



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



# CARACTERIZACIÓN ÓPTICA Y COMPOSICIONAL DEL CONCENTRADO DE MINERALES DE URANIO, TORIO Y TIERRAS RARAS EN LAS PEGMATITAS DE POÑEN Y PARQUE COYANMAHUIDA.

Memoria para optar al Título de Geólogo

**Álvaro Alejandro Alarcón Novoa**

**Profesor Patrocinante:** Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado

**Profesional Guía** : Sr. Santiago Omar Collao Iturra

**Profesores Comisión** : Msc. Liubow González Martínez

Msc. Abraham Elías González Martínez

CONCEPCIÓN, 2019

# ÍNDICE

Página

<b>RESUMEN</b> .....	
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>1.1. Objetivos</b> .....	1
1.1.1. Objetivo general .....	1
1.1.2. Objetivos específicos .....	1
<b>1.2. Ubicación y accesos</b> .....	1
<b>1.3. Clima</b> .....	2
<b>1.4. Flora y fauna</b> .....	4
<b>1.5. Trabajos anteriores</b> .....	4
<b>1.6. Agradecimientos</b> .....	7
<b>2. MARCO GEOLÓGICO</b> .....	8
<b>2.1. Generalidades</b> .....	8
<b>2.2. Rocas metamórficas</b> .....	9
2.2.1. Generalidades .....	9
2.2.1. Serie Oriental .....	9
2.2.2. Serie Occidental .....	10
<b>2.3. Rocas intrusivas</b> .....	10
2.2.1. Generalidades .....	10
<b>2.3.1. Intrusivos paleozoicos</b> .....	11
2.3.1.1. Definición, distribución y relaciones de contacto.....	11
2.3.1.2. Petrografía y geoquímica.....	11
2.3.1.3. Edad y génesis.....	13
<b>2.3.2. Intrusivos triásicos</b> .....	14
2.3.2.1. Definición, distribución y relaciones de contacto.....	14
2.3.2.2. Petrografía.....	14
2.3.2.3. Condiciones de emplazamiento y edad.....	14
<b>2.4. Rocas volcánicas</b> .....	15
<b>2.5. Rocas sedimentarias</b> .....	15
<b>2.6. Depósitos no consolidados</b> .....	17
<b>2.6.1. Depósito modernos</b> .....	17
2.6.1.1. Depósitos litorales.....	17
2.6.1.2. Depósitos fluviales.....	17
<b>2.7. Estructuras</b> .....	18
<b>3. MARCO TEÓRICO</b> .....	20
<b>3.1. Pegmatitas</b> .....	20
<b>3.1.1. Generalidades</b> .....	20

3.1.2. Génesis.....	21
3.1.3. Clasificación.....	23
3.1.3.1. Clase abisal (AB).....	25
3.1.3.2. Clase muscovítica (MS).....	25
3.1.3.3. Clase muscovítica-elementos raros (MSREL).....	25
3.1.3.4. Clase elementos escasos o raros (REL).....	26
3.1.3.5. Clase miarolítica (MI).....	26
3.1.4. Características de las pegmatitas del área de estudio.....	27
3.1.5. Pegmatitas como fuente de elementos de interés económico.....	28
3.2. Uranio.....	30
3.2.1. Generalidades.....	30
3.2.2. Propiedades.....	30
3.2.3. Abundancia.....	30
3.2.4. Minerales.....	30
3.2.4.1. Uraninita.....	31
3.2.5. Depósitos.....	31
3.2.6. Usos.....	32
3.3. Torio.....	32
3.3.1. Generalidades.....	32
3.3.2. Propiedades.....	33
3.3.3. Mineralogía.....	33
3.3.4. Usos.....	33
3.4. Tierras raras.....	34
3.4.1. Generalidades.....	34
3.4.2. Clasificación.....	34
3.4.3. Abundancia.....	35
3.4.4. Propiedades.....	35
3.4.5. Usos.....	36
3.4.6. Producción y reservas.....	38
3.4.7. Depósitos de tierras raras.....	39
3.4.8. Minerales.....	40
3.4.8.1. Bastnasita.....	41
3.4.8.2. Monacita.....	42
3.4.8.3. Xenotima.....	42
3.4.8.4. Óxidos de REE.....	43
A. Grupo euxenita.....	43
B. Grupo aeschinita.....	44
C. Grupo fergusonita.....	45
D. Grupo samarskita.....	46
E. Super grupo pirocloro.....	47
3.4.9. Tierras raras en Chile.....	49
3.4.9.1. Plan nacional de geología.....	49
3.4.9.1. Proyecto minero El Cabrito.....	51
4. METODOLOGÍA.....	53
4.1. Etapa pre-terreno.....	53
4.2. Etapa de terreno.....	53

4.2.1. Comprobación datos anteriores y localización.....	53
4.2.2. Espectrómetro de integración de rayos gamma.....	53
4.2.3. Muestreo y zonificación por radiación gamma.....	55
<b>4.2. Etapa de Laboratorio.....</b>	<b>57</b>
4.2.1. Proceso de Chancado.....	57
4.2.2. Proceso de Tamizaje.....	58
4.2.3. Proceso de separación gravitacional.....	59
4.3.4. Proceso de secado.....	62
4.2.5. Cortes pulidos transparentes a partir de briquetas.....	63
4.2.6. Caracterización óptica.....	64
4.2.7. Caracterización composicional.....	65
<b>5. RESULTADOS.....</b>	<b>66</b>
<b>5.1. Pegmatita Poñen.....</b>	<b>66</b>
5.1.1. Fases mineralógicas.....	66
5.1.1. 1. Granate.....	66
5.1.1. 2. Cuarzo.....	68
5.1.1. 3. Feldespato Potásico.....	69
5.1.1. 4. Plagioclasa.....	69
5.1.1. 5. Andalucita.....	69
5.1.1. 6. Corindón.....	69
5.1.1. 7. Muscovita.....	69
5.1.1. 8. Biotita.....	69
5.1.1. 9. Piritita.....	70
5.1.1.10. Arsenopiritita.....	70
5.1.1.11. Turmalina.....	71
5.1.2. Minerales con contenido de U, Th, Y y Tierras Raras.....	71
5.1.2.1. Metautunita.....	71
5.1.2.2. Cheralita.....	73
5.1.2.3. Monacita.....	74
5.1.2.4. Xenotima.....	75
<b>5.2. Pegmatita Parque Coyanmahuida.....</b>	<b>76</b>
5.2.1. Fases mineralógicas.....	76
5.2.1.1. Euxenita.....	78
5.2.1.2. Policrasa.....	78
5.2.1.3. Fergusonita.....	79
5.2.1.4. Pirocloro.....	80
5.2.1.5. Xenotima.....	80
5.2.1.6. Tortveitita.....	81
5.2.1.7. Monacita.....	82
<b>6. DISCUSIONES.....</b>	<b>83</b>
6.1. Correlación de geoquímica y mineralogía.....	83
6.2. Distribución de tierras raras, uranio y torio.....	86
6.3. Alteración de óxidos Nb, Ta y Ti.....	87

<b>6.3. Comparación mineralógica</b> .....	89
<b>7. CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS</b> .....	91
<b>8. REFERENCIAS</b> .....	92

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
1. 1	Mapa de ubicación del área de estudio.....	1
1. 2	Tipos de climas de la Región del Biobío.....	3
2. 1	Mapa geológico de la Cordillera de la Costa y la zona de antearco entre los 36°30'-39°S .....	8
2. 2	Diagrama K <sub>2</sub> O v/s SiO <sub>2</sub> de los intrusivos paleozoicos y mesozoicos.....	12
2. 3	Patrones de tierras raras en basamento e intrusivos paleozoicos	13
3. 1	Tabla periódica de los elementos mostrando las tierras raras livianas (LREE) y las tierras raras pesadas (HREE).....	34
3. 2	Abundancia relativa de elementos en la corteza terrestre.....	35
3. 3	Producción de REE según países.....	38
3. 4	(a) Reservas Mundiales de óxidos de tierras raras (REOs) (b) Distribución de las reservas de elementos REE en China.....	38
3. 5	Distribución de átomos en las posiciones A y B en el grupo euxenita....	44
3. 6	Distribución de átomos en las posiciones A y B en el grupo.....	45
3. 7	Distribución de átomos en las posiciones A y B en el grupo fergusonita.	46
3. 8	Distribución de átomos en ambas posiciones A y B en grupo samarskita	47
3. 9	Mapa geoquímico para el elemento Ce.....	50
3.10	Proyecto minero El Cabrito.....	52
4. 1	Zonación de pegmatita Poñen asociada a las medidas de radiación gamma utilizando el scintilómetro.....	56
4. 2	Muestras de Pegmatita Poñen separadas por densidad.....	61
5. 1	Granate en pegmatita Poñen.....	67
5. 2	Granate al microscopio óptico y bajo el microscopio electrónico.....	68
5. 3	Pirita y arsenopirita en microscopio óptico y electrónico.....	70
5. 4	Metautunita en pegmatita Poñen.....	72
5. 5	Monacitas según la clasificación de radiación gamma.....	74
5. 6	Xenotima al microscopio óptico y bajo el microscopio electrónico.....	75
5. 7	Distribución de átomos en las posición B en el grupo euxenita.....	78
5. 8	Fergusonita al microscopio óptico y microsonda electrónica.....	79
5. 9	Intercrecimiento de Policrasa, Xenotima y Zircón.....	80
5.10	Tortveitita al microscopio óptico y bajo el microscopio electrónico.....	81
5.11	Monacita al microscopio óptico y bajo el microscopio electrónico.....	82

## ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

<b>Fotografía</b>		<b>Página</b>
4. 1	Toma de datos en Poñen.....	54
4. 2	Medidas de radiación en muestra argilizada en Coyanmahuida.....	55
4. 3	Muestra pesada y chancada.....	57
4. 4	Etapas de tamizaje.....	58
4. 5	Etapas de separación gravitacional.....	60
4. 6	Etapas de secado.....	62
4. 7	Etapas de confección de briquetas, cortes pulidos transparentes.....	63
4. 8	Microscopio con un fotómetro acoplado.....	64
4. 9	Proceso antes de analizar la muestra en microsonda.....	65
5. 1	Rocas fuertemente argilizada en Pegmatita Coyanmahuida.....	66

## ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFÍAS

<b>Fotomicrografía</b>		<b>Página</b>
5. 1.	Cristal de Cheralita.....	74

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
2. 1	Dataciones radiométricas previamente publicadas para rocas del Batolito Costero del Sur en la Región del Biobío.....	13
3. 1	Clasificación de pegmatitas.....	24
3. 2	Minerales de uranio.....	31
3. 3	Principales minerales de torio.....	33
3. 4	Propiedades de las tierras raras.....	36
3. 5	Usos de cada elemento del grupo de las tierras raras.....	37
3. 6	Clasificación de los depósitos de minerales de REE.....	39
3. 7	Principales Minerales de REE.....	41
3. 8	Lista válida actualmente de minerales del grupo euxenita.....	43
3. 9	Lista válida actualmente de minerales del grupo aeschinita.....	45
3.10	Lista válida actualmente de minerales del grupo fergusonita.....	46
3.11	Lista válida actualmente del grupo de minerales samarskita.....	47
3.12	Lista válida del grupo de minerales pirocloro.....	48
4. 1.	Registro de la variación de energía gamma en cada zona pegmatita.....	56
4. 2.	Conversión granulométrica a normas Tyler y ASTM.....	58

4. 3.	Peso específico de posibles minerales que se podían encontrar.....	59
5. 1.	Tabla resumen con la mineralogía de la pegmatita granítica zonada Poñén.....	66
5. 2.	Composición química de minerales de REE de Coyanmahuida, determinados por EMPA.....	77

## ÍNDICE DE GRÁFICOS

<b>Gráfico</b>		<b>Página</b>
4. 1.	Gráfico intensidad versus Energía obtenido con EDS en Cheralita.....	73



## RESUMEN

Las tierras raras (REE) son consideradas elementos estratégicos para el avance científico en la revolución tecnológica de las últimas décadas. Es por eso que comprender la química mineral como la génesis de los minerales portadores de REE es cada vez más importante para su posible exploración en Chile. En este trabajo se caracterizó óptica y composicionalmente los minerales portadores de REE provenientes de dos afloramientos pegmatíticos ubicados en el centro-sur de Chile, en la región del Biobío.

Los minerales estudiados provienen de las pegmatitas Coyanmahuida y Poñen, pertenecientes al Batolito Costero, parte del basamento Paleozoico del Centro-Sur de Chile (Hervé, 1988). Localmente, en la zona estudiada, se obtuvieron edades Rb/Sr en roca total de  $306.8 \pm 4.5$  Ma, en la roca granítica (Glodny *et al.*, 2008), y U/Pb en circones de  $310.8 \pm 1.8$  Ma en el cuerpo pegmatítico de Poñen (Velásquez *et al.*, 2012).

La pegmatita de Poñen fue la primera en ser estudiada tras el hallazgo de minerales de uranio como metaautunita y uraninita (Collao *et al.*, 2009). Luego, Jil (2014) reconoció nuevas zonas pegmatíticas en Vertiente y Coyanmahuida, ambas en la región del Biobío, donde se identificó minerales portadores de U, Th, Y y REE. La caracterización de estos minerales mediante técnicas microanalíticas permitió identificar la presencia de uranopolicrasa, euxenita, monacita y xenotima (Collao *et al.*, 2015).

La investigación se desarrolló en tres etapas: En la primera, se trazaron perfiles en terreno para medir radiactividad utilizando un espectrómetro de integración de rayos gama portátil modelo GIS-5, categorizando la recolección de las rocas pegmatíticas en tres grupos, según sensibilidad en cuentas por segundo (cps): 1) 0-1000 cps, 2) 1000-3000 cps, 3) > 3000 cps. En la segunda etapa, las muestras fueron chancadas y tamizadas, para obtener granos minerales de tamaños uniformes, con subgrupos de 1700  $\mu\text{m}$ , 500  $\mu\text{m}$  y 63  $\mu\text{m}$ . Luego, con el fin de separar los minerales más pesados (contenedores de U y REE) de los más livianos, se utilizó una mesa vibratoria y se seleccionó la granulometría de 500  $\mu\text{m}$  como la más eficiente para la separación gravitacional. De esto, resultan 3 muestras de distinta densidad (alta, mediana y baja), por cada categoría de radiactividad. Así, según la radiactividad, el tamaño de grano (500  $\mu\text{m}$ ) y la densidad, se seleccionaron las siguientes muestras para el estudio microscópico: 1) 0-1000 cps, 500  $\mu\text{m}$ , alta densidad; 2) 1000-3000 cps, 500  $\mu\text{m}$ , alta densidad; 3) > 3000 cps, 500  $\mu\text{m}$ , alta densidad. En la tercera etapa, se realizaron 6 cortes pulidos transparente confeccionados a partir de briquetas y 2 cortes pulidos transparente de la roca portadora de los minerales de interés. Estos fueron estudiados con un microscopio de luz transmitida-reflejada. La composición de los minerales fue determinada mediante la microsonda electrónica JEOL JXA8600M del Instituto GEA de la Universidad de Concepción, provista de un detector de rayos-x dispersor de energía (EDS) y cinco detectores de dispersión de longitud de onda (WDS).

Se caracterizan las muestras obtenidas y se añaden nuevas fases minerales con contenido de uranio, torio y tierras raras a las pegmatitas de estudio, lo cual las transforman en afloramientos aún más llamativos y complejos. En pegmatita Poñen se añaden los siguientes minerales: monacita, xenotima, torianita, uraninita, pirita, siderofilita, pirita y arsenopirita. Mientras que en la pegmatita Coyanmahuida se añaden las siguientes fases minerales: óxidos de Nb, Ta, Ti con contenidos de tierras raras, uranio y torio, clasificados como fergusonita, euxenita y policrasa, los cuales se encuentran alterados por pirocloro; además se añaden los minerales de monacita, xenotima, circón rico en Hf que contienen tierras raras, y tortveitita, silicato de escandio.

En cuanto a la distribución de los elementos de uranio, torio y tierras raras, tienen un fuerte control mineralógico. Las anomalías geoquímicas obtenidas en trabajos previos, son justificadas por los minerales caracterizados en este estudio. En la pegmatita Poñen, los altos valores de uranio y torio, son justificadas por la presencia de monacita rica en torio. Por otro lado, en la pegmatita Coyanmahuida, los valores anómalos de tierras raras son justificadas por la presencia de xenotima, monacita y los óxidos de Ta, Nb y Ti. Estos últimos justifican los valores altos de uranio y torio, junto con la presencia de inclusiones de uraninita y torianita en estos mismos minerales.

Por último, la fergusonita, euxenita y policrasa están amorfizados, producto del uranio y torio en su estructura cristalina, se aprecia además una fuerte alteración de estos óxidos de Ta, Nb, y Ti por pirocloro, este mineral es cristalizado en las fracturas y bordes de estos minerales, por el enriquecimiento de Ca, Na, Pb, Fe, Zr, LREE y OH al sistema.



## 1. INTRODUCCIÓN

Debido a la actual revolución tecnológica, al profundo interés en la exploración de elementos de tierras y el hallazgo preliminar de minerales contenedores de tierras raras en la pegmatita Coyanmahuida publicados por Collao *et al.*, 2005 en el congreso geológico chileno del mismo año, que se propone por iniciativa propia y gracias a la ayuda del profesor Santiago Collao la exploración y caracterización de minerales contenedores de tierras raras, uranio y torio en la pegmatita de Poñen y Coyanmahuida.

### 1.1. Objetivos

#### 1.1.1. Objetivo general

Comprender la génesis y distribución mineralógica de los minerales contenedores de uranio, torio, itrio y tierras raras en los cuerpos pegmatíticos de los sectores de Poñen y Coyanmahuida.

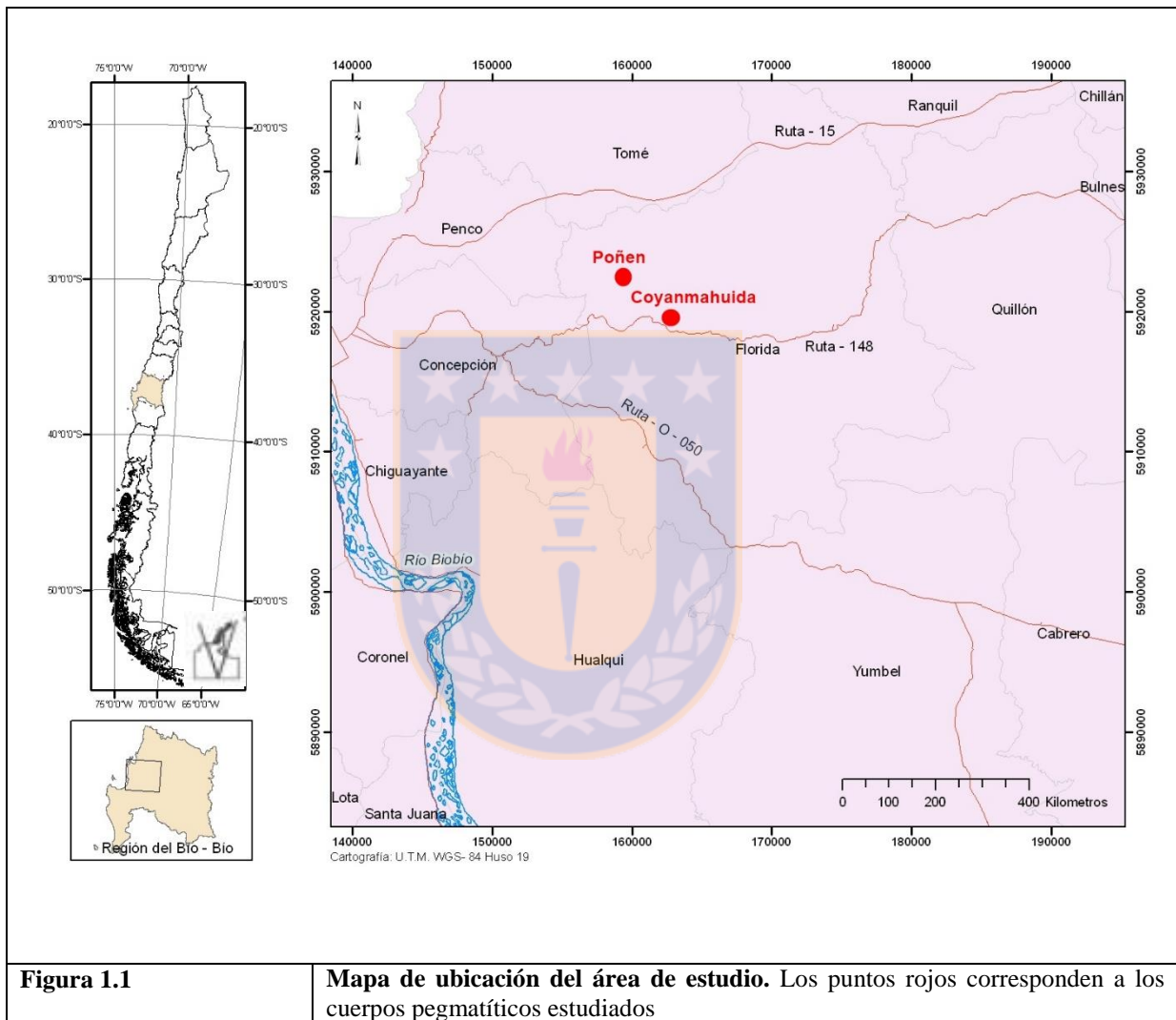
#### 1.1.2. Objetivo específicos

- a. Encontrar nuevas fases minerales con los elementos de interés
- b. Caracterizar óptica y químicamente minerales con los elementos de interés.
- c. Conocer la distribución zonal de los elementos de interés.
- d. Correlacionar las anomalías geoquímicas de la zona con la mineralogía
- e. Comparar la mineralogía de tierras raras, uranio e itrio en ambas pegmatitas
- f. Complementar la información geológica existente en el área de estudio.
- g. Generar recomendaciones en el caso de ser necesario.

### 1.2. Ubicación y accesos

El área de estudio se ubica en la Costa en la región del Biobío, entre los 36°20' y los 37°20' latitud S y los 72°40' y los 72°00' longitud W, abarcando las provincias de Concepción, Ñuble y Biobío. Las localidades cercanas más importantes son Florida y Poñen (Figura 1.1).

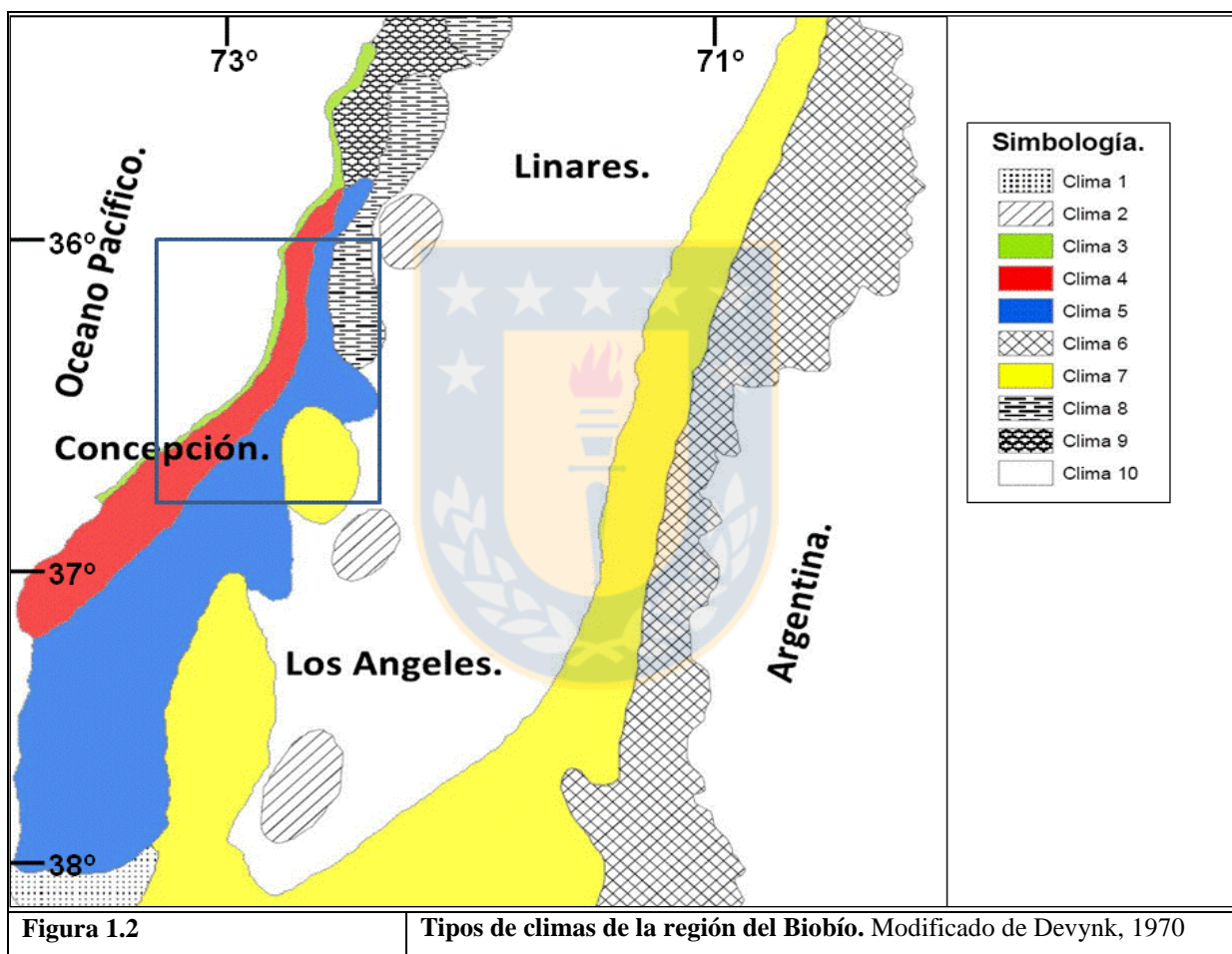
Para acceder a la zona de estudio desde Concepción, se toma la ruta asfaltadas 148, conocida como camino a Bulnes, la cual conecta la ciudad antes mencionada con la Ruta 5 Sur. A la altura del puente n° 6, hacia el norte utilizando el camino de ripio que se dirige a la localidad de Poñen, se llega al afloramiento homónimo. Mientras que para llegar a la pegmatita Coyanmahuida se sigue la misma ruta 148 hasta el km 40, se accede al parque para encontrar el afloramiento (Figura 1.1).



### 1.3. Clima

Las características climáticas de una región se deben a la interacción de un conjunto de factores, tales como la ubicación geográfica, topografía y circulación atmosférica (Muñoz *et al.*, 2005). Dicho autor, determina geográficamente, la latitud de la región del Biobío como una zona climática de transición entre el clima mediterráneo y el clima templado húmedo que prevalece hacia el sur.

La Cordillera de la Costa, como unidad de relieve predominante en la zona, es responsable de la marcada influencia marítima, mientras que el tercer factor mencionado, se ve representado por el Ciclón del Pacífico Sur que se ubica entre los 20° y 40° de latitud S (Muñoz *et al.*, 2005). Las variaciones climáticas locales responden al análisis de los principales elementos del clima; temperaturas y precipitaciones. Así se representa en la Figura 1.2, donde se identifican tres climas concernientes a la zona de estudio, los dos primeros mediterráneos y el tercero templado húmedo (IGM, 2001).



- Clima de carácter oceánico o tipo 4 (estaciones tipo: Punta Tumbes y Punta Lavapié): se distribuye en el margen occidental del continente y se caracteriza por cuatro a tres meses áridos y cuatro a un meses fríos-húmedos, con temperaturas medias de 9°- 10°C en julio y 16°- 17°C en enero. La pluviometría no supera los 1.000 mm anuales.

- Clima de la Cordillera de la Costa con amplitud térmica moderada, valles del Itata y Biobío o tipo 5 (estación tipo: Concepción): delimitado por esta unidad morfológica, se caracteriza por sus cinco a dos meses áridos y cuatro meses fríos-húmedos. La temperatura es 1° superior al clima tipo 3 y la oscilación térmica similar, bordea los 7°C anualmente. Las precipitaciones alcanzan normalmente los 1.200 mm anualmente.
- Clima templado húmedo sin meses secos o tipo 7 (estación tipo: Contulmo): se extiende al sur del río Biobío, cerca del límite con Argentina y en un sector restringido de la Cordillera de la Costa, entre los ríos Itata y Biobío. Presenta máximo un mes árido y cuatro a cinco meses fríos-húmedos. Por efecto de la continentalidad, presenta una mayor temperatura durante los meses de verano llegando a una media de 20°C en enero. Se distingue por una mayor pluviosidad anual, del orden de los 2.000 mm.
- El extremo occidental presenta un clima de tipo 3, caracterizado por cinco meses áridos y uno a tres meses fríos-húmedos; se extiende entre los 35° y 37° de latitud sur, presentando menores precipitaciones que los climas descritos anteriormente.

#### 1.4. Flora y fauna

La flora que predomina en el área de estudio consiste, principalmente, en vegetación exótica con interés económico, tal como *eucalyptus globulus* y algunas variedades de pinos (principalmente radiata), la cual ha ido sustituyendo paulatinamente a la vegetación nativa compuesta por especies tales como Boldo, Mañío, Canelo, Robles, Raulí y Coigües, estos últimos pertenecientes al género *Nothofagus*. La fauna de la zona está constituida, en gran parte, por especies que han sido introducidas por el ser humano para la actividad ganadera y agropecuaria, entre los que se destacan equinos, bovinos y ovinos. La fauna nativa está compuesta por especies autóctonas como zorros, gorriones, zorzales, loicas, búhos y gaviotas. Además, podemos encontrar fauna adaptada a los matorrales espinosos como el caso de numerosos roedores. Entre los insectos se cuentan coleópteros, lepidópteros, himenópteros y arácnidos.

#### 1.5. Trabajos anteriores

González-Bonorino & Aguirre (1970) son los primeros en describir el Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa entre los 34° y 41° donde define tres series metamórficas, las cuales se

diferencian por sus estructuras y el tipo de metamorfismo, estas son: Zonas Pichilemu, Curepto y Nirivilo.

Aguirre *et al.* (1972) dividen el Basamento Metamórfico en dos series: Serie Occidental, cuya razón P/T es alta y la Serie Oriental, de razón P/T intermedia. Ambas series estarían ligadas entre sí de manera genética, temporal y espacial constituyendo un Cinturón Metamórfico Pareado (Miyashiro, 1961), existiendo entre ambas una extensa zona de sutura de elongación N-S (Ernst, 1975).

Hervé (1977) concluye, basado en antecedentes estructurales, petrográficos, mineralógicos y geoquímicos, que las rocas del Basamento de la Cordillera de Nahuelbuta, correspondientes a la Serie Oriental tienen un protolito relacionado a secuencias turbidíticas que fueron posteriormente afectadas por un metamorfismo polifásico.

Hervé (1988) realiza una síntesis litológica, estructural y geocronológica del Basamento Cristalino del Sur de Chile. Además interpreta su génesis y emplazamiento en el marco de la tectónica de placas.

Bizama (1998) confecciona un mapa geológico escala 1:50.000 en el cuadrángulo Yumbel. Basado en un estudio petrográfico detallado, un análisis de las relaciones de contacto y las correlaciones posibles, determina que el Batolito Costero del Sur se conforma por al menos dos unidades intrusivas paleozoicas, a las que denomina Unidad la Cantera y Unidad Nahuelcura. Además, menciona que en el sector de estudio existen diversos cuerpos filonianos tipo lamprófidos, de la variedad espesartina, que cortan a ambas unidades.

Collao *et al.* (2000) llevan a cabo una evaluación de los recursos metálicos de la Región del Biobío, integrando la geología y metalogénesis del área de estudio, identificando sectores de mayor potencial económico en cuanto a la mineralogía metálica, para lo cual realiza estudios de geoquímica orientativa.

Creixell (2001) estudia la Petrología del Batolito Costero del Sur distinguiendo 3 subunidades: Tonalitas de Santa Juana, Granitoides de Nahuelbuta y Granitoides de Concepción, reconociendo en éstas 2 ciclos magmáticos principales.

Vásquez (2001) estudia las características mineralógicas y geoquímicas del Basamento metamórfico desde la ciudad de Concepción hasta la Cordillera de Nahuelbuta. Lleva a cabo un

estudio geotermobarométrico determinando la influencia, mineralogía, facies y grado del metamorfismo de Tipo Barroviano y de Tipo Buchan.

Suazo (2005) efectúa un reconocimiento y estudio geológico de las rocas intrusivas que afloran en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, poniendo énfasis en los intrusivos jurásicos. En este contexto, el autor define dos unidades intrusivas jurásicas (Unidad Hualve y Unidad Ninhue), cuya distinción la realiza en cuanto a diferencias de litología, tipos de enclave, petrografía, mineralogía y relaciones de contacto.

Collao *et al.* (2009) reportan el hallazgo del mineral de uranio ‘metaautunita’ en el cuerpo pegmatítico cercano a la localidad de Florida y recomienda continuar los estudios en aquella zona.

Stange (2011) realiza una caracterización de los lavaderos de oro determinando que las posibles fuentes del mineral son los cuerpos pegmatíticos de la zona y cuerpos intrusivos atribuidos al Batolito Costero.

Collao *et al.* (2012) realizan estudios de inclusiones fluidas en distintos tipos de cuarzo de la Pegmatita Poñén, obteniendo resultados preliminares acerca de las condiciones de temperatura y composiciones de los fluidos hospedados en estos minerales.

Velásquez (2012) basado en la petrografía, mineralogía y geoquímica, propone una zonificación de la pegmatita del sector Poñén que se hospeda en el Batolito Costero del Sur de la región del Biobío. Además la clasifica como de tipo MSREL (Muscovita- Elementos raros) con anomalías de Be, Y, REE, U, Th, Nb, Ta y muy ricos en muscovita, biotita y granate (almandino-espesartina).

Jil (2014), caracteriza desde el punto de vista mineralógico y geoquímico el comportamiento y distribución de los elementos Uranio, Torio, Itrio y Tierras Raras en los distintos cuerpos pegmatíticos de los sectores de Poñén, Vertientes y Parque Coyanmahuida y en rocas intrusivas circundantes que afloran en la Cordillera de la Costa.

Collao *et al.* (2015) estudian la pegmatita Coyanmahuida a nivel mineralógico y geoquímico, comparando los datos de la geoquímica con otras pegmatitas graníticas de similar características a nivel mundial, y describiendo la mineralogía relacionada a las anomalías geoquímicas. Se constata la presencia de xenotima, monacita y uranoplicrasa.

## 1.5. Agradecimientos

Agradezco de manera especial a la Universidad de Concepción, al Departamento de Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geología Económica Aplicada, por haberse convertido en mi segundo hogar durante la carrera. Al profesor Santiago Collao, mi profesional guía, a la profesora Laura Hernández y a la profesora Fernanda Álvarez, por su buen trato y voluntad durante mi período de estudiante y memorista, por mostrarme su pasión por la Geología motivándome en todo momento. A cada uno de los profesores que me formaron como estudiante y me convirtieron en Geólogo, aprendiendo de ellos lo hermoso de esta carrera, tomando en consideración tanto lo bueno como malo, para reforzar mis propias habilidades. También, no puedo dejar de mencionar a cada funcionario de este departamento, Gerardo, Pedrito, Carlitos, Don Raúl, Iván, Mauricio y Luchito, que hicieron de mi paso por Geología una estadía mucho más agradable.

Mis amigos. Sin ustedes los recuerdos de mi vida universitaria no serían lo mismo. Gracias por la entrega, el cariño, por las mil sonrisas que sacaron en mí, por levantarme el ánimo las veces que lo necesité. A mis “compas” Juanín, Jorge, Kike, Pauly, Martín, Macca, Panchi, Pancha y los “manus” por todas sus locuras, apoyo y cariño en toda circunstancia. A cada uno de mis compañeros, con los que compartí clases, terrenos y geotertulias, gracias por formar parte de este grato ambiente geológico. También quiero agradecer a mis amigos de universidad en las actividades extra-programáticas, en especial a mis amigos de JCU, Vida Estudiantil y GBU, junto a ustedes la vida universitaria es más grata. Gracias Mario, Pame, Mayo, Rachel, Edras, Camilo, y todos los que siempre estuvieron conmigo en todo momento, gracias a Dios por sus vidas.

Finalmente, un agradecimiento especial a quien tiene el primer lugar en mi vida, a Jesucristo, quien se merece toda la gloria y que por medio del cual agradezco la hermosa familia que tengo, mis padres y mis hermanos que han creído en mí, siendo parte fundamental desde el inicio de mi vida hasta el cierre de esta etapa, por toda su confianza, entrega, paciencia y amor que los caracteriza, que hicieron de mí una mejor persona. A mi Gina, mi catracha, agradecerle por estar siempre conmigo, por su apoyo incondicional en cada uno de mis proyectos y en los que seguiremos formando juntos.

Gracias a todos los que han formado y seguirán formando parte de mi vida.

## 2. MARCO GEOLÓGICO

### 2.1. Generalidades

La Cordillera de la Costa de Chile Centro – Sur está conformada principalmente por rocas metamórficas e intrusivas del Paleozoico Superior (Aguirre *et al.*, 1972; Hervé *et al.*, 1987). Sobre este basamento se dispone en forma discordante una cobertura volcano-sedimentaria mesozoica, así como rocas y sedimentos cenozoicos. Las rocas mesozoicas están representadas por volcanitas y sedimentitas del Triásico tardío (Charrier, 2007), por rocas volcanosedimentarias mesozoicas y por sedimentitas marinas del Cretácico tardío. Existen además pequeños plutones de edad triásica y de edad jurásico-cretácica (Hervé, 1977; Gajardo, 1981; Parada, 1990).

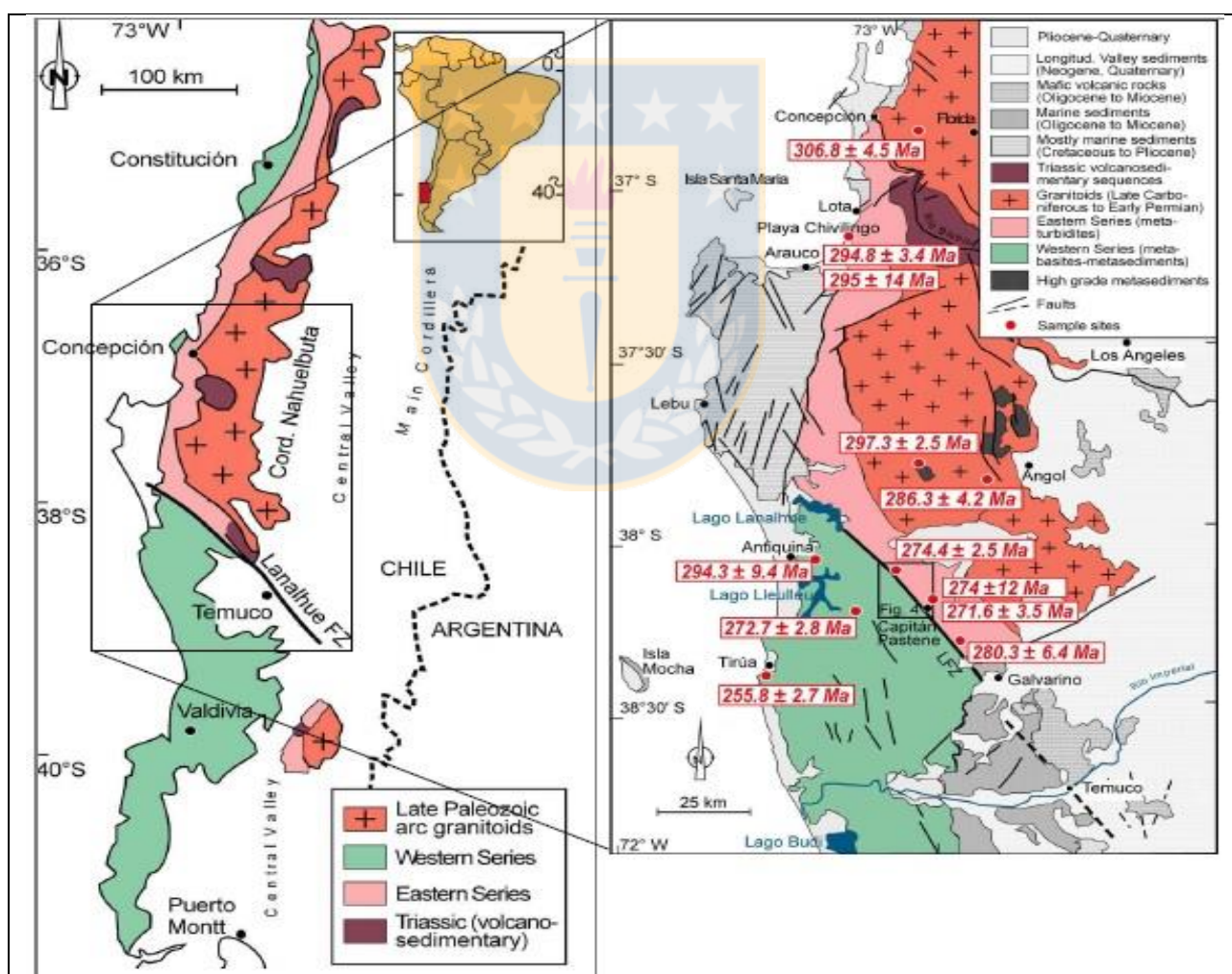


Figura 2.1

Mapa geológico de la Cordillera de la Costa y la zona de antearco entre los 36°30' - 39° S. Se observan unidades intrusivas (Batolito de la Costa), metamórficas (Serie Oriental y Occidental) y sedimentarias (principalmente cenozoicas). Modificado de Glodny *et al.*, 2008).



## 2.2. Rocas metamórficas

### 2.2.1. Generalidades

Las rocas metamórficas son parte del Basamento Metamórfico de Chile Sur Central. Con esta denominación se conoce a una serie de complejos metamórficos y en menor medida intrusivos paleozoicos que afloran en el borde occidental de Chile, los cuales se distribuyen como una faja de orientación general norte sur, paralelo a la fosa, con afloramientos discontinuos entre los 34-37° latitud S y de forma continua entre los 37-43° latitud S. Tradicionalmente, el basamento ha sido subdividido de acuerdo a sus rasgos litológicos, protolito y grado de metamorfismo en dos unidades: Serie Occidental y Serie Oriental (González-Bonorino, 1970; Aguirre, 1972; Hervé, 1977).

### 2.2.2. Serie Oriental

La Serie Oriental consta básicamente de filitas, pizarras y metarenitas, con menores proporciones de esquistos y gneiss (Hervé, 1977) y localmente rocas calcosilicatadas, rocas córneas y migmatitas, éstas últimas en zonas aledañas al contacto con el Batolito Costero del Sur. El historial metamórfico y deformacional según Hervé (1977) registra dos eventos principales: el primero consiste en un metamorfismo de tipo Barroviano, de temperatura y presión intermedias, que se manifiesta en la presencia de porfidoblastos de granate, biotita, y estaurolita y en la generación de una foliación principal S1 paralela a la estratificación original S0. De acuerdo a Willner *et al.*, (2005) y Hervé *et al.* (2007) este primer evento correspondería a un metamorfismo originado en la zona de retro-prisma de un paleo complejo de acreción. Se superpone un segundo evento a causa de la intrusión del Batolito Costero del Sur en el Paleozoico Superior, el cual provoca un metamorfismo de tipo Buchan (alta temperatura y baja presión) con el consecuente desarrollo de una foliación S2 y una zonación mineral en franjas paralelas al batolito desde sectores con migmatita, hacia las zonas de sillimanita, andalucita y biotita a medida que aumenta la distancia al intrusivo. El grado metamórfico corresponde a facies esquistos verdes y granulita (Gajardo, 1981), en condiciones de temperatura que no superan los 650°-700°C. El protolito de esta serie ha sido interpretad por Hervé, 1988 como secuencias turbidíticas de ambiente de plataforma, mientras que Cartes (2004) si bien ratifica las corrientes de turbidez, indica que la

profundidad de depositación es mayor, en base al estudio de huellas fósiles cercanas a la localidad de Lirquén.

### **2.2.3. Serie Occidental**

La Serie Occidental se compone esencialmente de metabasitas y esquistos micáceos. Con mayor detalle Collao *et al.* (1986) distinguen dos unidades: la Unidad Tirúa, más hacia la costa, compuesta por esquistos verdes (metabasitas), esquistos micáceos y metacherts manganíferos; y la Unidad Nahuelbuta, ubicada entre la Unidad Tirúa y la Serie Oriental, formada por esquistos micáceos grises, metacherts ferruginosos y bandas sulfuradas locales cuyo protolito corresponde a rocas sedimentarias clásticas (areniscas, grauwas y lutitas de ambiente marino). Los planos de estratificación originales de esta serie se encuentran obliterados por una fuerte foliación penetrativa y recristalización metamórfica (Glodny *et al.*, 2005), observándose únicamente algunas estructuras relictas tipo pillow lavas en las metabasitas (Hervé, 1977). En cuanto al grado metamórfico, éste corresponde a facies esquistos verdes, no obstante en las localidades de Pichilemu (34°30'S) y Los Pabilos (40°57'S) las asociaciones minerales alcanzan facies de alta presión, con desarrollo de esquistos azules (Willner *et al.*, 2004). La petrografía revela que las metabasitas tienen afinidad toleítica abisal, lo que indica que el protolito de esta serie corresponde a basaltos y pelitas de fondo oceánico, los que de acuerdo al patrón estructural habrían sido acrecionados basalmente (Glodny *et al.*, 2005) al borde occidental de Gondwana entre el Devónico y el Carbonífero.

## **2.3. Rocas intrusivas**

### **2.3.1. Generalidades**

Las rocas intrusivas presentes en el área de estudio han sido descritas por varios autores desde la década de los 70. Hervé (1977) y Hervé *et al.* (1987) definen el Batolito Costero del Sur (BCS) como una unidad intrusiva que aflora desde los 32°30' S hasta los 38° S, en una franja continua de dirección NNE-SSW en el lado oriental del Basamento Metamórfico de edad paleozoica, el cual intruye generando tres zonas de metamorfismo desarrolladas paralelamente al margen occidental de las rocas intrusivas. El mismo autor, describe varios cuerpos entre los cuales los principales son de composición tonalítica y granodiorítica, además otros con dioritas cuarcíferas y granitos asociados a diferentes pulsos magmáticos. Existe una zonación en la parte central del

batolito compuesta por tonalitas y granodioritas, mientras que hacia los bordes hay un mayor grado de diferenciación.

### **2.3.1. Intrusivos paleozoicos**

#### **2.3.1.1. Definición, distribución y relaciones de contacto**

El Batolito Costero del Sur intruye a las rocas metamórficas paleozoicas generando en ellas tres zonas de metamorfismo de contacto: zona de biotita, de andalucita y de sillimanita. El grado metamórfico aumenta hacia el contacto con el intrusivo. Existen evidencias para señalar que la intrusión del batolito fue aproximadamente contemporánea al segundo evento de deformación que sufrieron las rocas de la Serie Oriental (Hervé, 1977; Hervé *et al.*, 1987).

Por el contrario, entre los 36° y 37°30', estos granitoides paleozoicos son intruidos en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa por plutones de edad jurásica (Ferraris, 1981; Gajardo, 1981) y también por diques lamprófiros cerca de la localidad de Yumbel (Bizama, 1998).

#### **2.3.1.2. Petrografía y geoquímica**

Creixell (2001), propone la subdivisión del Plutón Central de Nahuelbuta definido por Hervé (1977), que aflora entre el río Biobío y la localidad de Purén, en dos sub-unidades que denominó como “Granitoides de Nahuelbuta” y “Tonalitas de Santa Juana” que afloran en la parte central de la Cordillera de Nahuelbuta y en las cercanías de la localidad de Santa Juana, respectivamente. Al norte de estas sub-unidades intrusivas, en las inmediaciones de la ciudad de Concepción, aflora un conjunto de granitoides que han sido agrupados dentro de otra sub-unidad denominada “Granitoides de Concepción”. Según este autor las Tonalitas de Santa Juana se componen de tonalitas de anfíbola y en menor medida de dioritas de anfíbola, mientras que los Granitoides de Nahuelbuta están compuestos por granodioritas de biotita y anfíbola, además de una cantidad menor de tonalitas de biotita y anfíbola. En cuanto a los Granitoides de Concepción, petrográficamente son monzogranitos de biotita, con menor cantidad de tonalitas de biotita y mica blanca, los que contienen xenolitos pelíticos.

Por otra parte, Bizama (1998) reconoce en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, que el Batolito Costero del Sur está compuesto de al menos dos unidades intrusivas, las cuales denomina informalmente “Unidad La Cantera”, constituida principalmente por dioritas

cuarcíferas de hornblenda y biotita, con menor proporción de diorita de hornblenda, y “Unidad Nahuelcura”, compuesta mayoritariamente por granodioritas de biotita, con facies marginales graníticas y tonalitas de biotita y hornblenda.

Desde el punto de vista geoquímico, estudios realizados por Parada (1990) señalan que aquellos granitoides del Batolito Costero que se encuentran entre los 33° y 34°S son del tipo I y pertenecen a la “Serie de Ilmenita”. Con contenidos de K<sub>2</sub>O variable (medio - alto), mientras que el contenido de tierras raras pesadas disminuye con la diferenciación de las rocas. Creixell (2001) documenta que los contenidos de SiO<sub>2</sub> varían entre 51,4% a 75,9%, presentando una línea evolutiva casi continua (Figura 2.2). Su composición isotópica tiene razones iniciales <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr que fluctúan entre 0,706 y 0,707 lo que hace pensar que se trata de una fuente mantélica rica en Rb, relacionada a subducción activa o con modificaciones debido a la interacción con material cortical (Parada, 1990; Creixell, 2001).

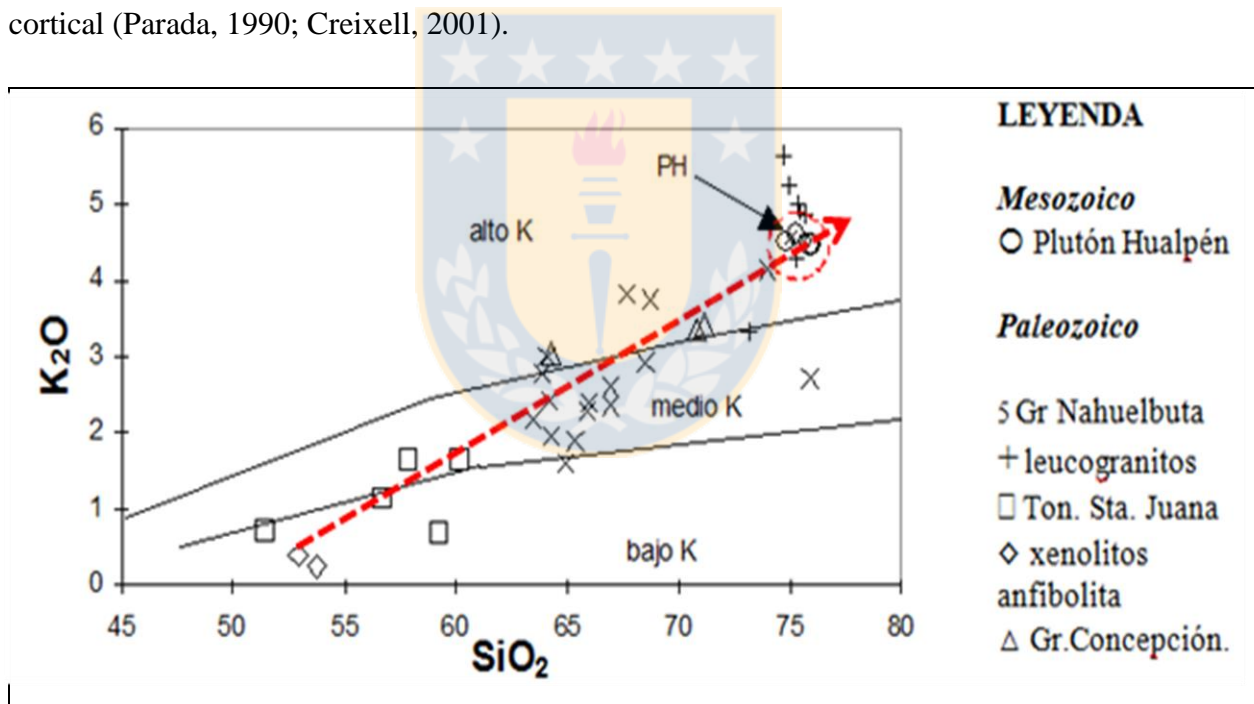
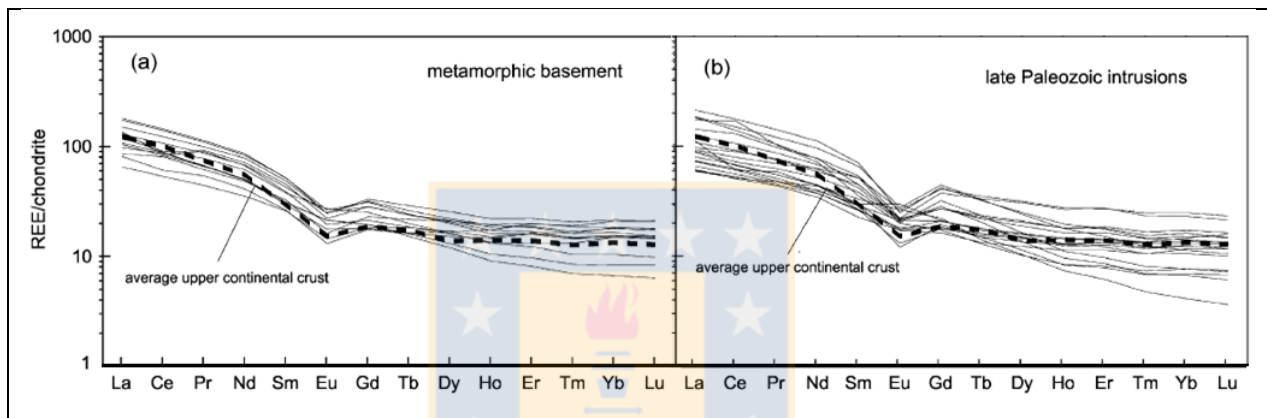


Figura 2.2

Diagrama K<sub>2</sub>O v/s SiO<sub>2</sub> de los intrusivos paleozoicos y mesozoicos. Modificado de Creixell (2001).

Parada *et al.* (2007) afirma que los patrones de tierras raras son relativamente planos y que los isótopos de εNd tienen valores entre -2,5 y -7,5 y los de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr varían entre 0,705 a 0,715, lo que indica una mezcla de al menos 2 fuentes litosféricas isotópicamente distintas, con los metasedimentos como principales contribuyentes. Esta afirmación es consistente con los

resultados obtenidos por Lucassen *et al.* (2004), quien compara los patrones de tierras raras del Basamento Metamórfico con aquellas pertenecientes a las rocas intrusivas paleozoicas, los cuales presentan una muy buena coincidencia (Figura 2.3). Esto evidencia una contaminación del magma, que resulta en afinidades peraluminícas, en especial al acercarse al contacto con los metasedimentos (Creixell, 2001). Esto se habría producido por ingreso de material removido por procesos de erosión tectónica desde la Serie Oriental y fusión del basamento al momento de la intrusión, expresado por la franja migmatítica presente al sur del río Biobío. En menor proporción habría existido un aporte composicional por parte de un manto deprimido (Lucassen *et al.*, 2004).



**Figura 2.3.** Patrones de tierras raras. **A)** Basamento Metamórfico. **B)** Intrusivos paleozoicos. Modificado de Lucassen *et al.* (2004).

### 2.3.1.3. Edad y génesis

Dataciones radiométricas efectuadas en diferentes sectores de este intrusivo, informan que gran parte de los granitoides que lo conforman son de edad Carbonífero Superior-Pérmico (Tabla 2.1).

<b>Tabla 2.1</b>			
Dataciones radiométricas previamente publicadas para rocas del Batolito Costero del Sur en la Región del Biobío.			
Edad (Ma)	Litología o mineral	Localidad	Referencia
312 ± 35	Tonalitas y granito	Nahuelbuta	Hervé <i>et al.</i> , 1976
294 ± 24	Granodioritas	Nahuelbuta	Hervé <i>et al.</i> , 1988
296 ± 2	Biotita	Ñipas, Río Itata	Hervé <i>et al.</i> , 1988
284 ± 5	Biotita	Rucapillán	Hervé <i>et al.</i> , 1988
298 ± 4	Biotita	Traiguén	Hervé <i>et al.</i> , 1988
306 ± 6	Biotita	Dichato	Hervé <i>et al.</i> , 1988
310 ± 20	Biotita	Concepción	Nishimura, 1971
306 ± 6	Diorita	Concepción	Lucassen <i>et al.</i> , 2005
286,3 ± 4,2	Granito	Angol	Glodny <i>et al.</i> , 2008

Según el estudio de Creixell (2001), los Granitoides de Nahuelbuta son las facies centrales del Plutón Central de Nahuelbuta, mientras que las Tonalitas de Santa Juana corresponden a las facies marginales orientales y los Granitoides de Concepción representan otro plutón de la misma unidad. Estos intrusivos cristalizaron a temperaturas entre 600 y 800°C, bajo presiones cercanas a 5 kbar (Creixell, 2001). Por otra parte, las Tonalitas de Santa Juana y los Granitoides de Nahuelbuta son co-magmáticos, siendo la cristalización fraccionada su mecanismo más importante de diferenciación.

### **2.3.2. Intrusivos triásicos**

#### 2.3.2.1. Definición, distribución y relaciones de contacto

Las rocas intrusivas triásicas, a diferencia de las paleozoicas, afloran como cuerpos de dimensiones reducidas, con ausencia de xenolitos y composición monzogranítica, en la mitad Norte de la Península de Hualpén y en forma dispersa en la Península de Tumbes (Creixell, 2001; Vásquez & Gerhard, 2008). Intruyen a esquistos pelíticos del Basamento Metamórfico de la Serie Occidental y han sido correlacionados con otros plutones triásicos encontrados hacia el norte, específicamente en las localidades de Cobquecura, Constitución, Pichilemu y La Estrella (Vásquez *et al.*, 2011).

#### 2.3.2.2. Petrografía

Corresponden a monzogranitos y monzonitas leucocráticas, asociados a diques aplíticos y dacíticos de anfíbol. Texturalmente son alotromórficos granulares de grano medio a grueso. Su mineralogía principal corresponde a cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico (ortoclasa), biotita, muscovita y en forma subordinada, turmalina (1-5 %). Las rocas del Plutón Hualpén presentan cavidades miarolíticas circulares que le son características y están compuestas por un núcleo de turmalina y cuarzo, rodeado por una corona de feldespato alcalino (Creixell, 2001).

#### 2.3.2.3. Condiciones de emplazamiento y edad

Basándose en características texturales y geoquímicas, Creixell (2001) afirma que estas rocas se habrían emplazado en condiciones epizonales a profundidades de hasta 10 km (2 kbar) y temperaturas de 800°C, durante un régimen extensivo. Los patrones de tierras raras indican una

participación mantélica en los magmas parentales, mayor que en los magmas paleozoicos. Esto es confirmado por Vásquez *et al.* (2008) con análisis isotópicos de Nb, Sr y Pb que demuestra una fuente cortical con influencia del manto.

Varias dataciones se han hecho para los cuerpos intrusivos de Hualpén hasta La Estrella, las cuales varían entre 230 a 165 Ma. Vásquez *et al.* (2011) divide el magmatismo Triásico entre los 34°S y 37°S en tres pulsos distintos.

El primero (225-220 Ma), al cual se asocia el Plutón Hualpén, corresponde a un magmatismo de arco calcoalcalino de tipo I. El segundo evento ocurre entre los 210 y 196 Ma, y se caracteriza por un magmatismo bimodal asociado a un régimen extensivo, evidenciando un posible cese de la subducción o a un ambiente transpresivo. Finalmente, entre los 170 y 150 Ma, ocurre el tercer pulso, relacionado a un magmatismo básico.

#### **2.4. Rocas volcánicas**

La existencia de rocas de origen volcánico de composición andesítica en el Sistema Triásico del valle inferior del río Biobío ha sido documentada por Abad & Figueroa (2003) en el sector del cerro Calquinhue, ocho kilómetros hacia el sureste de la Estación Quilacoya, distante 25 km al sursureste de la ciudad de Concepción por la ribera oriental del curso inferior del río Biobío.

Estas rocas se encuentran intercaladas con depósitos sedimentarios detríticos de origen continental-fluvial de la Formación Santa Juana y corresponden a andesitas, lavas vítreas, lapillitas y brechas volcánicas. Se extienden a través de una franja de orientación NW-SE abarcando un área aproximada de 5 km<sup>2</sup>. Sus relaciones de contacto no son claramente observables (Abad & Figueroa, 2003).

#### **2.5. Rocas sedimentarias**

Las rocas sedimentarias más antiguas del área son las pertenecientes a la Formación Santa Juana, las que corresponden a una secuencia de rocas triásicas que se exponen en la Cordillera de la Costa, a lo largo del curso inferior del río Biobío, al este de la ciudad de Concepción. Los estudios efectuados en las rocas sedimentarias triásicas consideran afloramientos restringidos a las inmediaciones de ambas riberas del curso inferior del río, aproximadamente entre los 37°00' y los 37°15'S (Bizama, 1998).

Estas rocas cubren en inconformidad las rocas del Basamento Metamórfico (González-Bonorino, 1970), donde en la parte norte y noroeste de la cuenca existen conglomerados gruesos considerados como conglomerado basal de la Fm. Santa Juana, compuestos de clastos de rocas metamórficas e intrusivas. Por su parte, Bizama (1998) en el sector meridional y occidental del cuadrángulo Yumbel reporta que esta formación sobreyace en inconformidad al Batolito Costero, sin embargo en el sector noroccidental el contacto con el intrusivo sería por falla.

Litológicamente, las rocas de Formación Santa Juana consisten en lutitas, grauwacas, arcosas y conglomerados. Los trabajos más actuales acerca del triásico de la zona son hechos por Nielsen (2005), quien describe y determina que la secuencia está constituida por conglomerados, areniscas arcósicas, areniscas, lutitas y arcillolitas, las que interpreta como depósitos de río, lagos, playas, lagos efímeros y abanicos aluviales que representan sedimentación en una cuenca subsidente activa, donde los sedimentos serían derivados de rocas plutónicas y metamórficas del Paleozoico Superior.

En el Cretácico Superior se deposita Formación Quiriquina, definida por Biró (1982) como una secuencia transgresiva constituida por conglomerados y areniscas fosilíferas con abundantes concreciones. Esta se dispone en inconformidad sobre rocas ígneas y metamórficas paleozoicas y está cubierta en concordancia por las secuencias paleocenas.

Salazar (2004) sobre la base de estudios faunísticos (ammonoideos) establece que la edad de la depositación de Formación Quiriquina es Maastrichtiano. Esta transgresión marca el inicio de una serie de eventos que se extenderán durante el Cretácico Superior, el Paleógeno, Neógeno y el Cuaternario.

La sedimentación paleógena está caracterizada por depositaciones de alternancias de arcillolitas, limolitas y areniscas, las que (en el caso de Formación Curanilahue) representarían principalmente prodeltas, mientras que los sedimentos que están concordantemente sobre éstos, serían consecuencias de sedimentación en la plataforma marina intermedia (Formación Boca Lebu) y en la plataforma marina externa (Formación Millongue). Cabe destacar que, si bien los afloramientos más importantes en extensión se encuentran en la península de Arauco, también hay afloramientos restringidos en la provincia de Concepción, específicamente en las localidades de Talcahuano, Concepción, Coronel, Lota, Penco y Tomé.



Durante el Neógeno, las etapas de transgresión-regresión continúan (Pineda, 1983), dando origen a dos formaciones cuyos afloramientos se encuentran restringidos exclusivamente a la península de Arauco (Formación Ranquil y Formación Tubul).

## **2.6. Depósitos no consolidados**

### **2.6.1. Depósitos modernos**

Son aquellos sedimentos constituidos por arenas de playa, dunas costeras y barras de flecha que afloran en las planicies litorales paralelas a la Cordillera de la Costa. También son depósitos modernos los sedimentos fluviales superficiales que se distribuyen en riberas, llanuras, desembocaduras de ríos y esteros. Corresponden a sedimentos no consolidados que sobreyacen en discordancia a las secuencias paleógenas, en paraconformidad a las unidades neógenas y en inconformidad al basamento cristalino constituido por las unidades intrusivas y metamórficas.

#### **2.6.1.1. Depósitos litorales**

Corresponden a depósitos principalmente de origen marino que se distribuyen a lo largo de la costa con orientación NNE-SSW. Sobreyacen en inconformidad a rocas metamórficas e intrusivas del Paleozoico. Cerca de la ciudad de Concepción existen arenas uniformes, de textura madura y tamaño de grano medio a grueso, de color blanquecino, castaño a gris oscuro, con clastos angulosos a muy redondeados y mineralógicamente inmaduros, compuestos principalmente por magnetita (35-50%), fragmentos de basaltos, plagioclasas (Galli, 1967). El tipo granulométrico dominante de estos depósitos es el tamaño arena media de forma subredondeada a subangulosa. La composición consiste principalmente en monominerales de cuarzo. También se distinguen líticos metamórficos, ígneos y sedimentarios pero en bajos porcentajes.

#### **2.6.1.2. Depósitos fluviales**

Corresponden a gravas y ripios con clastos redondeados a subredondeados de andesitas y granitos de diámetro promedio entre 8 y 30 cm, con fracciones variables de arenas y limos. Sus espesores máximos alcanzan 20 m (Gajardo, 1981). Los depósitos pueden constituir terrazas fluviales, las que son observadas principalmente en el fondo del valle de Río Claro y en el margen oriental del Río Biobío, las cuales según Ferraris (1981) son de edad Holoceno.

## 2.7. Estructuras

Bizama (1998) postula que en la zona del cuadrángulo de Yumbel serían dos los principales sistemas de fallas, uno de rumbo NS y otro de dirección NNE-SSW y NNW-SSE. El primero controlaría la morfología de ambas vertientes de la Cordillera de la Costa, mientras que el segundo tiene un mayor desarrollo aparente, reflejado en el trazado de los principales ríos y afluentes que atraviesan esta cordillera.

García (2004) reconoce estructuras que afectan al basamento con direcciones principales NE-SW y NW-SE. Esta última dirección tiene como máximo exponente al Lineamiento Biobío (LBB) que se extiende desde la Península de Tumbes cruzando por la Depresión Intermedia hasta llegar a la Cordillera Principal. Se considera responsable del control en la dirección del cauce del río del mismo nombre (Bohm *et al.*, en Moreno, 2004). Este lineamiento junto con la Zona de Falla Lanahue (ZFL) y la Zona de Falla Mocha Villarrica (ZFMV), ubicadas más al sur, son las estructuras principales que afectan y controlan la dinámica del sector costero de la Región del Biobío (Melnick *et al.*, 2003). Echtler *et al.* (2003) interpretan estas estructuras corticales como zonas de debilidad heredadas de una tectónica pre-andina, los cuales han creado surcos en el talud que han sido aprovechados por los cañones de los ríos principales. Además existen otros lineamientos con rumbos aproximadamente de N30°W a N50°W, que cortan a los granitoides de Concepción, que se pueden relacionar al Lineamiento Biobío (Velásquez, 2012).

Las rocas con el mayor grado de deformación corresponden a las del Basamento Metamórfico, las cuales exhiben plegamientos intensos, con pliegues asimétricos, volcados y en ciertos casos recumbentes, con longitudes de onda que varían de centímetros a metros. Además debido a los eventos de acreción frontal y basal, el basamento presenta foliaciones S1 y S2 (Gonzales-Bonorino, 1970).

Las rocas triásicas exhiben pliegues simétricos con charnelas suaves, ángulos interlimbales no apretados, longitudes de onda de decenas a centenas de metros y con un fuerte predominio de los estratos hacia el SW (Gajardo, 1981; Biró, 1982).

En el borde costero, existe un fallamiento que pone en contacto con el Batolito Costero a las rocas de las formaciones Cretácicas y Terciarias. Melnick *et al.* (2003) propone que este fallamiento sería el resultado de megazonas de cizalle cortical, heredadas del basamento, tales

como el LBB y ZFL, mencionados anteriormente, que controlaron la depositación de las secuencias sedimentarias del Maastrichtiano-Paleógeno en cuencas independientes.

Según Geología de Campo (2011), un sistema extensivo asociado a diferencias en cuanto a la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, se desarrolla con orientaciones preferenciales NE-SW. Estas estructuras posibilitan los espacios de acomodamiento para la depositación de las formaciones Pilpilco y Curanilahue. Hacia el Oligoceno Superior – Mioceno Superior se desarrolla la reactivación de fallas en dirección NE-SW, desencadenando bloques rotados, estructuras *horst-graben* y fallas escalonadas tipo dominó, que generó un basculamiento de los depósitos ya litificados de las unidades paleógenas (Melnick, 2007). Esta nueva etapa, según Pardo-Casas & Molnar (1987) en Melnick (2007) se generó por la disminución de la velocidad de convergencia, llegando a ser menor a 5 cm/año.



### 3. MARCO TEÓRICO

#### 3.1. Pegmatitas

##### 3.1.1. Generalidades

Las pegmatitas son rocas ígneas que se han distinguido de otras rocas ígneas por su tamaño de grano mayor, siendo definidas más por su textura que por su composición. El tamaño de sus cristales es mayor a 1 cm. Algunas pegmatitas desarrollan zonados, produciéndose un aumento de tamaño de grano desde el borde hacia el centro del cuerpo, mientras que en otras se observa una textura prácticamente porfídica.

La definición más reciente de pegmatita es “roca esencialmente ígnea, normalmente de composición granítica y tamaño de grano variable que presenta abundantes texturas minerales indicativas de un crecimiento direccional, y que forma cuerpos claramente delimitables y diferenciados de las rocas ígneas o metamórficas en la que se encuentran” (London, 2008). Dentro de las características más importantes de las pegmatitas están, además de la variación de tamaño de grano, las fábricas anisotrópicas, la heterogeneidad química y el fraccionamiento químico.

Las fábricas anisotrópicas más destacables son la disposición de los cristales de mayor tamaño con sus ejes largos perpendiculares al contacto del cuerpo pegmatítico con el encajante, originando texturas “en peine”. También suelen presentar texturas gráficas y esqueléticas, así como texturas aplíticas formando con frecuencia un marcado bandeado en los cuerpos. En cuanto a la heterogeneidad química, esta incluye tanto un zonado químico en cristales individuales como un zonado en las asociaciones minerales a lo largo del cuerpo pegmatítico. Por último, el fraccionamiento químico puede ser dentro de pegmatitas individuales o entre grupos de pegmatitas relacionadas genéticamente. Un aumento en el grado de fraccionamiento implica un incremento en el contenido de elementos incompatibles, tales como Li, Rb, Cs, Be, B, F, P, Nb, Ta, Zr, Hf, Sn y U (Černý, 1991; London, 2008).

La mayoría de las pegmatitas ocurren en grupos o enjambres en cuerpos cogenéticos que ocupan un área que puede variar desde pocos a cientos de km<sup>2</sup>. Se dan generalmente como segregaciones dentro de una roca caja de composición similar, o bien como diques y filones aprovechando estructuras preexistentes. Se cree que pueden estar asociados a una fuente plutónica granítica y que

están distribuidas sistemáticamente alrededor de él, existiendo una zonación desde granitos menos fraccionados a pegmatitas comunes y finalmente pegmatitas de elementos raros, en mayor distancia (Černý, 1991; London, 2008).

### 3.1.2. Génesis

En cuanto a la génesis de las pegmatitas, se han propuestos diversas teorías, de las cuales las que han sido más influyentes y han prevalecido son las propuestas por Cameron (1949), que explica el origen como una cristalización fraccionada de un fundido granítico rico en fundentes; la de Jahns & Burnham (1969), que consideran una separación boyante de un fluido acuoso desde un fundido silicatado y sus efectos en redistribución de componentes; y la de London (2015) que indica que no es necesaria la saturación de agua en las etapas tempranas de la cristalización de pegmatitas.

El modelo de Cameron (1949) de cristalización fraccionada remarca que las pegmatitas forman capas sucesivas desde paredes de cámara hacia adentro con cristalización temprana de feldespatos, cuarzos y en menor medida micas, encerrando a un cuerpo de líquido granítico. Por ende, los cristales tempranos se forman en los márgenes y no se reequilibran con fundido residual, en el cual se concentran volátiles y fundentes como H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, B, F, P, y otros elementos incompatibles, a medida que la cristalización avanza hacia el centro de este cuerpo pegmatítico, dando como resultado un cuerpo con creciente fraccionamiento químico desde márgenes hacia el centro (Cameron *et al.*, 1949; London, 2008).

El modelo de Jahns y Burnham (1969) tiene como base la interacción de un fluido acuoso que extrae elementos incompatibles desde el fundido en la porción inferior del cuerpo y los redistribuye en porción superior para permitir formación de cristales gigantes y exóticos, por lo que el fundido silicatado funciona como una mera fuente de componentes para el fluido. Se propone un ascenso boyante de este fluido, infiriendo particionamiento de K sobre Na para explicar fraccionamiento (Jahns y Burnham, 1969; London, 2008). Por tanto, postula que la zonación y texturas tan típicas de las pegmatitas se deben a la separación boyante de un vapor acuoso desde un magma silicatado, dando lugar a una pegmatita rica en K sobre porciones de aplitas ricas en Na bajo zonas de pegmatitas individuales. En este modelo, tanto el magma silicatado como el vapor están presentes en el sistema. El potasio es extraído desde el líquido por el vapor, en preferencia sobre el sodio y

otros constituyentes viajando rápidamente a través del vapor en respuesta al gradiente de temperatura.

El modelo de evolución de una pegmatita de London (2005) involucra cristalización en desequilibrio desde un magma granítico, transportando fluidos que son *superenfriados* en 100 a 300°C. El magma no es necesariamente rico en fluidos y la presencia o ausencia de una fase de vapor acuoso no es requerida. Un lapso de tiempo importante entre el enfriamiento y el comienzo de la cristalización produce un magma supersaturado. Cuando la nucleación y cristalización empiezan, excluyen fluidos acumulados en las capas que se encuentran en contacto en el frente de cristalización (London, 2005). El *solidus* de la capa contacto es disminuido por los fluidos y, como la cristalización continúa, el líquido de este contacto comienza progresivamente a enriquecerse en fluidos, agua y otros elementos incompatibles. El avance de las capas de contacto desde la pared hacia zonas más internas puede confluir en delgados diques. En las etapas finales de cristalización una fase de vapor acuoso puede evolucionar, dando lugar a la formación de cavidades miarolíticas y otros minerales pegmatíticos.

Recientemente se propuso una nueva teoría que combina aspectos de ambos, llamada “Constitutional Zone Refining” (CZR), que habla de una capa de borde enriquecida en fundentes de un líquido silicatado que puede conciliar con la importancia de los agentes fundentes y su relativa baja abundancia en todo tipo de pegmatitas (London, 2008; London & Morgan, 2012; London, 2014).

Finalmente, aparece otra teoría que abarca otros aspectos que no se habían considerado anteriormente, ésta es la que proponen Thomas *et al.* (2012), los cuales hablan de una inmiscibilidad entre dos fundidos y un fluido. Ellos se basan en datos de inclusiones vítreas y fluidas en cuarzo pegmatítico para demostrar una inmiscibilidad entre estas fases como un importante proceso durante generación de pegmatitas graníticas. Infieren que la formación de las pegmatitas empezaría en una etapa supercrítica de fluido/fundido, a altas temperaturas, en el rango de 750-850°C. Estos autores además sugieren además que elementos como litio (Li), sodio (Na), potasio (K), rubidio (Rb) y cesio (Cs) presentes en inclusiones fluidas en adición a los ya reconocidos fundentes como agua, fluor (F), fosforo (P), boro (B), provocarían un efecto combinado responsable de diversidad de pegmatitas observadas en el mundo (Thomas *et al.*, 2012; Thomas & Davidson, 2016).

### 3.1.3. Clasificación

En el último siglo diferentes científicos han propuestos diversos esquemas para clasificar las rocas pegmatíticas: Landes (1933), Cameron *et al.* (1949), Jahns (1955), Buddington (1959), Schneidehöhn (1961), Solodov (1971), Ginsburg *et al.* (1979), Černý (1982). Ginsburg (1984), Černý (1991), Wise (1999), Zagorsky *et al.* (1999), Ercit (2004), Martin & De Vito (2005), y Černý & Ercit (2005). Éstos han aplicado una variedad de criterios como la estructura interna, las relaciones paragenéticas, la geoquímica de roca total, aspectos petrogenéticos y asociaciones geoquímicas características.

La nomenclatura actual de los cuerpos pegmatíticos está influenciada por la clasificación de acuerdo a la profundidad de emplazamiento de las rocas graníticas, postulada por Buddington (1959), y la clasificación de Ginsburg *et al.* (1979), quienes categorizan las pegmatitas de acuerdo a su emplazamiento, relación con el metamorfismo, y los plutones graníticos circundantes.

Ginsburg *et al.* (1979) distingue cuatro clases (abisal, moscovítica, elementos raros o escasos y miarolítica) basadas en el emplazamiento cortical y en su relación con el metamorfismo y con los plutones graníticos. Černý y Ercit (2005) realizan una nueva revisión de esta clasificación, en la que incluyen otra clase (muscovítica-elementos escasos).

Černý (1991) propuso una clasificación más petrogenética, modificada posteriormente por Černý y Ercit (2005) en la que se distinguen tres familias de pegmatitas: NYF (Niobio, Itrio y Fluor), LCT (Litio, Cesio, Tantalio) e híbrida LCT-NYF. La familia NYF está relacionada genéticamente con granitos A e I y se caracteriza por una acumulación progresiva con el aumento del grado de diferenciación magmática de Nb, Y y F, además de Be, REE, Sc, Ti, Zr, Th y U. La familia LCT, relacionada genéticamente con granitos S y, excepcionalmente, granitos I, muestra un enriquecimiento con la diferenciación magmática en Li, Cs y Ta junto con Rb, Be, Sn, B, P y F. A pesar de que sólo cerca de un 2% de las pegmatitas son de elementos raros, se usan de todas maneras para su clasificación dependiendo de la signatura química que posean. Cabe decir que el concepto de familia no nació para ser aplicado a una pegmatita individual, sino a un gran grupo comagmático de pegmatitas, del cuales solo unas pocas evolucionan hasta desarrollar mineralogía diagnóstica de cada familia, subclases y tipos.

Actualmente la clasificación de Černý y Ercit (2005) es la que se utiliza de forma generalizada. Por lo tanto, las pegmatitas se clasifican en cinco clases principales: abisal, muscovítica, muscovítica-elementos escasos, elementos escasos y miarolítica (Tabla 3.1).

<b>Tabla 3.1</b>						
<b>Clasificación de pegmatitas.</b> Basado en Černý y Ercit (2005) modificado para mostrar correlación entre clases y familias (Černý <i>et al.</i> , 2012). En negrita pegmatitas estudiadas						
Clase	Subclase	Tipo-Subtipo	Familia	Elementos menores típicos	Ambiente metamórfico	Relación con el granito
<b>Abisal (AB)</b>	HREE; LREE; U		NYF  NYF	U, Th, Zr, Ti, Nb, Y, LREE, HREE. Pobre a moderada mineralización	Facies Anfibolita superior a Granulita. 4-9 Kbar. 700-800 °C	Sin relación
<b>Muscovítica (MS)</b>				Ca, Ba, Sr, Fe>Mn. Micas y minerales cerámicos	Alta P, facies anfibolita Barroviano (Ky-Sill). 5-8 Kbar-650-580 °C	Si relación a marginal y exterior
<b>Muscovítica-Elementos raros (MSREL)</b>	<b>REE</b>		NYF	<b>Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb-Ta: muscovita, biotita, granate almandino-espesartina (Ky-Sill)</b>	<b>P moderada a alta, facies anfibolita. 3-7 Kbar. 650-520 °C</b>	<b>Interior a exterior, pobremente definido</b>
	Li		LCT	Li, Be, Nb, berilo, casiterita, lepidolita (espodumena)		
<b>Elementos Raros (REL)</b>	<b>REE</b>	Alanita-Monacita; <b>Euxenita;</b> Gadolinita	NYF	<b>Be, Y, REE, U,Th, Nb&gt;Ta, F</b>	<b>Variable, generalmente someros</b>	<b>Interior a marginal</b>
	Li	Berilo; Complejo; Albita-espodumena; Albita	LCT	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, Nb-Ta, B, P, F	Baja P; facies anfibolita Abukuma a esquistos verdes superior. 2-4 Kbar. 650-450°C	Exterior
<b>Miarolítica (MI)</b>	REE	Topacio-Berilo Gadolinita-fergusinita	NYF	Be, Y, Nb, REE, F, Ti, U, Th, Zr	Muy baja P	Interior a marginal
	Li	Berilo-Topacio Espodumena Petalita Lepidolita	LCT	Li, Be, B, F, Ta>Nb	Baja P; facies anfibolita a esquistos verdes. 3-1,5 Kbar. 500-400°C	exterior



### 3.1.3.1. Clase abisal (AB)

Las pegmatitas de esta clase se emplazan en rocas metamórficas de las facies de las granulitas. Comúnmente corresponde a un producto de fusión parcial del encajante metamórfico sin que exista un granito parental ni procesos de fraccionamiento o diferenciación magmática. La mineralización en elementos escasos se restringe a un pequeño grupo de elementos del grupo HFSE (U, Th, Y, REE, Nb, Zr) y rara vez presentan interés económico.

### 3.1.3.2. Clase muscovítica (MS)

Estas pegmatitas forman cuerpos concordantes y deformados en la misma medida que las rocas encajantes, las cuales presentan un metamorfismo de alta presión en facies anfibolíticas caracterizadas por cianita-sillimanita. Gorlov (1975) y Sokolov *et al.*, (1975), consideran que estas pegmatitas son generadas directamente por fusión parcial incongruente del encajante metamórfico. Por el contrario, Bushev (1975), y Ginsburg *et al.* (1979) defienden un bajo grado de diferenciación magmática a partir de un granito palingenético apenas desenraizado. En todo caso, la evidencia de enclaves del encajante metamórfico y la carencia de fraccionamiento magmático indican que las condiciones de generación del magma, su intrusión y consolidación fueron muy próximas a los del grado metamórfico de las rocas encajantes (Gordiyenko & Leonova, 1976; Gordiyenko, 1996). En general, son pegmatitas estériles en mineralización de elementos escasos y su interés económico es por feldespatos cerámicos, cuarzo y mica industrial.

### 3.1.3.3. Clase muscovítica-elementos escasos (MSREL)

Las pegmatitas de esta clase fueron tratadas históricamente como parte de alguna de las dos clases extremas, la clase muscovítica (MS) y la de elementos escasos (REL). Estas pegmatitas suelen ser discordantes con respecto a la foliación metamórfica del encajante que presenta un grado metamórfico intermedio entre el de la clase muscovítica y el de la clase de elementos escasos. La relación de estas pegmatitas con los granitos y el metamorfismo regional está poco definida. En algunos casos se ha visto una relación genética con granitos, por ejemplo, en las pertenecientes a la subclase con litio MSREL-Li (Ginsburg *et al.*, 1979; Ercit, 2005). Sin embargo, algunas pegmatitas de la subclase con tierras raras MSRE-REE carecen de una relación clara con un granito (Mineyev & Salye, 1971; Gordiyenko & Leonova, 1976). En general, las pegmatitas de esta clase contienen elevadas concentraciones de muscovita con una alta calidad para ser explotada. Además,

presentan concentraciones de minerales con elementos escasos aunque raramente tienen interés económico.

#### 3.1.3.4. Clase de elementos escasos o raros (REL)

Estas pegmatitas se generan por diferenciación magmática a partir de un plutón granítico. Están emplazadas a profundidades de intermedias a relativamente poco profundas, mostrando una tendencia a la acumulación de elementos escasos que pueden llegar a concentraciones importantes desde el punto de vista económico. Esta es la clase más investigada y, por tanto, mejor conocida, y se divide en dos subclases: con tierras raras (REL-REE) y con litio (REL-Li).

Las pegmatitas REL-REE derivan, generalmente, de granitos de meta- a peraluminosos y de post-a anorogénico, generados en un amplio rango de profundidades corticales y normalmente bajo regímenes tectónicos distensivos (Černý, 1991a, b). Están empobrecidas en boro y fósforo, y los contenidos en Li, Rb, Cs son bajos (Černý, 1991a; Brown, 1999; Nizamoff *et al.*, 1999)

Las pegmatitas REL-Li se emplazan a presiones bajas, con rocas encajantes afectadas por un metamorfismo que puede ir desde la parte alta de las facies de los esquistos verdes a la facies de las anfibolitas. Estas se generan por diferenciación magmática a partir de granitos peraluminosos, sin-a tardiorogénicos y, normalmente, en regímenes tectónicos compresivos (Černý, 1991a, b). Una característica común a todas estas pegmatitas es la presencia de Li, Cs, Rb, Be, Sn, Nb < Ta, B, P y F que se acumulan con el progreso de la diferenciación magmática.

Estas pegmatitas presentan concentraciones importantes de minerales portadores de los elementos mencionados, algunos de los cuales dan nombre a los distintos tipos y subtipos (ej.: berilo, espodumena, petalita, elbaíta, pollucita, euxenita, columbo-tantalita, etc).

#### 3.1.3.5. Clase miarolítica (MI)

Las pegmatitas de esta clase se emplazan a niveles corticales muy someros, muchas veces subvolcánicos, originando cavidades resultantes del atrapamiento de burbujas de una fase vapor separada del fundido pegmatítico. Aunque estas cavidades están presentes en todas las pegmatitas, son las de esta clase, las que presentan una mayor abundancia (Černý 2000; Ercit, 2005). En general, son pegmatitas estériles en mineralización de elementos escasos y su interés económico es para la extracción de minerales de calidad gemológica.

### 3.1.4. Características de las pegmatitas del área de estudio

Los afloramientos de las pegmatitas Poñen y Coyanmahuida están contenidos en los granitoides del Batolito Costero del Sur de edad Carbonífero – Pérmico (Hervé *et al.*, 1987 en Vásquez, 2001), los cuales son sub-alcalinios y de alto potasio. De manera más específica, estos dos afloramientos pegmatíticos están ubicados en los granitoides de Concepción, nomenclatura propuesta por Creixell (2001), el cual está constituida principalmente por monzogranitos de biotita con menor proporción de tonalitas de biotita y muscovita.

Basado en la edad de  $310,8 \pm 1.8$  Ma, obtenida a través del método U/Pb en circones hospedados en biotitas del afloramiento Poñen (Velásquez *et al.*, 2012), se puede afirmar que la cristalización de las pegmatitas se produjo posteriormente a las etapas de deformación y metamorfismo del basamento metamórfico. Existe además una diferencia importante en la velocidad de cristalización entre el intrusivo y las pegmatitas (Velásquez *et al.*, 2012).

Las pegmatitas se caracterizan por tener una textura de grano grueso mayor a 1 cm, compuesta principalmente por cuarzo, feldespatosódico y potásico, muscovita, biotita. La mineralogía de la pegmatita Poñen consta principalmente en tectosilicatos como cuarzo (cristal de roca, lechoso, ahumado), microclina y feldespatosódico; y filosilicatos como muscovita, biotita. Además, se encuentran granate almandino-espesartina, andalucita, turmalina (silicatos ricos en aluminio) y corindón (óxidos). Asociados a estos minerales ricos en Al se encuentran los minerales con alto contenido de uranio (Collao *et al.*, 2009), los que configuran un patrón importante para la guía y exploración de minerales radioactivos. Mientras que en Coyanmahuida la pegmatita está constituido por bloques fracturados de feldespatos fuertemente alterados a caolín, cortando a bolsones de cuarzo. En las fracturas es posible encontrar biotitas y muscovita. Collao *et al.*, 2015, reporta la presencia de óxidos de Nb, Ti, Ta, contenedores de tierras raras, junto con xenotima, monacita y circón rico en hafnio.

La pegmatita de Poñen se clasifica según el esquema de Černý & Ercit (2005) como de tipo MSREL (Muscovita- Elementos raros) con anomalías de Be, Y, REE, U, Th, Nb, Ta y muy ricos en muscovita, biotita y almandino-espesartina (Velásquez, 2012). La clasificación MSREL se caracteriza por poseer alta muscovita y alto REE emplazadas en basamento metamórfico de moderado a alto P-T, lo cual concuerda con las evidencias mineralógicas encontradas. Este trabajo

postula que estas anomalías se habrían generado por el proceso de diferenciación magmática, la incompatibilidad de los elementos y la participación de un evento hidrotermal. La abundancia de microclina permite determinar que la pegmatita es del tipo *syn-orogénica* de acuerdo a la clasificación de Sánchez-Muñoz *et al.* (2011). Por otra parte, la pegmatita Coyanmahuida aún no ha sido clasificada, sin embargo con los datos mineralógicos de este estudio se postula tentativamente de qué clase de pegmatita podría enmarcarse este afloramiento.

Morfológicamente, la pegmatita Poñen tiene una estructura zonada simétrica, bien conservada, difiriendo de la pegmatita Coyanmahuida que exhibe una disposición no-zonada y con una mayor alteración supergena. El estudio genético y mineralógico ha sido estudiado de manera detallada en la pegmatita de Poñen, cuya estructura interna se postula fue originada por una serie de pulsos magmáticos que determina la cristalización característica de cada zona. Se describe la zonación de la pegmatita Poñen de la siguiente manera (desde el borde hacia el centro del cuerpo): zona de pared, zona intermedia exterior, zona intermedia interior y una zona de núcleo (Velázquez, 2012). Además, una delgada zona aplítica se emplaza en el contacto con el granitoide caja. La presencia de minerales ricos en Al, tiene una relación directa con la firma peraluminica que presenta el intrusivo “padre” con el que las pegmatitas se relacionan genéticamente. Esta característica se deriva del ingreso de material proveniente de la Serie Oriental vía canal de subducción, removido debido a procesos de erosión tectónica, y fusión del basamento al momento de la intrusión (Creixell, 2001; Lucassen *et al.*, 2004; Parada *et al.*, 2007).

### **3.1.5. Pegmatitas como fuente de elementos de interés económico**

Las pegmatitas pueden tener concentraciones lo suficientemente altas en metales escasos o raros (*rare-elements*) como para ser explotadas. Dentro de los denominados metales escasos se incluyen elementos del grupo de las tierras raras (REE), elementos litófilos de gran radio iónico (LILE) y elementos de alto potencial iónico (HFSE). Gran parte de estos elementos se denominan actualmente metales *High-Tech* o de las nuevas tecnologías y su demanda ha aumentado notablemente en la última década. De hecho, la Comisión Europea ha designado elementos tales como Ta y Nb como “materiales críticos” o “recursos estratégicos” que corresponden a aquellos elementos que tienen un suministro intermitente o que son importantes para un país desde el punto de vista económico o de defensa (Linnen *et al.*, 2012).

A nivel mundial las pegmatitas ricas en REE y económicamente rentables son mayorías precámbricas, y son localizadas en basamentos metamórficos de alta T y baja P, predominantemente en facies de andalusita-cordierita-muscovita. Además, están asociadas espacialmente a granitos peraluminosos o plutones graníticos catazonales.

Las tierras raras por sus características físicas y químicas, que son similares en todos, tienen aplicación en diversos artefactos electrónicos y; como elementos de aleación, dan características especiales a los metales y al vidrio. Por ejemplo el tántalo se utiliza casi exclusivamente en la fabricación de condensadores electrolíticos de tántalo, componente esencial de los dispositivos electrónicos muy compactos como teléfonos móviles, GPS, satélites artificiales, armas teledirigidas, ordenadores portátiles, etc.

Por otro lado, las pegmatitas son una de las primeras fuentes de materiales cerámicos, entre los que se encuentran cuarzo, moscovita, feldespatos, aluminosilicatos de litio y fosfatos de litio. La ventaja con la que cuentan estas rocas es la pureza y el gran tamaño de grano de estos minerales industriales. Además son uno de los principales yacimientos de minerales con interés gemológico como rubí, zafiro, esmeralda, aguamarina, topacio y diferentes variedades de turmalina o apatito.

Previamente a este trabajo, se habían identificado presencia de estos elementos de interés económico. La pegmatita de Poñen fue la primera en ser estudiada tras el hallazgo de minerales de uranio como metaautunita y uraninita (Collao *et al.*, 2009). Este hecho confirmado por Velásquez (2012), quien hizo una caracterización de las rocas intrusivas y de los minerales formadores de roca en la zona de estudio, postulando una zonación en la pegmatita. Luego, Jil (2014) reconoció nuevas zonas pegmatíticas en Vertiente y Coyanmahuida, ambas en la región del Biobío, donde se identificaron minerales portadores de U, Th y REE + Y, como uranopolicrasa. La caracterización de estos minerales mediante técnicas microanalíticas permitió identificar preliminarmente la presencia de uranopolicrasa, euxenita, monacita y xenotima (Collao *et al.*, 2015).

En este estudio se profundizará en la caracterización óptica-composicional de los minerales portadores de U, Th y REE + Y, asociando la geoquímica de la zona y la mineralogía encontrada comprendiendo su distribución en los cuerpos pegmatíticos y el enriquecimientos de estos elementos.

## 3.2. Uranio

### 3.2.1. Generalidades

El uranio cuyo símbolo químico es “U”, presenta color plateado-grisáceo y número atómico 92. Tiene el mayor peso atómico de entre todos los elementos que se encuentran en la naturaleza.

El ion radioactivo uranio ( $U^{+4}$ ) tiene un radio de 0,89 Å y no encaja fácilmente en las estructuras cristalinas de los principales minerales formadores de roca. Por lo tanto los magmas residuales tienden a enriquecerse en este elemento durante el proceso de diferenciación, a medida que crece el contenido de  $SiO_2$  y  $K_2O$  (Lunar & Oyarzun, 1992). El uranio puede entonces cristalizar en minerales primarios tardíos tales como circón, allanita, esfeno, xenotima, pirocloro o donde se encuentre suficientemente concentrado como minerales miembros de la serie uraninita-petchblenda ( $UO_2-UO_{2+x}$ ).

### 3.2.2. Propiedades

Es un metal muy denso, aproximadamente un 70% más denso que el plomo aunque menos denso que el oro o el wolframio, fuertemente electropositivo y reactivo, dúctil y maleable, pero mal conductor de electricidad (SGM, 2017).

### 3.2.3. Abundancia

La abundancia del uranio en la corteza terrestre es de 0.0004%, se presenta principalmente en rocas, suelos y agua (en el mar también se puede encontrar uranio en forma de sales complejas de uranio y carbonatos). En los seres vivos se encuentra en muy bajas concentraciones. Es considerado más abundante que el antimonio, berilio, cadmio, mercurio, plata, wolframio y oro (500 veces más abundante que el oro) y tan abundante como el arsénico y molibdeno.

### 3.2.4. Minerales

Según los datos del Instituto de Mineralogía Hudson (2018) y mindat.org, existen 213 minerales con contenidos esenciales de uranio con una diversidad de óxidos (68), carbonatos (29), sulfatos (22), fosfatos-arsenatos- vanadatos (75), y silicatos (19).

Entre los minerales primarios de uranio con carácter económico industrial se encuentra principalmente la uraninita ( $\text{UO}_2$ ) o pechblenda (amorfa), que representa la fuente principal de uranio y es el componente esencial en casi todas las menas de ley elevada; de los minerales secundarios más comunes desde el punto de vista económico están la carnotita, la tyuyamunita, la torbernita y la autunita (Tabla 3.2). Los minerales primarios presentan color pardo oscuro o negro y son perceptiblemente pesados; los secundarios son de color amarillo, anaranjado y verde brillantes, ocurren por lo general en masas terrosas o en polvo, ambos pueden o no, hallarse asociados

#### 3.2.4.1. Uraninita

Mena principal de uranio. Es un mineral opaco de brillo graso a submetálico, de color negro, marrón, grisáceo hasta de tonalidades verdosas, dureza de 5-6 y de densidad  $10.63 - 10.95 \text{ g/cm}^3$ . Ópticamente es isótropo, mientras que en luz reflejada tiene un color gris claro con tinte marrón y es posible observar reflejos internos marrón oscuro. Este mineral es citado por Collao *et al*, 2009 y 2015 como presente en la pegmatita Poñen, por lo tanto es del interés en el estudio.

<b>Tabla 3.2 Principales minerales de Uranio.</b>			
<b>Mineral</b>	<b>Formula</b>	<b>Sistema cristalino</b>	<b>Tipo de mena</b>
<b>Uraninita</b>	$\text{UO}_2$	Isométrico	Primaria
<b>Davidita-(Ce)</b>	$(\text{Ce},\text{La})(\text{Y},\text{U},\text{Fe})(\text{Ti},\text{Fe})_{20}(\text{O},\text{OH})_{38}$	Trigonal	Secundaria
<b>Carnotita</b>	$\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Monoclínico	Secundaria
<b>Tyuyamunita</b>	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 5-8\text{H}_2\text{O}$	Ortorrómico	Secundaria
<b>Torbernita</b>	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Tetragonal	Secundaria
<b>Metatorbernita</b>	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Tetragonal	Secundaria
<b>Autunita</b>	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$	Ortorrómico	Secundaria
<b>Meta-autunita</b>	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 6-8\text{H}_2\text{O}$	Tetragonal	Secundaria
<b>Uranofano</b>	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_3\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Monoclínico	Secundaria
<b>Schröckingerita</b>	$\text{NaCa}_3(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3(\text{SO}_4)\text{F} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Triclínico	Secundaria

#### 3.2.5. Depósitos

Cuando el uranio es suficientemente segregado a fases volátiles puede formar parte pegmatitas o fluidos hidrotermales de alta temperatura. En etapas tardías con fluidos ricos en agua, el uranio es parcial o completamente oxidado a su forma hexavalente formando pechblenda ( $\text{UO}_{2+x}$ ) en vetas

o de forma diseminada. En ambos casos pueden existir minerales de uranio similares a los existentes en depósitos sedimentarios que incluyen varios tipos de minerales de uranio tales como silicatos, fosfatos, carbonatos, etc. (Rogers *et al.*, 1978).

### 3.2.6. Usos

El uranio es usado como combustible para reactores nucleares, para obtención de energía eléctrica. Sus compuestos son usados en la fabricación de vidrio y en la irradiación de alimentos.

La mayoría de las plantas nucleares utilizan la fisión del  $U^{235}$  para convertir el agua en vapor, que posteriormente es enviado a generadores que producen electricidad. El 95% del U es utilizado en plantas de producción de energía y la demanda futura dependerá del número de estas en operación.

Existen aproximadamente 250 reactores de investigación en 56 países con propósitos civiles y comerciales. En general son reactores que tienen diseños simples, tamaños reducidos y son utilizados para estudiar la dinámica y estructura a un nivel atómico, producir radioisótopos para aplicaciones médicas y para procesos industriales. En Chile existe un reactor en la comuna de la Reina (Santiago) que se utiliza para investigación, medicina y esterilización de productos de exportación.

Es muy conocida la utilización del U para la fabricación de ojivas nucleares. Sin embargo, la IAEA (International Atomic Energy Authority) ha apoyado, desde 1970, un tratado de no proliferación de armas nucleares. Varios países han firmado este tratado, incluyendo las 5 naciones que desarrollaron armas de este tipo antes de 1967: Estados Unidos, Rusia, China, Inglaterra y Francia. Otros países tienen la capacidad técnica de desarrollar este tipo de armas, pero han decidido no hacerlo. Existen 3 países que no han firmado el tratado: India, Pakistán e Israel (British Geological Survey, 2010).

## 3.3. Torio

### 3.3.1. Generalidades

El torio es un elemento químico, de símbolo Th y número atómico 90, de la serie de los actínidos. Se encuentra en estado natural en los minerales monacita, torita y torianita. En estado puro es un



metal blando de color blanco-plata que se oxida lentamente. Si se tritura finamente y se calienta, arde y emite luz blanca.

El torio al igual que el uranio tiene un estado de oxidación de +4 y pertenece a la familia de las sustancias radiactivas. Debido a su estado de oxidación, el torio y el uranio están cercanamente asociados entre sí en la mayoría de las rocas ígneas, pero ocurre una separación conforme se desarrolla el proceso de diferenciación magmática. A pesar de que puede formar parte de minerales formadores de roca, como la biotita, no alcanza concentraciones altas como el uranio en pegmatitas debido a que es separado de forma menos eficiente hacia los fluidos tardíos. Así, depósitos ígneos primarios tienden a tener razones de Th/U muchos más altos que las pegmatitas y vetas (Rogers *et al.*, 1978). El torio puede estar altamente relacionado a las REE debido a que puede sustituirlas en las estructuras cristalinas de los minerales (Ermolaeva *et al.*, 2007).

### 3.3.2. Mineralogía

La Asociación Internacional de Mineralogía, en inglés *International Mineralogical Association* (IMA), reconoce 19 especies mineral validas que contienen Th en su composición. Siendo los principales minerales torita, torianita y cheralita (Tabla 3.3)

<b>Tabla 3.3 Principales minerales de torio.</b>			
<b>Nombre</b>	<b>Formula</b>	<b>Sistema Cristalino</b>	<b>Clasificación</b>
<b>Torita</b>	Th(SiO <sub>4</sub> )	Tetragonal	Silicato, Nesosilicato.
<b>Torianita</b>	ThO <sub>2</sub>	Isométrico	Óxido
<b>Cheralita</b>	CaTh(PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	Monoclínico	Fosfato

### 3.3.3. Usos

Th ha sido llamado fuente secundaria de U debido a su potencial uso en generadores nucleares. A principios del siglo XX se utilizó como componente en camisas de lámparas a gas debido a que emite una intensa luz blanca, pero con el auge de la luz eléctrica, la demanda disminuyó hasta desaparecer. No es hasta el año 2000 donde reaparece la necesidad del Th debido a su uso en aplicaciones refractarias, electrodos de soldadura, catalizadores químicos, tubos emisores de microondas para hornos microondas, cristales para lentes de alta calidad y sistemas de radar (Hedrick, 2004).

## 3.4 Tierras raras

### 3.4.1. Generalidades

Los elementos de tierras raras (ETR), en inglés *rare earth elements* (REE), según la Unión Internacional de química pura y aplicada (IUPAC) están representadas por los lantánidos, Y y Sc. Corresponden a 17 elementos químicos, entre los cuales se encuentran los 15 lantánidos (<sup>57</sup>lantano, <sup>58</sup>cerio, <sup>59</sup>praseodimio, <sup>60</sup>neodimio, <sup>61</sup>prometio, <sup>62</sup>samario, <sup>63</sup>europio, <sup>64</sup>gadolinio, <sup>65</sup>terbio, <sup>66</sup>disproso, <sup>67</sup>holmio, <sup>68</sup>erbio, <sup>69</sup>tulio, <sup>70</sup>iterbio y <sup>71</sup>lutecio) además de <sup>21</sup>escandio y <sup>39</sup>itrio, los cuales se agregan debido a sus similitudes fisicoquímicas con los lantánidos, principalmente en su radio iónico (+3), su configuración electrónica, potenciales de ionización y su carácter altamente electropositivo

### 3.4.2. Clasificación

Las tierras raras se clasifican generalmente en dos grupos: tierras raras livianas (LREEs: *light rare earth elements* en inglés) y tierras raras pesadas (HREEs: *heavy rare earth elements* en inglés). El itrio, a pesar de tener un número atómico menor que las LREE, es considerado del grupo de la HREE por sus similitudes en las propiedades físico-químicas y por tender a presentarse junto a ellas en la naturaleza (Figura 3.1).

1	1																	2
1	H																	He
2	3	4											5	6	7	8	9	10
2	Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
3	11	12											13	14	15	16	17	18
3	Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar
4	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
4	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
5	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
5	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
6	55	56		72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86
6	Cs	Ba		Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
7	87	88		104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118
7	Fr	Ra		Rf	Db	Sg	Bh	Hs	Mt	Ds	Rg	Cn	Uut	Fl	Uup	Llv	Uus	Uuo
	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71			
	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu			
	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103			
	Ac	Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	Lr			

Figura 3.1

Tabla periódica de los elementos mostrando las tierras raras livianas (LREE) y las tierras raras pesadas (HREE).

### 3.4.3. Abundancia

A pesar de su nombre, no son elementos poco abundantes en la corteza terrestre comparándolos con otros metales como el oro, la plata o el mercurio (Figura 3.2), solo que es poco común encontrarlos en cantidades suficientes como para que la extracción sea económicamente viable. Además Los REE con número atómico par son hasta siete veces más abundantes en la corteza terrestre que las con número atómico impar (Castor & Hendrick, 2006).

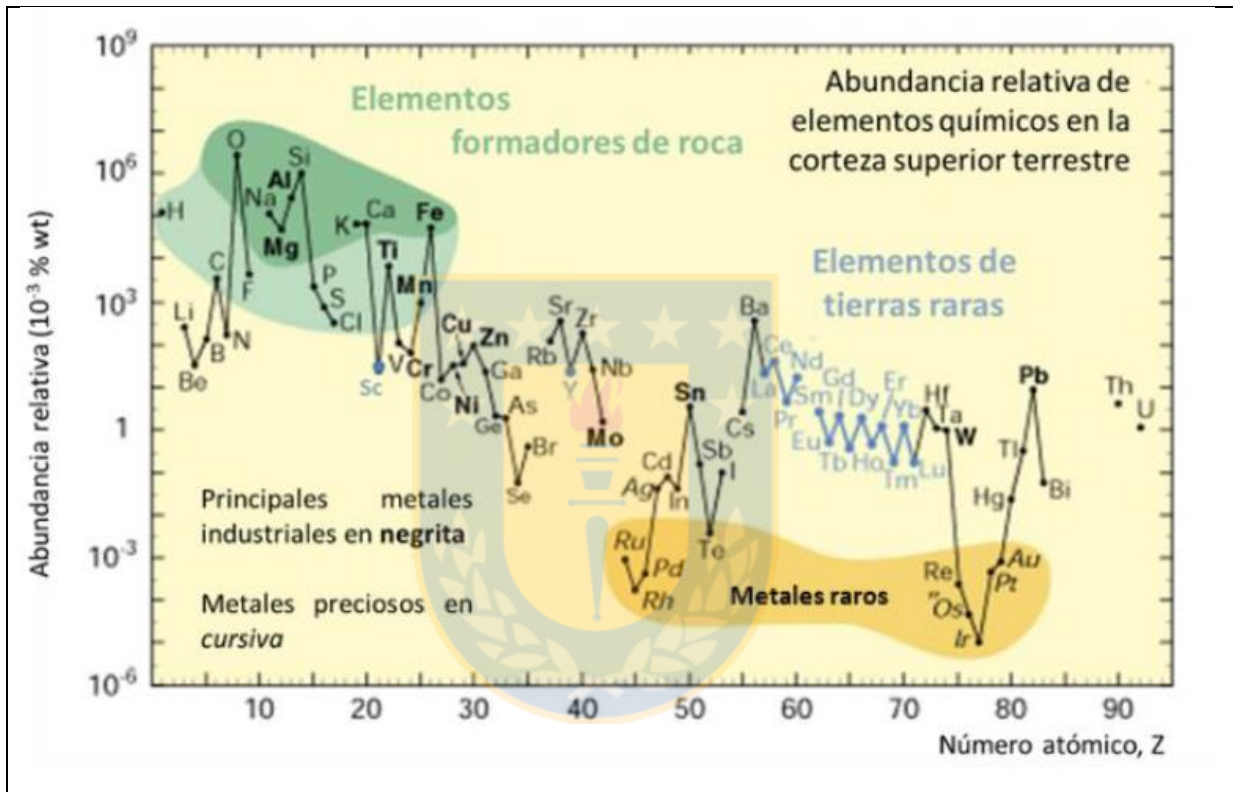


Figura 3.2

**Abundancia relativa de elementos en la corteza terrestre.** Modificado de USGS, Rare Earth Elements—Critical Resources for High Technology, 2002.

### 3.4.4. Propiedades

Los REE aparecen juntos en la naturaleza ya que tienen propiedades físico químicas similares: todos son iones trivalentes (estado de oxidación +3), con excepción del Ce+4 y el Eu+2 y tienen radios iónicos similares. Esta similitud permite la sustitución de los REE entre sí en varias redes cristalinas, por esto se presentan múltiples elementos de este grupo en un mismo mineral. Ocupan el bloque “f” los cuales componen óxidos e hidróxidos. El grupo se encuentra formado por lantánidos y actínidos constituyendo los periodos 6 y 7 de la tabla periódica. En cuanto a sus propiedades físicas, son metales moderadamente densos y blandos con puntos de fusión que oscilan

entre los 1000°C, y punto de ebullición cerca de los 3000°C, poseen una reactividad muy similar a la de los elementos que conforman el grupo de los alcalinotérreos.

Este conjunto de elementos químicos tienen propiedades magnéticas, ópticas, conductivas, específicas que los hacen únicos, y por tanto, requeridos por la industria tecnológica (Tabla 3.4).

Elementos	Símbolo	Numero atómico	Peso atómico	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Punto de Fusión(°C)	Dureza Vickers's (Carga de 10kg,kg/mm <sup>2</sup> )
Escandio	Sc	21	44.95	2.989	1541	85
Itrio	Y	39	88.80	4.469	1522	38
Lantano	La	57	138.90	6.146	918	37
Cerio	Ce	58	140.11	8.160	798	24
Praseodimio	Pr	59	140.90	6.773	931	37
Neodimio	Nd	60	144.24	7.008	1021	35
Prometio	Pm	61	154.00	7.264	1042	-
Samario	Sm	62	150.36	7.520	1074	45
Europio	Eu	63	151.96	5.244	822	17
Gadolinio	Gd	64	157.25	7.901	1313	57
Terbio	Tb	65	158.92	8.230	1356	46
Disproso	Dy	66	162.50	8.551	1412	42
Holmio	Ho	67	164.93	8.795	1474	42
Erbio	Er	68	167.26	9.066	1529	44
Tulio	Tm	69	168.93	9.321	1545	48
Iterbio	Yb	70	173.04	6.966	819	21
Lutecio	Lu	71	174.97	9.841	1663	77

El prometio (Pm), se produce artificialmente como subproducto de las reacciones de fisión de uranio, por tanto es radiactivo (EPA, 2012). Se han detectado cantidades mínimas de prometio en la naturaleza (10-18 ppm en la corteza terrestre), este valor se debe a que este elemento no tiene isótopos estables (su isótopo más estable, 145Pm, tiene una vida media de 17,7 años).

### 3.4.5. Usos

Los usos de los elementos de tierras raras son múltiples y van desde usos en cerámicas y pigmentos a piezas para equipos de alta tecnología (Tabla 3.5).

Los REE se usan para hacer imanes permanentes ocupados en motores, generadores, discos duros, micrófonos, parlantes, refrigeración magnética y equipamiento militar. También se generan aleaciones metálicas con contenidos de tierras raras para la industria aeroespacial, baterías

portátiles, entre otros. Los óxidos de tierras raras (REOs) también se utilizan como catalizadores en procesos químicos y también; en la elaboración de cerámicas y vidrios.

En la actualidad las tierras raras se han vuelto elementos estratégicos en la revolución tecnológica, los celulares por ejemplo ocupan praseodimio (Pr), neodimio (Nd) y gadolinio (Gd), en los imanes de los micrófonos y los parlantes. Otros como el terbio (Tb), el disprosio (Dy) y el europio (Eu) son cruciales para las unidades de vibración y para producir los colores en la pantalla.

Sus aplicaciones se extienden a las tecnologías verdes tales como baterías de vehículos híbridos, paneles solares, lámparas de bajo consumo y turbinas eólicas.

<b>Tabla 3.5</b>	
<b>Usos de cada elemento del grupo de las tierras raras (Cochilco, 2016).</b>	
<b>Elementos</b>	<b>Aplicaciones</b>
<b>Escandio</b>	Aleaciones metálicas para industria aeroespacial, para equipos deportivos y equipos de defensa.
<b>Itrio</b>	Cerámicas, aleaciones metálicas, láseres, eficiencia de combustibles, comunicación por microondas para industria de satélites, televisores de color, monitores de ordenador, sensores de temperatura.
<b>Lantano</b>	Baterías, catalizadores en refinación de petróleo, baterías de vehículos eléctricos, cámaras digitales de alta tecnología, cámaras de video, baterías de portátiles, películas de rayos X, láseres.
<b>Cerio</b>	Catalizadores, aleaciones de metales, pulido (de vidrio, espejos, placas frontales de televisión, cristales ópticos, microprocesadores de silicio, lentes), baterías.
<b>Praseodimio</b>	Mejora resistencia a la corrosión de imanes, pigmento, reflectores, lentes para señales de aeropuertos, filtros fotográficos.
<b>Neodimio</b>	Imanes de alta potencia para ordenadores portátiles, motores de vehículos híbridos, generadores de turbinas de viento; láseres; catalizadores para fracturamiento hidráulico, pulido de vidrios.
<b>Prometio</b>	Fuente de radiación beta, catalizadores para fracturamiento hidráulico.
<b>Samario</b>	Imanes de alta temperatura, barras de control de reactores.
<b>Europio</b>	LCDs, luces fluorescentes, aditivos para el vidrio.
<b>Gadolinio</b>	agente de contrastes para formación de imágenes por resonancia magnética, aditivo para vidrios
<b>Terbio</b>	Baterías, fósforos para tubos de TV y lámparas fluorescentes.
<b>Disprosio</b>	Imanes de alta potencia, láseres, baterías.
<b>Holmio</b>	Imanes más poderosos conocidos.
<b>Erbio</b>	Láseres, colorante de vidrio.
<b>Tulio</b>	Imanes de alta potencia.
<b>Yterbio</b>	Tecnología de fibra óptica, paneles solares, aleaciones metálicas (acero inoxidable), láseres, fuente de radiación para unidades de rayos X portátiles
<b>Lutecio</b>	Fósforo de rayos X.

### 3.4.6. Producción y Reservas

El principal productor de tierras raras en la actualidad es China, con cerca del 85% de la producción mundial en 2017 (Figura 3.3), pero ya que estos elementos tienen propiedades muy específicas y son necesarios en objetos tecnológicos, se espera que su demanda aumente en los próximos años.

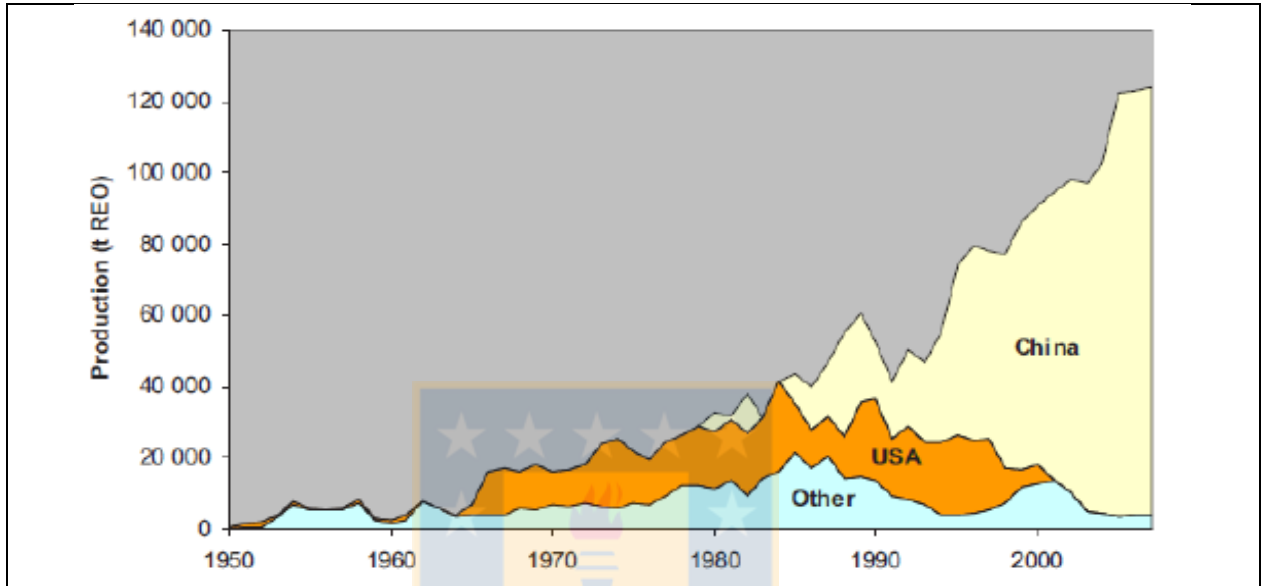


Figura 3.3 Producción de REE según países. (USGS, 2017).

La mayor cantidad de reservas, de acuerdo al Servicio Geológico de Estados Unidos (Figura 3.4a) se encuentran en China (42,3%) y Brasil (16,9%). Específicamente en China, el 83% de las reservas se encuentran en Bayan Obo, Mongolia Interior, seguido de las provincias de Sishuan y Shandong con un 10% y los depósitos de arcillas del sur de China con un 3% (Figura 3.4b).

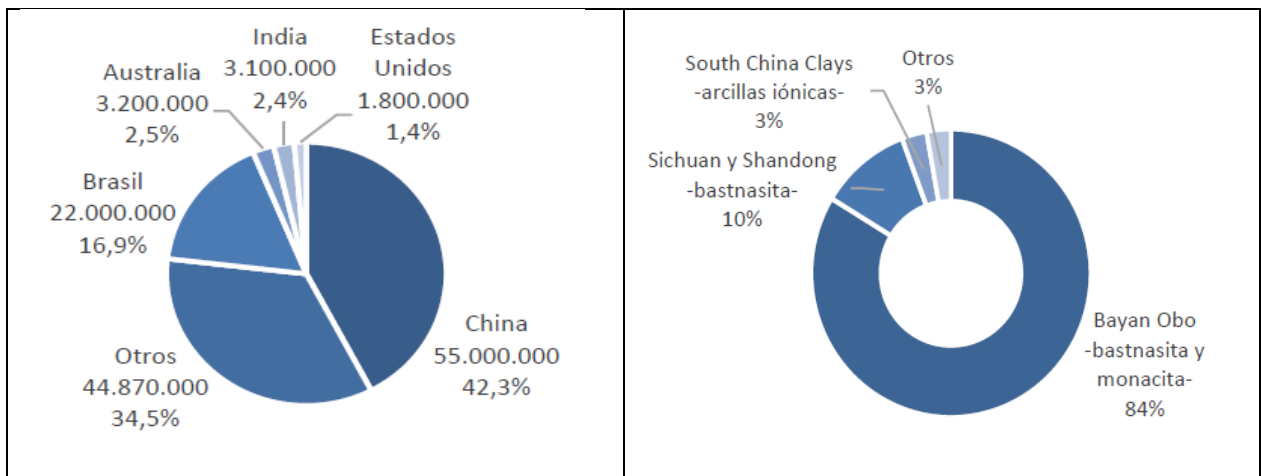


Figura 3.4 (a) Reservas Mundiales de óxidos de tierras raras (REOs). (Basado en USGS, 2016).  
 (b) Distribución de las reservas de elementos de tierras raras en China. (Su, 2009).

### 3.4.7. Depósitos de tierras raras

Las rocas en las que se encuentran los minerales que contienen los elementos de las tierras raras son rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, las cuales se han enriquecido en elementos de las tierras raras mediante procesos primarios ígneos o hidrotermales o procesos secundarios sedimentarios (Montero, 2012). En la tabla 3.6 se puede ver una clasificación de estos depósitos.

<b>Tabla 3.6. Clasificación de los depósitos de minerales de REE (Orris &amp; Grauch., 2002)</b>		
<b>Asociación</b>	<b>Tipo</b>	<b>Ejemplo</b>
<b>Rocas ígneas peralcalinas</b>	Magmática (alcalina-ultrabásica)	Lovozero, Russia
	Diques pegmatíticos (alcalina-ultrabásica)	Khibina Massif, Russia
	Diques pegmatíticos (peralcalina)	Motzfeldt, Greenland
	Vetillas hidrotermales y stock works	Lemhi Pass, Idaho
	Volcánicas	Brockman, Western Australia
	Metasomática-albitica	Miask, Russia
<b>Carbonatitas</b>	Magmática	Mountain Pass, California
	Diques y vetillas dilatacionales	Kangakunde Hill, Malawi
	Vetillas hidrotermales y stock works	Gallinas Mtns. New Mexico
	Skarn	Saima, China
	Reemplazo de rocas carbonáticas	Bayan Obo, China
	Metasomática-fenita	Magnet Cove, Arkansas
<b>Depósitos IOCG</b>	Magnetita-apatita remplazo	Eagle Mountain, California
	Hematita- Magnetita brecha	Olympic Dam, South Australia
<b>Pegmatitas</b>	Abisal (HREEs)	Aldan, Russia
	Abisal (LREEs)	Five Mike, Ontario
	Muscovita(REEs)	Spruce Pine, North California
	REEs-allanita-monazitita	South Platte, Colorado
	REEs-euxenita	Topsham, Maine
	REEs-gadolina	Ytterby, Stweden
	Miarolítica-REEs-Topacio-berilo	Mount Antero, Colorado
	Miarolítica-REEs- gadolina-fergusonita	Wasau complex, Winconsin
<b>Pórfido molibdeno</b>	Tipo-Climax	Climax, Colorado
<b>Metamórfica</b>	Gneiss migmatizado	Music Vallery, California
	Skarn Uranio-REEs	Mary Kathleen, Queensland
<b>Fosfato residual estratiforme</b>	Plataforma fosforítica	Southeast Idaho
	Asociación a Carbonatita	Mount Weld, Western Australia
	Granite asociada a laterita	South China
	Baddeleyita Bauxita	Pocos de Caldas, Brazil
	Karst bauxita	Montenegro
<b>Paleoplacer</b>	Conglomerado con pirita uranifera, cuarzo y pebble.	Elhot Lake, Ontario
	Conglomerado con pirita aurifera, cuarzo y pebble.	Witwatersrand, South Africa
<b>Placer</b>	Placer de mineral pesado de Ti en playa	Western Australia, India, Brazil
	Placer de Estaño.	Malaysia

### 3.4.8. Minerales

Los minerales que contienen REE son numerosos, diversos y frecuentemente con una composición compleja. Las tierras raras aparecen dispersas en formaciones rocosas basálticas, granitos, gneis, esquistos, y silicatos en cantidades que varían de 10 a 300 ppm (Sabot & Maestro 1995). Su fuerte afinidad por el oxígeno hace que se encuentren sobre todo como compuestos óxidos, aunque es posible encontrar otras combinaciones. En los minerales formadores de roca, generalmente las tierras raras ocurren en compuestos como cationes trivalentes en carbonatos, óxidos, fosfatos y silicatos.

Herrmann (1970) establece que alrededor de 200 minerales contienen cantidades de REE, con un contenido mayor al 0,01 wt.%. Más tarde, Jones *et al* (1996) propone una lista de 245 minerales en los que las REE forman parte de su composición. El Servicio Geológico de los Estados Unidos llevo a cabo en el año 2002 una recopilación de las minas, depósitos y ocurrencias de los elementos de tierras raras en el mundo (Orris & Grauch, 2002). En dicho estudio se encontró un total de 85 minerales que están compuesto esencialmente con REE en dichos depósitos. Aunque los minerales de REE son muchos en números son apenas 10 minerales con valor económico, situándose la bastnasita, monacita y xenotima como los principales minerales para la extracción de tierras raras. La bastnasita se presenta con mayor frecuencia, monacita es el segundo, y el tercero a distancia es xenotima.

Los minerales de bastnasita y monacita contienen principalmente LHREE, con una mayor concentración de HREE en la monacita (Kanazawa & Kamitani, 2006). Por su parte la xenotima es la principal fuente de HREE en el mundo. En la Tabla 3.7 se pueden ver los principales minerales de REE.

#### 3.4.8.1 Bastnasita

La bastnasita es un mineral perteneciente a la clase de los carbonatos, según la clasificación de Strunz. La bastnasita forma un subgrupo compuesto por tres variedades minerales: bastnasita-(Ce) de fórmula  $(\text{Ce, La})\text{CO}_3\text{F}$ , bastnasita-(La) de fórmula  $(\text{La, Ce})\text{CO}_3\text{F}$ , y bastnasita-(Y) de fórmula  $(\text{Y, Ce})\text{CO}_3\text{F}$ . Predomina la bastnasita-(Ce), siendo el cerio la tierra rara más común en este grupo mineral.



De color amarillo a marrón, brillo vítreo a graso, con un hábito tabular, granular y masivo, su dureza es de 4-5, peso específico 4.96 -5. En el microscopio, pleocroísmo débil y uniaxial (+)

En cuanto al entorno geológico, se encuentra en depósitos de veta, zonas de contacto, rocas metamórficas y pegmatitas. También en complejos de rocas de carbonato-silicato, que se relacionan con intrusivos alcalinos.

<b>Tabla 3.7 Principales Minerales de REE</b> (Modificado de C.K. Gupta, 2004)				
<b>Mineral</b>	<b>Formula</b>	<b>Contenido REE%</b>		<b>Otros constituyentes %</b>
Aeschinita	(Ce,Ca,Th)(Ti,Nb) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Y,Er) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.5-19.5 0.9-4.5	TiO <sub>2</sub> 21.2-24; Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 23.8-32.5; Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0-7; ThO <sub>2</sub> 11.2-17.5; CaO 2.3- 2.7; FeO <sub>2</sub> .2-4.3 También Sn, Mn, Mg.
<b>Bastnasita</b>	<b>(Ce,La,Pr)(CO<sub>3</sub>)F</b>	<b>Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> <b>(La,Pr..)<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>36.9-40.5</b> <b>36.3- 36.6</b>	<b>CO<sub>2</sub> 19.8-20.2</b> <b>F 6.2-8.5</b>
Euxenita	(Y,Ce,Ca,U,Th)(Ti,Nb,Ta) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	(Y,Er) <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Ce,La...) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.2-27.7 16-30	TiO 16-30; Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 4.3-47.4; Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 1.3-23; ThO <sub>2</sub> 1.5; UO <sub>2</sub> 0.4-12
Fergusonita	(Y,Sr,Ce,U)(Nb,Ta,Ti)O <sub>4</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Ce,La..) <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31-42 0.9-6 0-14	(Nb,Ta) <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 46-57.5; ThO <sub>2</sub> 1-3.4; UO <sub>2</sub> 1.2-6 TiO <sub>2</sub> 0-6; ZrO <sub>2</sub> ,SnO <sub>2</sub> WO <sub>3</sub>
Gadolinita	(Y,Ce) <sub>2</sub> FeBe <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>10</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Ce,La..) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.7-46.5 5.23	FeO 10-13.7; SiO <sub>2</sub> 23-24.5 ThO <sub>2</sub> 0.3-0.4; BeO 9-10.2 También Ca, Mg.
Loparita	(Na,Ca,Ce,Sr)2(Ti,Ta,Nb)2O <sub>6</sub>	(Ce,La..) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32-34	TiO <sub>2</sub> 39.2-40 (Nb,Ta) <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 8-11 CaO 4.2-5.2; Na <sub>2</sub> O 7.8-9; También Sr, K, Si, Th.
<b>Monacita</b>	<b>(Ce,La..)<sub>2</sub>PO<sub>4</sub></b>	<b>(Ce,La..)<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>50-68</b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 22-31.5; ThO<sub>2</sub> 4-12</b> <b>U 0.1-0.3; ZrO<sub>2</sub> 0-7; SiO<sub>2</sub> 0-6</b>
Orthita	(Ca,Ce) <sub>2</sub> (Al,Fe) <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (O,OH)	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (La,Nd..) <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26-31 21.1-28.7 3.7-4.3	BeO 3.8; TambiénThO <sub>2</sub>
Parisite	Ca(Ce,La..) <sub>2</sub> (CO <sub>3</sub> )F <sub>2</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (La,Nd..) <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Y	26-31 27.3-30.4 8	CaO 10.4-11.4; CO <sub>2</sub> 23-24.5; F 6-7
Priorita	(Y,Er,Ca,Th)(Ti,Nb) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	(Y,Er) <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.1-28.7 3.7-4.3	TiO <sub>2</sub> , 21.8-34; Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 15-36.7; Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0-1.3 CaO 1-4.1; ThO <sub>2</sub> 0.6-7.9 UO <sub>2</sub> 0.5-3; FeO 1.4-5.6 SnO <sub>2</sub> 0-0.3; PbO 0.08 MnO 0-2
Samarskita	(Y,Er,U,Ce,Th) <sub>4</sub> (Nb,Ta) <sub>6</sub> O <sub>2</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Pr,Nd) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.4-14.5 2.7-13.4 0.25-3.2 0.37-1 0.74-4.2	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 2.7-46.8; Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 1.8-27; ThO <sub>2</sub> 0-4.2; UO <sub>2</sub> 4-16 También Ti ,Zr, Sn
Torita	ThSiO <sub>4</sub>			U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> 10-16
<b>Xenotima</b>	<b>YPO<sub>4</sub></b>	<b>Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>52-62</b>	<b>ThO<sub>2</sub> UO<sub>2</sub> hasta 5, ZrO<sub>2</sub> 3;</b> <b>SnO<sub>2</sub> SiO<sub>2</sub> 9</b>
Yttrocerita	(Ca,Y,Ce,Er)F <sub>2</sub> -3H <sub>2</sub> O	Ce Y	8.5-11.5 14.3-37.7	Ca 19.7-32.7 F 37.7-41.6

### 3.4.8.2. Monacita

Se compone de cuatro minerales distintos de la clase de los minerales fosfatos, según la clasificación de Strunz. Atendiendo a su composición, podemos encontrar hasta cuatro tipos diferentes de monacita:

- Monacita-(Ce), de fórmula:  $CePO_4$ .
- Monacita-(La), de fórmula:  $LaPO_4$ .
- Monacita-(Nd), de fórmula:  $NdPO_4$ .
- Monacita-(Sm), de fórmula:  $SmPO_4$ .

Todas estas especies de monacita tienen la misma estructura cristalina, y pueden variar de color según las especies, e ir acompañada de otros minerales secundarios. El color puede variar de pardo amarillento o rojizo pardo, verdoso o casi blanco. La sílice,  $SiO_2$ , aparece en pequeñas cantidades, así como el uranio. Su contenido en torio y uranio es variable dependiendo del yacimiento.

La monacita se encuentra en muchos entornos geológicos. Se presenta como un mineral accesorio en rocas ígneas ácidas, en las rocas metamórficas, y en ciertos depósitos de veta. Debido a su estabilidad química también se convierte en mineral detrítico en depósitos de placer y arena de playa (Aplan, 1988). Los depósitos de monacita primarios han sido útiles como recursos de tierras raras en unos pocos casos, no así en forma de placeres donde es un importante recurso.

### 3.4.8.3. Xenotima

La xenotima es el nombre de dos minerales de la clase de los minerales fosfatos, la xenotima-(Y) y la xenotima-(Yb).

Presenta un color pardo amarillento a rojizo, blanco grisáceo o amarillo pardo, un brillo vítreo a resinoso, es traslúcido a opaco, transparente con iterbio. Tiene un hábito en cristales práticos, cortos o largos, agregados cristalinos en roseta, con una dureza de 4 a 5, una densidad de 4.4 a 5.1  $g/cm^3$ . En el microscopio, presenta un pleocroismo débil con una coloración amarillo a rosa. Es paramagnético y la variedad con iterbio como predominante es algo radiactiva.

Este mineral es un componente menor en el granito o gneis (Aplan, 1988). Puede sufrir una meteorización, transporte, y concentración similar a la de la monacita, de hecho se suelen dar juntos en los mismos depósitos de placer, aunque en menor medida. Por lo general, el contenido de xenotima puede variar entre 0,5 y el 5% de la monacita presente.

#### 3.4.8.4. Óxidos de REE

Los minerales óxidos de (Y, REE, U, Th) – (Nb, Ta, Ti) están presentes principalmente en pegmatitas graníticas enriquecidas en REE y en menor medida en granitos fraccionados de tipo A y de tipo I. Consisten en muchos grupos y especies minerales; Los más comunes son los minerales de los grupo Euxenita, aeschinita, pirocloro, samarskita y fergusonita (Ercit 2005). Los más comunes son los minerales de los grupos aeschinita, euxenita, samarskita, fergusonita y pirocloro. Un obstáculo para su uso en estudios de la petrogénesis y la evolución de las ocurrencias de pegmatitas graníticas es el pobre conocimiento de su definición y química cristalina. Los minerales son usualmente metamórficos, y los experimentos de calentamiento pueden fallar en reconstituir la estructura original (Ewing 1975). Como tal, comúnmente la identificación de la fase debe hacerse sin datos estructurales, es decir, basándose únicamente en los datos de composición. (Ercit 2005).

##### A. Grupo euxenita

El grupo de minerales euxenita (Tabla 3.8) se limita a las pegmatitas del sub-tipo euxenita (Černý y Ercit, 1989, 2005). Son granos de forma isométrica subhedrales y euhedrales, generalmente alargados y cristales en forma de aguja. En general, es casi imposible reconocer euxenita macroscópicamente de aeschinita, en muchos casos, ni de pirocloro (Škoda *et al.*, 2006). La fórmula general de euxenita es  $AB_2O_6$ . La posición octaédrica A está ocupada por Y, los elementos de tierras raras (REE), Ca, U y Th, mientras que la posición hexaédrica B está ocupada por Ti, Nb y Ta. Más detalles acerca de la distribución de elementos en euxenita se muestran en la Figura.

3.5. Los minerales del grupo de Euxenita tienen idealmente la simetría de  $Pbcn$ , con  $a$  14.6,  $b$  5.6 y  $c$  5.2 Å (Ercit 2005).

<b>Tabla 3.8 Lista válida actualmente de minerales del grupo euxenita (Mandarino &amp; Black 2004).</b>	
<b>Grupo mineral euxenita</b>	<b>Fórmula Ideal</b>
Euxenita-(Y)	$Y(Nb, Ti)_2O_6$
Tanteuxenita-(Y)	$Y(Ta, Ti, Nb)_2O_6$
Policrasa-(Y)	$Y(Ti, Nb)_2O_6$
Uranopolicrasa	$UTi_2O_6$
Yttrocrasita	$(U, Th)(Ti, Fe_{3+})_2(O, OH)_6$
Fersmita	$CaNb_2O_6$

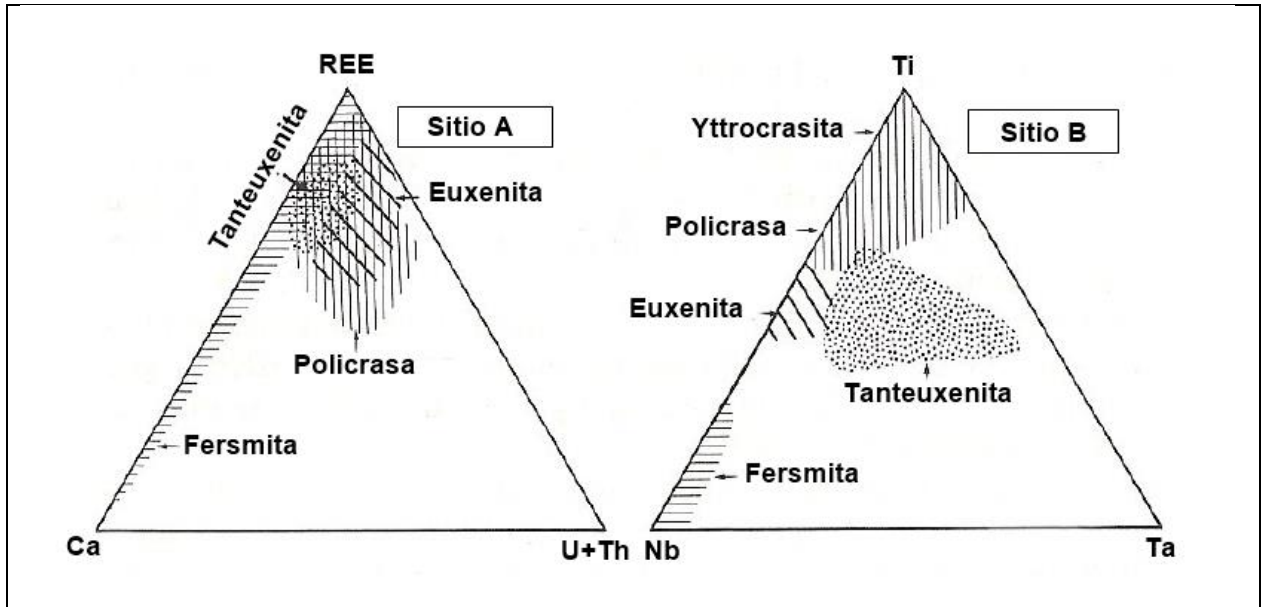


Figura 3.5 Distribución de átomos en las posiciones A y B en el grupo euxenita (Modificado de Černý y Ercit, 1989)

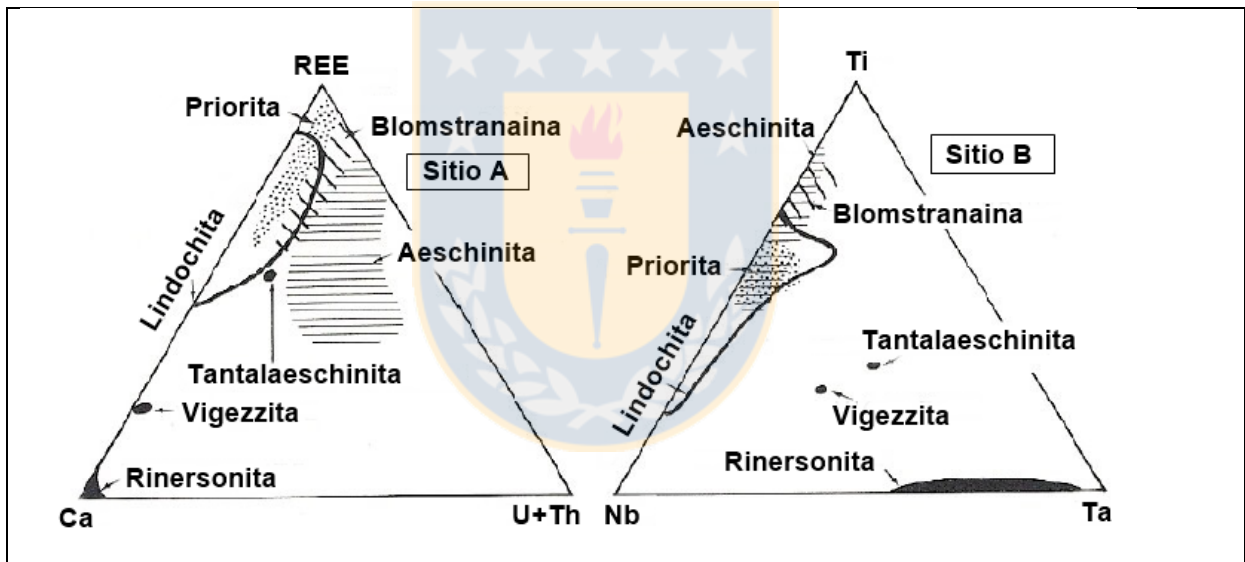
## B. Grupo aeschinita

Aeschinita es una fase típica que ocurre en pegmatitas REE-REL del subtipo euxenita y del grupo de familia NYF, contenido de niobio, itrio y fluor (Černý y Ercit, 2005). Los minerales del grupo aeschinita son metamórficos de color marrón o negro parduzco. Los granos son de forma anhedral, cristales subhedrales alargados y también euhedrales columnares. Los minerales del grupo de aeschinita tienen idealmente una simetría  $Pbnm$ , con  $a$  10.9,  $b$  7.5 y  $c$  5.2 Å (Ercit, 2005). Estos minerales comúnmente se alteran, acompañados con un halo marrón alrededor de los granos. Aeschinita es frecuentemente reemplazado por minerales secundarios del grupo Pirocloro (Černý y Ercit, 2005).

La fórmula general para aeschinita es  $AB_2O_6$ , donde la posición A se representa por Y, REE, Ca, U y Th; Y la posición B está ocupada por Ti, Nb y Ta; y de ambiente relativamente somero. (Ercit, 2005). Ver distribución de elementos en la Figura 3.6. La estructura de la aeschinita prefiere cationes A mayores que la estructura de la euxenita. Por lo tanto, los minerales del grupo aeschinita tienen una relación  $LREE / (Y + HREE)$  más alta que los minerales del grupo euxenita (Ewing, 1976). Dada la preferencia general de la pegmatita granítica enriquecida con REE hacia contenidos relativamente altos de Y + HREE y bajo contenido de LREE, los miembros con dominio de LREE del grupo aeschinita son raros o ausentes.

Un resumen de los minerales del grupo aeschinita se presenta en Tabla. 3.9.

Grupo mineral aeschinita	Fórmula Ideal
Aeschynite-(Y)	$Y(Ti, Nb)_2O_6$
Aeschynite-(Ce)	$Ce(Ti, Nb)_2O_6$
Aeschynite-(Nd)	$Nd(Ti, Nb)_2O_6$
Nioboeschynite-(Ce)	$Ce(Nb, Ti)_2O_6$
Tantalaeschynite-(Y)	$Ca, Y(Ta, Nb, Ti)_2O_6$
Vigezzite	$CaNb_2O_6$
Rynersonite	$CaTa_2O_6$



**Figura 3.6** Distribución de átomos en las posiciones A y B en el grupo aeschinita (Modificado de Černý y Ercit, 1989). Nota: blomstranaina y priotita son nombres antiguos de aeschinita. Lindochinita es equivalente a Euxenita-(Y) (Ercit, 2002)

### C. Grupo fergusonita

La fórmula general de fergusonita es  $ABO_4$ , donde la posición A está ocupada por Y y REE y la posición B está ocupada por Nb y Ta (Figura 3.7). La fergusonita tiene predominantemente un hábito tetragonal con una estructura tipo scheelita (Černý y Ercit 1989, Ercit 2005). Los minerales individuales del grupo Fergusonita se presentan a continuación (Tabla 3.10):

Tabla 3.10 Lista válida actualmente de minerales del grupo fergusonita (Ercit, 2005).	
Grupo mineral fergusonita	Fórmula Ideal
Fergusonita-(Y)	YNbO <sub>4</sub>
Beta-Fergusonita	YNbO <sub>4</sub>
Formanita	YTaO <sub>4</sub>

Otros minerales análogos de este grupo de minerales son beta-fergusonita- (Y), fergusonita- (Y) de Ce y fergusonita- (Y) de Nd. Sin embargo, esta significación se ha utilizado sin la aprobación de IMA (Ercit, 2005).

Fergusonita-Y es tetragonal y tiene idealmente un grupo espacial I41/a de a 5,3, c 10,9 Å. Los miembros monoclinicos (beta-fergusonita y formanita) tienen idealmente un grupo espacial I2 / c, 5.3, b 11, c 5.1,  $\beta$  95 °. Comparando con la samarskita, la estructura de Fergusonita parece ser más estable para valores más altos de la razón de radio A: B (Ercit, 2005).

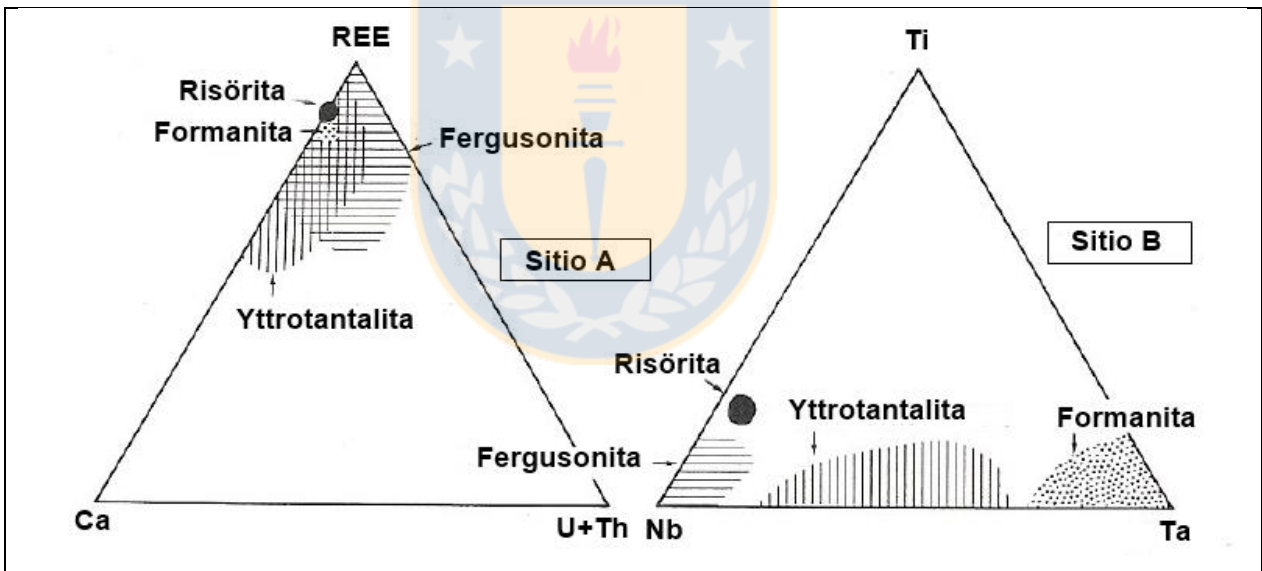


Figura 3.7 Distribución de átomos en las posiciones A y B en el grupo fergusonita (Modificado de Černý y Ercit, 1989). Nota: Risörita es un antiguo nombre para la Fergusonite-(Y) rica en Ti.

#### D. Grupo samarskita

Este grupo mineral presenta formas de cristales alargados, color negro pardusco y brillo vítreo o graso, con frecuencia contiene granos microscópicos de fergusonita. La fórmula estructural general del grupo de minerales samarskita es ABO<sub>4</sub> (Ercit, 2005). La posición A está ocupada por Th, U,

Y, Mn, Ca, Pb, REE, Na,  $\text{Fe}^{2+}$  y la posición B está ocupada por Nb, Ta, Ti, Zr, Al,  $\text{Fe}^{3+}$  (Lumpkin y Ewing 1987). Más detalles de la distribución de elementos están en la Figura 3.8. Todos los miembros de los minerales del grupo samarskita tienen un sistema cristalográfico idealmente monoclinica  $P2/c$ , con  $a$  5.7,  $b$  9.9 y  $c$  5.2 Å,  $\beta$  94° (Ercit, 2005).

<b>Tabla 3.11. Lista actualmente válida del grupo de minerales samarskita</b> (Hanson et al., 1999; Warner y Ewing, 1993).	
Grupo mineral Samarskita	Fórmula Ideal
Samarskite-(Y)	(Y, Ca, Fe)NbO <sub>4</sub>
Calcio-samarskite	(Ca, Y, U)NbO <sub>4</sub>
Ishikawaite	(U, Fe, Y, Ca)NbO <sub>4</sub>

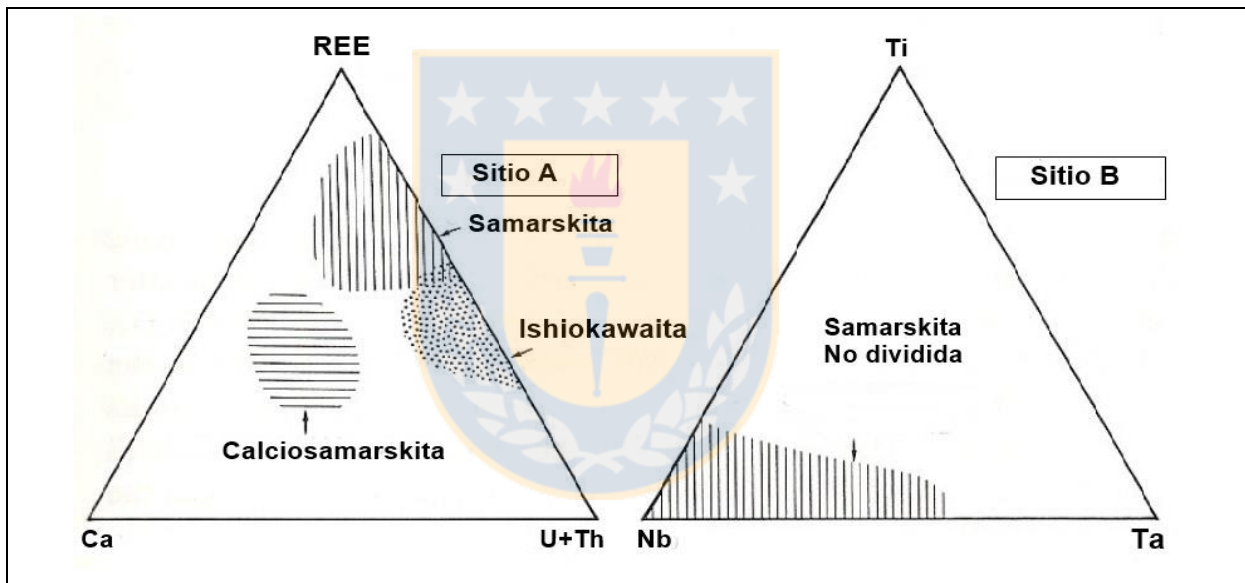


Figura 3.8

Distribución de átomos en ambas posiciones A y B en grupo samarskita (Černý y Ercit, 1989).

### E. Super grupo pirocloro

Pirocloro cristaliza en un sistema cúbico ( $Fd\bar{3}m$ ,  $a$  10.4 Å) y la fórmula general para estos minerales es  $A_{2-m}B_2X_{6-w}Y_{1-n}$ , donde la posición A representa cationes en coordinación hexaédrica (por ejemplo, Na, Ca, Sr,  $\text{Pb}^{2+}$ ,  $\text{Sn}^{2+}$ ,  $\text{Sb}^{3+}$ , Y, U, □,  $\text{H}_2\text{O}$ ), la posición B representa cationes en coordinación octaédrica (Ta, Nb, Ti,  $\text{Sb}^{5+}$ , W), X (O) e Y está ocupada por  $\text{OH}^-$ , F, O, □,  $\text{H}_2\text{O}$ . En la posición A es posible una amplia variedad de cationes grandes, en su mayoría de mono a trivalentes, lo que da como resultado un gran número de miembros finales.

La cristalografía de pirocloro es muy complicada debido a las posibles cantidades de vacantes en las posiciones A, X e Y. Dependiendo de los iones en los sitios A, B e Y, hay cinco grupos principales definidos por Atencio et al. (2010):

1. Pirocloro, si Nb es el catión  $M_{5+}$  dominante en el sitio octaédrico
2. Microlita, si Ta es el catión  $M_{5+}$  dominante en el sitio octaédrico
3. Roméita, si Sb es el catión  $M_{5+}$  dominante en el sitio octaédrico
4. Betafita, si Ti es el catión  $M_{4+}$  dominante en el sitio octaédrico
5. Elsmoreita, si W es el catión  $M_{6+}$  dominante en el sitio octaédrico

Las especies minerales metamórficas más importantes se encuentran principalmente en pegmatitas ricas en REE y granitos fraccionados. Los minerales previamente existentes descritos en Hogarth (1977) han sido desacreditados y, por lo tanto, es necesario reevaluar algunos otros minerales.

La lista actual válida de los minerales del supergrupo pirocloro está en la tabla 3.12

<b>Tabla 3.12. Lista válida del grupo de minerales pirocloro</b> (Atencio <i>et al.</i> , 2010).	
Minerales grupo pirocloro	Fórmula Ideal
Oxycalcipyrochlore	$Ca_2Nb_2O_6O$
Hydropyrochlore	$(H_2O, \square)_2Nb_2(O,OH)_6(H_2O)$
Hydroxykenomicrolite	$(\square, Na, Sb_{3+})_2Ta_2O_6(OH)$
Oxystannomicrolite	$Sn_2Ta_2O_6O$
Oxystibiomicrolite	$(Sb_{3+}, Ca)_2Ta_2O_6O$
Hydroxycalcioromeite	$(Ca, Sb_{3+})_2(Sb_{5+}, Ti)_2O_6(OH)$
Hydrokenoelsmoreite	$\square_2W_2O_6(H_2O)$

El grupo pirocloro tiene las siguientes condiciones  $(Na + Ca)_A > 20\%$ ;  $(Nb + Ta) > 2Ti_B$ ;  $Nb > Ta$ . Ocurre en pegmatitas sienita nefelina y otras rocas alcalinas; en pegmatitas graníticas y greisen, característica en carbonatitas, detrítica. Asociado a circón, aegirina, apatita, perovskita, columbita.

Por lo general, el mineral de pirocloro contiene más del 0,05% de uranio y torio.



### 3.4.9. Tierras raras en Chile

Los principales depósitos económicos de REE en el mundo se encuentran en rocas ígneas ricas en carbonatos, llamadas carbonatitas. Debido a que las carbonatitas y las rocas alcalinas son muy escasas en Chile, es improbable que existan depósitos importantes de REE's en nuestro territorio nacional. Sin embargo, ante la alta demanda y escasez de REE en el mercado, se han comenzado a evaluar otro tipo de depósitos, como los depósitos residuales de arcillas adsorbentes en el sur de Chile, depósitos de óxidos de hierro con altos contenidos de REE (específicamente depósitos de óxidos de hierro-apatito), depósitos de uranio y, también los relaves de la minería del cobre (concentrando minerales accesorios que pudieran tener tierras raras). Por este motivo la Comisión Chilena del Cobre (COCHILCO), realizó en el año 2016 una evaluación del potencial de tierras raras en Chile, cuyos principales resultados se exponen a continuación:

#### 3.4.9.1. Plan nacional de geología

El Sernageomin (Servicio Nacional de Geología y Minería) el año 2011 comenzó a realizar el primer mapa geoquímico con el objetivo de generar información química de calidad a nivel nacional, para promover la exploración minera y un desarrollo sustentable de ésta. Las hojas geoquímicas son a escala 1: 250.000, las que se construyen a partir de un muestreo de sedimentos en una grilla regular, con una densidad de una muestra cada 20 km<sup>2</sup> y posterior análisis geoquímico para determinar la abundancia 59 elementos químicos, de los cuales 17 pertenecen al grupo de las tierras raras. A la fecha se han publicado 4 hojas geoquímicas de la Serie Geoquímica: Hoja Iquique (Lacassie *et al.*, 2012), Hoja Pisagua (Astudillo *et al.*, 2014) y Hoja Arica (Baeza *et al.*, 2014), además se dispone de una versión preliminar de la Hoja La Serena (Lacassie *et al.*, 2016).

En la Hoja Pisagua también destacan dos zonas de anomalías positivas de tierras raras. La primera se ubica en el extremo sureste de la carta (Zona L) con altas concentraciones de hierro, oro, plata, cobre, plomo y uranio junto a anomalías positivas de tierras raras livianas a medias (La-Ce-Pr-Nd-Sm-Eu-Gd-Tb) y anomalías aún más marcadas, en tierras raras pesadas (Dy-Ho-Er-Tm-Yb) e itrio (Y). La otra zona interesante en cuanto a su contenido de REE, se ubica en la costa, desde 10 km al N de Pisagua hasta la caleta Mejillones del Norte (Zona B) donde se detectaron anomalías positivas de cobre, oro y, periféricamente molibdeno y, además, marcadas anomalías positivas de

magnesio y tierras raras intermedias y pesadas (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) e itrio (Y).

También en la Hoja Arica, en los dominios de los volcanes Pomerape y Parinacota (Zona J), se detectaron fuertes anomalías de tierras raras intermedias: europio (promedio de 1,71 ppm), gadolinio (promedio 4,84 ppm), samario (promedio 6,52 ppm) además de fósforo y estroncio.

En la Hoja Iquique y en la Hoja La Serena los valores de REE son más bajos pero es posible reparar que las zonas de más alta concentración se encuentran hacia el oeste de la carta, en la Cordillera de la Costa. De todos modos los valores de concentraciones de REE mostrados en estas hojas son más bajos que en las dos primeras (Arica y Pisagua).

En la figura 3.9 se pueden observar los resultados obtenidos hasta el momento para el elemento de tierras raras, cerio. En las hojas geoquímicas es posible resaltar dos anomalías principales de dicho elemento: La cuenca Río Lauca, Belén-Tignamar y Distrito Cerro Colorado

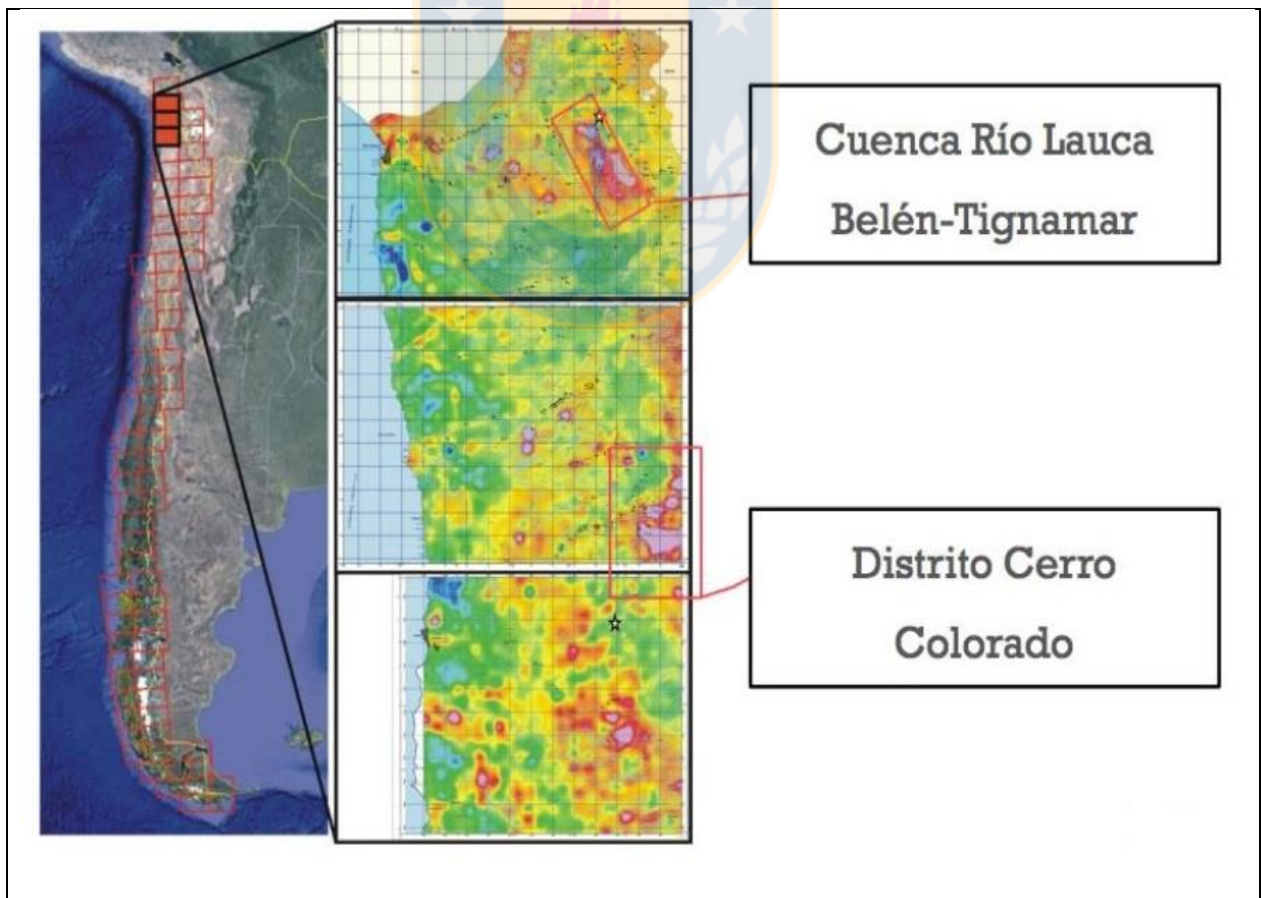


Figura 3.9

Mapa geoquímico para el elemento Ce (Ramírez, 2015)

### 3.4.9.2. Proyecto minero El Cabrito

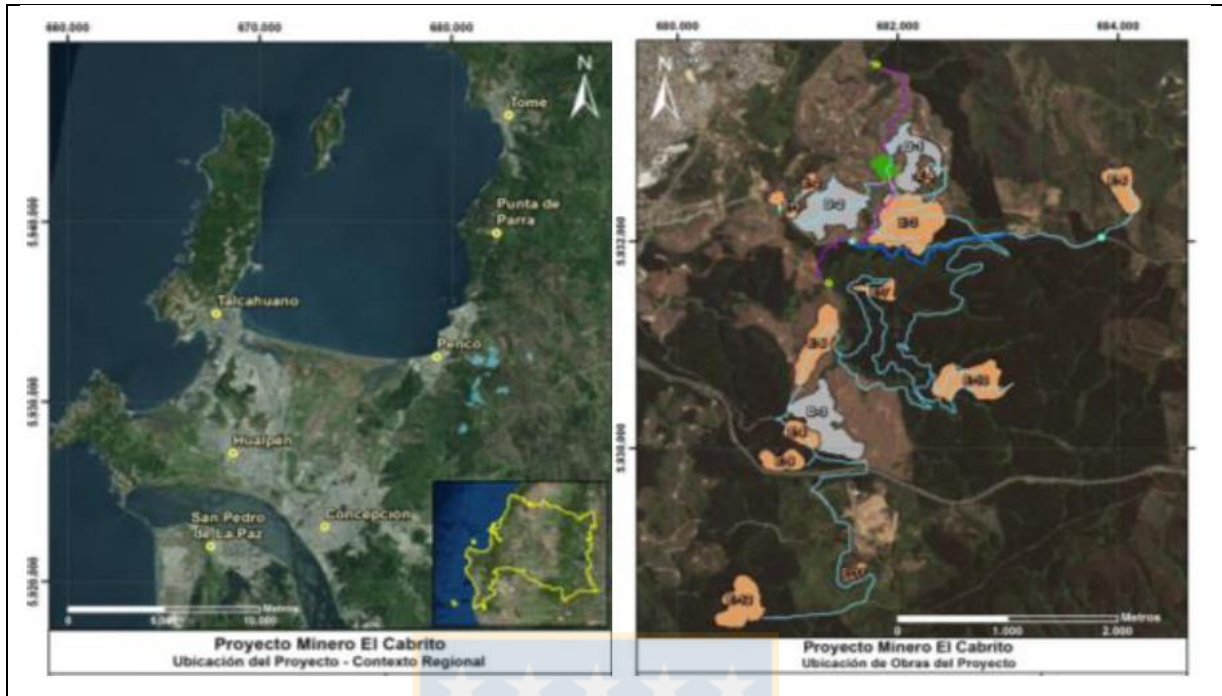
El Proyecto Minero El Cabrito, desarrollado por la sociedad REE UNO SpA (Minera BioLantánidos), con el aporte financiero de Minería Activa y del Programa Fénix de Corfo, es el primer proyecto en Chile que busca entrar en el mercado de las tierras raras. Este proyecto consiste en la construcción de una planta de producción de óxidos de Lantánidos (REE UNO SpA, 2016).

El yacimiento se ubica en el fundo El Cabrito en la comuna de Penco (Figura 3.10A), en un área con alta concentración de tierras raras. Corresponde a un depósito de arcillas iónicas adsorbentes. Estas arcillas se formaron por la intensa meteorización de rocas graníticas del Paleozoico, gracias a las lluvias características de la región.

Para el procesamiento del mineral se construyó una planta piloto, implementada en 2015, de pruebas metalúrgicas para generar concentrado de óxidos de tierras raras con los 15 lantánidos e itrio que alcanza una pureza del 92%. En la planta piloto se llevan a cabo dos procesos de producción: por un lado se procesa mineral en pilas de lixiviación, del mismo modo que se hace internacionalmente, y, por otro lado, se desarrolló la Planta Continua, la cual recircula los elementos necesarios para su funcionamiento. Según reportes de la empresa, tras algunos meses de operación, se pudo concluir que el método BioLantánidos pudo alcanzar un mayor nivel de recuperación y pureza (Cochilco, 2016).

En el Proceso Cerrado de Desorción Continua de Tierras Raras (CCLP, *Close Continuous Leaching Process*) la idea es mantener una recuperación permanente del terreno, esto se realiza llevando las arcillas a la planta, procesándolas para extraer las tierras raras, posteriormente se lavan las arcillas sobrantes para asegurar su estabilidad química y se vuelven a depositar en el cerro (Figura 3.10 B). Se pretende, finalmente, reforestar el terreno sobre los sectores de extracción y sobre los sectores de disposición de arcillas ya procesadas.

Se han realizado más de 1000 m de sondajes con, en promedio, 50 m de profundidad. Los estudios indican leyes que varían entre 200-3000 ppm de tierras raras, de estas, un 40% corresponde a tierras raras pesadas. Los sectores más enriquecidos del yacimiento corresponden a perfiles de suelo sobre la roca no meteorizada y bajo las arcillas superficiales lixiviadas, con 10 a 15 m de potencia (REE UNO SpA, 2016).



**Figura 3.10** **Proyecto minero El Cabrito** (A) Ubicación proyecto Minera El Cabrito (azul) y (B) ubicación sectores de extracción (naranja), disposición (gris) y de planta (verde) del proyecto. (REE UNO SpA., 2016).

La planta comercial será diseñada para producir entre 500 y 700 toneladas de concentrado de tierras raras por año. Dicha planta tiene un valor aproximado de US\$ 25 millones (REE UNO SpA, 2016). En adelante se espera construir una planta cada año hasta llegar a un total de cinco o seis, alcanzando una producción de 30.000 t de concentrado antes del 2030 (Construcción Minera, 2016).

## **4. METODOLOGÍA**

La metodología llevada a cabo en la realización de esta tesis puede agruparse en tres etapas que se describen en detalle a continuación, una de trabajo de campo, otra de trabajo de laboratorio y otra de gabinete.

### **4.1. Etapa pre- terreno**

En esta etapa se realizó la recopilación de material bibliográfico y análisis de los resultados preliminarmente obtenidos, con el fin de organizar una salida a terreno que complementara el muestreo hecho previamente y aumentando la densidad de muestras. Además, se calibraron los instrumentos a utilizar, se hizo una revisión de imágenes satelitales del área de estudio y se definieron las posibles rutas para acceder a los afloramientos.

### **4.2. Etapa de terreno**

#### **4.2.1. Comprobación datos anteriores y localización**

La toma de datos y recolección de muestras se realizó los días 10 de septiembre y 24 de noviembre del 2015 en el sector de Poñen y el día 4 de noviembre del 2015 en el sector del Parque Coyanmahuida.

El objetivo principal de esta etapa fue ratificar la localización y zonación que se realizó en trabajos anteriores en el cuerpo pegmatítico en particular de Poñen, así como la descripción “in situ” de las características más notables de ambas pegmatitas.

Además, se calibraron los instrumentos a utilizar, se hizo una revisión de imágenes satelitales del área de estudio y se definieron las posibles rutas para acceder a los afloramientos.

La ubicación y registro de coordenadas se realizó utilizando un GPS Garmin y las cartas topográficas a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar (IGM).

#### **4.2.2. Espectrómetro de integración de rayos gamma**

Debido a que la zona de estudio previamente se había encontrado minerales radiactivos, se utiliza un Scintilómetro o espectrómetro de integración de rayos gamas portátil modelo GIS-5 como

método de prospección (Fotografía 4.1A). Este aparato es proporcionado por el Departamento de Geología de la Universidad de Concepción.

La radiación gamma corresponde a la parte del espectro electromagnético de más alta energía. Aunque puede ser emitida por más de 50 isótopos radiactivos naturales, su fuente natural corresponde a isótopos de uranio (U), torio (Th) y potasio (K), contenidos en las rocas y suelos.

Existen tres razones principales que dan interés a la radiación gamma. En primer término, constituye la expresión más fácil detección de la radiactividad natural y artificial, ya sea mediante el contador Geiger o el utilizado en este trabajo: el scintilómetro. Por otra parte, es conocida la importancia de su detección en la búsqueda de yacimientos de elementos radiactivos, especialmente en la prospección de uranio como se ha hecho en investigaciones anteriores específicamente en la pegmatita de Poñen. Finalmente, los efectos biológicos de la radiactividad y especialmente el riesgo de cáncer o enfermedades asociado a concentraciones elevadas de elementos nocivos.

En la pegmatita Poñen se realizaron perfiles con medidas de radiación gamma utilizando este instrumento para detectar minerales contenedores de U y elementos de interés asociados como elementos de itrio y REE (Fotografía 4.1B).



**Fotografía 4.1**

**Toma de datos en Poñen.** A) Zona del núcleo de la pegmatita Poñen con una medida de 500 cuentas por segundo (cps). A medida que se acerca el scintilómetro al afloramiento la radiación es mayor y emite un ruido más agudo e intenso. B) Perfil por radiación gamma. Perfil a lo largo de la disposición morfológica de la pegmatita extrayendo una bolsa por cada 2 metros, de esta manera se realiza un muestreo sistemático de la pegmatita.

De esta misma manera se realizaron medidas en la pegmatita Coyanmahuida. Los feldespatos de la zona se encuentran fuertemente alterados por lo que la medición en toda esta zona es mucho mayor a la pegmatita Coyanmahuida (Fotografía 4.2A). En algunos sectores se llegan a mediciones de hasta 5900 cps. (Fotografía 4.2B). Estos valores anómalos en la mediciones de la radiación gamma, se postulaban como un indicio para que en la zona hubieran altas concentraciones de minerales contenedores de U y Th, lo cual con el siguiente estudio se comprobó.



**Fotografía 4.2** Medidas de radiación en muestra argilizada en Coyanmahuida A) Rocas fuertemente argilizadas. B) Conteo de energía gama mayor a 5000 cuentas por segundo.

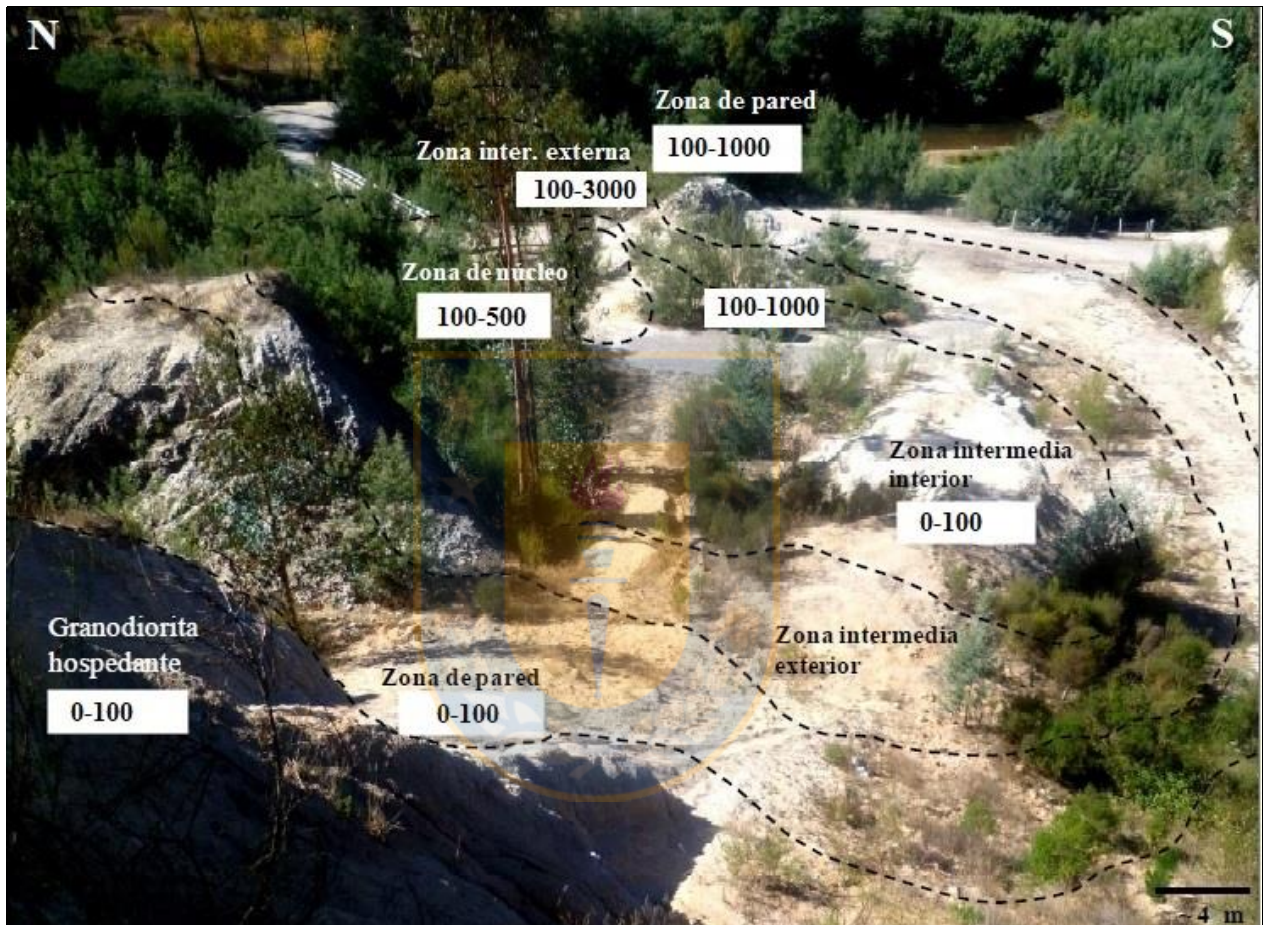
#### 4.2.3. Muestreo y zonificación por radiación

Se realiza medición de emisión de energía gama y se toman muestras de manera sistemática cada 2 metros según el trazo del perfil. Luego de tener un registro con varios puntos medidos, se crea una categorización en función de la intensidad de las radiactividades, clasificándolas en tres grupos los cuales son: 100-1000 c/s, 1000-3000 c/s, > 3000 c/s. Se recoge una bolsa por cada categoría, extrayendo en total 6 bolsas con muestras, 3 bolsas de Poñen y tres de Coyanmahuida.

Se complementó el muestreo hecho por Collao *et al.* (2009), Stange (2011) Velásquez (2012) y Gil (2014), agregando 8 muestras con sus respectivos cortes pulido transparente a la colección, 4 del sector Poñen y 4 del Parque Coyanmahuida, lo que correspondería a un total de 35 muestras.

La pegmatita Coyanmahuida, es morfológicamente no zonada, por lo que las medidas tomadas con el scintilómetro no siguen un patrón por zonación.

En especial en la pegmatita Poñen (morfológicamente considerada como una pegmatita simétrica zonada), en trabajos previos se habían descritos hallazgos con minerales de uranio (Collao *et al*, 2008), al realizarse perfiles radiométricos gamma se obtuvieron una serie de puntos con datos que fueron registrados y tabulados de acuerdo a la zonación realizada por Velázquez (2012) tal como se observa en la Figura 4.1 (Tabla 4.1).



**Figura 4.1**

**Zonación de pegmatita Poñen asociada a las medidas de radiación gamma utilizando el scintilómetro.** Es notorio que la zona intermedia interna, externa y la zona de pared más cercana al núcleo tienen mayor radiactividad. Mientras que las zonas cercanas a la roca disminuyen la radiación gamma.

Tabla 4.1 Registro de la variación de energía gamma en cada zona pegmatita	
Zonación de la Pegmatita	Intervalo de radiación gamma /cps
Granodiorita hospedante	0-100
Zona de pared	100-1000
Zona intermedia exterior	100-3000
Zona intermedia interior	100-1000
Zona de núcleo	100-500



### 4.3. Etapa de laboratorio

Esta etapa se puede dividir en varios apartados, desde el tratamiento de las muestras hasta llegar a tener los cortes pulidos transparentes para finalmente su posterior descripción microscópica y composicional. Todos estos procesos se realizaron en el Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA).

#### 4.3.1. Proceso de Chancado

Antes de empezar esta etapa se pesaron las muestras extraídas de ambos cuerpos pegmatíticos (Fotografía 4.3A), y es luego de tener este registro se empezó con la etapa de chancado de las 3 bolsas de muestras de rocas de pegmatita Poñen y las 3 bolsas de pegmatita Coyanmahuida, las cuales son molidas de acuerdo a la clasificación según su radioactividad (0-1000 c/s, 1000-3000 c/s, > 3000 c/s.). Se utiliza una chancadora de mandíbula marca “Fritsch”, que tiene dos placas de acero de tungsteno y 5 niveles de chancado. Una placa esta fija y la otra esta móvil para provocar el trituramiento de la roca. Para una mejor molienda, se pasa la muestra desde el nivel 5, luego se pasa la muestra por nivel 3, para finalmente nuevamente pasar a un chancado nivel 1 (Fotografía 4.3B). Las rocas ya chancadas son pasadas por un sistema de clasificación granulométrica, y esto constituye la próxima etapa.



**Fotografía 4.3**

**Muestra pesada y chancada A).** Cada bolsa de muestra es pesada desde su origen de extracción insitu hasta su chancado y tamizado  
**B).** Chancadora de mandíbula con placas de acero de tungsteno

### 4.3.2. Proceso de tamizaje

Luego de la etapa de chancado, con el fin de realizar una separación del tamaño de grano de manera uniforme, se pasan las rocas molidas por 3 diferentes mallas marca “Nichika’s, las cuales son utilizados en el Instituto GEA, y se averigua su conversión a normas Tyler y ASTM (Tabla 4.2)

Tabla 4.2		Conversión granulométrica a normas Tyler y ASTM			
GEA		Conversión			
Nichika’s		Tyler		ASTM	
Nº	Ø (µm)	Nº	Ø (µm)	Nº	Ø (µm)
10	1700	10	1651	12	1680
30	500	32	495	35	500
235	63	250	61	230	63

Se utiliza una maquina vibradora para tamizar de marca “Retsch”. Se ajustan los tamices de tal manera que quede bien sostenida a la plataforma de vibración, dejándolo por un lapso de 5 minutos con una amplitud de 70 (Fotografía 4.4A). El resultado final es la categorización de 3 tamaños de granos uniformes gracias a los tamices. De esta manera, los tamaños de granos que se obtuvieron fueron 1700 µm, 500 µm y 63 µm. Se obtienen un total de 18 muestras, 9 de la pegmatita Poñen y 9 la pegmatita Coyanmahuida. Cada una de las categorías se vuelve a pesar en una pesa digital (Fotografía 4.4B).



**Fotografía 4.4**

**Etapa de tamizaje.** A) Maquina vibradora para tamizaje de muestras  
B) Luego de cada tamizaje todas las bolsas de muestras se vuelven a pesar.

### 4.3.3. Proceso de separación gravitacional

Con el objetivo de separar los minerales más pesados (contenedores de U y REE) de los más livianos, se utilizó la mesa vibratoria ubicada en los laboratorios del Departamento de Ingeniería Metalúrgica (DIMET).

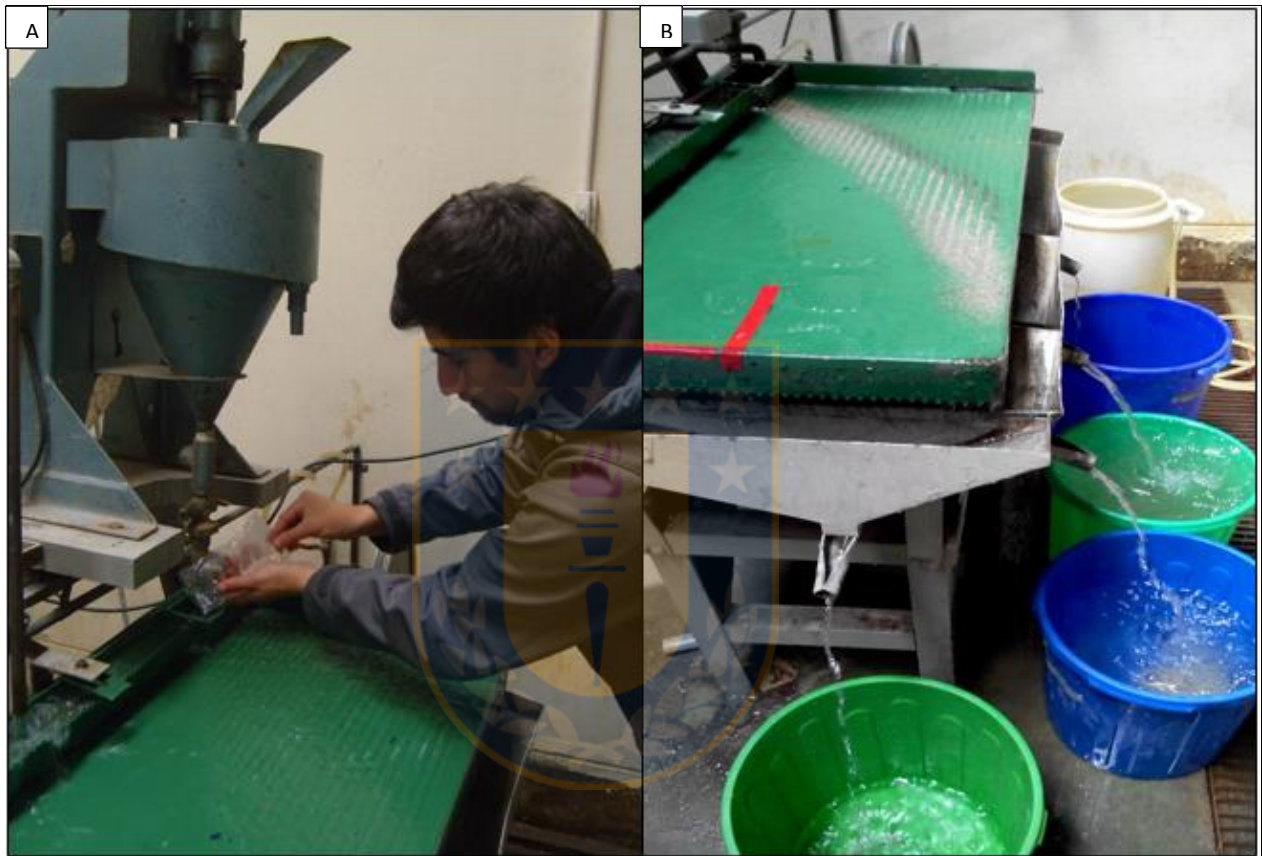
La mesa vibratoria es un equipo de concentración gravimétrica a través de un flujo laminar sobre una superficie inclinada, es altamente eficiente para separar minerales de diversos tipos y tamaño de partícula, lográndose altas razones de enriquecimiento. Las mesas vibradoras permiten una amplia variación en sus parámetros operativos y, de esta forma, se pueden adaptar al material de alimentación correspondiente. Debido a que el proceso de concentración se lleva a cabo a la vista sobre el tablero de la mesa, cualquier cambio en los parámetros (inclinación longitudinal y transversal, cantidad de agua, etc.) resulta en cambios en el comportamiento del material, que pueden ser visualizados inmediatamente. Es importante acotar que la concentración en mesa vibratoria se realiza por medio gravimétrico de acuerdo a sus pesos específicos y al tamaño de sus partículas, debido a las fuerzas de movimiento vibratorio que actúan sobre ella.

Con la mesa vibratoria y las rocas molidas ya tamizadas en diferentes tamaños en la etapa previa, se realizaron varios ensayos con el fin de estimar cuál tamaño de grano era más eficiente para la concentración de los minerales pesados. Se definió que la mejor medida de tamaño de grano es de 500  $\mu\text{m}$ .

Antes de empezar con el trabajo de concentración, se investigó los pesos específicos de los minerales que se esperaban encontrar, los cuales fueron tabulados en la tabla 4.3

<b>Tabla 4.3</b>	
<b>Peso específico de posibles minerales que se podían encontrar.</b>	
<b>Mineral</b>	<b>Peso específico (<math>\text{g}/\text{cm}^3</math>)</b>
Feldespatos Potásicos	2.55-2.63
Moscovita	2.77-2.88
Biotita	2.8-3.4
Granate (var. Almandino)	4.09-4.31
Xenotima	4.4-5.1
Ilmenita	4.72
Euxenita	4.7-5
Monacita	4.6-5.4
Polycrasa	4.97 - 5.04
Uranopolycrasa	5.5-6

Luego se calibra la mesa para generar una mejor concentración. De esta manera, se tiene una separación más armónica y consistente a lo que se esperaba. La mesa vibratoria tiene 4 salidas, en la primera están los minerales de mayor peso específico, en la segunda de menor peso que el anterior y así sucesivamente (Fotografía 4.5B). En cada salida se ubica un balde, que posteriormente se trasvasija en una bolsa.



**Fotografía 4.5**

**Etapa de separación gravitacional** A) Inicio del proceso. La muestra de estudio se inserta en pequeñas cantidades en un cubículo en la parte superior de la mesa vibratoria B) Funcionamiento de la mesa vibratoria. Hay 4 baldes donde se van separando los agregados minerales. En la parte inferior, hay 3 baldes donde depositan mayoritariamente mineral de feldespato y micas. En el costado, en la dirección del movimiento o vibración de la mesa, se depositan los minerales de mayor densidad, son mayormente de color negro.

De esta separación gravitacional resultan 3 bolsas de muestras por cada categorización de radiactividad (100-1000, 1000-3000, 3000-4500) según la granulometría indicada ( $500\ \mu\text{m}$ ): de alta (1), mediana (2) y baja densidad (3). Cada agregado mineral es depositado en un recipiente de aluminio para su posterior secado, como se muestra en la Figura 4.2.

En el recipiente de alta densidad, se depositan minerales oscuros. En el recipiente de mediana densidad, se encuentran minerales claros, como son los feldespatos k, plagioclasas y cuarzo. Finalmente en el recipiente de baja densidad se acumulan principalmente las micas (biotita y muscovita).

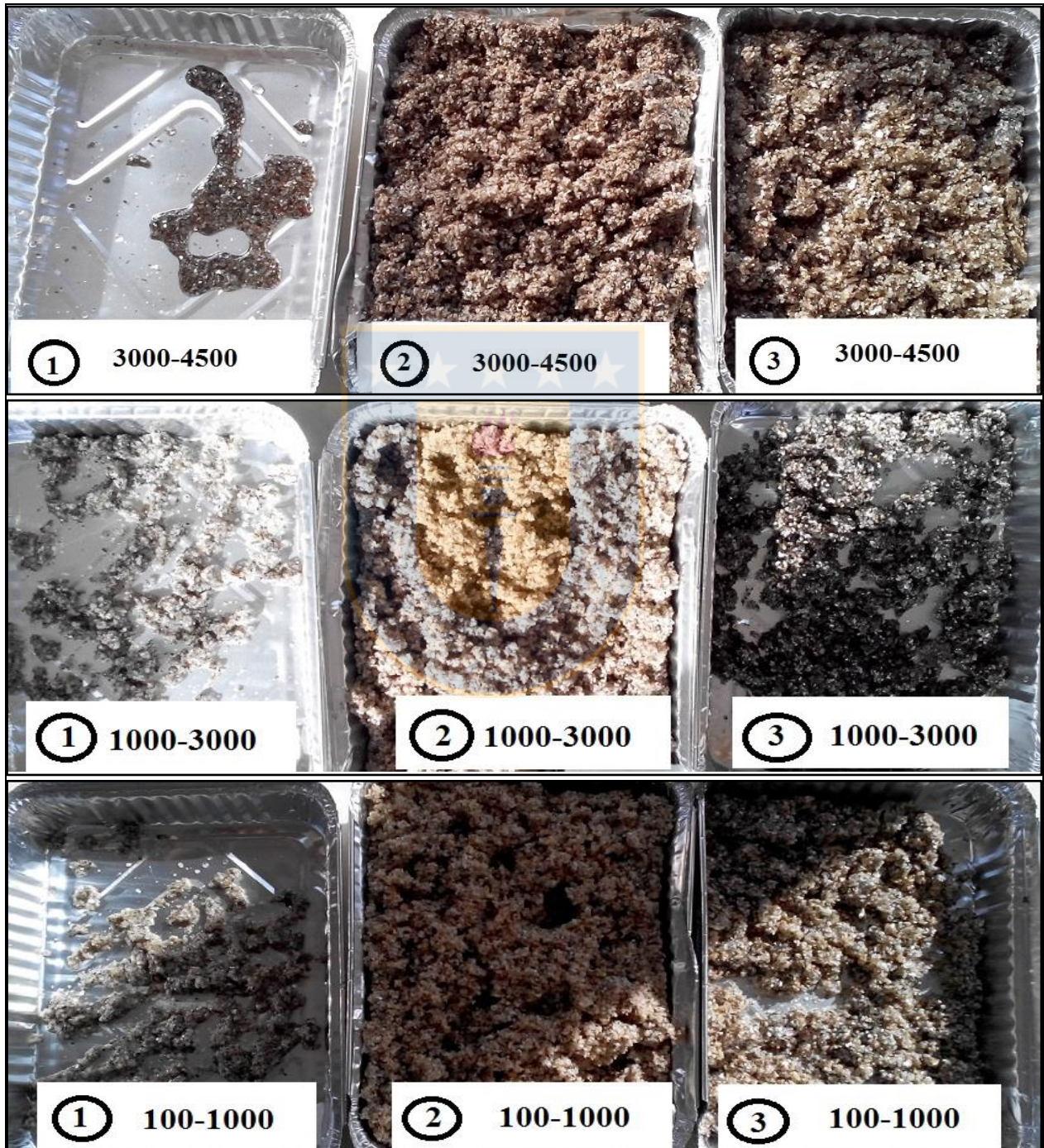
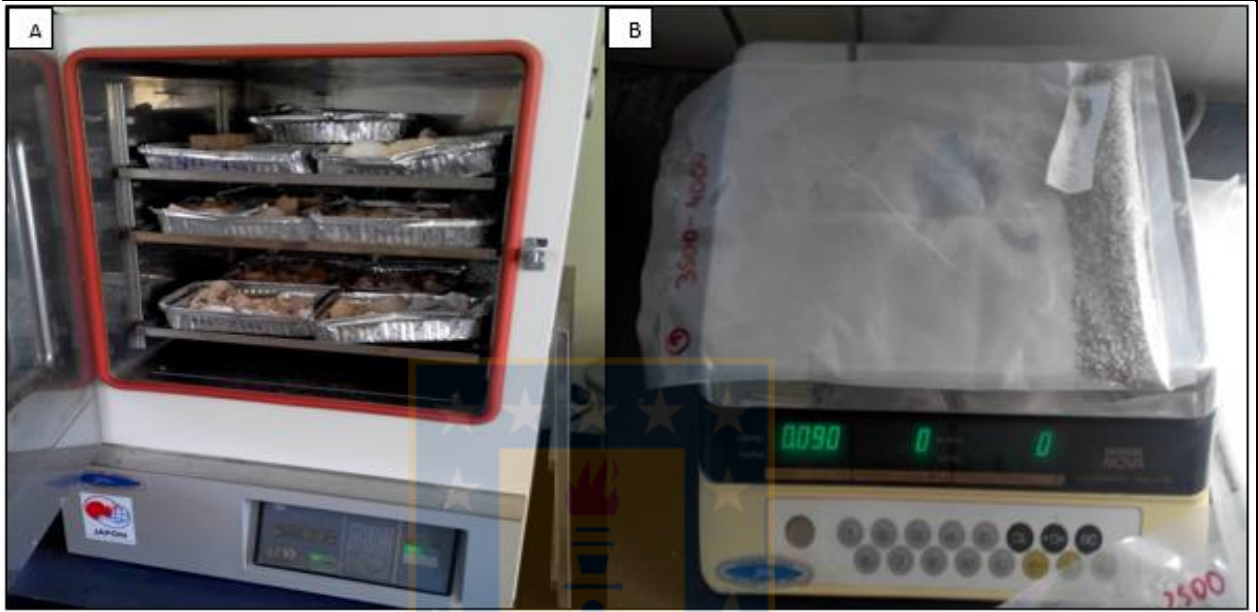


Figura 4.2

Muestras de Pegmatita Poñen separadas por densidad. Alta (1), media (2) baja (3), manteniendo la clasificación inicial de la radiación gamma.

#### 4.3.4. Proceso de secado

Del proceso anterior, se obtuvieron un total de 9 muestras por pegmatita, las cuales se pesan y luego se secan en un horno eléctrico por 24 horas (Fotografía 4.6A). Este horno se encuentra en las dependencias del instituto GEA. Una vez secas son pesadas nuevamente (Fotografía 4.6B)



**Fotografía 4.6**

**Etapa de secado.** A) Horno eléctrico en el cual se secan las muestras por 24hr. B) Luego de secadas, se vuelven a pesar las muestras para ver el porcentaje de pérdida en el proceso.

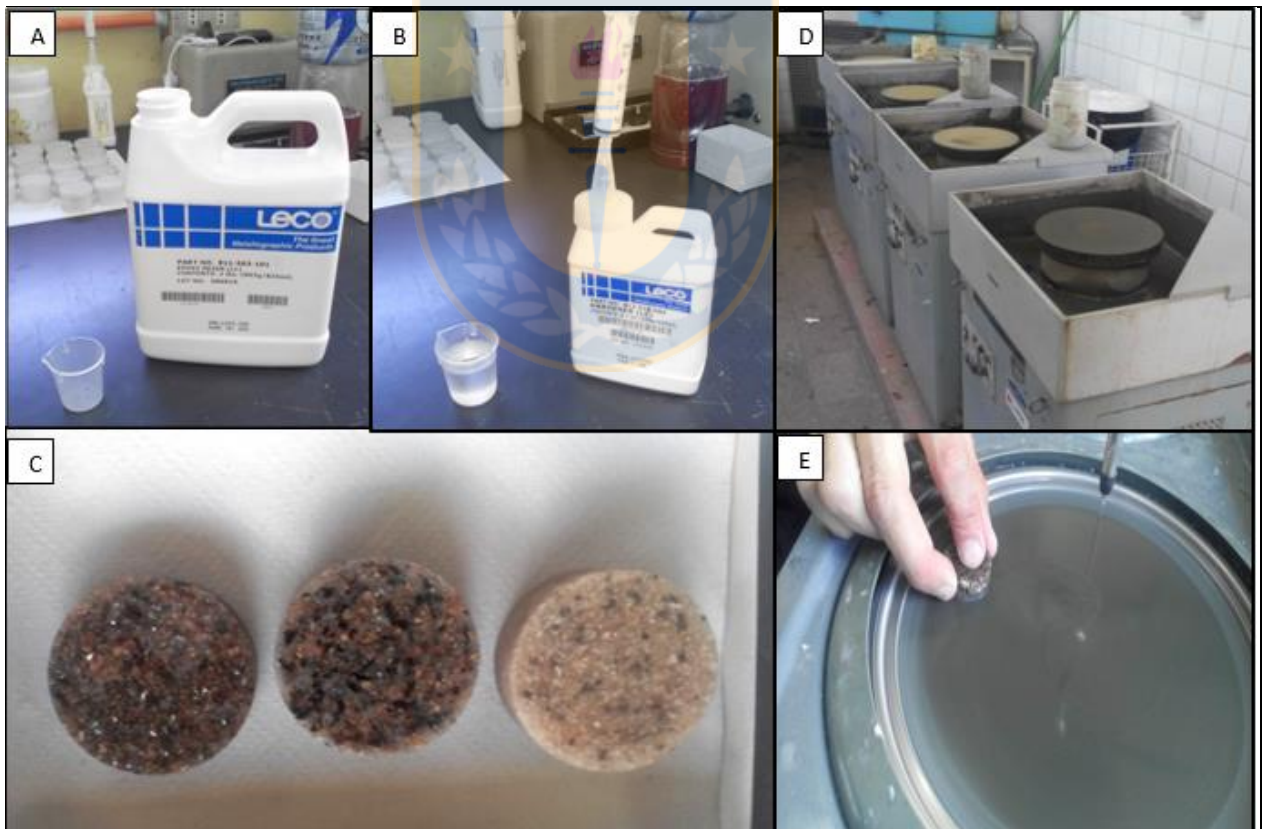
Así finalmente, según la radiactividad, el tamaño de grano y la densidad, se seleccionan las siguientes muestras para el estudio microscópico: 1) 0-1000 c/s, 500  $\mu\text{m}$ , alta densidad; 2) 1000-3000 c/s, 500  $\mu\text{m}$ , alta densidad; 3) > 3000 c/s, 500  $\mu\text{m}$ , alta densidad; en ambas pegmatitas respectivamente.

Luego de todo este proceso de chancado, tamizado, separación gravitacional y secado, se realizan 6 briquetas para cortes pulidos transparente de las muestras seleccionadas para su análisis mineralógico, y de forma paralela 2 cortes pulidos transparente de la roca pegmatítica *in situ* para su posterior análisis textural.

Es importante destacar que en esta etapa se realiza un control de pérdida de material. Desde que se extrae la muestra *in situ* en el afloramiento, y cuando pasa por el proceso de chancado, tamizado, separación gravitacional, muestra húmeda y muestra seca.

#### 4.3.5. Proceso preparación de cortes pulidos transparentes a partir de briquetas

Se prepararon briquetas a partir de las cuales se obtuvieron las láminas delgadas pulidas. Esta etapa se realizó en la Unidad de Preparación de Muestras Geológicas ubicada en el Instituto de Geología Aplicada. Se utilizó un molde que de manera previa, al cual se le esparce vaselina, posteriormente dentro del molde se insertaron 15 gramos de las muestras, los cuales se combinan con una mezcla de resina y endurecedor de razón 15/2 respectivamente (Fotografía 4.3 A y B). Se revuelve la mezcla con la muestra por 3 a 5 minutos, luego se deja en reposo el recipiente por 8 horas, dejando decantar los granos de mayor peso específico. Una vez secada la mezcla se saca del molde (Fotografía 4.3 C), y se pasa la briqueleta por una maquina pulidora con una lija de malla 180, luego se pasa por el vidrio con una pasta de diamante (abrasivo) de 1500, y luego se pasa en alumina por 10 min, finalmente la muestra es llevada a una máquina de pulido fino, cuyos paños se le añade una pasta de diamante de 10 micrones y luego al otro de 3 micrones (Fotografía 4.3 D y E).



**Fotografía 4.7**

**Etapas de confección de briquetas, cortes pulidos transparentes.** A) Envase de resina y B) endurecedor, respectivamente. C) Briquetas de Coya mahuida. Son de la fracción de alta densidad con granulometría de 500  $\mu\text{m}$ , y de acuerdo a la radiación gamma de izquierda a derecha corresponde a: >3000, 1000-300 y 100-1000. D y E Maquinas pulidoras, desde un pulido grueso a uno fino.

#### 4.3.6. Caracterización óptica

Los cortes pulidos transparentes se investigan con un microscopio de luz reflejada-transmitida (modelo Zeiss Universal), con el propósito de determinar las características de los minerales transparentes y opacos que se observan. Las principales características al microscopio en luz transmitida son: Color, clivaje, y birrefringencia; mientras que en luz reflejada son: Color, reflectividad, pleocroísmo, isotropía o anisotropía, y reflexiones internas. Para determinar cuantitativamente las reflectividades de los minerales a estudiar se hizo uso de un microscopio que tiene consigo un fotómetro acoplado (Fotografía 4.8). Este microscopio está ubicado en la sala de microtermometría del Departamento de Ciencias de la Tierra. Se calibró el fotómetro con minerales estándar, que generalmente tienen una reflectividad única, en este caso se utilizó la galena (44%) y la blenda (17%). Una vez calibrada, se realizan las medidas de reflectividades de los minerales de estudio. Se midió la reflectividad tanto a lo ancho y largo del mineral, cuando eran minerales con un hábito tabular.



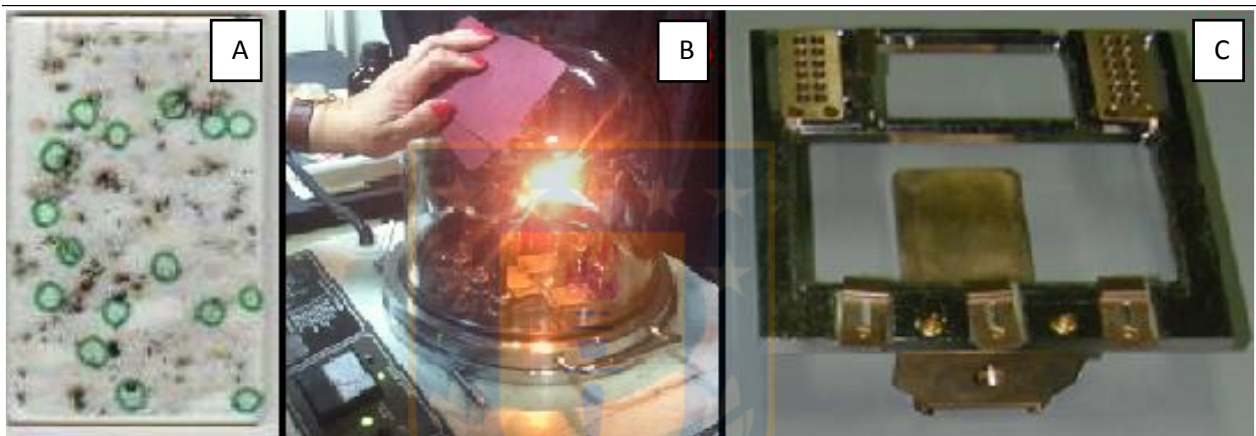
**Fotografía 4.8**

**Microscopio con un fotómetro acoplado.** Este instrumento se utiliza para medir las reflectividades de los minerales problemas



#### 4.3.7. Caracterización composicional

Luego de describir la mayoría de las características microscópicas, se estudian la composición mineral. Antes de pasar a este proceso, la muestra se carboniza utilizando un evaporador bajo vacío a presiones inferiores a  $10^{-4}$  torr (Fotografía 4.9 B), lo que deposita una capa delgada de carbono de 25 nm que permite la conducción de los electrones, provenientes del haz de la microsonda, sobre el corte transparente. Tras un proceso de carbonización de la muestra se estudian los cortes en la microsonda electrónica (EPMA) (modelo JEOL JXA8600M) con un análisis cualitativo EDS (Sistema Dispersor de Energía) y cuantitativos WDS (Sistema Dispersor de Longitud de Onda).



Fotografía 4.9

Proceso antes de analizar la muestra en microsonda. A) Lamina delgada, B) Carbonización C) Corte en el porta muestra.

## 5. RESULTADOS

La caracterización óptica y composicional complementa y profundiza los trabajos realizados por Collao *et al.* (2009), Velásquez (2012), Jil (2014) y Collao *et al.* (2015). En esta etapa se definen nuevos hallazgos de fases mineralógicas ricas en U, Th y tierras raras, además de otros minerales de intereses, pertenecientes a la Poñen y Coyanmahuida.

### 5.1. Pegmatita Poñen

#### 5.1.1 Fases mineralógicas

En terreno y luego en el microscopio óptico se corroboran algunas descripciones realizadas anteriormente, principalmente por Velásquez (2012), quien realiza un estudio mineralógico y propone una zonación en dicha pegmatita (Tabla 5.1).

<b>Tabla 5.1</b>		<b>Tabla resumen con la mineralogía de la pegmatita granítica zonada Poñen</b> (Modificado de Velásquez, 2012)	
<b>Zona</b>	<b>Mins. principales</b>	<b>Mins. Acesorios</b>	<b>Energía gama/ cps</b>
<b>Zona Aplítica</b>	Ab-Mc-Qtz	Ap-Zrn	0-100
<b>Zona de Pared</b>	Pl-Biot-Mc-Qtz	Grt-Turm	100-1000
<b>Zona Interm. Externa</b>	Bt-Ms-Qtz-Pl	U, Th	100-3000
<b>Zona Interm. Interna</b>	Ms-Mc-Pl-Qtz-Grt	And-Crn, Met, U, Th	100-1000
<b>Zona de Núcleo</b>	Qtz masivo-Mc		100-500

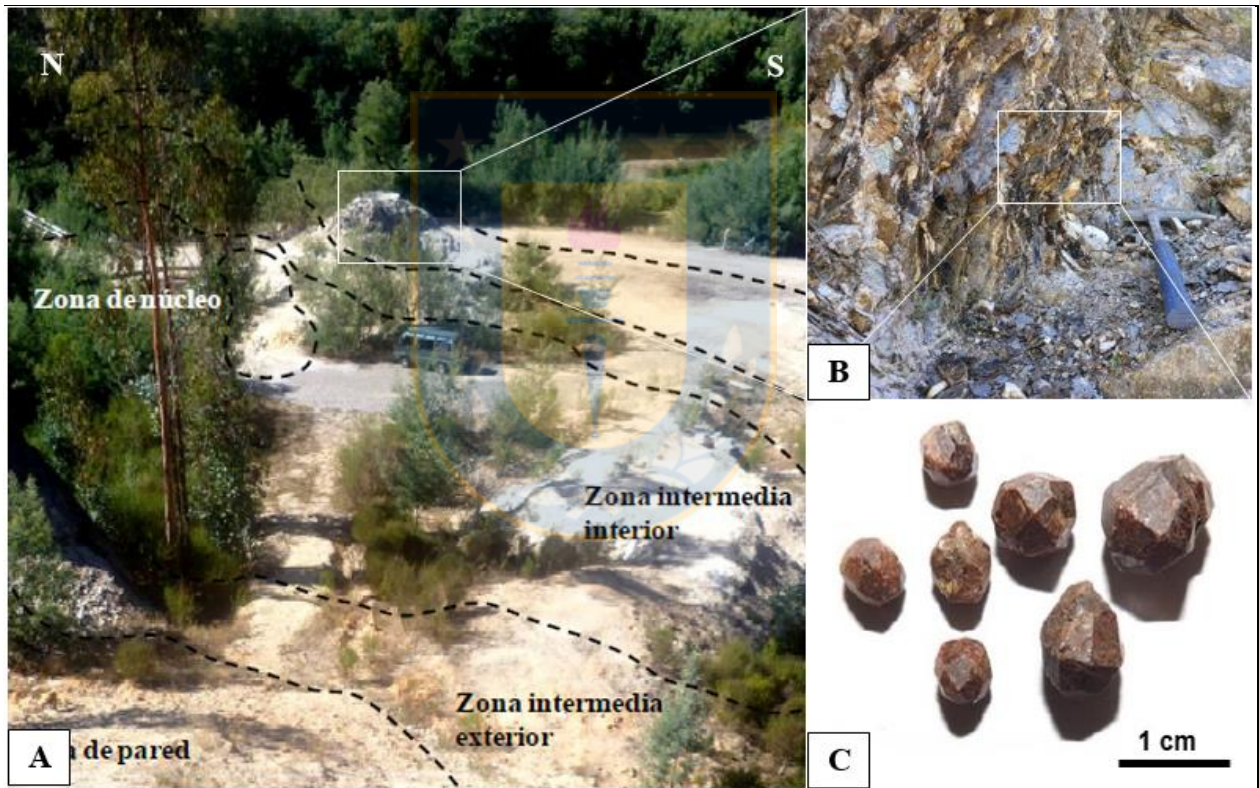
En dicho afloramiento se analizan 3 briquetas cortes pulidos transparente: P, 100-1000; P, 1000-3000 y P, > 3000. Además, de un corte pulidos transparentes P-1, para considerar la relación textural de los minerales portadores de REE con la roca pegmatítica. Finalmente, de acuerdo a la clasificación por radiactividad propuesta, los minerales se asocian a las diferentes zonas radiactivas.

##### 5.1.1.1. Granate

Se encuentra en forma de cristales idiomórficos y subidiomórfico, asociado a muscovita y biotita. En la pegmatita se localizan en una zona fuertemente fracturada, donde los cristales de micas alineadas (NS) se encuentran intercrecidos por el granate en un sector en el cual la radiación gama varía de 500 a 3000 cps (Figura 5.1 B). Presenta un hábito característico dodecaédrico. Tiene un

color rojo oscuro con tintes púrpura. Presenta una alta dureza (7- 7,5). Este mineral se concentra preferentemente en las últimas etapas de cristalización, razón por la cual las tierras raras pesadas (retenidas por las fases granatíferas) alcanzan valores relativamente altos en comparación a la roca caja granítica.

Análisis efectuados a un cristal de granate en el microscopio electrónico de barrido, reflejan que este mineral presenta composiciones químicas relativamente homogéneas desde su centro hasta el borde. El elemento mayor medido es el Fe con 26 % en peso, luego le sigue el Al con 10 a un 11 % en peso, también fue posible encontrar manganeso (Mn), con un cantidad considerable de 6,5 a 7 % en peso (Figura 5.2.D).



**Figura 5.1** A) Zonación pegmatita Poñen. En el cuadro blanco se muestra distribución principal del granate, hallado en la zona intermedia interna y zona de pared. B) Zona biotítica fuertemente fracturada, donde el granate se encuentra en asociación con micas, feldspato, y cuarzo. C) Granate con hábito dodecaédrico.

Las cantidades porcentuales de cada elemento presentes en el cristal de granate permiten incluir al mineral dentro de la serie almandino – espesartina, generalmente 76% Almandino (piropo) y 23% Espesartina, con la siguiente fórmula estructural generalizada:  $(\text{Fe}^{+2})_{1,7} \text{Mn}_{0,5} \text{Al} (\text{SiO}_2)_{4,7}$ .

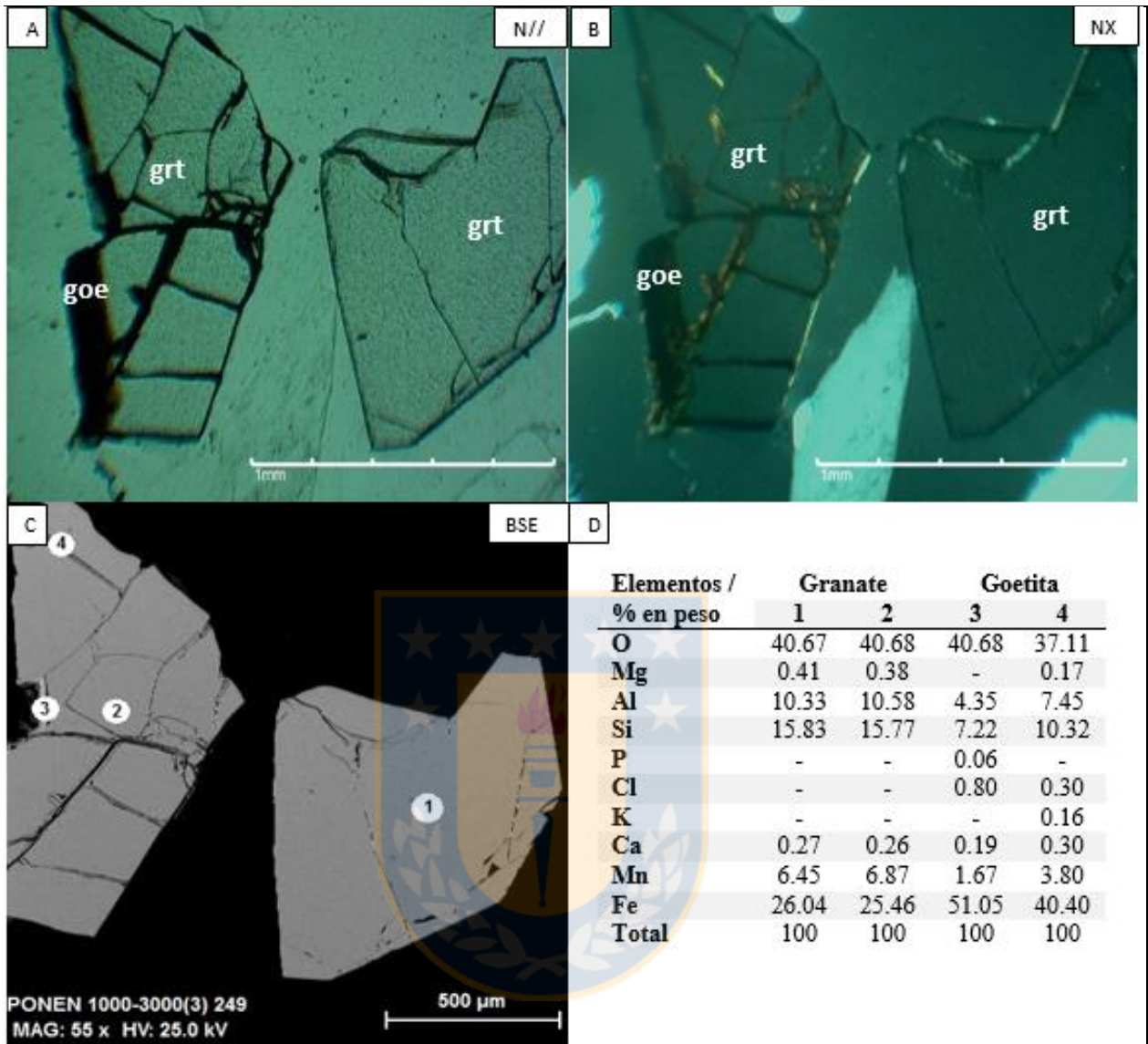


Figura 5.2

**Granate al microscopio óptico y bajo el microscopio electrónico.** A) Con luz transmitida y luz polarizada plana es posible ver que los cristales de granates son incoloros, de alta dureza, por su alto relieve. Además, se encuentra fracturado, en cuyos intersticios se observa goethita (limonita). B) Con luz transmitida y en nicols cruzados, el granate es opaco, por ser de un sistema cúbico. C) Se realizan medidas en EDS para determinar la composición el granate. Es importante señalar que la limonita que está en sus fracturas se infiere por la fuerte acción de las lluvias a las que están expuestos los cristales de granate. Imagen de electrones retrodispersados (BSE),

### 5.1.1.2. Cuarzo

Es uno de los minerales más abundantes en los afloramientos pegmatíticos. Se presenta en sus variedades de cristal de roca, lechoso y ahumado, alcanzando hasta 16 cm de largo y 10 cm de ancho, generalmente asociado a filosilicatos como muscovita y biotita.

### **5.1.1.3. Feldespato Potásico**

La microclina es el feldespato más abundante dentro de la pegmatita Poñen donde se encuentra, en ciertos sectores del afloramiento, intercrecido con cuarzo o plagioclasa con disposición cuneiforme conocido comúnmente como textura gráfica.

### **5.1.1.4. Plagioclasa**

Desde el punto de vista macroscópico la existencia de plagioclasa en las pegmatitas en ciertos afloramientos no es evidente, pero bajo el microscopio es posible verla asociada con cuarzo y microclina. Corresponden a plagioclasas muy sódicas (tipo albita con contenidos menores de oligoclasa) y se encuentra asociada a la notoria anomalía negativa de Eu que da cuenta de su proceso de fraccionamiento.

### **5.1.1.5. Andalucita**

En los primeros estudios asociados a las pegmatitas la andalucita era confundida con turmalina policromática debido a sus colores rosáceo pálido a levemente celeste. Se puede encontrar asociada a corindón.

### **5.1.1.6. Corindón**

Generalmente se encuentra alterado a muscovita y, posiblemente, reemplazando andalucita.

### **5.1.1.7. Muscovita**

La muscovita es un mineral con gran abundancia dentro de la estructura de la pegmatita, alcanza dimensiones centimétricas a métricas, con estructuras muy similares a la biotita, pero con mayor cohesión que éstas.

### **5.1.1.8. Biotita**

Corresponde a uno de los minerales con mayor tamaño en los cuerpos pegmatíticos y el ferromagnesiano más importante en abundancia del sistema, alcanzando medidas métricas. Sus colores son pardos a negros con una muy leve alteración a óxidos de hierro en su superficie.

### 5.1.1.9. Pirita

Sulfuro de hierro. Cristal idiomórfico, opaco en luz transmitida, sin embargo con luz reflejada tiene un color amarillo pálido, sin birrefringencia, ni anisotropía. Tiene un alto relieve, por tanto, alta dureza. Presenta una alta reflectividad, 51%. Composicionalmente contiene 39 % en peso de hierro (Figura 5.3)

### 5.1.1.10. Arsenopirita

Sulfuro de hierro y arsénico. Mineral opaco. Cristal fuertemente fracturado, en luz reflejada de color blanco amarillento pálido, con una reflectividad mayor a la pirita, 55%. Tiene una débil birrefringencia, pero una anisotropía moderada a fuerte de coloración marrón rojiza a azul claro. Contiene 40.4 % de arsénico y 31 % de hierro (Figura 5.3)

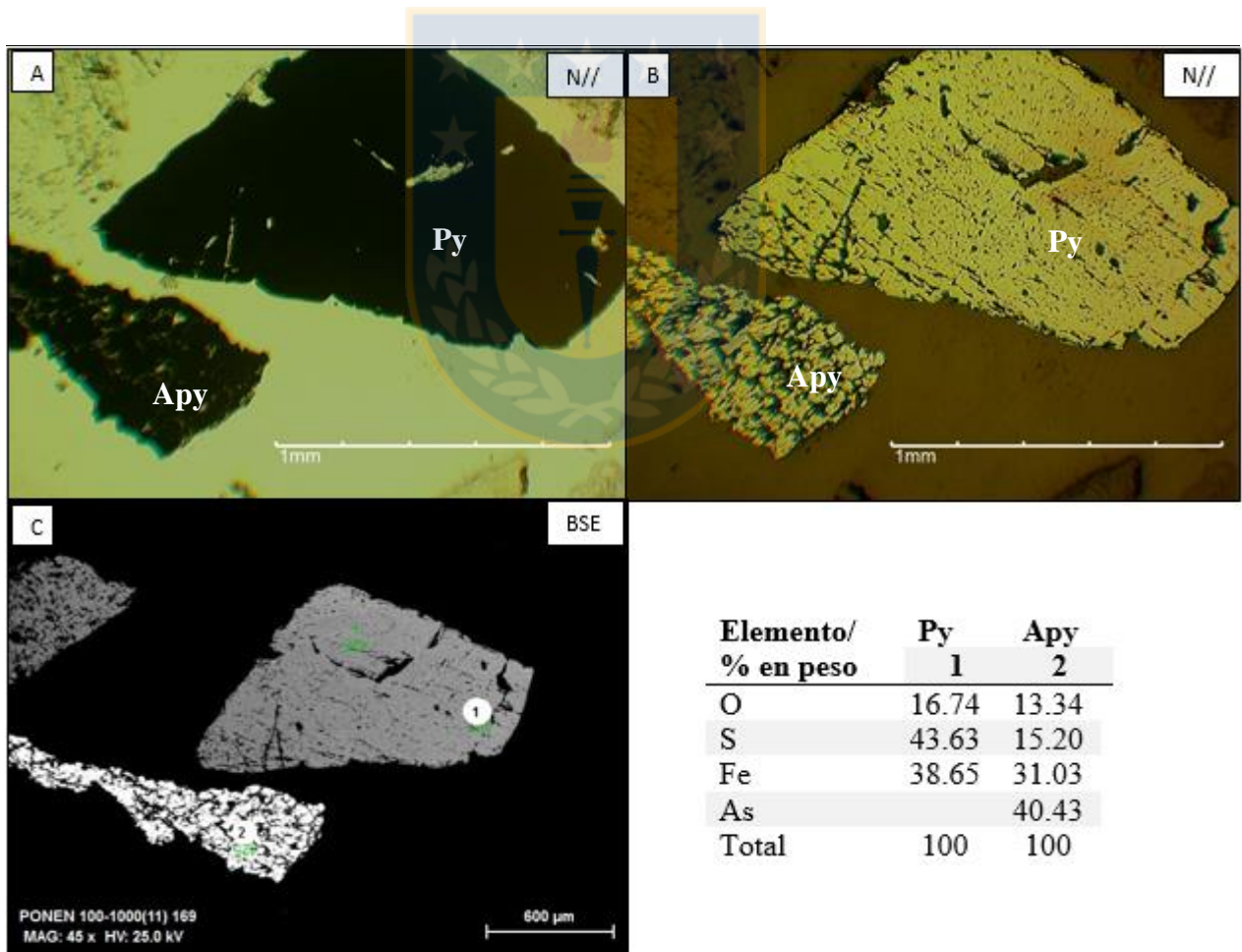


Figura 5.3

Pirita y arsenopirita en microscopio óptico y electrónico. A) ambos minerales son opacos o isótopos B) son minerales metálicos de coloración amarilla pálida, ambos de alto relieve

#### 5.1.1.11. Turmalina

La turmalina se encuentra en su variedad *schorlo* o turmalina negra, con dimensiones que normalmente alcanzan los 2-3 cm de largo, inmersos en una masa compuesta principalmente por feldespatos y cuarzo.

Su importancia geoquímica corresponde a que su presencia es índice para pegmatitas con gran contenido de elementos raros (Roda-Robles *et al.*, 2004).

#### 5.1.2. Minerales con contenidos de U, Th, y Tierras Raras.

En este estudio se complementan los minerales previamente definidos anteriormente y se añaden nuevos minerales como monacita y xenotima, ambos minerales portadores de tierras raras.

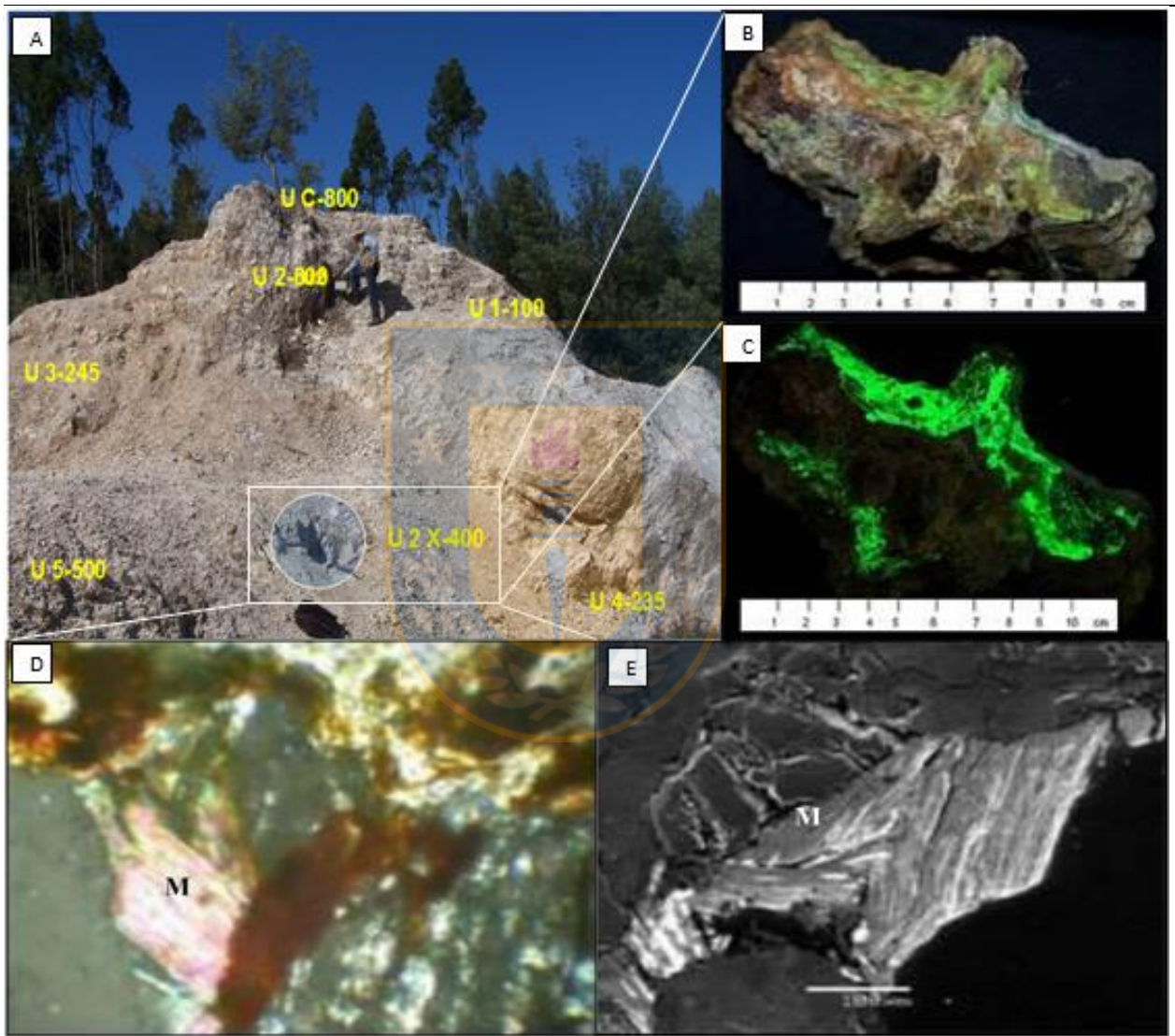
##### 5.1.2.1. Metautunita

Fue hallado y estudiado por Collao *et al.* (2008), quienes en un principio reconocieron la presencia de minerales con posibilidades de ser radioactivos utilizando una lámpara de luz ultravioleta en el sector de la pegmatita Poñen (muestra U2-X), lo que fue confirmado en terreno utilizando un espectrómetro de integración de rayos gamas que mostraron valores anómalos entre 100 y 800 cps. Con respecto a la zonación de la pegmatita, la metautunita se encontró en la zona intermedia interior, con valores de energía gama que varían entre 100 a 1000 cps (Figura 5.4A).

La metautunita tiene un color verde a la luz natural y una fluorescencia de coloración verde brillante con luz ultravioleta (Figura 5.4 B y C). Los minerales secundarios tienen una fluorescencia verde, mientras que los minerales primarios no tienen fluorescencia, como es en el caso de la uraninita (Sterling, 1960).

La muestra U2-X, se estudia con difracción de rayos X, permitiendo definir el nombre metautunita. Se encontró en asociación con agregados de limonita (principalmente goethita), arcillas y minerales formadores de rocas mencionados anteriormente, además de clorita y presuntamente rankachita (wolframato de Ca, Fe y V). A través de microscopio de luz transmitida se determinó que el mineral tiene un aspecto similar a una mica (Figura 5.4 D y E) y con microscopio electrónico se obtuvieron los contenidos normalizados al 100% que corresponden a O (59,67%), U (33,40%), P (3,65%), Ca (1,94%), Al (0,85%) y K (0,49%).

Posteriormente, Collao *et al.* (2012) estudia inclusiones fluidas en diferentes tipos de cuarzos del mismo afloramiento, los cuales sugieren que los fluidos atrapados en estos minerales pertenecen a un sistema complejo de mezcla de  $H_2O$ ,  $CO_2$  y  $NaCl$  asociado a la mineralización de metaautunita y uraninita, ambos menas de uranio. Este sistema habría evolucionado desde una etapa mesotermal a una etapa epitermal tardía.



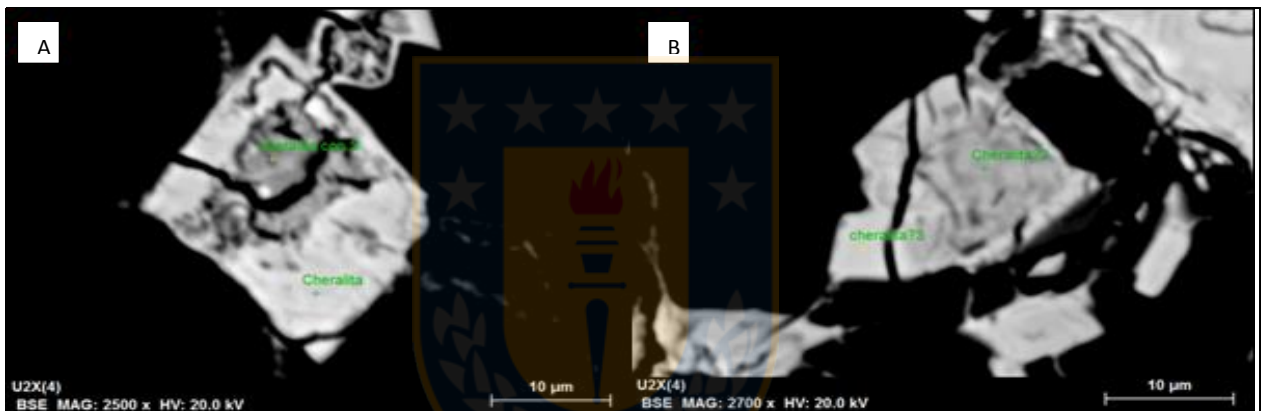
**Figura 5.4**

- A. Afloramiento pegmatítico.** Con punto de hallazgo de metaautunita, U2-X. Tomado de Collao *et al.*, 2008.
- B. Metaautunita (M), entre de limonita, cuarzo y feldespatos.** Muestra tomada en punto U2-X. (Collao *et al.*, 2008).
- C. Metaautunita (M), con emisión de luz verde intenso, en exposición a luz ultravioleta.** (Collao *et al.*, 2008).
- D. Metaautunita (M), entre limonita, arcillas y plagioclasa.** Toma con microscopía de luz transmitida a nicols cruzados. Aumento, 125X. (Collao *et al.*, 2008).
- E. Metaautunita (M), con microscopía electrónica.** (Collao *et al.*, 2008).



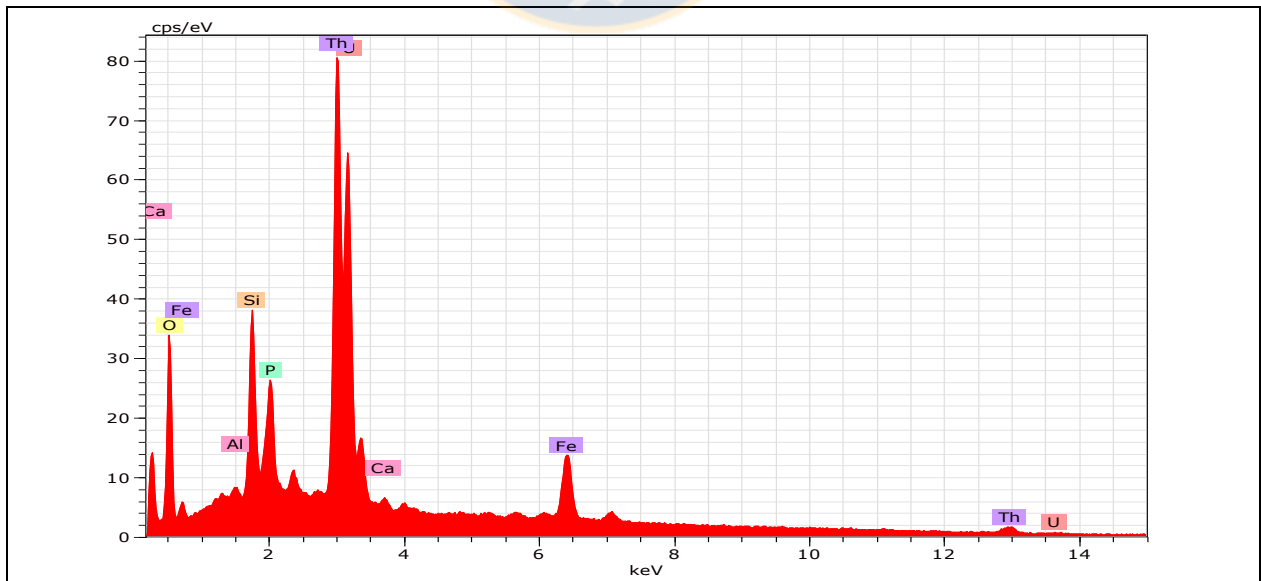
### 5.1.2.2. Cheralita

Jil (2014), estudiando la muestra U2-X documenta la presencia de un fosfato de silicio de torio y uranio que postula como cheralita, cuya fórmula ideal es  $(\text{Ce,Th, Ca})(\text{P, Si})\text{O}_4$ . Pertenece al grupo de la monacita. Presenta un color gris pálido a oscuro. Se analizó mediante microsonda electrónica (Microfotografía 5.1), de manera cualitativa con EDS (en inglés, *Energy Dispersive System/Spectrometry*) y se obtuvo un gráfico de intensidad v/s energía que exhibe dos grandes peaks correspondientes a Torio y Uranio, y dos de Silicio y Fósforo (Gráfico 5.1). Luego, de manera cuantitativa con WDS (en inglés, *Wavelength Dispersive System/Spectrometry*), se obtuvo la composición mineral: Th (55,01 % wt), U (10,34 % wt), Si (11% wt), P (8% wt), Fe (1,89 % wt), Ca (0,87 % wt), Pb (0,27 % wt) Nd (0,44 % wt), Sm (1,04 % wt), Gd (1,11 % wt).



**Fotomicrografía 5.1**

**Cristal de Cheralita. A) Manchado y fracturado, B) fracturado (Muestra U2X)**

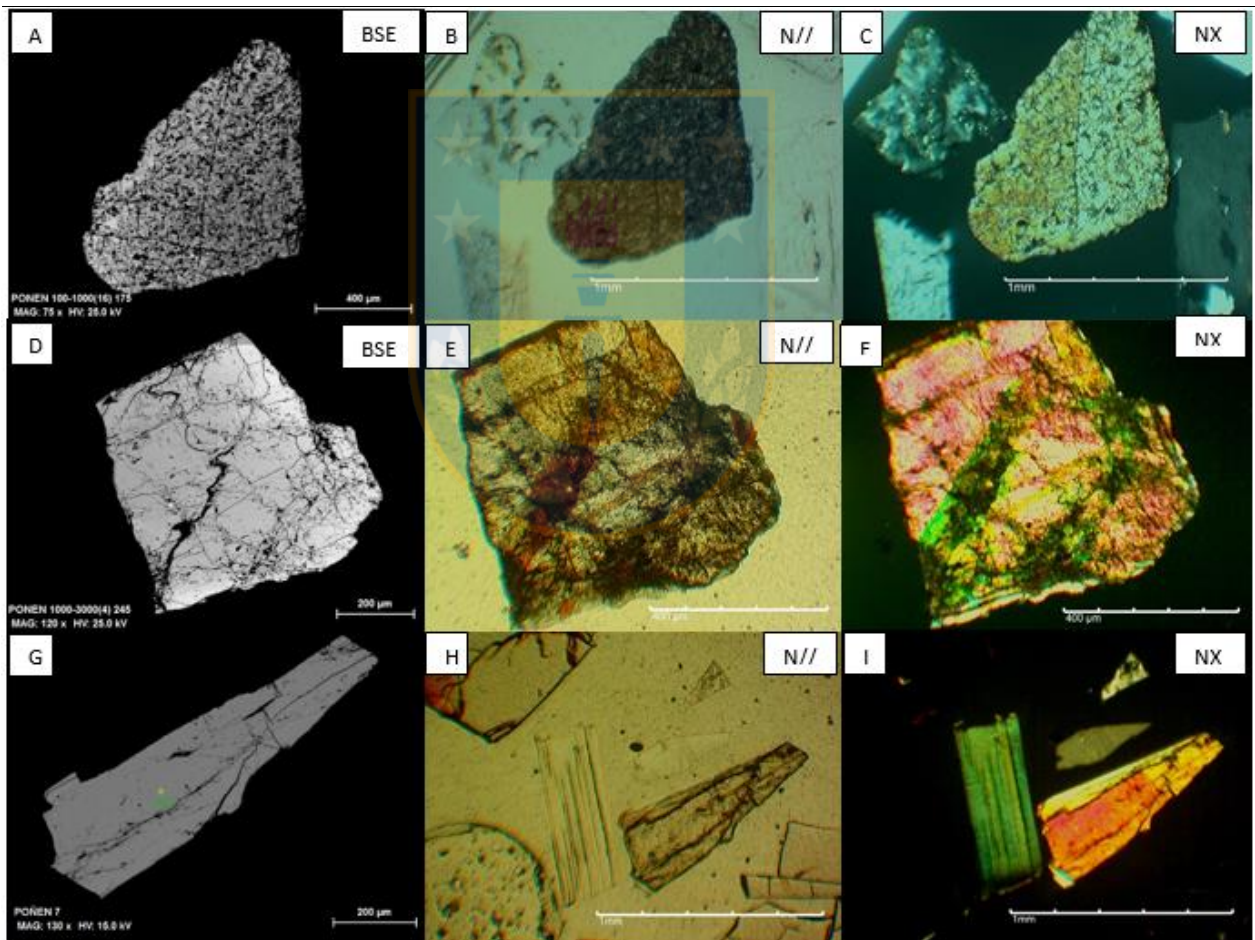


**Gráfico 5.1**

**Gráfico intensidad versus Energía obtenido con EDS en Cheralita.**

### 5.1.2.3. Monacita

Mineral de hábito euhedral con un alto relieve, incoloro siempre y cuando no este fracturado, intercrecido con agregados de muscovita. Presenta un leve pleocroísmo amarillento claro a oscuro y una fuerte birrefringencia. En luz reflejada tiene una reflectividad de 10% y una anisotropía gris a gris marrón (Figura 5.5 C, F y I). Se realizaron 21 análisis con EDS, obteniendo la siguiente composición mineral promedio en % en peso: O, 20.70 %; P, 11.72 %; Ce, 23.61 %; Pr, 2.28 %; Nd, 8.14%; Pm, 0.4 %; Sm, 4.13%; Eu, 0.66 %; Gd, 1.68 %; Th, 20.61 %; U, 4.19 %; en promedio contiene un 42.83 % en peso de LREE (La a Gd). Es el mineral portador de REE más abundante en la pegmatita.



**Figura 5.5**

**Monacitas según la clasificación de radiación gamma.** A, B y C: 100-1000 cps, color amarillento a incoloro, con una anisotropía amarillenta. Luz polarizada plana y nicoles cruzados. D, E y F: 1000-300 cps. Se observa un grado leve a mediano en fracturamiento del cristal, las fracturas son rellenas por limonitas. La anisotropía presenta colores anómalos verde a rosado. G, H y I: 3000-4500 cps. Se observan los hábitos idiomórficos y tabular, además de los fuertes colores de birrefringencia. A medida que aumenta la radiación gamma, los colores se vuelven más intensos.

#### 5.1.2.4. Xenotima

De fórmula química  $(Y, REE) PO_4$ . Este mineral euhedral, en luz transmitida se presenta incoloro a amarillento y una fuerte birrefringencia. En luz reflejada tiene una menor reflectividad que la monacita, con valores de hasta un 8 %. Se hicieron 4 análisis con EDS, cuyo valor promedio de LREE es de 0.98 % en peso y de HREE de 13.44 % en peso (Figura 5.6).

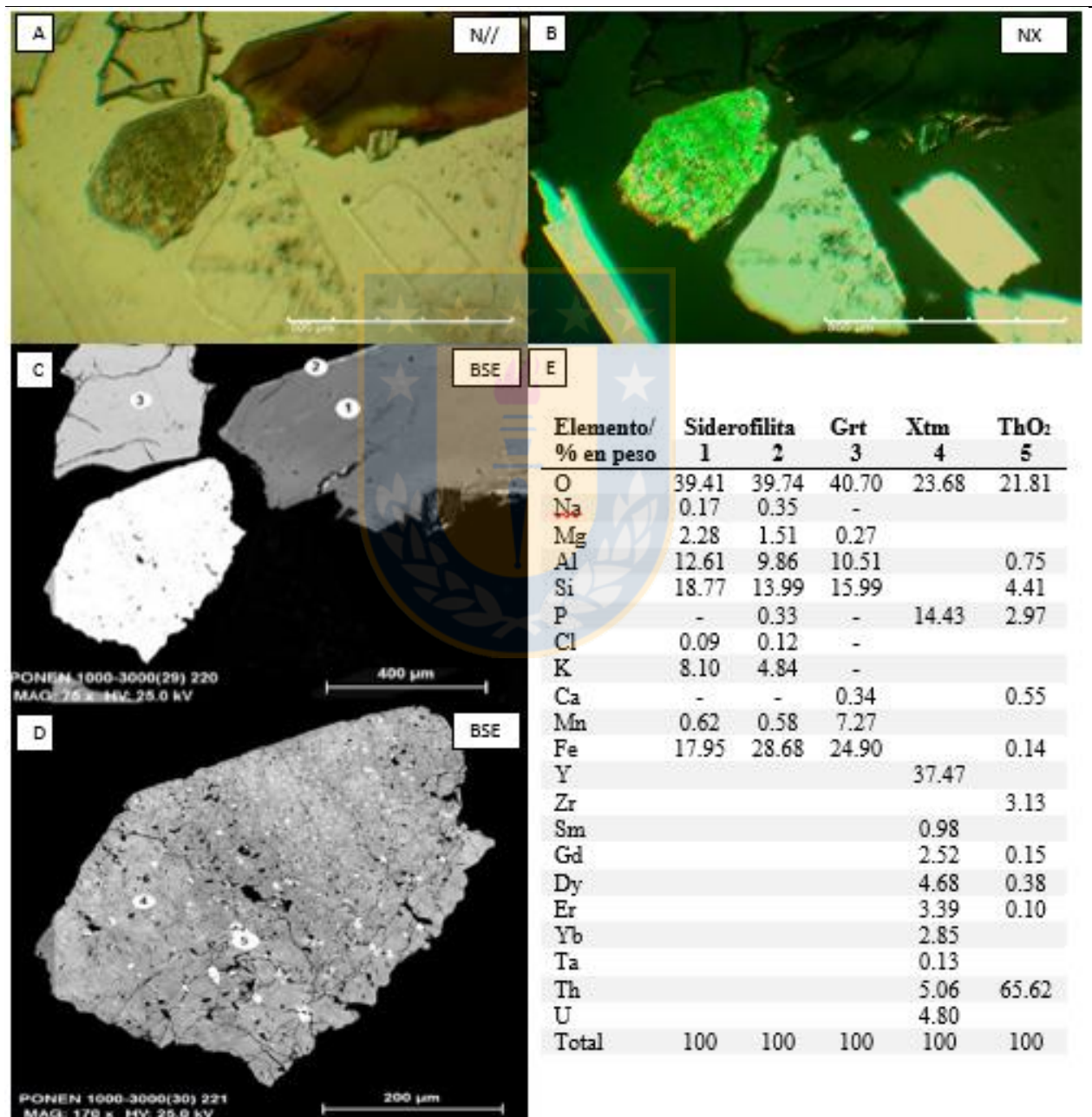


Figura 5.6

Xenotima al microscopio óptico y bajo el microscopio electrónico. A) incoloro. B), es posible ver notoriamente la birrefringencia en tonalidades verdes. C) Al tener más brillo que el grt y siderofilita demuestra su enriquecimiento en HREE. D) inclusiones de torianita

## 5.2. Pegmatita Coyanmahuida

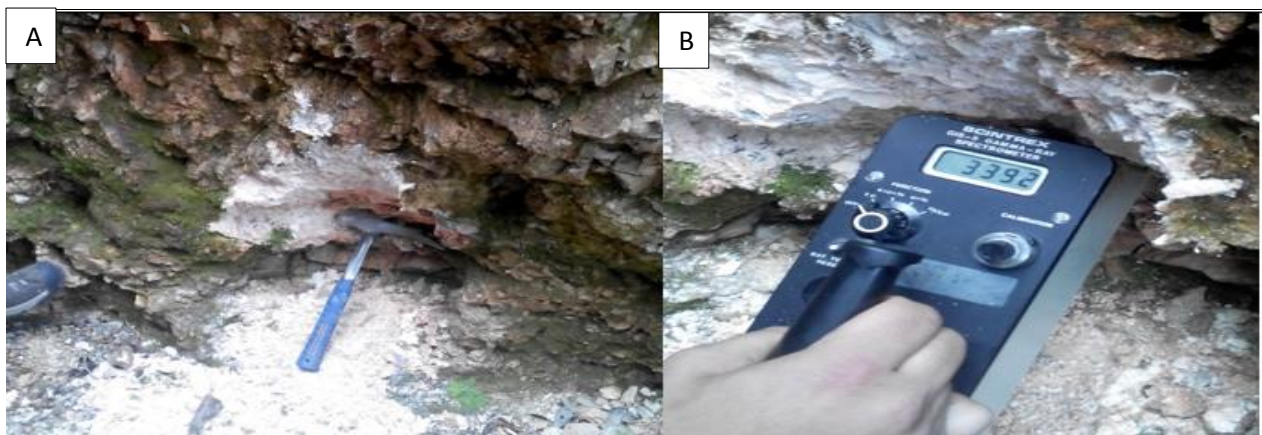
### 5.2.1. Fases mineralógicas

Corresponde a una pegmatita morfológicamente clasificada como dispersa no zonada (Collao *et al.*, 2015). Tiene una importante argilización de los aluminosilicatos, como los feldespatos (Fotografía 5.1 A). Se observan algunas vetillas de feldespatos alcalinos cortando a grandes masas cuarcíferas.

Al igual que en Poñen se analizan 3 briquetas cortes pulidos transparente: C, 100-1000; C, 1000-3000 y C, > 3000. Además, de un corte pulidos transparente C-1, para considerar la relación textural de los minerales portadores de REE con la roca pegmatítica.

La muestra analizada (C-1) se caracteriza por la presencia de grandes cristales milimétricos a centimétricos de minerales no metálicos como plagioclasa, zircón con Hf, muscovita y cuarzo. Los minerales metálicos encontrados fueron: ilmenita y hematita. Las mediciones de emisión de radiación gama variaron entre 250 a 5.800 cps, lo cual indica una mayor concentración de minerales que contienen U y Th (Fotografía 5.1 B). En las zonas de mayor radiactividad presenta una fuerte alteración argílica.

Los principales minerales de tierras raras, torio y uranio encontrados corresponde a los óxidos de REE pertenecen a los siguientes grupos: euxenita, fergusonita y pirocloro.



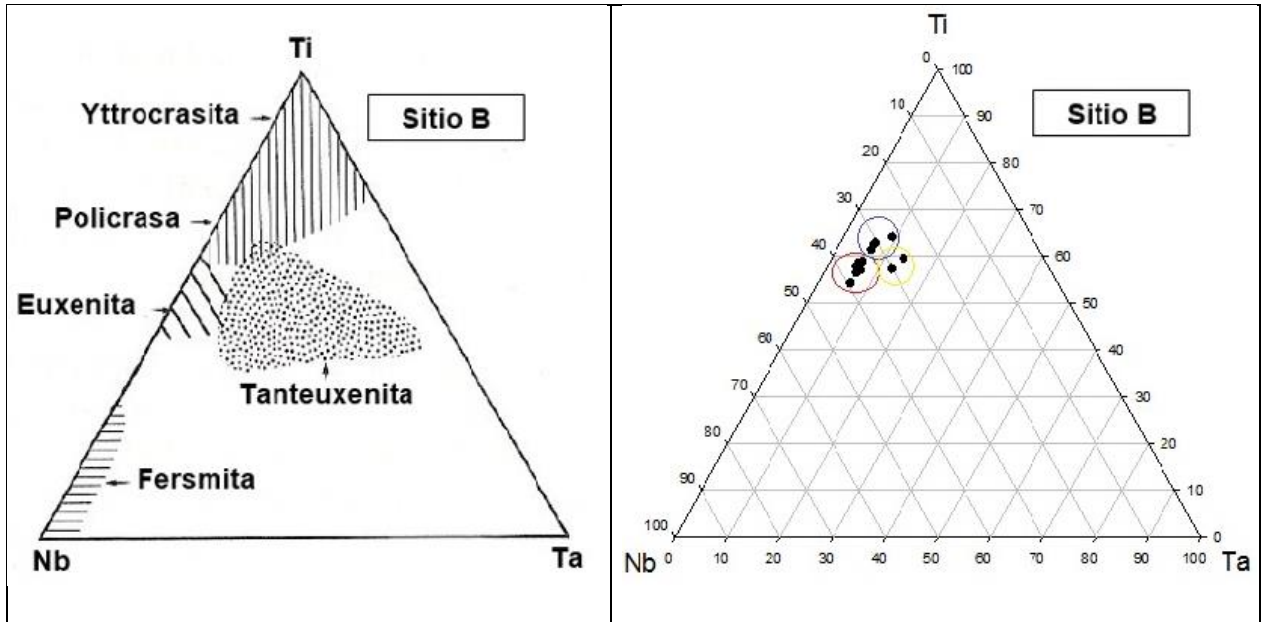
**Fotografía 5.1**

A) Rocas fuertemente argilizadas. B) Conteo de energía gama mayor a 3390 cuentas por segundo

Estos minerales se reconocen y se diferencian principalmente por su composición, es por eso que es necesario conocer su catión predominante con respecto al sitio B, el cual esta compuestos por Ti, Nb y Ta (Figura 5.7). El resumen composicional de estos minerales se muestran en la Tabla 5.2.

Tabla 5.2 Composición química de minerales de REE de Coyanmahuida, determinados por EMPA									
	euxenita	policrasa	fergusonita	xenotima		eux	poly	Ferg.	Xtm
	$n = 8$	$n = 4$	$n = 16$	$n = 38$		$n = 8$	$n = 4$	$n=16$	$n = 38$
	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$		$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	24,14	19,43	35,87		Nb <sup>5+</sup>	16,88	13,59	25,08	
TiO <sub>2</sub>	22,83	25,08	2,60		Ti <sup>4+</sup>	13,69	15,04	1,56	
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	6,95	8,03	5,55		Ta <sup>5+</sup>	5,69	6,57	4,54	
WO <sub>3</sub>	3,87	5,49	5,88		W	3,07	4,36	4,66	
FeO	1,11	0,38	0,00		Fe <sup>3+</sup>	0,86	0,30	0,00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00		Al	0,00	0,00	0,00	
ZrO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00		Zr <sup>4+</sup>	0,00	0,00	0,00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,02	33,06	P	0,00	0,00	0,01	14,43
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,16	16,22	25,17	42,65	Y <sup>3+</sup>	13,52	12,77	19,82	33,59
SiO <sub>2</sub>	0,03	0,00	0,30	2,53	Si <sup>4+</sup>	0,01	0,00	0,14	1,18
CaO	0,34	0,51	0,15	0,10	Ca <sup>2+</sup>	0,25	0,37	0,11	0,07
UO <sub>2</sub>	6,45	9,32	3,82	1,14	U <sup>4+</sup>	5,68	8,22	3,37	1,01
ThO <sub>2</sub>	3,11	2,90	2,67	1,41	Th <sup>4+</sup>	2,73	2,54	2,34	1,24
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,02	0,22	La <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,01	0,19
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,76	Ce <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,65
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58	0,64	1,30	0,48	Nd <sup>3+</sup>	0,50	0,54	1,11	0,41
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,87	0,89	1,62	0,75	Sm <sup>3+</sup>	0,75	0,77	1,39	0,65
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,58	1,50	2,66	2,19	Gd <sup>3+</sup>	1,37	1,30	2,30	1,90
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,31	0,25	0,46	0,44	Tb <sup>3+</sup>	0,27	0,22	0,40	0,38
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	2,34	3,75	3,56	Dy <sup>3+</sup>	2,24	2,04	3,27	3,10
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	0,65	1,04	0,90	Ho <sup>3+</sup>	0,63	0,57	0,90	0,79
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,87	1,92	2,58	3,18	Er <sup>3+</sup>	1,63	1,68	2,26	2,78
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,47	0,75	0,67	Tm <sup>3+</sup>	0,30	0,41	0,65	0,58
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,54	2,59	3,26	4,62	Yb <sup>3+</sup>	2,23	2,27	2,86	4,06
<b>Total</b>	97,38	98,58	99,44	98,66	<b>O</b>	25,08	25,06	22,65	31,66
					<b>Total</b>	97,38	98,58	99,44	98,66

$n$  = número de análisis cuantitativo WDS;  $\bar{x}$  = promedio; los valores están en wt. %. Los óxidos de (Y, REE, U, Th) – (Nb, Ta, Ti), corresponden a euxenita, policrasa y fergusonita. Euxenita y policrasa tienen oxígeno base 6, mientras que fergusonita base 4. Xenotima, corresponde al fosfato de REE, con oxígeno base 4.



**Figura 5.7** Distribución de átomos en las posición B en el grupo euxenita (Modificado de Gorzhevskaya *et al.*, 1974). b) Tres patrones de distribución en análisis: el círculo azul corresponde a policrasa, el rojo a euxenita y el amarillo a tanteuxenita.

#### 5.2.1.1. Euxenita-(Y)

Su fórmula ideal corresponde a  $(Y, \text{REE})(\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Ta})_2\text{O}_6$ . Mineral idiomórfico tabular de color marrón a marrón amarillento sin pleocroísmo con luz polarizada plana (LPP). Mientras que con nicoles cruzados (NC) presenta tendencia a la isotropía por la metamictización debido al contenido de U y Th, cuyos valores promedio son de 5.68 y 2.73 % en peso respectivamente. En luz reflejada tiene una reflectividad de 15%, y ocasionalmente se observan reflejos internos amarillos anaranjados. Se diferencia de la eschinita-(Y)  $[(Y, \text{REE})(\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Ta})_2\text{O}_6]$  según Ercit (2005), por presentar  $\sum \text{LREE} < 0.326 \text{ Ti} - 0.06 \text{ Nb} + 3.1$  (óxidos % en peso).

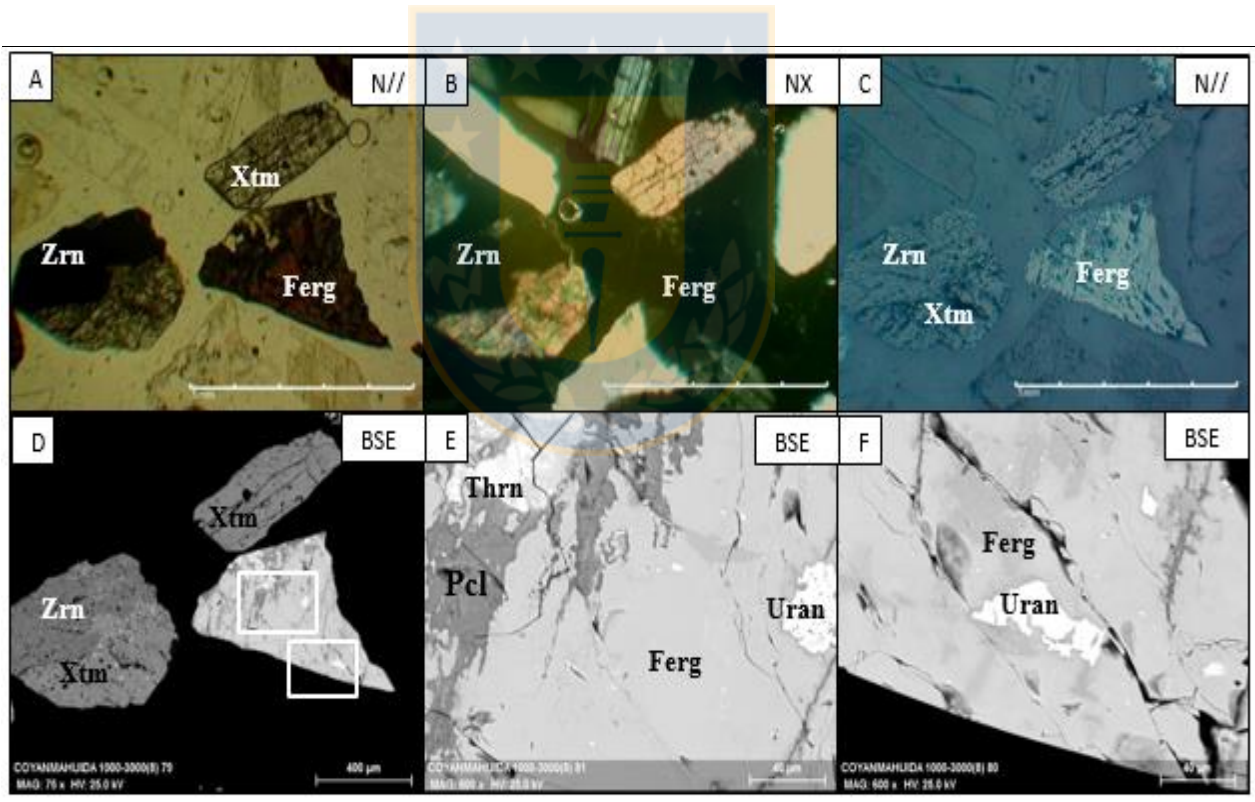
La euxenita presenta en algunos granos un enriquecimiento en Ta que alcanza a 13.77-14.59 % en peso, por lo que se consideran como *tanteuxenita*-(Y) (Figura 5.7).

#### 5.2.1.2. Policrasa-(Y)

De fórmula ideal  $(Y, \text{REE})(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$ . Mineral de coloración marrón amarillento con LPP e isotrópico con NC. En cuanto a su composición, el catión dominante en el sitio B es Ti. Se diferencia de la euxenita cuyo catión dominante es Nb. Presenta un contenido significativo de U (8,07 a 8,40 % en peso); junto con la euxenita y fergusonita, son minerales radiactivos.

### 5.2.1.3. Fergusonita-(Y)

Con fórmula ideal  $(Y, \text{REE})\text{NbO}_4$ . Mineral de color marrón oscuro a rojizo, muy similar en luz transmitida a los cristales de euxenita y policrasa. Presenta un hábito euhedral, tabular y la gran mayoría de los cristales termina en punta. Tiene una reflectividad de 14 a 16 %. Algunos cristales se encuentran intercrecidos con euxenita o incluidos en euxenita. Se observan inclusiones de uraninita ( $\text{UO}_2$ ), con U que varía 70.32 y 72.03 % en peso, e inclusiones de torianita ( $\text{ThO}_2$ ) con 61.72 % en peso de Th (Figura 5.8 D y F). La fergusonita presenta en algunos cristales una alteración secundaria en los bordes y fracturas por pirocloro, este mineral se observa oscuro en BSE debido a que es un mineral hidratado (Figura 5.8 D y E). Se realizaron 16 análisis con WDS, con valores promedios en % en peso de: O, 22.65 %; Nb, 25.08 %; Ta, 4.54 %; Ti, 1.56 %; W, 4.66 %; Y, 19.82 %; REE, 15.16 %; U, 3.37 % y Th, 2.34%.



**Figura 5.8**

**Fergusonita al microscopio óptico y microsonda electrónica.** En luz transmitida: A) LPP, xenotima intercrecida con zircón, y fergusonita alterada en bordes; B) NC, xenotima con fuerte birrefracción y zircón con fergusonita isotropas. En luz reflejada C) LPP, fergusonita de mayor reflectividad que xenotima. D), E) y F) imágenes BSE de la misma sección: E) fergusonita cuyos bordes y fracturas están alterados por pirocloro, ampliada en G) donde el gris oscuro corresponde a pirocloro y el gris claro a fergusonita. En E) y F) los minerales de mayor intensidad son torianita y uraninita, respectivamente.

#### 5.2.1.4. Pirocloro

De fórmula ideal  $(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F})$ . Mineral de alteración. Se encuentra rodeando los bordes y rellenando fracturas de los minerales euxenita, fergusonita y policrasa. Según Ercit (2005) para diferenciarlo de microlita y betafita debe tener las siguientes condiciones:  $\text{Nb} > \text{Ta}$ ;  $(\text{Nb} + \text{Ta}) > 2(\text{Ti})$ , lo cual concuerda con el mineral que se identificó, cuya concentración de Nb (35.40 % en peso)  $> \text{Ta}$  (9.94 % en peso) y  $\text{Nb} + \text{Ta}$  (45.34 % en peso)  $> 2 \text{Ti}$  (4.48 % en peso). Se detectaron concentraciones considerables de Pb (10.85 % en peso).

#### 5.2.1.5. Xenotima

Fórmula ideal  $(\text{Y}, \text{REE})\text{PO}_4$ . Este mineral es euédrico, generalmente prismático. En luz transmitida es incoloro a amarillento, con una fuerte birrefringencia (Figura 5.8 C), y además presenta extinción recta. Se encuentra intercrecido con zircón, euxenita, policrasa y fergusonita. Su reflectividad es de 8 %. Algunos cristales tienen inclusiones de torianita. Se realizaron 38 análisis con WDS, cuyo detalle se muestra en la Tabla 5.2. Es el principal mineral contenedor de REE; en promedio contiene un 45.27 % de HREE (Figura 5.9).

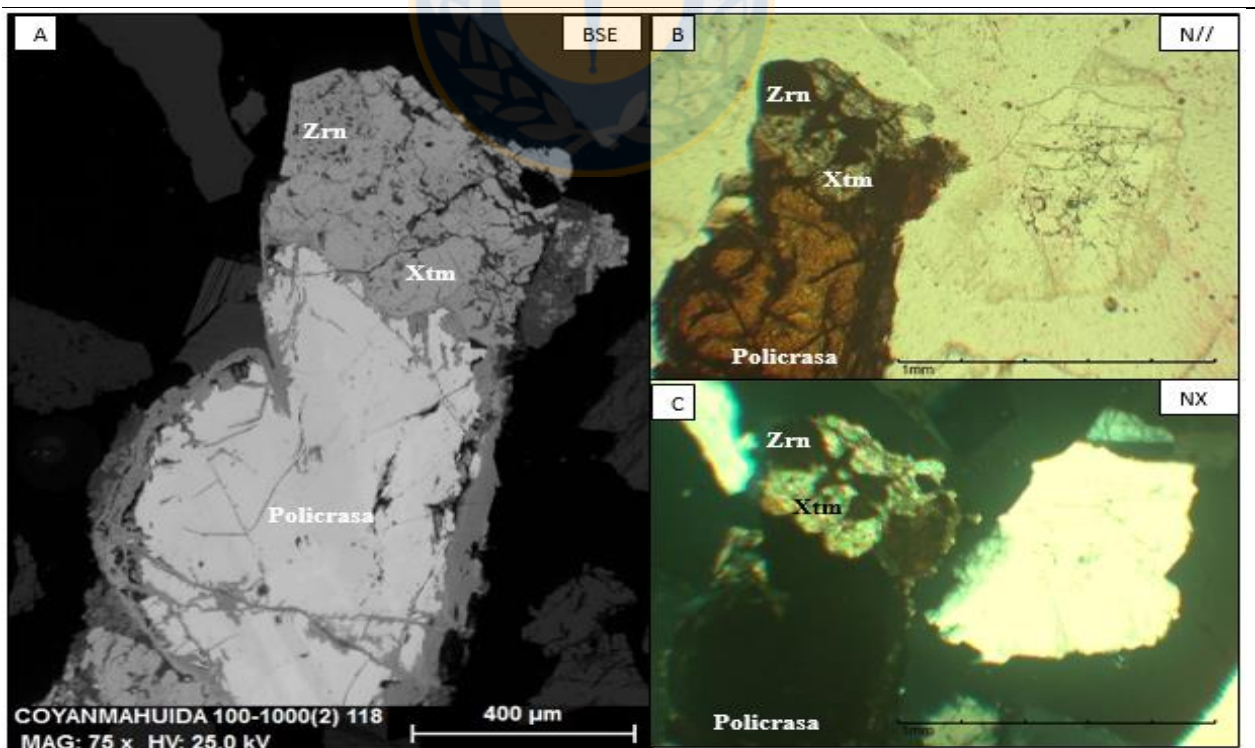


Figura 5.9

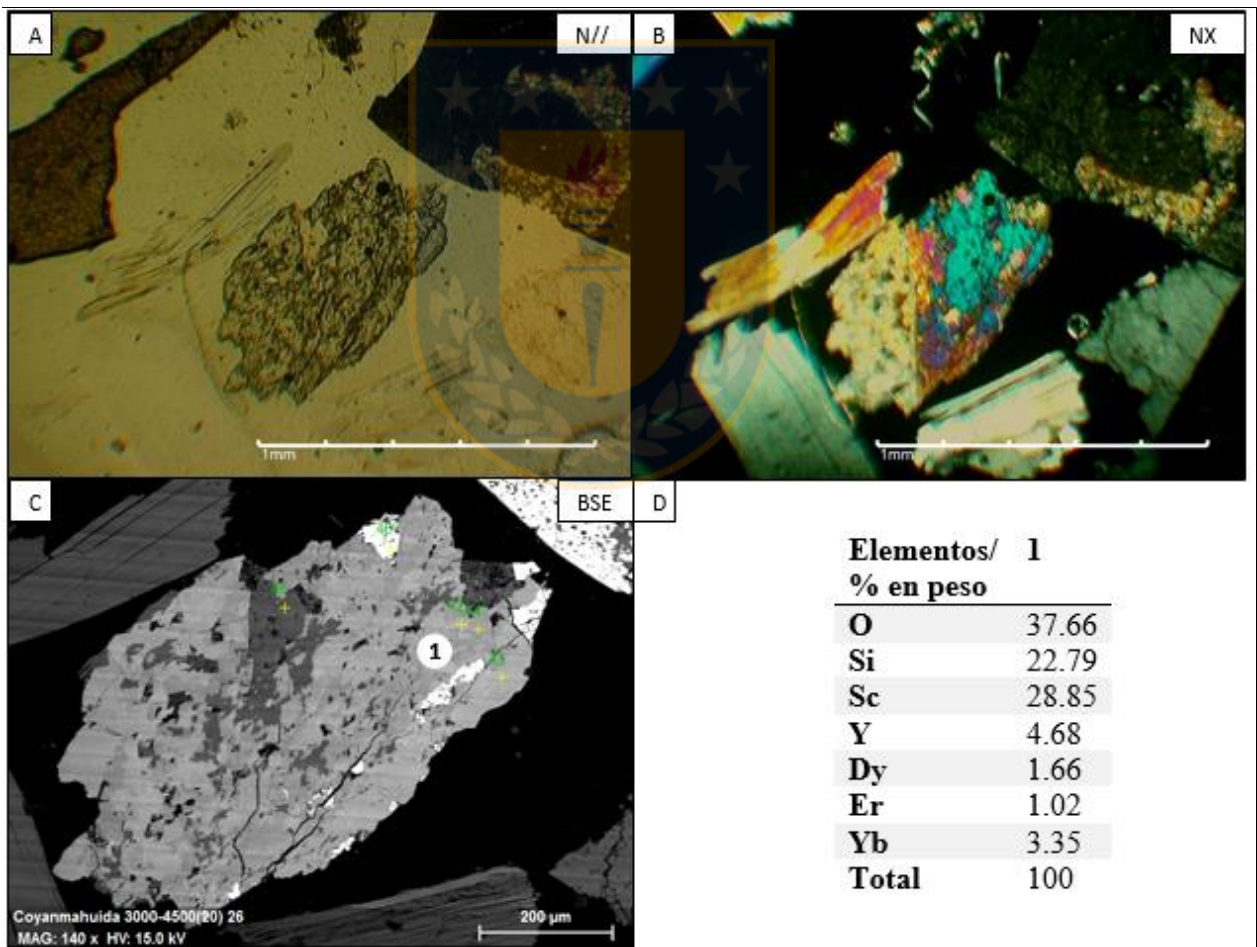
**Intercrecimiento de Policrasa, Xenotima y Zircón.** A) La policrasa es más clara que la xenotima por contener elementos más pesados. B) y C) fuerte birrefringencia de xenotima.



### 5.2.1.6. Tortveitita

De fórmula ideal  $(Sc, HREE)_2Si_2O_7$ . Mineral de alta birrefringencia, que se encuentra intercrecido con xenotima. Composicionalmente, parte del Sc puede ser sustituido por Y y las HREE. Varias de las ocurrencias muestran un Yb máximo muy pronunciado que lleva a Adams (1969) a sugerir que el mineral probablemente represente lo último en el fraccionamiento de REE. El tipo de ocurrencias son las pegmatitas graníticas, a menudo asociado con euxenita, ilmenorutilo, monacita, berilo y biotita (Clark, 1984).

Los análisis EDS muestran que los valores de Sc oscilan entre 26.54-28.85 % en peso y las HREE entre 10,28 – 13,72 % en peso (Figura 5.10).



**Figura 5.10**

**Tortveitita al microscopio óptico y bajo el microscopio electrónico.** A) Incoloro, con un leve pleocroísmo, B) En nicols cruzados es posible observar su fuerte birrefringencia, con colores anómalos morados, azules y celestes. C) y D) Imagen de electrones retrodispersados con su respectiva composición mineral, obtenidas por EDS.

### 5.2.1.7. Monacita

Mineral de hábito euhedral con un alto relieve, con un leve pleocroísmo con tintes amarillos. En nicoles cruzados es posible ver sus colores anómalos amarillos anaranjados a verdosos. (Figura 5.11 B). Cuando está en intercrecimiento con circón, tiende a presentar fracturas radiales, esto es productor del decaimiento del uranio presente en el circón, que empieza a provocar cambios en la estructura de la monacita. Composicionalmente, al comparar la monacita de Coyanmahuida con Poñen, en este afloramiento es más pobre en torio (12% en peso), aproximadamente en promedio 8% menos. (Figura 5.11 D).

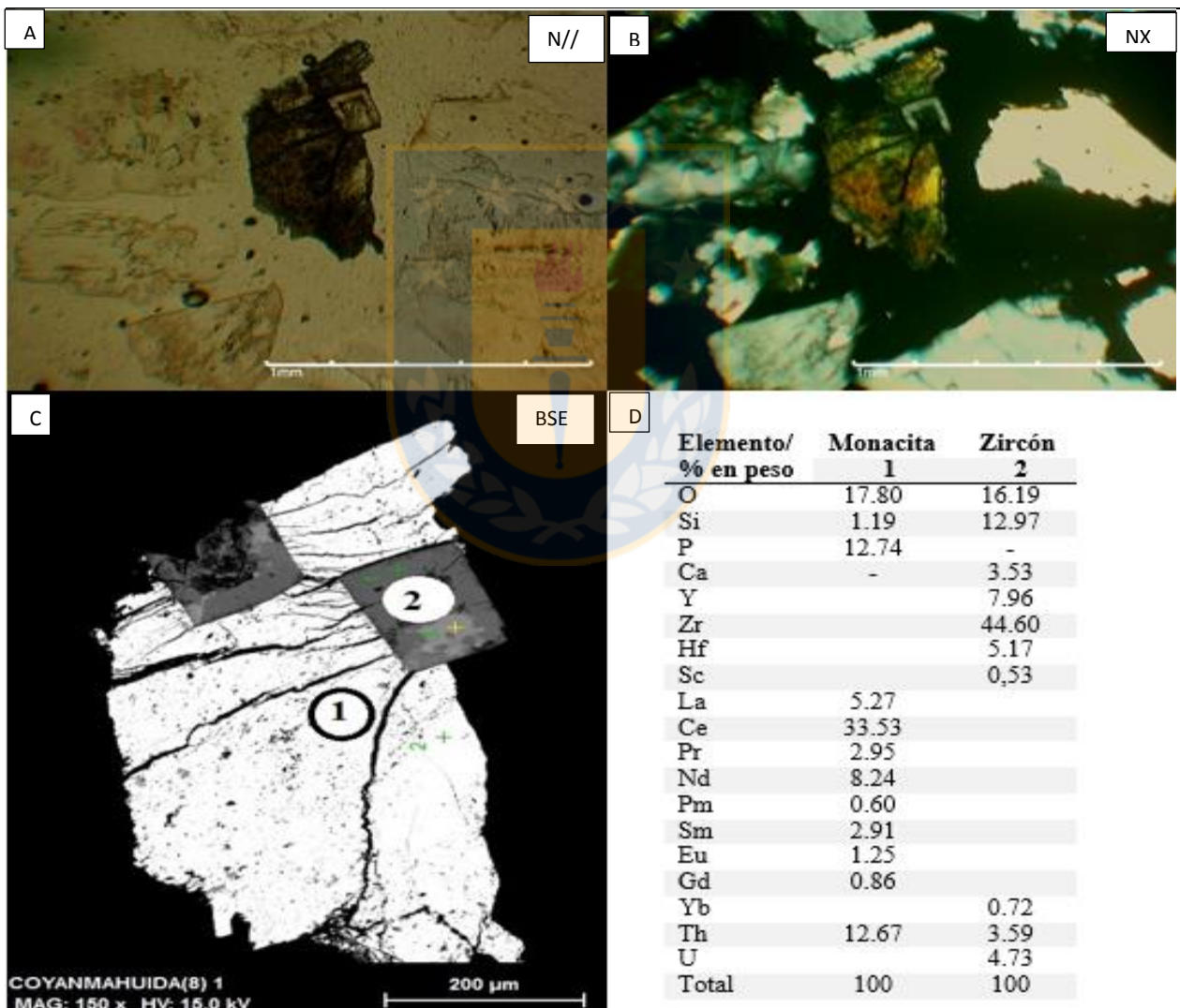


Figura 5.11

Monacita al microscopio óptico y bajo el microscopio electrónico. A) Incoloro, con un leve pleocroísmo, B) Color amarillento en NC, C) y D) Imagen de electrones retrodispersados con su respectiva composición mineral, obtenidas por EDS. Se observa las fracturas radiales.

## 6. DISCUSIONES

### 6.1. Correlación de geoquímica y mineralogía

Debido a trabajos anteriores (Jil, 2014; Collao *et al.*, 2015), existen análisis geoquímicos en la zona de estudio, los cuales se muestran en la Tabla 6.1. En la pegmatita Poñen resaltan anomalías de U y Th, con valores máximos de 2096 ppm y 489,4 ppm respectivamente. Mientras que en la pegmatita Coyanmahuida además de anomalías de U y Th (Th: 768 ppm) hay anomalías de HREE, con concentraciones de Y que alcanzan los 3640 ppm.

**Resultados de análisis geoquímicos en la zona de estudio (ppm).** En Poñen, corresponde a la muestra 22P. En Coyanmahuida corresponde a la muestra 16,17, F2 P. En rojo se marcan los valores anómalos superiores a 500 ppm (Jil, 2014; Collao *et al.*, 2015).

**Tabla 6.1.**

Pegmatita/Elementos	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Poñen	12,8	36,2	5,5	23,6	5,1	19,2	3,7	21,1	3,8	11,2	1,65	1,7	1,7
Coyanmahuida	115	582	107	572	351	417	86	558	109	358	67,6	523	81,6
Pegmatita/Elementos	Sc	Y	U	Th	Nb	Ta	Rb	Zr	Hf	V	Sr	Ga	Sn
Poñen	11,1	129,7	2096,4	489,4	39,6	13,1	659	21,3	4,6	20	36	35	58,6
Coyanmahuida	111	3640	922	768	2323	1588	76,2	1443	177,7	8	33,4	22,6	8

#### Tierras raras

Hasta la fecha se ha reportado que los elementos del grupo de los lantánidos, junto con el itrio y el escandio, según los datos geoquímicos no presentan considerables anomalías. Sin embargo, en este trabajo se propone que en la pegmatita Poñen existen contenidos considerables de tierras raras livianas (LREE), producto del hallazgo y caracterización de monacitas ricas en cerio (Ce). También se encontraron xenotimas las cuales están enriquecidas en tierras raras pesadas (HREE), pero se hallan concentradas en mucho menos cantidad que la monacita.

Es en la pegmatita Coyanmahuida donde se reportan las más altas concentraciones en ppm de tierras raras. Esta afirmación es corroborada por la presencia de una amplia variedad de minerales contenedores de estos elementos. La xenotima, presente en todas las muestras, contiene en su composición mineral en promedio 45 % en peso de tierras raras pesadas. Los óxidos de (Y, REE, U, Th) – (Nb, Ti, Ta) son las especies minerales que tienen mayor concentración en las muestras estudiadas, los cuales se definen como: Euxenita, tantaeuxenita, policrasa y fergusonita. Estos minerales tienen un enriquecimiento en tierras raras pesadas, con cantidades promedios de hasta

un 35% en peso. En cantidades menores se documenta la presencia de tortveitita, un silicato de escandio, que contiene elementos de tierras raras pesadas.

### **Niobio y tantalio**

Las fuertes anomalías de Nb y Ta, se debe a los óxidos de Nb, Ta y Ti, los cuales fueron nombrados anteriormente. De estos minerales, el que tiene mayor cantidad de Nb es la fergusonita, con medidas de hasta un 36% en peso. Todos estos óxidos se encuentran alterados por pirocloro, que tiene en su composición hasta 38% en peso.

### **Uranio y torio**

Las altas anomalías de estos elementos en Poñen, son justificadas por la presencia de minerales primarios y secundarios de U. Dentro de los minerales primarios se encontró Uraninita en inclusiones dentro de las monacitas, esto podría dar un indicio que se podrían hallar cristales de uraninita. Con respecto a los minerales secundarios, estos han sido más estudiados debido a sus hallazgos desde el año 2008, y corresponden a autunita, metaautunita y cheralita. Los contenidos de torio son justificados por inclusiones de torianita en la xenotima, incluso la xenotima contiene 5% en peso de uranio y 5% en peso de torio en su composición.

Por otra parte, las anomalías en la pegmatita Coyanmahuida son justificadas por la presencia de los óxidos de Nb-Ti-Ta: fergusonita, policrasa y euxenita. Estos minerales contienen en promedio dentro de su composición U y Th de hasta un 10 y 3 % en peso, respectivamente. Además dentro de estos óxidos de Nb-Ti-Ta, es posible encontrar inclusiones de uraninita, mineral primario de uranio. Es importante considerar que en el caso de Coyanmahuida, los mismos minerales que justifican las anomalías de uranio y torio, son los mismos que dan respuesta a las anomalías de tierras raras, juntamente con el niobio y el tantalio.

### **Circonio y hafnio**

Los altos valores de estos elementos en la pegmatita Coyamahuida se deben a la presencia del mineral circón, que estaba como monomineral e intercrecido en asociación con la xenotima (con la cual tiene la misma estructura cristalina) y monacita.

## Rubidio

Los altos valores de Rb en Poñen, se debe a la presencia de algún mineral que contenga a este elemento. Según la IMA (en inglés, *International Mineralogical Association*), 3 especies minerales tienen Rb como su componente principal.

El rubidio (Rb) por ser un metal alcalino, tiene afinidad con litio (Li), sodio (Na), potasio (K), cesio (Cs) y francio (Fr). Por tal motivo, las fuertes anomalías de Rb en Poñen, pueden deberse a que este elemento sea parte de la composición mineral de alguna especie del grupo de los feldespatos o del grupo de los filosilicatos. En este estudio no se hace una profundización en los dos grupos mencionados, pero se proponen tentativamente diferentes minerales que contienen Rb, como los siguientes:

Rubiclina (en inglés, *rubicline*), de fórmula  $\text{Rb}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ , miembro del grupo de los feldespatos, La localidad tipo se ubica en el campo pegmatítico en San Piero, Elba, Italia (Teerstra *et al*, 1998).

Volochinita (en inglés *Voloshinite*),  $\text{Rb}(\text{LiAl}_{1.5}\square_{1.5})(\text{Al}_{0.5}\text{Si}_{3.5})\text{O}_{10}\text{F}_2$ , miembro del grupo de las micas. Su localidad tipo es la pegmatita granítica de Voron'i Tundry, Rusia. (Pekov *et al*, 2010).

Masutomilita (en inglés *masutomilite*), de fórmula  $(\text{K,Rb})(\text{Li}, \text{Mn}^{3+}, \text{Al})_3(\text{Al}, \text{Si}_3\text{O}_{10})(\text{F,OH})_2$ , Es un filosilicato que contiene Rb. Cuya localidad tipo es la pegmatita granítica en Tanakami-yama, ciudad de Otsu, prefectura de Shiga, Región de Kinki, Isla Honshu, Japón (Harada *et al*. 1977).

Otra posibilidad podría ser que en la zona de estudio existe una variedad de la muscovita, llamada muscovita rubiniana (en inglés, *Rubidian Muscovite*). La cual se forma en la etapa final de las pegmatitas de metales raros (Ta, Be, Cs). Se encuentra asociada con albita (Evseev, 1973). Casi el 80% de las plagioclasas estudiadas en la pegmatita Poñen corresponden a albita, por ende este último dato es significativo.

Los altos contenidos de Rb concuerda con los datos geoquímicos del Batolito Costero Sur, cuya composición isotópica tiene razones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que fluctúan entre 0,706 y 0,707 lo que hace pensar que se trata de una fuente mantélica rica en Rb, relacionada a subducción activa o con modificaciones debido a la interacción con material cortical (Parada, 1990; Creixell, 2001).

Por otra parte para los bajos contenidos de Rb en la pegmatita Coyanmahuida Jil (2014) propone que estarían relacionados a la ausencia de granate, y a los bajos contenidos de biotita y muscovita. Sin embargo esto no concuerda con los datos del magma parental, que presenta un enriquecimiento en Rb, además como se dijo anteriormente este elemento tiene afinidad con el K, elemento que es abundante por la presencia de feldespato potásico argilizado, que puede capturar el Rb. Por lo tanto, hipotéticamente se postula que podría haber un error analítico o el muestreo no se hizo correctamente.

## **6.2. Distribución de tierras raras, uranio y torio.**

Los hallazgos de nuevos minerales contenedores de estos elementos de interés, su estudio óptico – composicional, y posterior comparación a los datos geoquímicos de la zona, nos permite ver cómo se distribuyen los elementos en las pegmatitas estudiadas. Los elementos no tienen una distribución al azar sino que responden al comportamiento químico propiamente tal de estos elementos y al control mineralógico, es decir, los minerales hospedadores de ellos.

Las tierras raras tienen radios iónicos grandes y estados de oxidación que varían entre +3 y +4. Esto hace que sean incompatibles y se incorporan poco o nada a los principales minerales formadores de roca, quedando relegados al líquido residual, por lo tanto se puede afirmar que su distribución está controlada por los procesos de diferenciación magmática, los cuales hacen que se concentren en rocas félsicas asociadas a las etapas terminales de enfriamiento de la cámara magmática, es decir, en pegmatitas. Así se puede afirmar que existe un factor de control de tipo litológico. Sin embargo, el Eu no tiene este comportamiento debido a que se fracciona en las plagioclasas y su contenido disminuye a medida que avanza la diferenciación. Otros elementos como el Rb, Sr y Ga si tienen la capacidad de entrar en la estructura de minerales formadores de roca reemplazando a otros elementos.

Por otro lado existe un control mineralógico en la distribución de estos elementos, estos estarán presente o ausentes si hay ciertos minerales que sean capaces de incorporarlos dentro de su estructura cristalina. Por este motivo las variaciones mineralógicas existentes entre Poñen Coyanmahuida hacen que los contenidos U, Th, Y y REE también varíen.

La pegmatita Coyanmahuida según los datos geoquímicos y mineralógicos se presenta enriquecida en itrio, tierras raras (especialmente de tierras raras pesadas), niobio, tantalio, circón y hafnio

La pegmatita Poñen esta enriquecida en tierras raras livianas, y desde el punto de vista del uranio y torio, los valores son superiores a la pegmatita de Coyanmahuida.

### **6.3. Alteración de óxidos Nb, Ta y Ti.**

Las muestras estudiadas muestran granos fuertemente alterados, en especial en la pegmatita Coyanmahuida, la cual petrográficamente se describió con presencia de feldespatos argilizados, con sectores fuertemente fracturados o diaclasado. Es en esta pegmatita donde se resalta que los minerales contenedores de tierras raras están alterados, especialmente los óxidos de Nb, Ta y Ti: Euxenita, tantaeuxenita policrasta y fergusonita. Éstos están alterados por pirocloro, que enriquece el sistema en Si y Pb.

En la Figura 6.1 se muestran todas las etapas, desde la formación del mineral de euxenita hasta su alteración por pirocloro.

La pegmatita intruye y cristaliza en la etapa final de formación la euxenita. Luego, ocurre un decaimiento radiactivo de los elementos de uranio y torio presentes en la euxenita. Este decaimiento radiactivo genera una amorfización de la estructura cristalina del mineral, expansión de su volumen y el desarrollo de una red de fracturas radiales. Una vez, que el grano esta fracturado, los fluidos circulan por las fracturas internas y por el borde del grano. Al tener circulación de fluidos, provoca una disolución de la euxenita inalterada y precipitación de euxenita con una alteración intermedia, formación de nanoporosidades y difusión de elementos “sin fórmula”, se incorporan al sistema Si, Ca, LREE, y OH y a la vez se lixivian uranio (U), plomo (Pb), titanio (Ti), niobio (Nb), e itrio (Y). Así, continúa el avance de los fluidos, que luego de precipitar euxenita intermediamente alterada, la alterada completamente. Por mientras que se sigue la formación de nanoporosidades y la difusión de elementos “sin formula”.

Finalmente se tiene una disolución de la euxenita alterada y la precipitación de pirocloro, que trae consigo un enriquecimiento o incorpora silicio (Si), calcio (Ca), hierro (Fe), plomo (Pb), circonio (Zr), tierras raras livianas (LREE) e hidroxilo (OH).

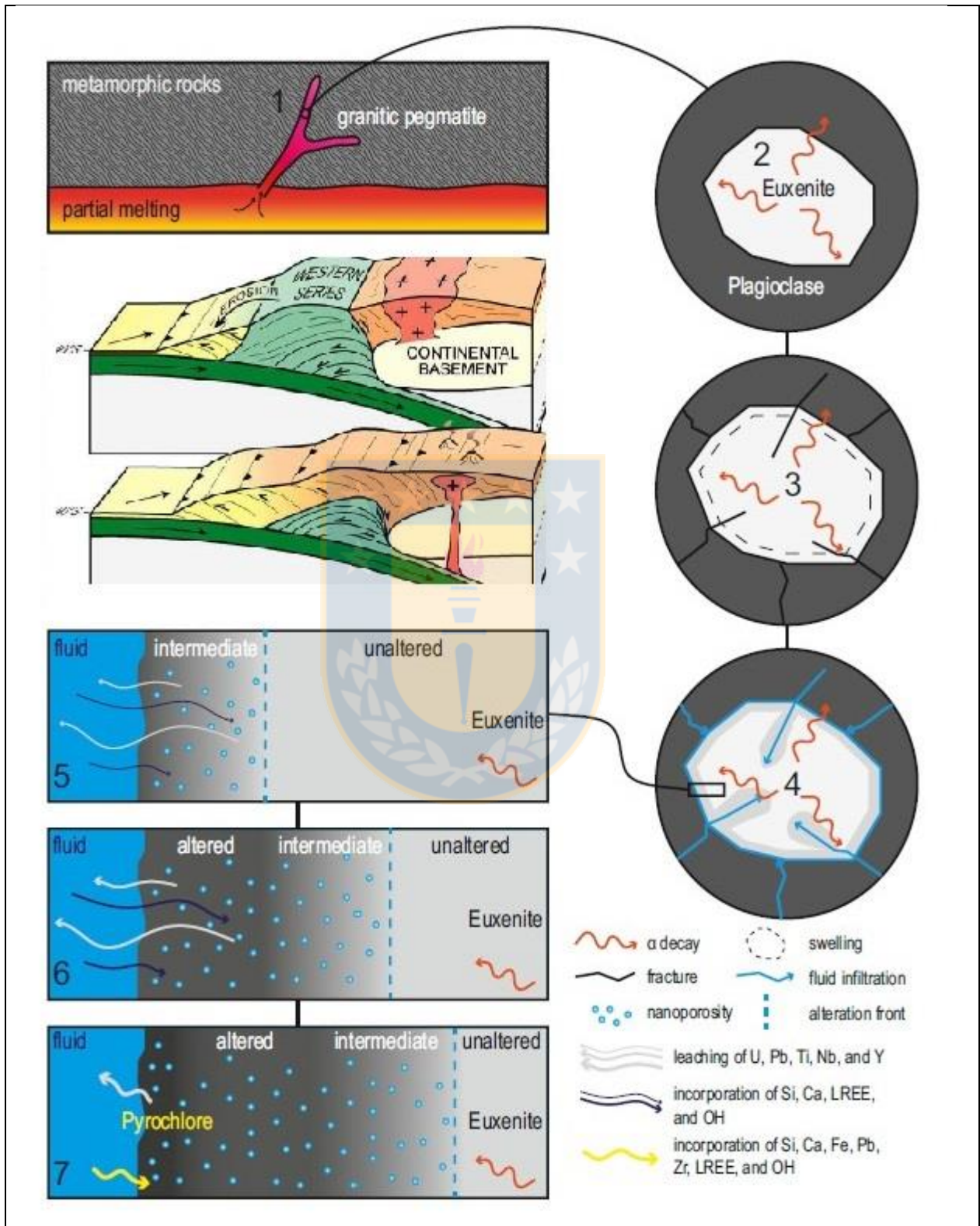


Figura 6.1

Modelo esquemático de la formación, amorfización y alteración de la euxenita (Modificado de Duran et al, 2016 y Glodny et al, (2008).



## 6.4. Metamictización

En este estudio se confirma la presencia de minerales metamícticos tales como los óxidos de Nb, Ta y Ti (euxenita, fergusonita y policrosa) y circón. Éstos se formaron originalmente como sólidos cristalinos, pero su estructura cristalina fue destruida en mayor o menor grado por la radiación de elementos radiactivos presentes en su estructura original.

Todos los minerales metamícticos son radiactivos y esto hace suponer que la rotura estructural resulta del bombardeo de partículas alfa emitidas por el uranio o el torio radiactivos contenido en estos minerales. La desintegración de un elemento radiactivo puede dar lugar a la destrucción completa de la estructura periódica que le rodea. Usualmente esto es realizado por los elementos descendientes de diferente tamaño y carga procedentes del elemento padre u original.

Las diversas etapas de metamictización, es decir, los distintos grados en que la estructura cristalina se ha destruido vienen determinadas por una combinación de técnicas de difracción de rayos X y microscopía electrónica de transmisión de alta resolución (HRTEM). Una estructura bien ordenada da lugar a diagramas de difracción de rayos X bien definidos. Las diferentes etapas de destrucción de la estructura original vienen reflejadas por los cambios en los diagramas estructurales y de difracción.

La Figura 6.2 muestra varias de estas etapas de destrucción de la estructura original de los minerales metamícticos, como es el caso de los óxidos de Nb-Ti-Ta con contenidos considerables de uranio y torio.

La etapa I (a) muestra una estructura bien ordenada con periodicidades bien establecidas; ésta es la estructura no alterada. La etapa I (b) muestra cierta destrucción de la estructura y la aparición de algunos dominios aperiódicos (regiones amorfas). En la etapa II se observan grandes incrementos del porcentaje de volumen de dominios aperiódicos (amorfos) como resultado de una posterior destrucción de la estructura. En la etapa final III desaparecen todas las periodicidades de la estructura original y el material es completamente amorfo.

Los cambios en los diagramas de difracción electrónica y en los de difracción de rayos X constituyen la prueba en la que se basan las imágenes estructurales.

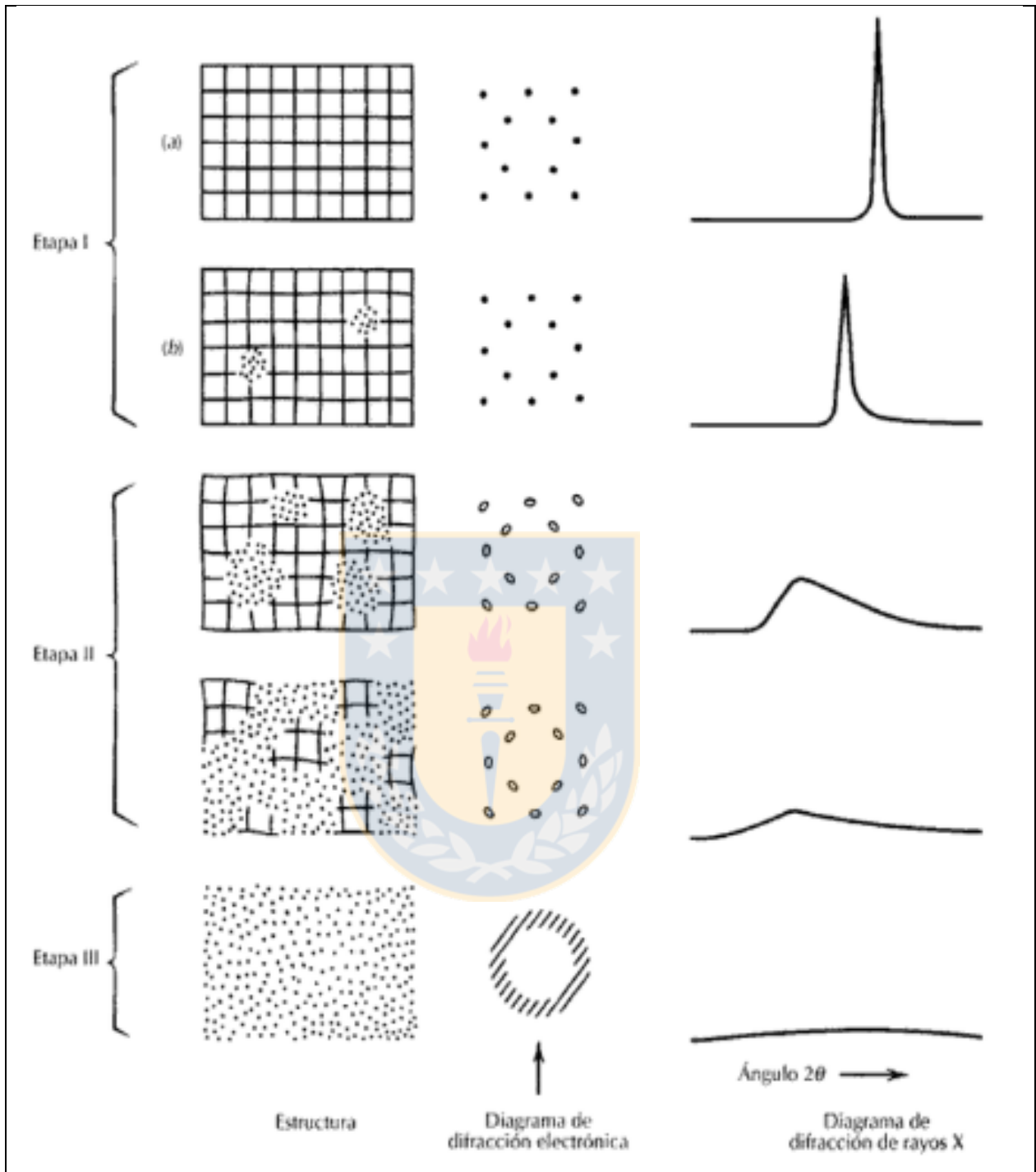
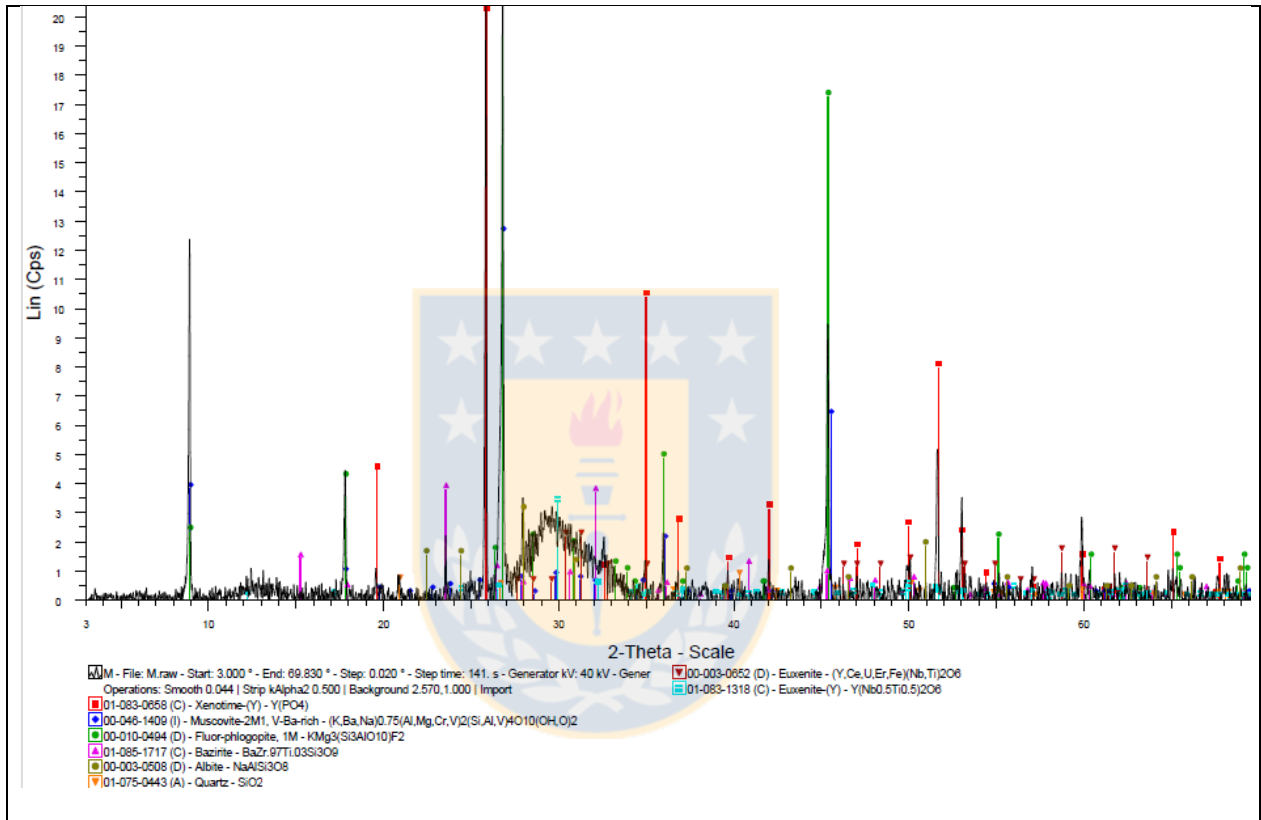


Figura 6.2

**Representación esquemática de la destrucción progresiva verificada en la estructura de minerales metamórficos como consecuencia de la desintegración radiactiva.** Para establecer el daño estructural del mineral se utilizan diagramas de difracción electrónica y/o diagramas de difracción de rayos X, así como la microscopía electrónica de alta resolución (HRTEM). (Murakimi *et. al*, 1991)

Este proceso de metamictización es comprobado al realizar difracción de rayos X a un concentrado de los óxidos de Nb, Ta y Ti en la pegmatita Coyanmahuida (Muestra 1000-3000). Lo cual confirma que el uranio y torio que fue medido a través de microsonda electrónica está destruyendo estructuralmente estos minerales. El difractograma revela que estos minerales están en la etapa II (a) en el proceso de metamictización. El valor 2 theta en el caso de la euxenita es de 30 (Figura 6.3).



**Figura 6.3** Difractograma de concentrado óxidos de Nb, Ta y Ti en la pegmatita Coyanmahuida. Corresponde a la muestra 1000-3000. Estos minerales contienen de 5 a un 10% en peso de uranio y torio en su composición.

## 6.5. Comparación mineralógica

Debido a que se encontraron minerales que están simultáneamente en las dos pegmatitas, se procede a comparar la composición química de ellos.

### Monacita

Composicionalmente los cristales de monacita en la pegmatita Coyanmahuida tienen mayores concentración de tierras raras livianas (LREE) que la pegmatita Poñen. Los valores promedios de

LREE en Coyanmahuida son de 55,61 % en peso, mientras que en Poñen son de 42,83 % (Tabla 6.2). Sin embargo en cuanto a concentración mineral, se encontraron muchos más minerales de monacita en Poñen, que en Coyanmahuida, lo que hace concluir que la pegmatita Poñen este enriquecida en LREE.

Por otro lado, el promedio composicional de torio en la monacitas de Poñen es mayor que las de Coyanmahuida. El torio alcanza el valor promedio de 20,61 %, esto una característica particular de las monacitas en la pegmatita Poñen.

Es notorio también la presencia de Ca, Al, Fe, y U en las monacitas de Poñen.

<b>Tabla 6.2</b>		<b>Comparación composicional de monacitas en pegmatita Poñen y Coyanmahuida.</b> De elaboración propia con los datos obtenidos por la microsonda electrónica con EDS							
Elemento (% en peso)	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Dy
Poñen	3,20	23,61	2,28	8,14	0,40	4,13	0,66	1,68	0,44
Coyanmahuida	5,27	33,53	2,95	8,24	0,6	2,91	1,25	0,86	-
Elemento (% en peso)	O	Ca	Al	Si	P	Fe	Th	U	
Poñen	20,70	1,29	0,05	0,36	11,72	3,74	20,61	4,19	
Coyanmahuida	17,8	-	-	1,19	12,74	-	12,67	-	

### **Xenotima**

Composicionalmente, las xenotimas de la pegmatita Coyanmahuida tienen contenido de tierras raras livianas (LREE) levemente superiores a la pegmatita Poñen (Tabla 6.3). Los valores promedios de LREE contenidos en este mineral en Coyanmahuida son de 39, 16 % en peso, mientras que en Poñen son de 36, 65 % (Tabla 6.2). Este mineral se concentra más en la pegmatita Coyanmahuida que en Poñen, por lo que se concluye que pegmatita Coyanmahuida no solo está enriquecido en tierras raras pesadas sino también tiene un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) producto de la xenotima.

En cuanto a los minerales radiactivos (uranio y torio), los valores en ambas pegmatitas son similares que bordean concentraciones de 7 % en peso. La pegmatita Poñen, la xenotima tiene valores mayores de torio en vez de uranio. Mientras que en la pegmatita Coyanmahuida, tiene valores mayores de uranio sobre el torio (Tabla 6.3).

En el caso de las xenotimas de Coyanmahuida, hay presencia de Zr, Hf, Ca, F al sistema.

<b>Tabla 6.3</b>		<b>Comparación composicional de xenotimas en pegmatita Poñen y Coyanmahuida</b>									
		De elaboración propia con los datos obtenidos por la microsonda electrónica con EDS									
Elemento (% en peso)	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Tu	Lu
Poñen	0,18	0,85	-	2,40	-	4,39	-	3,13	2,78	-	-
Coyanmahuida	0,23	0,55	0,05	1,58	0,40	3,01	0,85	2,61	3,17	0,42	0,48
Elemento (% en peso)	O	Y	Ta	Si	P	Zr	Hf	Ca	U	Th	F
Poñen	24,09	35,62	0,23	0,77	13,77	-	-	-	5,55	6,94	-
Coyanmahuida	24,60	38,33	0,18	0,63	15,26	5,83	0,22	0,94	7,39	5,11	1,07



## 7. CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS

El muestreo en terreno, y el trabajo en laboratorio, en los procesos físicos propiamente tal, como el chancado, tamizado y separación gravitación, fueron un éxito, pues al realizar las briquetas y posterior cortes pulidos transparentes, se encontraron los minerales de interés.

Se añaden nuevas fases minerales con contenido de uranio, torio y tierras raras a las pegmatitas de estudio, lo cual las transforman en afloramientos aún más llamativos y complejos desde el punto de vista de la exploración y los procesos geológicos que las originan. En pegmatita Poñen se añaden los siguientes minerales: monacita, xenotima, torita, uraninita, siderofilita, pirita y arsenopirita. Mientras que en la pegmatita Coyanmahuida se añaden las siguientes fases minerales: óxidos de Nb, Ta, Ti con contenidos de tierras raras, uranio y torio, clasificados como fergusonita, euxenita y polícrasa, los cuales se encuentran alterados por pirocloro; además se añaden los minerales de monacita, xenotima, circón rico en Hf que contienen tierras raras, y tortveitita, silicato de escandio.

En cuanto a la distribución de los elementos de uranio, torio y tierras raras, tienen un fuerte control mineralógico. Las anomalías geoquímicas obtenidas en trabajos previos, son justificadas por los minerales caracterizados en este estudio. En la pegmatita Poñen, los altos valores de uranio y torio, son justificados por la presencia de monacita rica en torio, con una concentración promedio de 20% en peso. Además de la presencia de minerales como metaautunita, uraninita y cheralita, descritos en trabajos previos. Por otro lado, en la pegmatita Coyanmahuida, los valores anómalos de tierras raras son justificados por la presencia de xenotima, monacita y los óxidos de Ta, Nb y Ti (Fergusonita, euxenita y polícrasa), además estos últimos justifican los valores altos de uranio y torio, junto con la presencia de inclusiones de uraninita y torianita en estos mismos minerales; Los valores anómalos de circonio y hafnio, son justificados por la alta presencia de circón rico en hafnio, que se encuentra como monomineral, o intercrecido con xenotima y monacita.

Por último, la fergusonita, euxenita y polícrasa están amorfizados, producto del uranio y torio en su estructura cristalina, se aprecia además una fuerte alteración de estos óxidos de Ta, Nb, y Ti por pirocloro, este mineral es cristalizado en las fracturas y bordes de estos minerales, por el enriquecimiento de Ca, Na, Pb, Fe, Zr, LREE y OH al sistema.

Se recomienda por la cantidad de monacitas en las muestras, realizar dataciones radiométricas en ambas pegmatitas.

## REFERENCIAS

- ABAD, E. & FIGUEROA, J. 2003. Rocas Volcánicas en el Triásico del Biobío: Petrografía y Marco Geológico; Cerro Calquinhue; VIII Región; Chile. Congreso Geológico Chileno N° 10. Actas: 8 pp. Concepción, Chile.
- ABRAHAM, I.M. 2009. Geology and Spatial Distribution of Uranium Mineralisation in the SK Anomaly Area, Rössing Area, Namibia. Partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science. University of the Witwatersrand. Faculty of Science: 184 pp., Johannesburg.
- ADAMS, J.W., 1969. Distribution of lanthanides in minerals. *U.S. Geological Services., Prof. Paper*, 650-C : 38-44.
- AGUIRRE, L.; HERVÉ, F.; GODOY, E. 1972. Distribution of Metamorphic Facies in Chile. An outline. *Kristalinikum*, 9: 7-19.
- AHRENS, L. H. 1957. The Lognormal Distribution of the Elements. A Fundamental Law of Geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol.11. N°4.
- ANGUITA, P. 2004. Caracterización Geoquímica del Yacimiento de Cobre Exótico de Mina Sur, Distrito de Chuquicamata, II Región, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 45 pp., Concepción.
- AURISICCHIO, C.; ORLANDI, P.; PASERO, M. & PERCHIAZZI, N. 1993. Uranoplycrase, the Uranium-Dominant Analogue of Polycrase-(Y), a New Mineral from Elba Island, Italy, and its Crystal Structure. *EUR. J. Mineral*. N°5: 1161-1165.
- BAHLBURG, H.; VERVOORT, J.D.; DU FRANE, S.A; BOCK, B.; AUGUSTSSON, C. & REIMANN, C. 2009. Timing of Crust Formation and Recycling in Accretionary Orogens: Insights Learned from the Western Margin of South America. *Earth-Science Reviews*. Vol.97: 227-253.
- BASSON, I.J. & GREENWAY, G. 2004. The Rössing Uranium Deposit: a Product of Late-Kinematic Localization of Uraniferous Granites in the Central Zone of the Damara Orogen, Namibia. *Journal of African Earth Sciences*. N° 38: 413-435.
- BIRÓ, L. 1982. Revisión y redefinición de los Estratos Quiriquina, Campaniano-Maestrichtiano, en su localidad tipo, en la Isla Quiriquina a 36°27'S, Chile, Sudamérica, con un perfil complementario de Cocholgue".- III Congreso Geológico Chileno, 1: 29-64 p. Concepción.
- BIZAMA, G. 1998. Geología del Cuadrángulo Yumbel, VIIIª Región del Bio Bio, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 118 pp., Concepción.
- BÖRGEL, J. 1983. Geomorfología y Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar (IGM): 373 pp. Santiago.

- BOWIE, S.H.U. & HORNE J.E.T. 1953. Cheralite, a New Mineral of the Monazite Group. *Mineral. Mag.*, 30, 93–99. (2) *Amer. Mineral.* N° 39: 403.
- BOYLE, D.R.; LITTLEJOHN A.L.; ROBERTS A.C. & WATSON D.M. 1981. Ningyoite in Uranium Deposits of South-central British Columbia: First North American Occurrence. *Can. Mineral.*, 19, 325–331.
- BRITISH GEOLOGICAL SURVEY. 2010. Uranium.
- BRITISH GEOLOGICAL SURVEY. 2011. Rare Earth Elements.
- BRÜGGEN, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar: 374 pp. Santiago.
- BROWN, C. 1999. Mineralogy of NYF granitic pegmatites. En: The Eugene E. Foord Memorial Symposium on NYF-type Pegmatites (Denver). *Canadian Mineralogist*, N° 37: 848-849 (abstract).
- BURÓN, P.; ARDILES, M.; ECHTLER, H.; FIGUEROA, O. & GLODNY, J. 2003. Análisis Estructural y Petrográfico del Contacto entre las Series Oriental y Occidental del Basamento Paleozoico, Zona de Falla Gastre a los 38°15'S, Cordillera de Nahuelbuta, Chile. Congreso Geológico Chileno N° 10. Actas 1: 1-9. Concepción.
- BUDDINGTON, A. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Geological Society of America Bulletin* 70, 671-674 pp.
- CAMERON, E.N., JAHNS, R.H., MCNAIR, A.H. & PAGE, L.R. 1949. Internal structure of granitic pegmatites. *Economic Geology*, Monograph 2.
- CARTES, N. 2004. Petrografía y Ambiente de Depositación de las Metapelitas Paleozoicas con Huellas Fósiles, entre Tomé y Lirquén, VII Región del Bio-bío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento. Ciencias de la Tierra (Inédito): 115 pp. Concepción.
- CASTOR, S. B., & HEDRICK, J. B. 2006. Rare earth elements. (m. a. Society for mining, Ed.) *Industrial minerals*, Vol. 7, 769-792.
- ČERNÝ, P. 1982. Anatomy and classification of granitic pegmatites. En P. Černý (Ed.), Granitic pegmatites in Science and Industry. *Mineralogical Association of Canada*, Short Course handbook, N° 8: 1-32.
- ČERNÝ, P. 1990. Distribution, affiliation and derivation of rare-element granitic pegmatites in the Canadian Shield. *Geologische Rundschau*, N° 79: 183-226.
- ČERNÝ, P. 1991a. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies *Precambrian Research*, N° 51: 429-468.



- ČERNÝ, P. 1991b. Rare-element granitic pegmatites. I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, N° **18**: 49-67.
- ČERNÝ, P. 1992. Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in the light of current research. *Application. Geochemical.*, N° **7**: 393-416.
- ČERNÝ, P. 1997. REE trends in rare-element granitic pegmatites: enrichment vs. depletion in granite-to-pegmatite sequences. *Journal of the Czech Geological Society*, N° **42** (3): 34.
- ČERNÝ, P. 2000. Constitution, petrology, affiliations and categories of miarolitic pegmatites. En: Mineralogy and petrology of shallow depth pegmatites. En: papers from the First International Workshop (F. Pezzotta, ed.) *Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale Milano*, N° **30**: 5-12.
- ČERNÝ, P., TRUEMAN, D. L., ZIEHLKE, D. V., GOAD, B. E. & PAUL, B. J. 1981. The Cat Lake – Winnipeg River and the Wekusko Lake pegmatite fields, Manitoba. Manitoba Energy & Mines, *Economic Geology*. ER80–1.
- ČERNÝ, P. & HAWTHORNE, F. C. 1982. Selected peraluminous minerals. En: Černý, P. (Ed.), *Granitic pegmatites in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook*, N° **8**: 136-186.
- ČERNÝ, P. & BURT, D. M. 1984. Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. En: Bailey, S. W. (ed.) *Micas. Reviews in Mineralogy*, N° **13**: 257-297.
- ČERNÝ, P. & ERCIT, S. 1985. Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites. *Bull. Minéral.* N° **108**: 499-532.
- ČERNÝ, P. & ERCIT, S. 1989. Mineralogy of niobium and tantalum: crystal chemical relationships, paragenetic aspects and their economic implications. En: Möller, P., Černý, P., Saupé, F. (eds) *Lanthanides, Tantalum and Niobium. SGA Special Publications 7*: Springer-Verlag, New York, 27-29.
- ČERNÝ, P. & ERCIT, T. 2005. Classification of Granitic Pegmatites Revisited. *Canadian Mineralogist*. N° **43**: 2005–2006.
- ČERNÝ, P., LONDON, D. & NOVAK, M. 2012. Granitic Pegmatites as Reflections of their Sources. *Elements* N° **8**: 289-293p.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. P. 2007. Tectonostratigraphic Evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*. (Moreno, T.; Gibbons, W. editors). The Geological Society: 21-114. London.
- CHI, R. & TIAN, J. 2008. *Weathered Crust Elution-Deposited Rare Earth Ores*. Nova Science Publishers, Inc.: 286 pp. New York.

- COLLAO, S.; KOJIMA, S. & OYARZÚN, R. 1986. Geobarometría en los Sulfuros Macizos de la Franja Metamórfica de Esquistos Verdes, Chile Central-Sur. *Revista Geológica de Chile*. N°. **28/29**: 3-167.
- COLLAO, S. & ALFARO, G. 2000. Paelozoic Massive Sulphide Orebodies of the Nahuelbuta and Queule Mountains, South-Central Chile: Results of Geobarometry and Sulphur Isotope Studies. VMS Deposits of Latin America. Sherlock, R. & Logan, M.A.V. Geological Association of Canada. Special Publication Volume 2: 629-641.
- COLLAO, S.; GONZÁLEZ, L. & FLORES, G. 2008. Hallazgo de Mineral de Uranio “Metaautunita” en Pegmatita de la VIII Región del Bio Bío, Chile. Congreso Latinoamericano de Geología N° 13 y Congreso Peruano de Geología N°14. Actas **J 03**: 6 pp. Lima.
- COLLAO, S.; GONZÁLEZ, L.; FLORES, G. 2009. Mineralización de uranio en afloramiento pegmatítico, Región del Biobío, Chile. Actas S 11-007. CD, 4 p. XII Congreso Geológico Chileno. Santiago, Chile.
- COLLAO, S.; CORREA, K.; GONZÁLEZ, L.; VELÁSQUEZ, R. 2012. Inclusiones fluidas en las pegmatitas uraníferas de Poñén, Región del Biobío, Chile. XIII Congreso Geológico Chileno – Antofagasta 2012.
- COLLAO S., GONZÁLEZ, L., HERNÁNDEZ L. & JIL D. 2015. Mineralogía y Anomalías Geoquímicas de U, Th y Tierras Raras, en Pegmatita de Coyanmahuida, VIII Región, Chile. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, 126 – 129.
- CORPORACIÓN DE FOMENTO DE LA PRODUCCIÓN. CHILE. 1986. Proyecto Prospección de Tierras Raras. Informe Final.
- CLARK, A. M. 1984. Mineralogy of the rare earth elements. In Rare Earth Geochemistry. Developments in Geochemistry 2 (P. Henderson, ed.). Elsevier, Amsterdam, 33 62.
- CREIXELL, C. 2001. Petrología y Geotermobarometría de las Rocas Intrusivas de la Cordillera de la Costa entre los 36°30' S y 38°00' S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 149 pp., Concepción.
- DAHLKAMP, F.J. 1993. Uranium Ore Deposits. Springer-Verlag.: 470 pp. Germany.
- DEVYNCK, J. 1970. Contribución al estudio de la circulación atmosférica en Chile y el clima en la Región del Bío Bío. Universidad de Concepción (Inédito):158 pp. Concepción
- ECHTLER, H.; GLODNY, J.; GRÄFE, K.; ROSENAU, M.; MELNICK, D.; SEIFERT, W. & VIETOR, T. 2003. Active Tectonics Controlled by Inherited Structures in the Long-Term Stationary and Non-Plateau South-Central Andes. EGU/AGU Joint Assembly. Nice April 2003, EAE03-A-10902.

- ERMOLAEVA, V.N.; PEKOV, I.V.; CHUKANOV, N.V. & ZADOV A.E. 2007. Thorium Mineralization in Hyperalkaline Pegmatites and Hydrothermalites of the Lovozero Pluton, Kola Peninsula. *Geology of ore deposits*. Vol. **49**. Nº **8**: 758-775.
- ERRAZURIZ, A.M.; CEREZEDA, P.; GONZALEZ, J.I.; GONZALES, M.; HENRIQUEZ, M. & RIOSECO, R. 2000. Manual de Geografía de Chile. Tercera edición. Editorial Andrés Bello. 443 pp. Santiago.
- ESRI. 2003. ArcGis 9: Using ArcGis Geostatistical Analyst.
- FERNANDEZ, J.L & DURAN M.E. 1987. Practical Determination of Anomalies Thresholds in Drainage Net Prospection. *Cuaderno do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. Nº **11**: 365-373.
- FERRARIS, F. 1981. Hoja Los Angeles-Angol, Mapas Geológicos Preliminares de Chile, escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile (Inédito): 56 pp. Santiago.
- GAJARDO, A. 1981. Hoja Concepción-Chillan, Mapas Geológicos Preliminares de Chile, escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile (Inédito). Nº**4**: 56 pp. Santiago.
- GAJARDO, A. 1998. Definición de Oportunidades de Inversión para Pequeña y Mediana Minería, en Recursos No Metálicos, entre las Regiones Primera y Décima. Servicio Nacional de Geología y Minería, Miscelánea. Nº **12**, 55pp. Santiago.
- GAJARDO, A. & ALFARO, G. 1980. Mapa Metalogénico de la Región del Biobío, Chile, escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile: 34 pp. Santiago.
- GALLI, C. 1967. Geología Urbana y Suelo de Fundación de Concepción y Talcahuano, Chile. Informe Final del Proyecto de Investigación Nº75 de la Comisión de Investigación Científica de la Universidad de Concepción: 248 pp. Concepción
- GARCÍA, Y. 2004. Aplicación de los Métodos Círculo de Mohr y Programa Reactiva 2.4 en el Análisis del Stress en las Estructuras Mayores del Área de la Ciudad Concepción, Región del Bio-Bío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 119 pp.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2002. Geología de las Cartas de Coronel y Santa Juana al Sur del Río Biobío entre los 37°00'-37°15' Latitud Sur y los 73°15'-72°45' Longitud Oeste, VII Región del Biobío, Chile (Inédito). Concepción.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2004. Geología de los Cuadrángulos Coronel y Santa Juana entre los 37°15' y 37°00' Latitud Sur y los 73°15' y 72°45' Longitud Oeste (Inédito). Concepción.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2011. Geología del Sector Costero de la Provincia de Concepción (Inédito). Concepción.

- GONZÁLEZ-BONORINO, F. 1970. Series Metamórficas del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. Universidad de Chile, Departamento de Geología. Publicaciones, 37: 68 pp.
- GORDIYENKO, V.V. & LEONOVA, V.A., EDS. 1976. Mica-Bearing pegmatites of Northern Karelia. Nedra, Leningrad, USSR (in Russ.).
- GORDIYENKO, V.V. 1996. Granitic pegmatites. SPGU, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia (in Russ.).
- GORLOV, N.V. 1975. Structural principles of exploration for pegmatite deposits in northwestern White Sea region. En: Muscovite Pegmatites of the USSR. Nauka, Leningrad, USSR (146-153; in Russ.)
- GLODNY, J.; LOHRMANN, J.; ECHTLER, H.; GRÄFE, K.; SEIFERT, W.; COLLAO, S. & FIGUEROA, O. 2005. Internal Dynamics of a Paleoaccretionary Wedge: Insights from Combined Isotope Tectonochronology and Sandbox Modelling of the South-Central Chilean Forearc. *Earth and Planetary Science Letters*. N° **231**: 23-39.
- GLODNY, J.; ECHTLER, H.; COLLAO, S.; ARDILES, M.; BURÓN, P. & FIGUEROA, O. 2008. Differential Late Paleozoic Active Margin Evolution in South-Central Chile (37°S-40°S)- the Lanalhue Fault Zone. *Journal of South American Earth Sciences*. N° **26** (49): 397-411.
- GUPTA, C. K. & KRISHNAMURTHY, N. 2005. Extractive metallurgy of rare earths. CRC Press, 508 pp.
- HEDRICK, J.B. 2004. Thorium. *Mineral Yearbook*. USGS.
- HENDERSON, P. 1984. Rare Earth Elements Geochemistry. *Developments in Geochemistry*, 2. Elsevier Publishing Co.: 510 pp. Amsterdam.
- HERMANN, A.G. 1970. Yttrium and lanthanides. In: *Handbook of Geochemistry*. Wedepohl, K.H. (Editors), Springer-Verlag, Berlin. 57-71.
- HERVÉ, F. 1977. Petrology of Crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, South Central Chile. An Comparative Studies on the Geology on the Circumpacific Orogenics Belts in Japan-Chile. *Japan Society for the Promotion of Science*: 1-51.
- HERVÉ, F. 1988. Late Palaeozoic Subduction and Accretion in Southern Chile. *Episodes*. Vol. 11, N° 3: 183-188.
- HERVÉ, F.; GODOY, E.; PARADA, M.A.; RAMOS, V.; RAPELA, C.; MPODOZIS, C. & DAVIDSON, J. 1987. A general View on the Chilean-Argentine Andes, with Emphasis on their Early History. *Geodynamics Series*. Vol.18: 97-114.
- HERVÉ, F.; FAUNDEZ, V.; CALDERÓN, M.; MASSONE, H.J. & WILLNER, A.P. 2007. Metamorphic and Plutonic Basement Complexes. *The Geology of Chile*. Moreno, T.; Gibbons, W. The Geological Society: 5-19. London.

- INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR. 2001. Geografía de Chile. Geografía de la VIII Región del Biobío. Instituto Geográfico Militar. Santiago. pp. 531.
- JAHNS, R.H. 1955. The study of pegmatites. *Economic Geology*, 50Th Anniversary volume, 1025-1130.
- JAHNS, R.H & BURNHAM, C.W. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis: A model for derivation and crystallization of granitic pegmatite: *American Mineralogical* N°18: 843-864.
- JONES, A.P., WALL, F. & WILLIAMS, C.T. 1996. Rare Earth Minerals, Chemistry, Origin and Ore Deposits. *The Mineralogical Society Series*. Springer Netherlands Ed. 1, Vol. 7: 372.
- KAISER, H.F. 1958. The Varimax Criterion for Analytic Rotation in Factor Analysis. *Psychometrika*. Vol. 23: 187-200.
- KANAZAWA, Y. AND KAMITANI, M. 2006. Rare Earth Minerals and Resources in the World. *Journal of Alloys and Compounds*, 408-412, 1339-1343.
- KINGSNORTH, J.D. 2008. Rare Earths and the Crossroads. *Industrial Minerals*.
- KINNAIRD, J.A. & NEX, P.A.M. 2007. A Review of Geological Controls on Uranium Mineralization in Sheeted Leucogranites Within the Damara Orogen, Namibia. *Applied Earth Science (Trans. Inst. Min. Metall. B)*. Vol. 116. N° 2: 68-85.
- KÖPPEN, W. 1948. Climatología. Fondo de Cultura Económica de México: 478 pp.
- LANDES, K. 1933. Origin and classification of pegmatites. *American Mineralogist* N° 18: 33-56p.
- LEPELTIER, C. 1969. A Simplified Statistical Treatment of Geochemical Data by Graphical Representation. *Economic Geology*. Vol. 64: 538-550.
- LINNEN, R.L.; LICHTERVELDE, M.v. & CERNÝ, P. 2012. Granitic Pegmatites as Sources of Strategic Metals. *Elementes*. Vol. 8. N° 4: 275-280.
- LONDON, D. 1996. Granitic pegmatites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. Vol. 87: 305-319
- LONDON, D. 2004. Granitic Pegmatites: An Assessment of Current Concepts and Directions for the Future. *Lithos*. Vol. 80: 281-303.

- LONDON, D. 2005. Geochemistry of Alkali and Alkaline Earth Elements in Ore-Forming Granites, Pegmatites, and Rhyolites, In: Linnen, R. L. and Sampson, I.M. Rare-Element *Geochemistry and Mineral Deposits* p. 175–199.
- LONDON, D. 2008. Pegmatites. *Canadian Mineralogist Special Publication*. Vol. **10**: 368.
- LONDON, D. 2014. A Petrologic Assessment of Internal Zonation in Granitic Pegmatites. *Lithos* Vol. **184-187**:74-104.
- LONDON, D. & MORGAN, G. 2012. The Pegmatite Puzzle. *Elements* Vol. **8**: 263-268p.
- LUCASSEN, F.; TRUMBULL, R.; FRANZ, G.; CREIXELL, C.; VÁSQUEZ, P.; ROMER, R.L. & FIGUEROA, O. 2004. Distinguishing Crustal Recycling and Juvenile Addition at Active Continental Margins: the Paleozoic to Recent Compositional Evolution of the Chilean Pacific Margin (36-41°S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **17**: 103-119.
- LUNAR, R. & OYARZUN, R. 1992. Yacimientos Minerales. Técnicas de Estudio, Tipos de Evolución Metalogénica, Exploración. Editorial Centro de Estudios Ramón Areces, S.A.: 958 pp. Madrid.
- MARTIN, M.; KATO, T.; RODRIGUEZ, C.; GODOY, E.; DUHART, P.; MCDONOUGH, M. & CAMPOS, A. 1999. Evolution of the Late Paleozoic Accretionary Complex and Overlying Forearc-Magmatic Arc, South Central Chile (38°-41°S): Constraints for the Tectonic Setting along the Southwestern Margin of Gondwana. *Tectonic*. Vol. **18**. N° **4**: 582-605.
- MCKECHNIE, C.L. 2012. The Fraser Lakes Zone B U-Th-Ree Deposit And Its Host Rocks: Implications For Pegmatite- And Leucogranite-Hosted U-Th-Ree Deposits In Northern Saskatchewan, Canada. Partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science. University of the Saskatchewan. Department of Geological Sciences: 301 pp., Saskatoon. Canada
- MCLEMORE, V.T; NORTH, R.M. & LEPPERT, S. 1988. REE, Niobium, and Thorium Districts and Occurrence in New Mexico. *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources*. N° **324**: 27 pp.
- MELNICK, D. 2007. Neogene Seismotectonics of the South-Central Chile Margin Subduction-Related Processes over Various Temporal and Spatial Scales. Geo Forschungs Zentrum Potsdam, Scientific Technical Report STR 07/01.
- MELNICK, D.; ECHTLER, H.; PINEDA, V.; BOHM, M.; MANZANARES, A. & VIETOR, T. 2003. Active Faulting and Northward Growing of the Arauco Peninsula, South-Central Chile (37°-30°). Congreso Geológico Chileno N°**10**. Concepción.

- MINEYEV, D.A. & SALYE, M.E. 1971. Some characteristics of the geochemistry of ultrametamorphogenic mica-bearing pegmatites of northern Karelia. En: *pegmatitic Rare-Metal Deposits*, Vol. 4: 59-82 (in Russ.).
- MONTERO MONTERO E. 2012. La crisis de las tierras raras. Universidad de Cádiz. Puerto Real, Septiembre 2012, vol. 1 - 1
- MORENO, M., 2004. Dinámica del Ante-arco Externo en la Zona del Bloque de Arauco, VIII Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 121 pp. Concepción.
- MUÑOZ CRISTI, J., 1968. Contribución al Conocimiento Geológico de la Región Situada al Sur de Arauco y Partición del Material Volcánico en los Sedimentos Eocenos. En Terciario de Arauco (G. Cecioni Ed). Ed. Andrés Bello. Santiago, pp. 63-94.
- MUÑOZ, J., FERNÁNDEZ, B., VARAS, E., PASTÉN, P., GÓMEZ, D., RENGIFO, P., MUÑOZ, J., ATENAS, M. y JOFRÉ, J. 2005. Chapter 8: Chilean water resources and related environmental issues. *Geology of Chile. Geological Society of London*. Londres, pp. 215-230.
- MUTO, T.; R. MEYROWITZ, POMMER A.M. & MURANO T. 1959. Ningyoite, a New Uranous Phosphate Mineral from Japan. *Amer. Mineral.*, 44, 633-650.
- NIELSEN, S. 2005. The Triassic Santa Juana Formation at the Lower Biobío River, South Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 547-562. Oxford.
- NIZAMOFF, J.W., FALSTER, A.U., SIMMONS, W.B. & WEBBER, K.L. 1999. Phosphate mineralogy of NYF-, LCT- and mixed-type granitic pegmatites. En: The Eugene E. Foord Memorial Symposium on NYF-type Pegmatites (Denver). *Canadian Mineralogist*, Vol. 37: 853-854 (abstract).
- NUCLEAR ENERGY AGENCY (NEA) & INTERNACIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (IAEA). 2010. Uranium 2009: Resources, Product and Demand (“The Red Book”). OECD Publishing. Paris. France.
- ORREGO, P. 2010. Identificación de Prospectos y Propuestas de Recuperación de Uranio y Tierras Raras en Chile. I Workshop Internacional. Santiago. Chile.
- ORRIS, G.J. & GRAUCH, R.I., 2002. Rare earth element mines, deposits, and occurrences: *U.S. Geological Survey*. Report 02-189, 167 p.
- PARADA, M.A. 1990. Granitoids Plutonism in Central Chile and its Geodynamic Implications; A Review. Plutonism from Antartica to Alaska.(Kay, S.M. & Rapela, C.W. editors). *Geological Society of America Special Paper*. N°. 241: 51-66.
- PARADA, M.A.; LOPEZ-ESCOBAR, L.; OLIVEROS, V.; FUENTES, F.; MORATA, D.; CALDERÓN, M.; AGUIRRE, L.; FÉRAUD, G.; ESPINOZA, F.; MORENO, H.; FIGUEROA, O.; MUÑOZ, J.; TRONCOSO, R. & STERN, C. 2007. Andean

Magmatism. The Geology of Chile.(Moreno, T.; Gibbons, W. editors).The *Geological Society*: 21-114. London.

- PINEDA, V. 1983. Evolución paleogeográfica de la Península de Arauco durante el Cretácico Superior-Terciario. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 268 pp. Santiago.
- QUEZADA, J. 1996. Geología Urbana y Ambiental de la Ciudad de Concepción. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 143 pp. Concepción.
- REIMANN, C.; FILZMOSE, P. & GARRET, R. 2002. Factor Analysis Applied to Regional Geochemical Data: Problems and Possibilities. *Applied Geochemistry*. Vol. **17**: 185-206.
- RODA-ROBLES, E.; GIL, P.; PESQUERA, A. & TORRES, J. 2009. La Pegmatita Granítica de Puentemocha: Estructura Interna, Petrografía y Mineralogía. *Revista de la Sociedad Española de la Mineralogía*.
- ROGERS, J.W.; RAGLAND, P.C.; NISHIMORI, R.K.; GREENBERG, J.K. & HAUCK S.A. 1978. Varieties of Granitic Uranium Deposits and Favorable Exploration Areas in the Eastern United States. *Economic Geology*. Vol. **73**: 1539-1555.
- ROLLINSON, R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical: 352 pp. England.
- RUIZ, C.; CORVALÁN, J.; KLOHN, C.; KLOHN, E & AGUIRRE, L. 1965. Geología y Yacimientos Metalíferos de Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas. Editorial Universitaria, S.A.: 305 pp. Santiago.
- SALAZAR, C. 2004. Ammonites del Maastrichtiano de la Formación Quiriquina, VIII Región del Bío-Bío, Chile: sistemática, bioestratigrafía y afinidades paleobiogeográficas. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 205 pp. Concepción.
- SABOT, J.L. & MAESTRO P. 1995. Lanthanides. In Kroschwitz, J.I. and Grant, M.H. (eds.), *Kirk-Othmer Encyclopedia of Chemical Technology*, John Wiley, New York. 4th edn, Vol. **14**, pp. 1091-1115.
- SALMINEN, R. 2005. Geochemical Atlas of Europe: Background Information, Methodology and Maps. Part 1. Geological Survey of Finland.: 526. Helsinki.
- SANCHEZ-MUÑOZ, L.; GARCÍA-GUINEA, J.; ZAGORSKY, V.; MOURA, O. & MODRESKI, P. 2011. K-feldespar Minerals Defined from their Twin-Structures: Application to a Preliminary Classification of Pegmatites. *Asociación Geológica Argentina*, Serie D, Publicación especial N°**14**:175-178.



- SCHNEIDERHÖHN, H. 1961. Die Erzlagerstätten der Erde. II. Die Pegmatite. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Germany.
- SERVICIO GEOLOGICO MEXICANO, SGM. 2017. Uranio.
- SIMMONS, W.B. 2007. Granitic Pegmatites: The State of the Art – International Symposium. 06th – 12th May 2007, Porto, Portugal.
- SINCLAIR, A. J. 1981. Application of Probability Graph in Mineral Exploration. *Association of Exploration Geochemists*. Vol. 4: 95 pp.
- SOLODOV, N.A. 1971. Scientific Principles of perspective Evaluation of Rare-Element pegmatites. Nauka, Moscow, USSR (in Russ.).
- STANGE, F. 2011. Posibles Fuentes de los Placeres Auríferos en la Cordillera de la Costa. Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 130 pp. Concepción.
- STANGE, F.; COLLAO, S. & HELLE, S. 2012. Posibles Fuentes de los Placeres Auríferos en la Cordillera de la Costa, Región del Biobío, Chile. Congreso Geológico Chileno N° 10. Actas 1: 58-60. Antofagasta.
- STERLING GLEASON, M.A. 1960. Ultraviolet Guide to Minerals. A Complete Working Manual for the Use of Ultraviolet Light in Locating and Recognizing Minerals including Field Identification Charts. Princeton, New Jersey; New York, Toronto, London (D. Van Nostrand Company, Inc.), 244 pp.
- STINNESBECK, W. 1986. Zu den faunistischen und palökologischen verhältnissen in der Quiriquina Formation (Maastrichtium) Zentral-Chiles.- *Palaeontographica Abt. A*, Bd. 194, Lfg. 4-6: 99-237 p. Stuttgart.
- SU, W. 2009. Economic and Policy Analysis of China's Rare Earth Industry. *China Financial and Economic Publishing House, Beijing*.
- SUAZO, H. 2005. Estudio Petrográfico, Mineralógico y Geoquímico de los Intrusivos Jurasicos de la Cordillera de la Costa VII Región del Maule y VIII Región del Bío-Bío. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 140 pp. Concepción.
- SUN, S. & McDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In *Magmatism of Ocean Basins*. *Geological Society*. Special Publication N° 42: 313-345.
- THOMAS, R. & DAVIDSON, P. 2012. Water in Granite and Pegmatite-forming Melts. *Ore Geology Reviews*. Vol. 46: 32-46.

- THOMAS, R., DAVIDSON, P. & BEURLIN, H. 2012. The competing models for the origin and internal evolution of granitic pegmatites in the light of melt and fluid inclusion research. *Mineralogy and Petrology* N° **106**: 55 – 73p.
- THOMAS, R. & DAVIDSON, P. 2016. Revisiting complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids, and the extreme enrichment of some elements in the supercritical state - Consequences for the formation of pegmatites and ore deposits. *Ore Geology Reviews* N° **72**: 1088–1101p.
- TOWNLEY, B.; MAKSAEV, V.; PALACIOS, C.; LAHSEN, A. & PARADA, M. 1999. Base and Precious Metals Geochemistry of Rock Units of the Mainland Aysén Region, Chilean Patagonia. *Journal of Geochemical Exploration*. N° **68**: 21-46
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. 1961. Distribution of the Elements in some Major Units of the Earth's Crust. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **72**: 175-192.
- URIEL, E. 1995. Análisis de Datos: Series Temporales y Análisis Multivariante. Editorial AC. Madrid. pp. 343.
- U.S. DEPARTMENT OF ENERGY. 2012. Critical Materials Strategy.
- VÁSQUEZ, P. 2001. Petrología y Geotermobarometría del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa entre los 36°30' S y 38°00' S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 170 pp., Concepción.
- VÁSQUEZ, P & GERHARD, F. 2008. The Triassic Cobquecura Pluton (Central Chile): An example of Fayalite-bearing A-type Intrusive Massif at a Continental Margin. *Tectonophysics*. Vol. **459**, (1-4): 66-84.
- VÁSQUEZ, P.; GLODNY, J.; FRANZ, G.; FREI, D. & ROMER, R.L. 2011. Early Mesozoic Plutonism of the Cordillera de la Costa (34°-37°S), Chile: Constraints on the Onset of the Andean Orogeny. *The Journal of Geology*. Vol. **119**. No. **2**: 159-184.
- VELÁSQUEZ, R.; COLLAO, S. & FIGUEROA, O. 2012. Zonación Mineralógica de la Pegmatita Poñen en el Batolito Costero del Sur, Región del Biobío-Chile. XIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta.
- VELÁSQUEZ, R. 2012. Petrografía y Mineralogía de la Pegmatita Granítica Poñen e Intrusivos en el Batolito Costero del Sur, Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 107 pp., Concepción.

- VINOGRADOV, A.P. 1962. Average Contents of Chemical Elements in the Principal Types of Igneous Rocks of the Earth's Crust. *Geochemistry*. N°. 7: 641-664.
- VULCAN, T. 2008. Rare Earth Metals: Not do Rare, but Still Valuable. *Hardassetsinvestor, Features And Interviews*.
- WILLNER, A.P., 2005. Pressure–Temperature Evolution of a Late Palaeozoic Paired Metamorphic Belt in North–Central Chile (34°–35°30'S). *Journal of Petrology*.N°.46: 1805-1833.
- WILLNER, A.P.; GERDES, A. & MASSONNE, H.J. 2008. History of Crustal Growth and Recycling at the Pacific Convergent Margin of South America at Latitudes 29°–36° S Revealed by a U–Pb and Lu–Hf Isotope Study of Detrital Zircon from Late Paleozoic Accretionary Systems. *Chemical Geology*. N°. 253: 114-129.
- WILLNER, A.P.; THOMSON, S.; KRÖNER, A.; WARTHÖ, J.; WIJBRANS, J. & HERVÉ, F. 2005. Time Markers for the Evolution and Exhumation History of a Late Palaeozoic Paired Metamorphic Belt in North-Central Chile (34°-35°30'S). *Journal of Petrology*. Vol. 46, N°. 9: 1835-1858.

