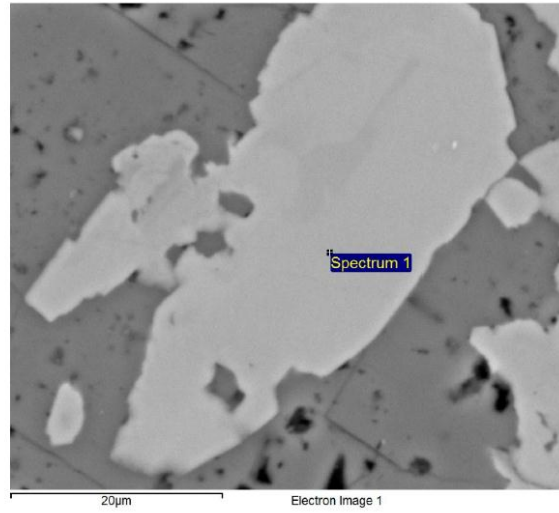
Al Al2O3 1-Jun-1999 12:00 AM

Si SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

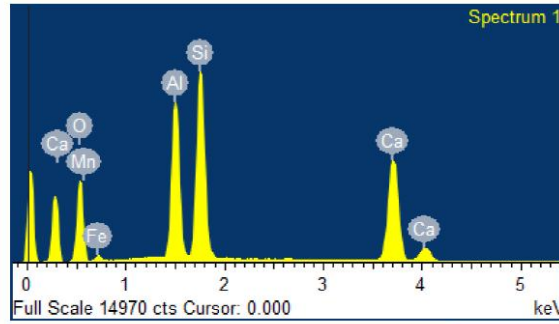
Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM

Mn Mn 1-Jun-1999 12:00 AM

Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM



Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Al K	13.88	11.55	26.22	Al2O3
Si K	19.87	15.88	42.50	SiO2
Ca K	16.03	8.98	22.44	CaO
Mn K	0.26	0.11	0.34	MnO
Fe K	6.62	2.66	8.51	FeO
O	43.35	60.83		
Totals	100.00			



Spectrum processing :

Peaks possibly omitted : 0.272, 3.492 keV

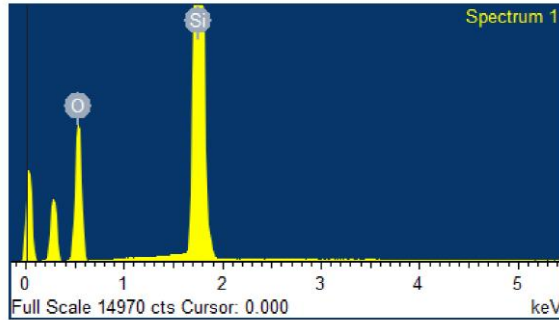
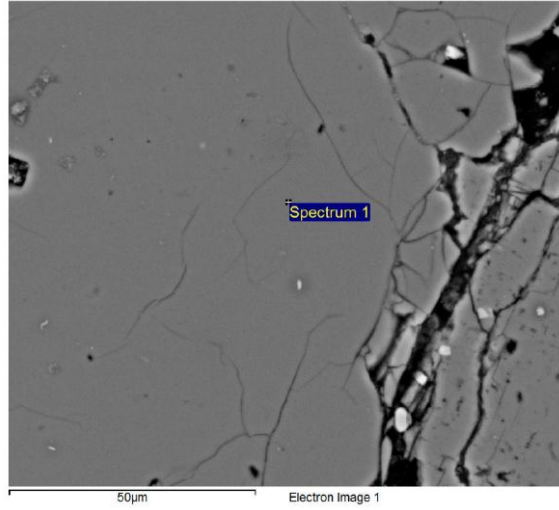
Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

Si SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Si K	46.74	33.33	100.00	SiO2
O	53.26	66.67		
Totals	100.00			



Comment:

Spectrum processing :

No peaks omitted

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

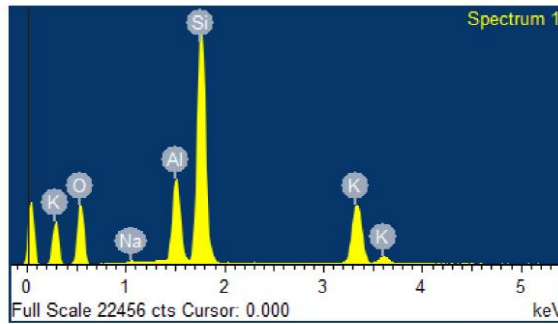
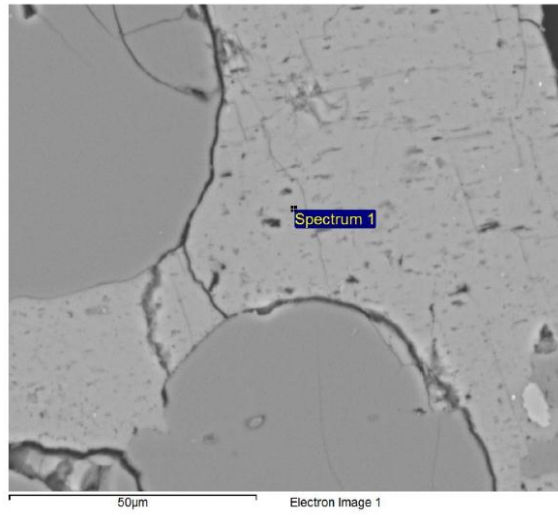
Na Albite 1-Jun-1999 12:00 AM

Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM

Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM

K MAD-10 Feldspar 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Na K	0.27	0.25	0.37	Na ₂ O
Al K	9.46	7.46	17.87	Al ₂ O ₃
Si K	31.09	23.55	66.51	SiO ₂
K K	12.66	6.89	15.25	K ₂ O
O	46.52	61.85		
Totals	100.00			



Spectrum processing :

Peaks possibly omitted : 2.649, 4.481 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)

Number of iterations = 2

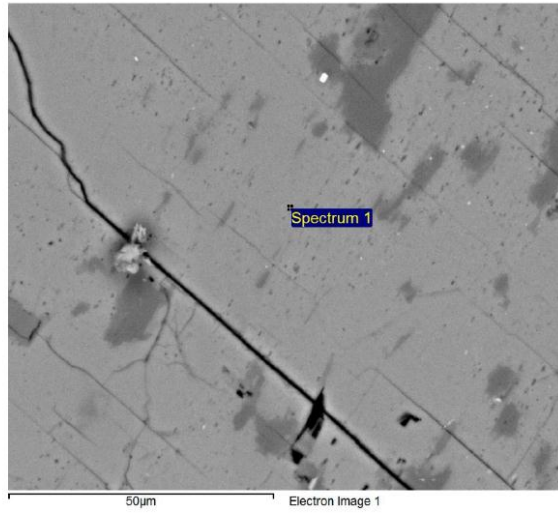
Standard :

Na Albite 1-Jun-1999 12:00 AM

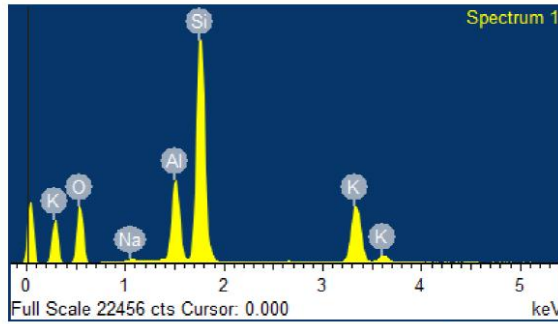
Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM

Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM

K MAD-10 Feldspar 1-Jun-1999 12:00 AM



Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Na K	0.35	0.32	0.47	Na ₂ O
Al K	9.42	7.42	17.79	Al ₂ O ₃
Si K	31.18	23.60	66.70	SiO ₂
K K	12.48	6.78	15.03	K ₂ O
O	46.57	61.88		
Totals	100.00			



Spectrum processing :

Peak possibly omitted : 2.624 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)

Number of iterations = 3

Standard :

Na Albite 1-Jun-1999 12:00 AM

Mg MgO 1-Jun-1999 12:00 AM

Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM

Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM

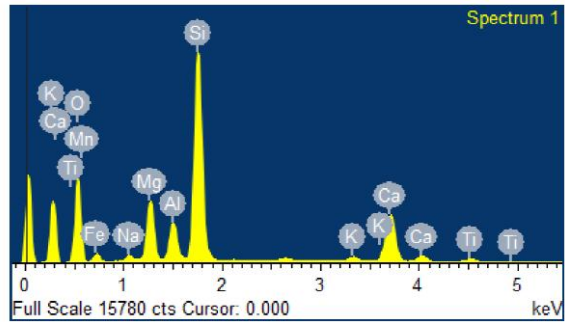
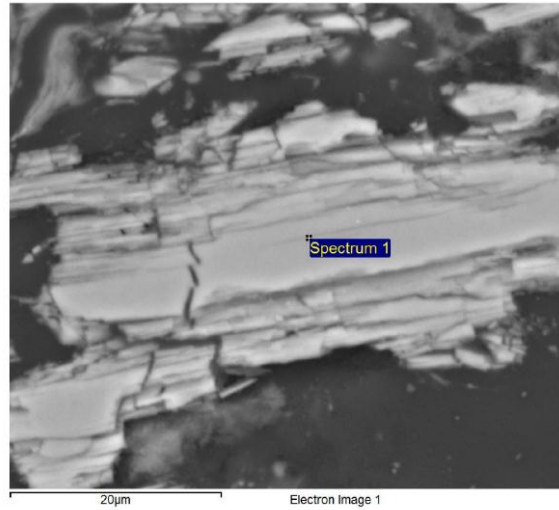
K MAD-10 Feldspar 1-Jun-1999 12:00 AM

Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM

Ti Ti 1-Jun-1999 12:00 AM

Mn Mn 1-Jun-1999 12:00 AM

Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM



Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Na K	0.83	0.81	1.12	Na ₂ O
Mg K	7.48	6.88	12.40	MgO
Al K	3.97	3.29	7.51	Al ₂ O ₃
Si K	23.95	19.07	51.24	SiO ₂
K K	0.64	0.37	0.77	K ₂ O
Ca K	8.13	4.53	11.37	CaO
Ti K	0.66	0.31	1.11	TiO ₂
Mn K	0.29	0.12	0.37	MnO
Fe K	10.97	4.39	14.11	FeO
O	43.08	60.22		
Totals	100.00			

Spectrum processing :

Peaks possibly omitted : 2.615, 5.435 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

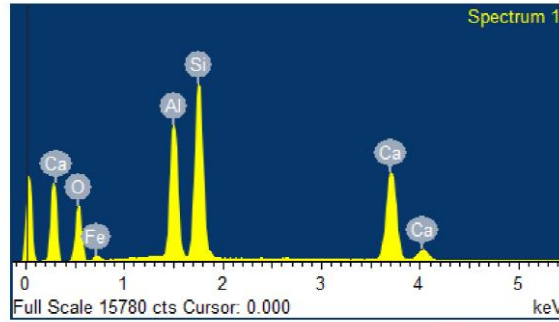
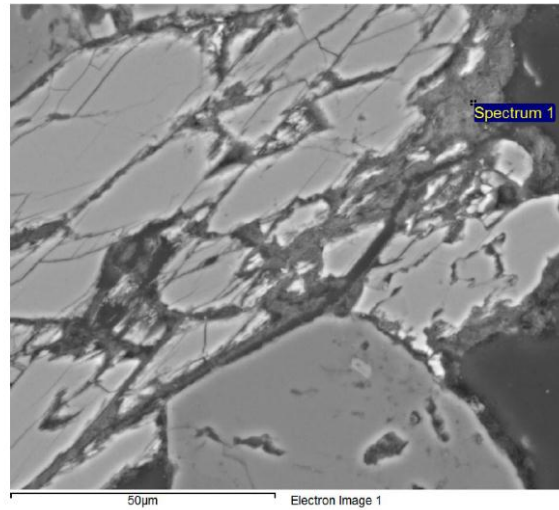
Al Al2O3 1-Jun-1999 12:00 AM

Si SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM

Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM

Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Al K	13.23	11.01	24.99	Al2O3
Si K	20.53	16.42	43.92	SiO2
Ca K	15.36	8.61	21.49	CaO
Fe K	7.46	3.00	9.60	FeO
O	43.42	60.96		
Totals	100.00			



Spectrum processing :

Peaks possibly omitted : 2.290, 2.637 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

Mg MgO 1-Jun-1999 12:00 AM

Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM

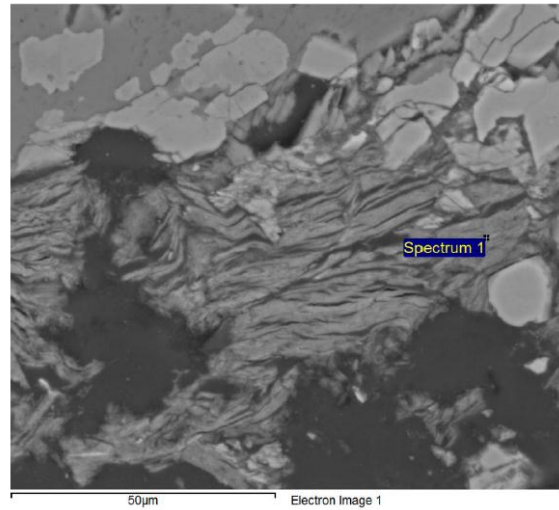
Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM

K MAD-10 Feldspar 1-Jun-1999 12:00 AM

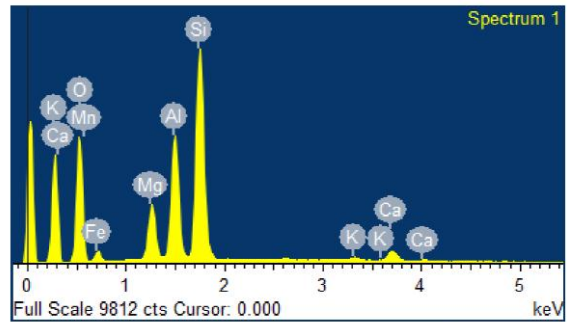
Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM

Mn Mn 1-Jun-1999 12:00 AM

Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM



Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg K	5.67	5.21	9.40	MgO
Al K	11.12	9.21	21.00	Al ₂ O ₃
Si K	21.62	17.21	46.25	SiO ₂
K K	0.35	0.20	0.42	K ₂ O
Ca K	1.39	0.77	1.94	CaO
Mn K	0.26	0.11	0.34	MnO
Fe K	16.05	6.42	20.65	FeO
O	43.55	60.86		
Totals	100.00			



Spectrum processing :

Peak possibly omitted : 2.628 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

Mg MgO 1-Jun-1999 12:00 AM

Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM

Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM

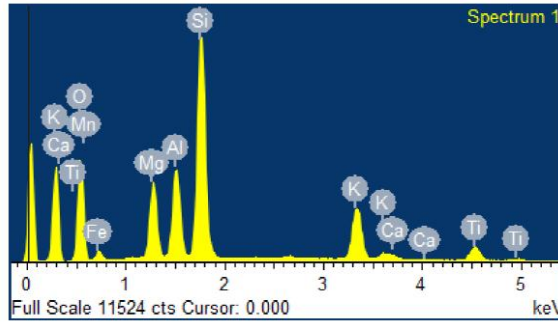
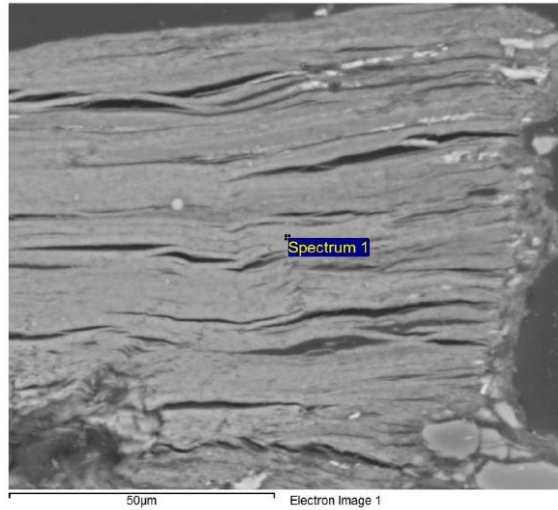
K MAD-10 Feldspar 1-Jun-1999 12:00 AM

Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM

Ti Ti 1-Jun-1999 12:00 AM

Mn Mn 1-Jun-1999 12:00 AM

Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM



Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg K	7.35	6.81	12.18	MgO
Al K	7.78	6.50	14.70	Al ₂ O ₃
Si K	21.11	16.93	45.15	SiO ₂
K K	6.61	3.81	7.97	K ₂ O
Ca K	0.49	0.27	0.68	CaO
Ti K	2.60	1.22	4.33	TiO ₂
Mn K	0.20	0.08	0.25	MnO
Fe K	11.44	4.62	14.72	FeO
O	42.42	59.75		
Totals	100.00			

Spectrum processing :

Peak possibly omitted : 2.630 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)

Number of iterations = 2

Standard :

Mg MgO 1-Jun-1999 12:00 AM

Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM

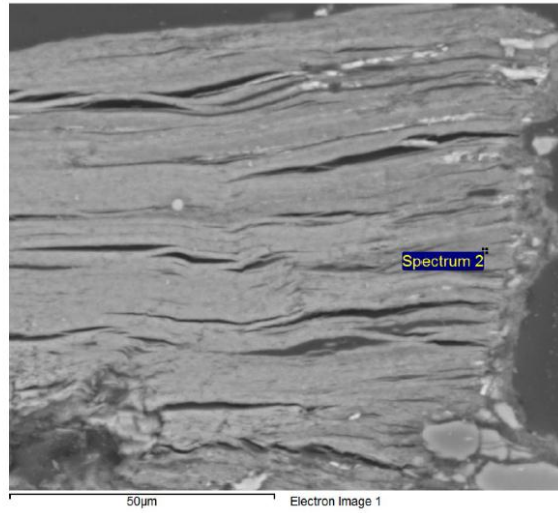
Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM

K MAD-10 Feldspar 1-Jun-1999 12:00 AM

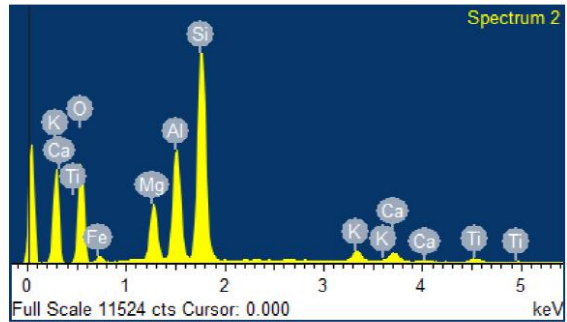
Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM

Ti Ti 1-Jun-1999 12:00 AM

Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM



Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg K	6.11	5.45	10.12	MgO
Al K	11.14	8.96	21.04	Al ₂ O ₃
Si K	23.75	18.34	50.80	SiO ₂
K K	1.54	0.85	1.85	K ₂ O
Ca K	1.40	0.76	1.95	CaO
Ti K	0.84	0.38	1.41	TiO ₂
Fe K	9.97	3.87	12.82	FeO
O	45.27	61.39		
Totals	100.00			



8.3 Difractogramas

