



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO DE LA REGIÓN DE LOS
PELAMBRES (31°S) ENTRE EL CRETÁCICO SUPERIOR Y EL MIOCENO SUPERIOR:
IMPLICANCIAS PARA LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y METALOGÉNICA DE LOS
ANDES DE CHILE CENTRAL.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JEAN PAUL BERGOEING RUBILAR

PROFESOR GUÍA:

CONSTANTINO MPODOZIS MARÍN

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MIGUEL ÁNGEL PARADA

VICTOR MAKSAEV JURCHUC

SANTIAGO DE CHILE

2016

RESUMEN PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: Geólogo
POR: Jean Paul Bergoeing Rubilar
FECHA: 01/04/2016
PROFESOR GUÍA: Constantino Mpodozis

La Región de Los Pelambres ($31^{\circ}15'$ – $32^{\circ}7'S$ y $70^{\circ}15'$ – $70^{\circ}48'O$) se encuentra ubicada en la zona central de la región de subducción plana de los Andes centrales de Chile y Argentina y abarca un registro geológico que va desde el Paleozoico superior hasta el Mioceno superior. 100 análisis de geoquímica de roca total junto a 32 dataciones U-Pb en circón, efectuados en unidades ígneas que afloran en la región, permiten caracterizar la evolución geoquímica del magmatismo desde el Cretácico superior al Mioceno superior (90-8 Ma) y relacionar estas variaciones tanto con la evolución geológica local como la de otros segmentos de los Andes Centrales de Chile.

Las principales características petrográficas y geoquímicas del magmatismo en la región muestran que todas las unidades estudiadas poseen características geoquímicas de magmas generados en un arco. El Cretácico Superior se caracterizan por una bimodalidad composicional, un elevado contenido de álcalis (K_2O), mineralogía máfica anhidra y patrones planos en sus REE con anomalía negativa de Eu. Estos magmas anhidros fueron generados en condiciones extensionales bajo una corteza adelgazada y de un estado termal alto, incluyendo, posiblemente mayores aportes corticales durante su génesis y/o evolución. El magmatismo paleoceno muestra una geoquímica equivalente a la del Cretácico Superior, aunque poseen un rango composicional continuo desde basaltos hasta dacitas con menores concentraciones de Th y U. Estas similitudes muestran que la fase compresiva del Cretácico superior (fase K-T) no habría generado importantes cambios en el espesor cortical en la región. El Eoceno se caracteriza por una exclusiva ocurrencia de facies intrusivas. Intrusivos del Eoceno medio presentan pocas diferencias geoquímicas respecto a intrusivos paleocenos, mientras que los intrusivos del Eoceno superior poseen características de magmas hidratados generados a partir de mayores grados de fusión parcial en respuesta a un mayor aporte de fluidos desde la placa subductante. Sus patrones de REE se mantienen planos, indicando que la fase Incaica no habría provocado procesos de engrosamiento cortical capaces de estabilizar granate en la fuente, como es el caso de intrusivos equivalentes asociados a mineralización de Pórfido Cuprífero que afloran en la Cordillera de Domeyko. El magmatismo del Oligoceno – Mioceno inferior se caracteriza por un rango composicional que va desde basaltos a riolitas que muestran diferencias espaciales en su geoquímica. Las principales diferencias reconocidas entre las unidades de este periodo incluyen patrones más inclinados en las REE y una mayor ocurrencia de anfíbola en el magmatismo del extremo más oriental, lo que se asociaría a una génesis más profunda fuera del contexto de la cuenca extensional de Abanico. Los cambios geoquímicos más importantes se observan a partir del Mioceno medio e implican cambios importantes en el espesor cortical de la región a partir de los 18 Ma. Estas condiciones habrían favorecido la génesis de los cuerpos mineralizados en Los Pelambres y El Altar (Mioceno superior), la que coincide con uno de los periodos de mayor alzamiento en los Andes Centrales de Chile, durante el cual se habrían alcanzado espesores corticales necesarios para estabilizar granate en la fuente de los magmas, generando así su particular señal “adakítica”.

Para M.T. y J.C., con amor

“La inspiración no es privilegio exclusivo de los poetas ni de los artistas en general. Hay, hubo, habrá siempre un número de personas en quienes de vez en cuando se despierta la inspiración. A este grupo pertenecen los que escogen su trabajo y lo cumplen con amor e imaginación. Hay médicos así, hay maestros, hay también jardineros y centenares de oficios más. Su trabajo puede ser una aventura sin fin, a condición de que sepan encontrar en él nuevos desafíos cada vez. Sin importar los esfuerzos y fracasos, su inquietud no desfallece. De cada problema resuelto surge un enjambre de nuevas preguntas. La inspiración, cualquier cosa que sea, nace de un perpetuo “no lo sé”.

Por lo anterior, estimo altamente estas dos pequeñas palabras: “no sé”. Pequeñas, pero dotadas de alas para el vuelo. Nos agrandan la vida hasta una dimensión que no cabe en nosotros mismos y hasta el tamaño en el que está suspendida nuestra Tierra diminuta. Si Isaac Newton no se hubiera dicho “no sé”, las manzanas en su jardín podrían seguir cayendo como granizo, y él, en el mejor de los casos, solamente se inclinaría para recogerlas y comérselas.”

Wisława Szymborska

Extracto del discurso de recepción del Premio Nobel de Literatura, 1996

Tabla de contenido

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA	1
1.2. OBJETIVOS	2
1.3. METODOLOGÍA	3
2. MARCO TECTÓNICO DE LA REGIÓN DE LOS PELAMBRES	5
3. MARCO GEOLÓGICO Y GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE LOS PELAMBRES.....	9
3.1. EL BASAMENTO PALEOZOICO-TRIÁSICO	14
3.2. LAS SECUENCIAS SEDIMENTARIAS DEL JURÁSICO-CRETÁCICO INFERIOR DEL EXTREMO N DE LA CUENCA DEL NEUQUÉN	15
3.3. SECUENCIAS VOLCÁNICAS Y SEDIMENTARIAS DEL CRETÁCICO MEDIO Y SUPERIOR.....	17
3.4. SECUENCIAS VOLCÁNICAS E INTRUSIVOS PALEOCENOS	20
3.5. EOCENO	21
3.6. LAS UNIDADES VOLCÁNICAS E INTRUSIVAS DEL OLIGOCENO SUPERIOR - MIOCENO INFERIOR.....	23
3.7. MIOCENO INFERIOR: LA SECUENCIA VOLCÁNICA LAGUNA DEL PELADO E INTRUSIVOS DE CA. 18 MA.....	27
3.8. INTRUSIVOS DE DEL MIOCENO MEDIO: EL STOCK DE LOS PELAMBRES, LOS PÓRFIDOS DE RÍO SANTA CRUZ Y LA FASE 3 DEL COMPLEJO INTRUSIVO CHALINGA.....	28
3.9. MIOCENO SUPERIOR: LOS PÓRFIDOS ASOCIADOS A LA MINERALIZACIÓN DE LOS PELAMBRES, EL PACHÓN Y EL ALTAR-PIUQUENES (12-8 MA).....	29
3.10. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	30
4. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA	32
4.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL MAGMATISMO DE LA REGIÓN DE LOS PELAMBRES	33
4.2. ANÁLISIS TEMPORAL	39
4.2.1. <i>Cretácico Superior (90-70 Ma)</i>	39
4.2.2. <i>Paleoceno (64 - 58 Ma)</i>	42
4.2.3. <i>Eoceno (43-34 Ma)</i>	45
4.2.4. <i>Oligoceno superior - Mioceno inferior (30-20 Ma)</i>	49
4.2.5. <i>Mioceno inferior (ca. 18 Ma)</i>	59
4.2.6. <i>Mioceno medio (16-14 Ma)</i>	66
4.2.7. <i>Mioceno superior (10-8 Ma)</i>	69
5. DISCUSIÓN.....	72
5.1. CRETÁCICO SUPERIOR (90-70 MA): MAGMATISMO EN UNA CORTEZA RELATIVAMENTE ADELGAZADA	72
5.2. PALEOCENO (64-58 MA): DÉBILES CONSECUENCIAS DE LA FASE DE DEFORMACIÓN K-T.....	73
5.3. EOCENO (43-34 MA): LA APARICIÓN DE LA ANFÍBOLA	75
5.4. OLIGOCENO SUPERIOR- MIOCENO INFERIOR (30-20 MA): MAGMATISMO EN EL EXTREMO SEPTENTRIONAL DE LA “CUENCA DE ABANICO”	79
5.6. MIOCENO INFERIOR (CA. 18 MA): PREDOMINANCIA DE LA ANFÍBOLA COMO FASE FRACCIONADA, EN LA ZONA ORIENTAL, PAULATINO ENGROSAMIENTO CORTICAL.	83
5.7. MIOCENO MEDIO (16-14 MA): INFLUENCIA DE LA SOMERIZACIÓN DE LA PLACA SUBDUCTANTE Y LOS INTRUSIVOS PRECURSORES DE LA MINERALIZACIÓN CUPRÍFERA Y	86
5.8. MIOCENO SUPERIOR (10-8 MA): EL SIGNIFICADO DE LOS MAGMAS “ADAKÍTICOS”	87
6 CONCLUSIONES.....	94

6.	BIBLIOGRAFÍA.....	96
7.	ANEXOS.....	112
7.1.	ANEXO A.....	112
7.2.	ANEXO B.....	114
7.3.	ANEXO C.....	116
7.4.	ANEXO D.....	117
7.5.	ANEXO E.....	118
7.6.	ANEXO F.....	120
7.7.	ANEXO G: DIAGRAMAS DE RAZONES DE ELEMENTOS QUÍMICOS DE INTERÉS PARA TODAS LAS UNIDADES DE LA REGIÓN DE LOS PELAMBRES (CRETÁCICO SUPERIOR – MIOCENO SUPERIOR).	121
7.8.	ANEXO H: ANÁLISIS QUÍMICOS MUESTRAS REGIÓN DE LOS PELAMBRES.....	125

1. Introducción

1.1. Presentación del problema

El estudio petrogenético de las rocas ígneas generadas en los márgenes activos de placa es fundamental para establecer el contexto geotectónico en el que se generan los magmas y dar pistas acerca de los principales procesos tectónicos y corticales involucrados en su génesis. Los Andes Centrales constituyen un ejemplo típico de un arco continental construido en un margen activo de placas en el que se han registrado importantes cambios en el estilo tectónico durante su evolución (e.g. Mpodozis y Cornejo, 2012).

Hasta la fecha los trabajos enfocados a comprender la relación entre tectónica y magmatismo entre los 31° a 32°S son escasos, debido a la falta de mapas geológicos precisos y datos geocronológicos que permitieran establecer con certeza los distintos eventos magmáticos. Esta situación contrasta con lo que ocurre entre los 32° S y 34° S donde se han efectuado numerosos estudios al respecto, tanto en las secuencia volcánicas terciarias (Sellés, 1999a,b; Nyström et al., 2003; Muñoz et al., 2006; Montecinos et al., 2008) como en los intrusivos asociados a la mineralización en la zona de río Blanco-Los Broces y El Teniente Pórfido; (Skewes y Stern, 1995; Kay et al., 1999; Skewes et al., 2002; Kay et al., 2005). Aunque estos estudios han permitido caracterizar la evolución magmática y sus relaciones con procesos tectónicos tales como erosión tectónica, engrosamiento cortical y delaminación en dicha región, se han limitado temporalmente al análisis de las rocas neógenas, no abarcando periodos mayores a los últimos 25 Ma.

Los trabajos efectuados en el Distrito Los Pelambres por Antofagasta Minerals (Mpodozis et al., 2009, Perelló et al, 2012; Mpodozis, 2015) que incluyen numerosas dataciones U-Pb y análisis de geoquímica de roca total han permitido precisar en detalle los eventos magmáticos ocurridos en esa zona entre el Cretácico superior y el Mioceno y efectuar un análisis preciso de la evolución magmática de esa zona en un lapso temporal mayor que el conocido para la Cordillera entre los 32°-34°S. El estudio petroquímico de estas unidades permitiría no sólo comparar la evolución magmática de la región de Los Pelambres con la zona cercana a Santiago-Rancagua, sino que también caracterizar los rasgos geoquímicos mayores de eventos más antiguos, aún poco estudiados en zonas ubicadas más al sur.

1.2.Objetivos

El objetivo principal de esta memoria es caracterizar la geoquímica de las unidades ígneas que afloran en la Región de Los Pelambres cuyas edades están constreñidas entre el Cretácico Superior y el Mioceno superior (90 a 8 Ma), de tal forma de establecer las relaciones entre los procesos magmáticos, de evolución tectónica y metalogénica de la región.

Las principales preguntas a resolver son las siguientes:

- ¿Cómo ha sido la evolución geoquímica del magmatismo en la región de Los Pelambres desde el Cretácico superior al Mioceno y cómo esta se correlaciona con la evolución tectónica regional?
- ¿Qué procesos tectónicos han quedado “registrados” en la química de las rocas ígneas de la región?
- ¿Cómo la evolución magmática de la región condicionó la formación del yacimiento de pórfido súper gigante de Los Pelambres?

Responder a estas interrogantes supone cumplir con los siguientes objetivos específicos:

1.- Caracterizar la geoquímica las rocas volcánicas e intrusivas con edades comprendida entre el Cretácico superior y el Mioceno expuestas en la en la región de Los Pelambres.

2.- Proponer modelos petrogenéticos para los distintos eventos magmáticos reconocidos a partir de las características geoquímicas de las rocas estudiadas considerando el contexto geológico regional.

3.- Comparar la evolución magmática con la de regiones ubicadas tanto al sur como al norte del Distrito Los Pelambres.

1.3. Metodología

Para cumplir con los objetivos fijados en el capítulo anterior en este trabajo se analizan los datos de geoquímica de elementos mayores, traza y tierras raras de las rocas ígneas con edades comprendidas entre el Cretácico superior y el Mioceno que afloran en la región de Los Pelambres.

Las muestras analizadas en esta memoria (geoquímica de roca total y geocronología) fueron recolectadas durante los trabajos de mapeo regional efectuados por Antofagasta Minerals S.A entorno al distrito de Los Pelambres, de tal forma de proveer un universo de muestras que fuese representativo en términos de distribución de edades, unidades geológicas y de posición geográfica.

Geoquímica de roca total

Los análisis químicos fueron realizados en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMÍN) en Santiago. Para la presentación de los análisis geoquímicos se utilizó el *software GeoChemical Data toolkit* (GCDKit, Janoušek et al., 2006), el que incluye diagramas básicos de clasificación geoquímica y una extensa base de datos de normalización.

El tratamiento de datos incluye una recalculación en el contenido de elementos mayores a una base anhidra. Todos aquellos análisis que presentaban un índice de L.O.I > 3.5 fueron descartados, obteniéndose un universo de muestras de 100 análisis geoquímicos de roca total (65 rocas intrusivas y 35 rocas volcánicas), y 32 dataciones U-Pb en circón (Ver Tabla 4 y secciones 7.1 y 7.7 en anexos).

SERNAGEOMIN

Para la medición de elementos mayores, la muestra fue fundida con una mezcla de metaborato de litio-tetraborato de litio 1:3. La dilución muestra-mezcla fundente corresponde a 1:10 obteniéndose un perla. La perla fue medida en un equipo de FRX modelo AXIOS, marca PANalytical. Para el análisis de elementos traza se pesaron 2.7 g de muestra, se mezclaron con cera vegetal y se prensaron a 300KN; esta pastilla prensada se midió, de igual forma que para los elementos mayores, en un equipo de FRX modelo AXIOS, marca PANalytical. Para el análisis de tierras raras y elementos trazas especiales se empleó espectrometría de ICP-MS. La muestra se sometió a una fusión alcalina de Tetraborato de Litio-Carbonato de Sodio 1:4, la que una vez fría fue disuelta en HNO₃ 1:2.

Geocronología

La geocronología de las unidades ígneas consiste en dataciones U-Pb en circones ígneos realizadas en el *Arizona LaserChron Center* de la Universidad de Arizona mediante LA-MC-ICPMS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry). La selección de circones se realizó mediante SEM para la generación de imágenes BSE (*back-scattered electrons*) y CL (*cathodoluminescence*).

Para la medición de las concentraciones isotópicas, el espectrómetro de masas utilizado fue una *GVI Isoprobe* acoplada a un sistema de ablación láser de una longitud de onda de 193 nm (ArF Excimer DUV193). El diámetro de impacto utilizado para el láser fue de 25 a 35 μm y la profundidad de ablación de 15 μm .

Las correcciones de Pb común se realizaron considerando el ^{204}Pb medido y asumiendo una composición inicial de Pb de Stacey y Kramers (1975). Para cada análisis, los errores en la determinación de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ resultan en un error de medición de ~1-2% (a 2-sigma) en la edad de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Los errores en la determinación de $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ también resultan en un ~1-2% (a 2-sigma) para granos que son mayores a 1.0 Ga. Especificaciones técnicas de los instrumentos utilizados, tratamiento de muestras, y detalles de correcciones por Pb común están descritos en Gehrels et al. (2006).

2. Marco tectónico de la Región de Los Pelambres

La zona de estudio (en adelante referida como la región de Los Pelambres) se ubica entre los $31^{\circ}15'$ – $32^{\circ}7'$ latitud Sur y los $70^{\circ}15'$ – $70^{\circ}48'$ longitud Oeste, en la actual zona de subducción plana (*flat slab*) chileno-pampeana, desarrollada en el margen andino entre los 27 y 33°S a partir del Mioceno (Fig. 1 y Fig. 2) (Cahill e Iacks, 1992, Jordan et al., 1983, Ramos et al, 2002, Mpodozis y Kay, 2002; Gans et al, 2011; Marot et al, 2014). El comienzo de la subducción casi ortogonal de la Dorsal de Juan Fernández a los 10 Ma bajo la región de Los Pelambres (Yañez et al. 2001) ha llevado a diversos autores a plantear una relación de causalidad entre el proceso de somerización de la placa de Nazca y la subducción de este elemento oceánico (e.g. Pilger, 1981; Jordan et al., 1983; Gutscher et al., 2000; Martinod et al, 2005). Trabajos recientes como los de Manea et al (2012) han señalado, sin embargo, que no existe una relación directa entre la subducción de dorsales asísmicas y la formación de zonas de subducción de bajo ángulo, indicando que esta se debería, en parte, a factores tales como diferencias en el espesor de la placa superior acoplados con procesos de “*trench roll-back*”.

La zona de subducción plana chileno-pampeana se caracteriza por una ausencia de volcanismo activo y por una morfología diferente a la de segmentos de los Andes donde la subducción es más empinada. Esta morfología sería producto de la propagación de la deformación hacia el antepaís como resultado del mayor acople mecánico existente entre las placas de Nazca y Sudamericana debido al bajo ángulo de subducción (Jordan et al, 1983, Ramos y Folguera, 2009, Martinod et al., 2013). Desde el punto de vista morfoestructural, las unidades reconocidas, de este a oeste, corresponden a las Sierras Pampeanas, Precordillera, Cordillera Frontal, Cordillera Principal y Cordillera de la Costa (Fig. 2).

Las **Sierras Pampeanas** corresponden a una serie de bloques de basamento metamórfico/cristalino de edad proterozoica-paleozoica inferior, asociados al terreno exótico de Pampia (Jordan et al, 1983; Ramos, et al. 1986; Rapela et al., 2001) limitados por fallas inversas de alto ángulo que forma una característica provincia tectónica deformada en estilo de piel gruesa (“*thick-skinned*”) exhumada y alzada de forma diacrónica durante el Mioceno- Pleistoceno superior, empezando a los 7.6 a 6 Ma en Sierra de Aconquija (27°S), 4.5 a 4.19 Ma en Sierra de Famatina (29°S), 5.5 a 4,7 Ma en Sierra de Pocho (31°S), y c.a 2.6 Ma en la Sierra de San Luis (33°S) (Ramos et al., 2002; Löbens et al, 2013). Sobre estos se encuentran algunos centros volcánicos de reducido volumen del Mioceno tardío al Plioceno temprano (Kay y Abruzzi, 1996; Kay y Mpodozis, 2002) asociados a la migración del magmatismo hacia el este durante la disminución del ángulo de subducción de la placa de Nazca durante el Mioceno. El alzamiento de las Sierras Pampeanas ha sido la respuesta a los intensos procesos de acortamiento cortical que han sido registrados en torno a los 30°S , similar a lo registrado en Perú (10°S) con el alzamiento del Fitzcarrald Arch, donde la geometría de la subducción es similar a lo observado en los Andes de Chile Central (Espurt et al., 2009; Fig. 1B).

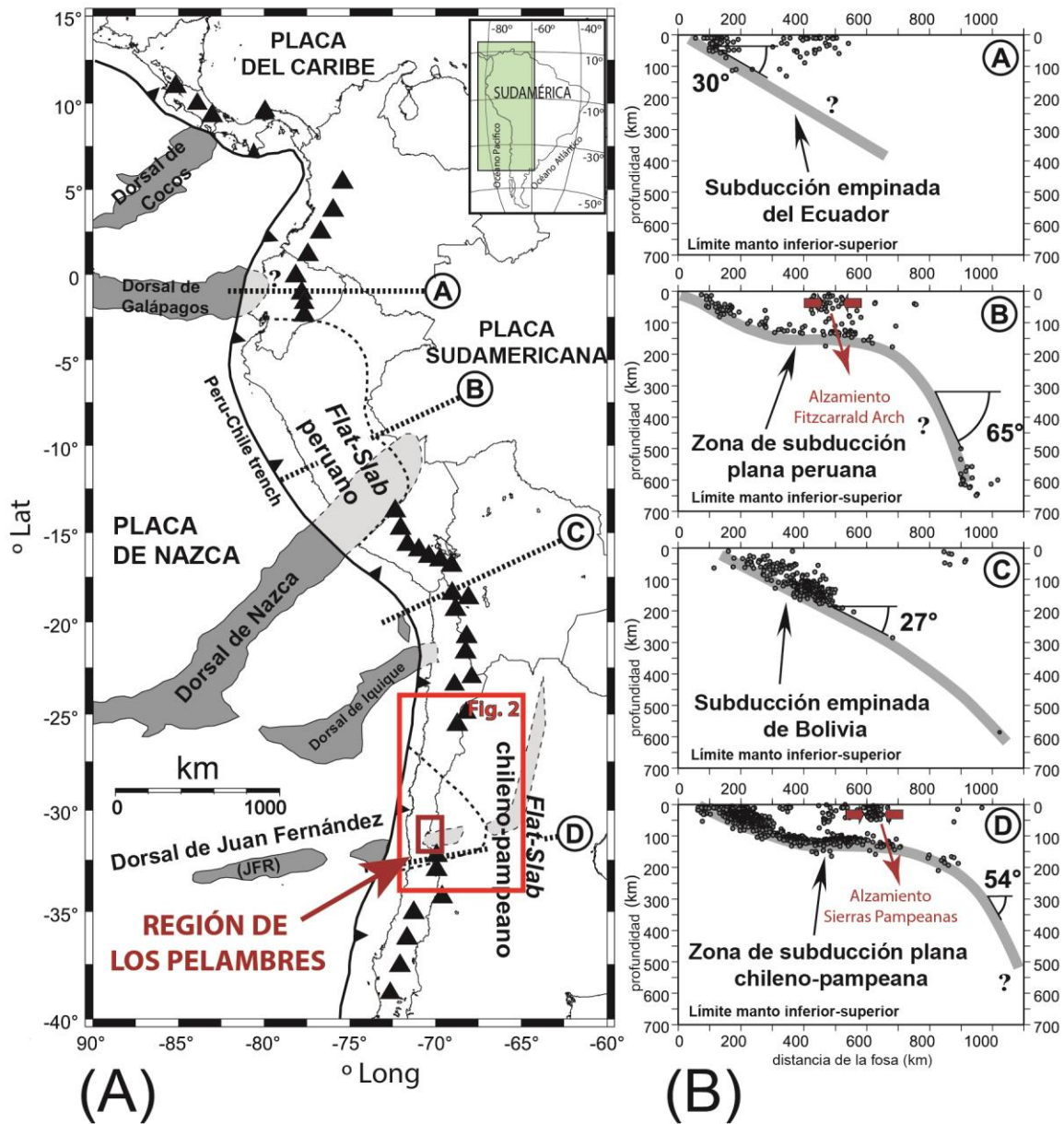


Fig. 1: (A) Configuración tectónica del margen andino entre los 15°N y los 40°S y los 90° y los -60°O. Recuadro rojo pequeño muestra la ubicación de la Región de Los Pelambres. En áreas grises trazas de las principales dorsales oceánicas actualmente subduciendo bajo el margen andino. Triángulos negros representan el arco volcánico andino actual. Se incluye la ubicación de las zonas de subducción plana (*flat slab*) peruana y chileno-pampeana. (B). Geometría de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana en distintos segmentos de los Andes interpretada a partir de datos sísmicos; flechas rojas indican los máximos acortamientos corticales registrados en el margen occidental de Sudamérica (Gutscher et al., 2000). Imagen modificada de Espurt et al. (2010).

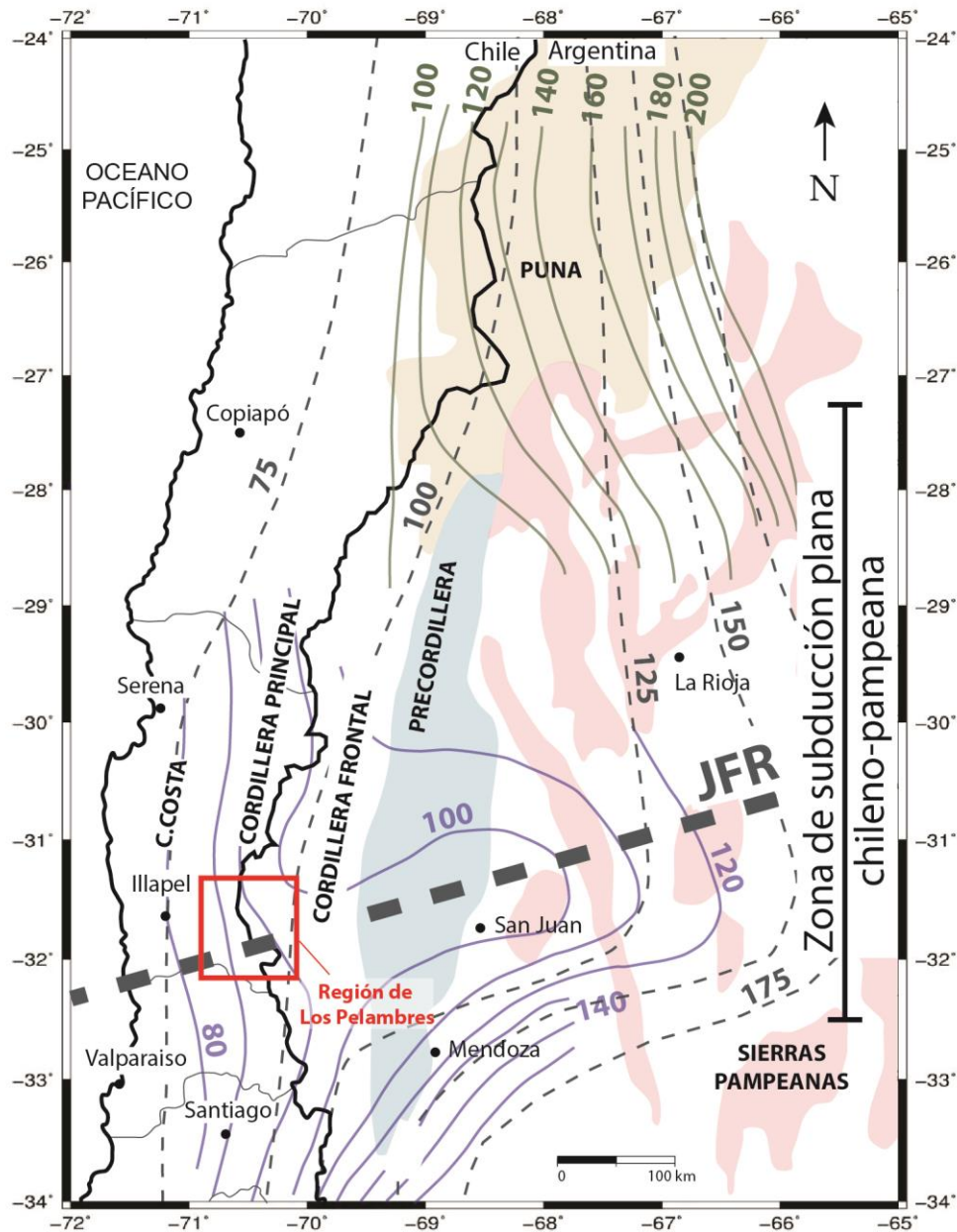


Fig. 2: Contexto tectono-morfoestructural de la zona de subducción plana chileno-pampeana y ubicación de la región de Los Pelambres (recuadro rojo). Línea punteada gruesa representa la actual traza de la Dorsal de Juan Fernández (JFR) (Yáñez et al. 2001). Líneas punteadas delgadas, líneas continuas azules y líneas continuas verdes corresponden a la profundidad de la zona de Wadati-Benioff de Cahill e Isacks (1992), Anderson et al. (2007) y Mulcahy et al. (2012), respectivamente. Las unidades morfoestructónicas reconocidas a la latitud de la Región de Los Pelambres corresponden, de este a oeste, a las Sierras Pampeanas (áreas rojas), la Precordillera (área verde), la Cordillera Frontal, la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa, y la Puna (área café) hacia el norte (extraídas de Ramos y Folguera, 2009). Imagen modificada de Mulcahy (2012).

La **Precordillera** es una faja plegada y corrida caracterizada por deformación de piel delgada (“*thin skinned*”), desarrollada entre los 29° y 33°S. A la latitud de Los Pelambres (~31 a 32°S), comprende una sucesión de rocas carbonatadas siliciclásticas de plataformas someras, que cubren en discordancia a rocas metamórfica de edad “grenvilliana” que forman parte del bloque exótico de Cuyania, acrecionado al margen occidental de Gondwana durante el Ordovícico (Ramos et al., 1986; Thomas et al, 2012). La Faja Plegada y Corrida de la Precordillera se caracteriza por poseer una vergencia este y se habría formado durante el Neógeno. De forma similar a lo observado en las Sierras Pampeanas, la deformación en la Precordillera a fue diacrónico, iniciándose en Las Juntas (29°S) aproximadamente a los 18 Ma, en Río Azul (30°30’) a los 10 Ma, a lo largo del Río San Juan (31°30’) a los 8 Ma y hace menos de 5 Ma a la latitud de Santiago (~ 33°S) (Jordan et al, 1993; Ramos et al. 2002; Vergés et al. 2001; Allmendinger y Judge, 2014). Su extremo oriental, en el límite con las Sierras Pampeanas, incluye una serie de fallas inversas de vergencia al este que afectan al basamento en estilo de piel gruesa (Zapata y Allmendinger, 1996).

La **Cordillera Frontal**, por su parte, está conformada principalmente por secuencias volcánicas y sedimentarias junto a unidades intrusivas del Paleozoico superior-Triásico asociadas al extenso magmatismo del Grupo Choiyoi (Mpodozis y Kay, 1990; Llambías y Sato, 1990; Sato y Llambías, 1993). Estudios estructurales y geológicos en la vertiente argentina de Los Andes indican que el levantamiento de los grandes cordones que la conforman habría ocurrido entre los 14 y los 10 Ma (Pérez, 1995; Pérez y Ramos, 1996).

La **Cordillera Principal**, al oeste, está compuesta por secuencias estratificadas e intrusivos del Mesozoico y Cenozoico, aflorantes en su flanco occidental. Las más antiguas incluyen en la Región de los Pelambres depósitos volcanoclásticos del Triásico asociados al relleno del “Sistema de Rift del Mercedario” (Álvarez y Ramos 1999; Cristallini y Ramos 2000), junto a depósitos sedimentarios marinos y continentales, del Jurásico- Cretácico inferior, que han sido interpretadas como depósitos del extremo norte de la Cuenca de Neuquén (Mpodozis y Ramos 1990; Cristallini y Ramos, 2000). Las secuencias mesozoicas se encuentran cubiertas por depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Cenozoico intruidas por plutones terciarios (Mpodozis et al., 2009) y afectadas por deformación compresiva que se habría iniciado aproximadamente entre los 20 y 18 Ma (Cristallini et al., 1995; Ramos et al., 1996a, 1996b, 2002; Mpodozis et al., 2009).

Finalmente, la **Cordillera de la Costa** está conformada por complejos metamórficos que han sido interpretadas como parte de un prisma de acreción activo en el margen occidental de Gondwana a finales del Paleozoico (Rivano y Sepúlveda, 1991; Willner et al, 2005). Estos complejos se encuentra cubiertos en discordancia por secuencias sedimentarais y volcánicas del Triásico superior al Cretácio, y se encuentran intruidas por cuerpos plutónicos cuyas edades van desde el Jurásico al Eoceno (Rivano y Sepúlveda, 1991; Mpodozis et al., 2009), siendo estos progresivamente más jóvenes hacia el este.

3. Marco Geológico y Geología de la región de Los Pelambres

Trabajos que describen la geología regional a estas latitudes incluyen, entre otros, los de Rivano y Sepúlveda (1991), Álvarez (1996a, 2006), Cristallini et al. (1995), Mpodozis et al. (2009), Perelló et al (2012), Mpodozis y Cornejo (2012).

La Fig. 3 es un mapa geológico simplificado del mapa 1:1.000.000 de Chile (Mpodozis y Cornejo, 2012) donde se muestra la distribución de las principales unidades definidas en territorio chileno a la latitud de la región de Los Pelambres. Las unidades más occidentales (extremo occidental de la Cordillera de la Costa) incluyen rocas del Paleozoico, Triásico y Jurásico. El Paleozoico está representado por tres unidades formacionales, consistentes en el Complejo Metamórfico del Choapa (Rivano y Sepúlveda, 1991) de edad pérmica-triásica que representaría a un prisma de acreción activo en el margen occidental de Gondwana hasta, al menos, el Paleozoico superior; junto a las formaciones Arrayán (devónica) y Huentelauquén (carbonífero-pérmica), conformadas por sedimentitas interpretadas como abanicos submarinos asociados a una plataforma somera. Estas unidades se encuentran cubiertas en discordancia por rocas triásicas de las formaciones El Quereo (Triásico Medio) y Pichidanguí (Triásico Tardío). La primera ha sido interpretada como el producto de la acción de deltas y ríos en un ambiente transicional a marino, mientras que la segunda incluye niveles volcánicos interpretados como turbiditas piroclásticas asociadas a un volcanismo explosivo. Las unidades estratificadas paleozoicas y triásicas se encuentran intruidas por cuerpos jurásicos de la Superunidad Mincha, la que constituye a la franja más occidental de intrusivos en la región y que representarían a las raíces del arco jurásico.

En el extremo oriental de la Cordillera de la Costa afloran unidades estratificadas sedimentarias y volcanosedimentarias cretácicas, las que incluyen a la Fm. Arqueros (Aguirre y Egert, 1962, 1965), de edad cretácica inferior; la Formación Quebrada Marquesa (Aguirre y Egert, 1962), de edad neocomiana superior; y la Formación Salamanca (Rivano y Sepúlveda, 1991). Estas unidades se encuentran intruidas por cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas, los que incluyen, de más viejo a más joven, al Batolito Illapel (Rivano et al., 1985) de edad cretácica inferior, cuerpos intrusivos del Cretácico Superior e intrusivos cenozoicos del Paleoceno, Eoceno y Mioceno.

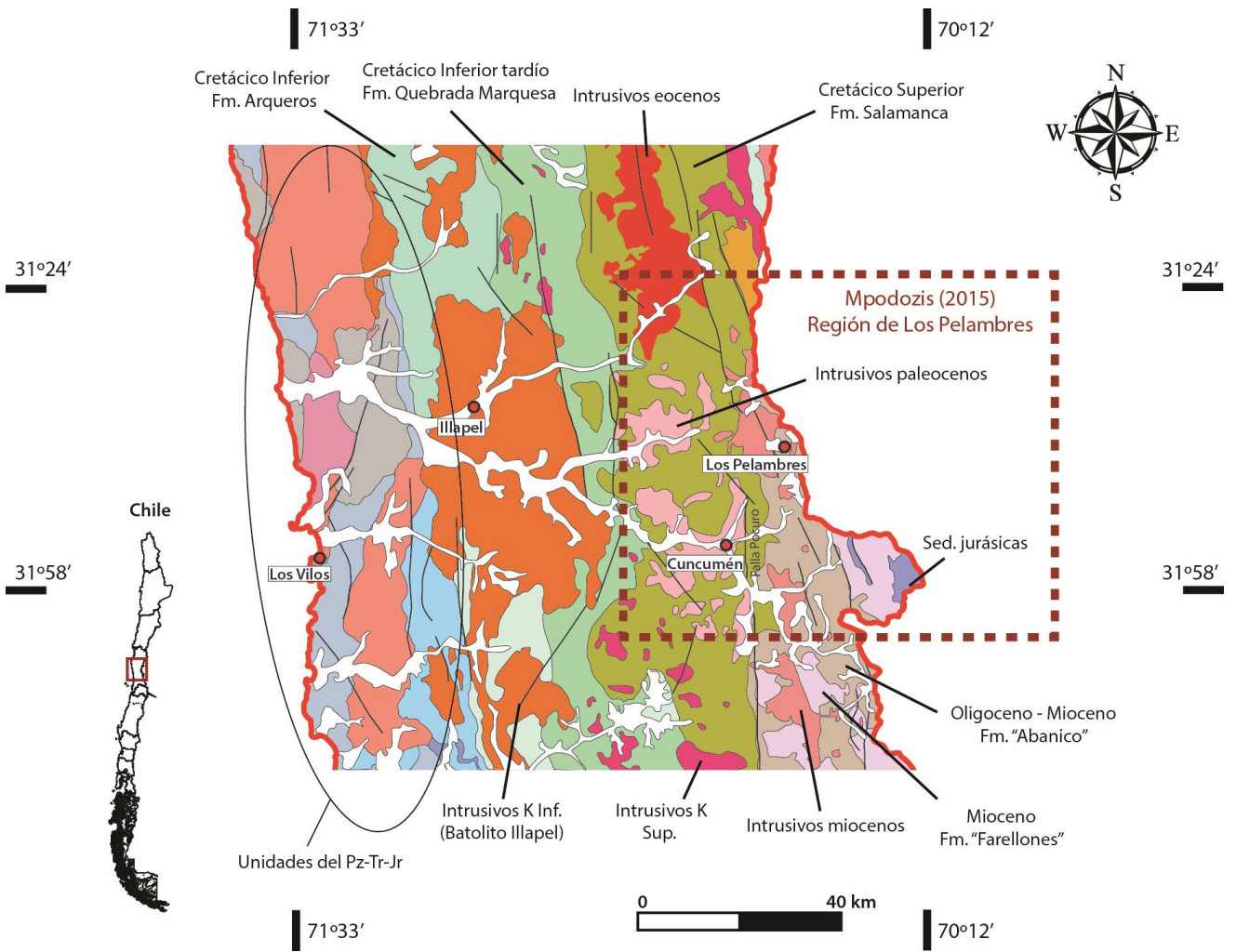


Fig. 3: Geología regional del margen andino a la latitud de la región de Los Pelambres (recuadro punteado). Mapa modificado de la Geología de Chile escala 1:1.000.000 (Mpodozis y Cornejo, 2012).

La geología de la región de Los Pelambres fue estudiada recientemente por Mpodozis (2015) en el contexto de la elaboración del Mapa de Los Pelambres, escala 1:75.000. La región incluye un registro geológico que abarca desde el Paleozoico superior hasta el Mioceno superior. Las relaciones estructurales en la región de Los Pelambres permiten distinguir cuatro dominios que controlan la geología de la zona de estudio, limitados por fallas regionales inversas de alto ángulo de rumbos N a NNW y vergencia en ambas direcciones (Falla Santa Cruz, Falla Mondaquita, Falla Los Pelambres, Falla Pantanosa y Fallas Totoral y Gonzáles) (Mpodozis et al., 2009) (Fig. 4).

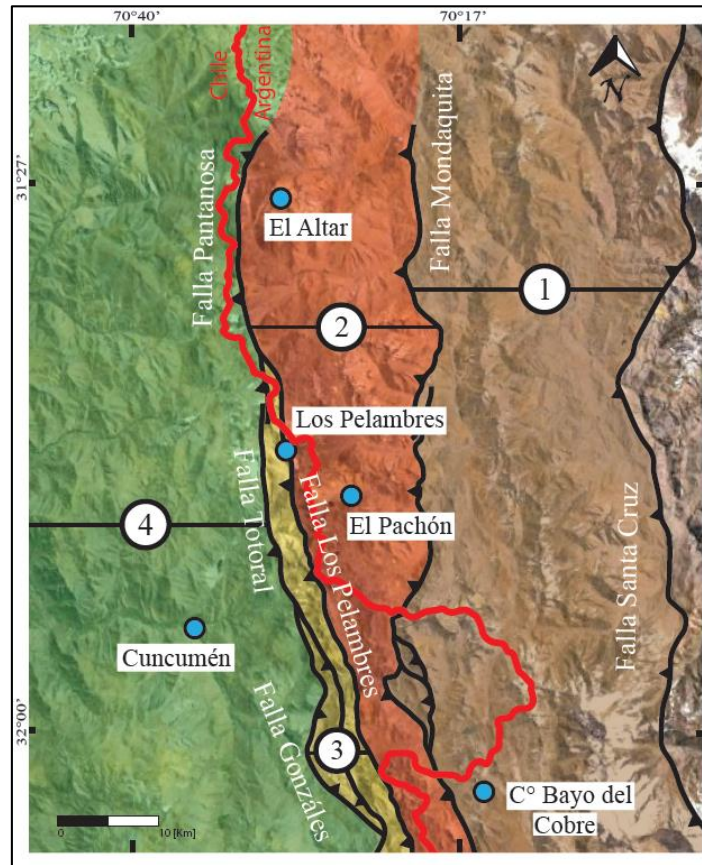
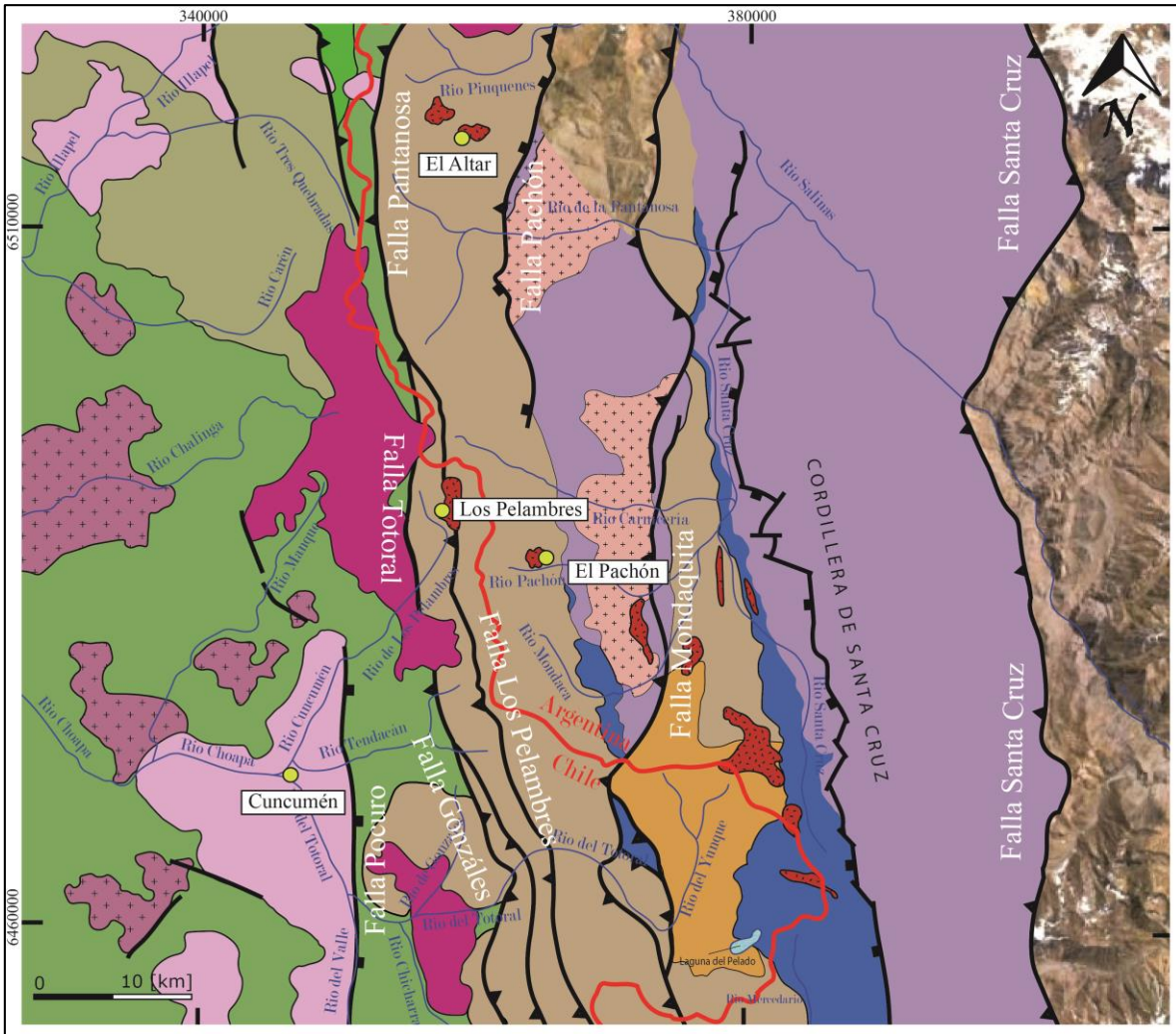


Fig. 4: Dominios estructurales de la región de Los pelambres (modificado de Mpodozis et al, 2009). Círculos con números indican el dominio. Las fallas Santa Cruz y Mondaquita acomodan deformación en un estilo de escama gruesa, mientras que las fallas Pantanosa, Totoral, Pelambres y Gonzáles lo hacen en un estilo de escama delgada (ver sección 3.10, pág. 30).

El **Dominio 1** entre las *Fallas Santa Cruz* y *Mondaquita* (Fig. 4; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) se caracteriza por presentar un estilo de deformación de escama gruesa que expone el basamento paleozoico y su cobertura mesozoica, junto secuencias volcano-sedimentarias miocenas (Fig. 5). Estas unidades, inclinadas al oeste, están intruidas por stocks y diques dacíticos a granodioríticos, con edades comprendidas entre los 15 a 10 Ma (Mpodozis et al., 2009). El **Dominio 2**, entre las *Fallas Mondaquita* y *Los Pelambres* está formado, principalmente, por extensos afloramientos de rocas volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno inferior (Formación Pachón) que cubre en discordancia a secuencias sedimentarias mesozoicas y están intruidas por stocks y diques miocenos. El **Dominio 3** está formado, principalmente, por una estrecha faja de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias muy deformadas del Oligoceno superior-Mioceno (Formación Los Pelambres), mientras que el **Dominio 4**, se extiende hacia el oeste de las Fallas Gonzáles y Totoral e incluye a secuencias volcánicas y sedimentarias del Cretácico superior junto a intrusivos del Paleoceno al Mioceno inferior aflorantes en el extremo oriental de la Cordillera de la Costa y a secuencias volcánicas del Oligoceno superior – Mioceno inferior (Estratos de Río Chicharra) (Fig. 5).

En las páginas siguientes se realiza una descripción de la Geología de la Región de Los Pelambres, la que constituye una síntesis de la leyenda expandida del mapa regional escala 1:75.000 elaborado por Mpodozis (2015).



Unidades Estratificadas

-  Secuencia volcánica del Mioceno inferior (19-18 Ma)
-  Secuencias volcánicas del Oligoceno superior - Mioceno inferior
-  Secuencias volcánicas del Paleoceno
-  Secuencias volcánicas y sedimentarias del Cretácico
-  Secuencias sedimentarias del Jurásico - Cretácico inferior
-  Secuencias volcánicas y sedimentarias del Paleozoico superior y el Triásico

Unidades Intrusivas






-  Intrusivos del Mioceno superior (15 - 8 Ma)
-  Intrusivos del Mioceno inferior (24-14 Ma)
-  Intrusivos del Paleoceno - Eoceno (60-34 Ma)
-  Intrusivos del Cretácico superior (74-65 Ma)
-  Batolito Pico Los Sapos (Pennsylvaniano - Pérmico inf.)

Fig. 5: Mapa geológico simplificado de la región de Los Pelambres modificado del Mapa Regional escala 1:75.000 (Mpodozis, 2015). La descripción de la geología de la Región está basada en la *Leyenda Expandida del Mapa geológico del Área de Los Pelambres* presentes en dicho mapa.

3.1.El Basamento Paleozoico-Triásico

Las rocas más antiguas expuestas en la Región de Los Pelambres afloran en los dominios 1 y 2 (Fig. 4 y Fig. 5) e incluyen a secuencias sedimentarias, sin base expuesta, del Paleozoico Superior (de probable edad devónica o carbonífera) que afloran en territorio argentino, entre los ríos Carnicería y Mondaca, y los ríos La Pantanosa y Piuquenes. Se componen principalmente por areniscas micáceas de grano fino a medio y lutitas afectadas por metamorfismo regional de grado bajo, descritas por Musso et al. (2012) bajo el nombre de *Complejo Alfarçillo*. Estas rocas se encuentran cubiertas en discordancia angular por rocas volcánicas ácidas y volcans sedimentarias atribuidas por Álvarez (1996) y Cristallini y Cangini (1993) al *Grupo Choiyoi* (Paleozoico superior?) que conforma gran parte de la Cordillera de Santa Cruz (Fig. 5 y Fig. 6). En la zona, el Grupo Choiyoi incluye una potente sucesión de hasta 2000 m de espesor, de brechas piroclásticas, tobas soldadas y depósitos de caída, de composición riolítica, con característicos “ojos” de cuarzo, e intercalaciones de areniscas y conglomerados de origen continental (Álvarez, 1996). Tanto el “Complejo Alfarçillo” como como las rocas volcánicas del Grupo Choiyoi se encuentran intruidas por granitoides del Paleozoico Superior tardío del *Batolito Pico Los Sapos* (Mpodozis et al., 1976), que se extiende a lo largo de una faja NS de 50 km de largo y hasta 5 km de ancho (Fig. 6). El Batolito Pico Los Sapos está formado, fundamentalmente, por granodioritas a tonalitas de hornblenda y biotita y algunas fases monzograníticas, granitos gráficos y fases hipabisales riolíticas. Una edad U-Pb en circón realizada por Musso et al. (2012), arrojó un valor de 301.4 ± 2.3 Ma (Pennsylvaniano tardío) mientras que una edad U-Pb en circón más joven fue obtenida por Mpodozis (2015), arrojando 280 ± 5.7 Ma (Pérmico Temprano).

En la zona del río Santa Cruz y también al oeste de la falla Mondaquita, el Grupo Choiyoi y los intrusivos paleozoicos están cubiertos en discordancia, o bien aparecen en contacto por falla, con secuencias de rocas piroclásticas y sedimentarias continentales pertenecientes a la *Formación Rancho de Lata* (Álvarez et al., 1995). Esta unidad incluye tobas soldadas, tobas de caída y brechas piroclásticas riolíticas que alternan con conglomerados, areniscas y lutitas lacustres con restos vegetales fósiles, e intercalaciones de lavas y sills basálticos. Álvarez y Ramos (1999) y Cristallini y Ramos (2000) interpretaron estas secuencias como el relleno “*synrift*” de un sistema de cuencas extensionales limitadas por fallas normales (“Sistema de Rift del Mercedario”) de edad triásica Media a Superior. Una datación U-Pb en circones realizada por Mpodozis (2015) en una toba riolítica recolectada cerca de la confluencia de los ríos Yeso y Carnicería arrojó una edad de 239.1 ± 4.5 Ma (Ladiniano).

3.2.Las secuencias sedimentarias del Jurásico-Cretácico inferior del extremo N de la Cuenca del Neuquén

Dentro del Dominio 1 (Fig. 3; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.**), tanto a formación Rancho de Lata como las unidades paleozoicas, están cubiertas en discordancia angular por secuencias sedimentarias del Jurásico- Cretácico inferior, marinas y continentales, que representan los afloramientos más septentrionales de la Cuenca del Neuquén (Mpodozis y Ramos, 1990). Estas secuencias forman una faja de afloramientos a lo largo del valle del río Santa Cruz entre el río de La Pantanosa y el río del Mercedario (Fig. 6). La más antigua de estas corresponde a la *Formación Los Patillos* (Pliensbachiano-Caloviano inferior, Álvarez et al. 1995) constituida por una alternancia de calizas bioclásticas arenosas, areniscas bioclásticas, calcilitas, areniscas y areniscas tobáceas, limolitas, y conglomerados acumulados en un ambiente marino litoral que alcanzan hasta 200 metros de espesor al este de la Laguna del Pelado y se acúan hacia el Norte, hasta desaparecer al norte del río Carnicería (Fig. 6). Está cubierta concordantemente por una alternancia de lutitas, margas y margas arenosas parcialmente oolíticas, interestratificadas con anhidrita o yeso atribuidas por Álvarez et al. (1995) a la *Formación La Manga* (Caloviano-Oxfordiano). En la zona de Laguna del Pelado y el valle del río Mercedario la Formación La Manga está cubierta por niveles de evaporitas (yeso, anhidrita y halita) del Oxfordiano y el Kimmeridgiano inferior de la *Formación Auquilco* las que se encuentran cubiertas concordantemente por una secuencia de conglomerados, areniscas y lutitas rojas, continentales, que al sur de la Laguna del Pelado y en el valle del río Mercedario sobrepasa los 500 metros de espesor y que han sido asignadas a la *Formación Tordillo* (Álvarez et al., 1995; Cristallini y Ramos, 2000; Álvarez, 2006). En base a criterios de correlación estratigráfica su edad ha sido restringida por Álvarez (1996) entre el Kimmeridgiano y el Titoniano temprano. Estas secuencias se depositaron en un medio fluvial de alta energía que correspondería a ríos de tipo entrelazados y a depósitos de sectores medios y distales de abanicos aluviales y a lagunas efímeras en un ambiente de playa lacustre o barreal (Álvarez, 1996).

En el sector de la Laguna del Pelado y río Mercedario, aflora una unidad sedimentaria continental de espesor variable, que no supera los 300 m. de potencia, formada por areniscas rojas y conglomerados de grano fino a medio y algunos niveles de tobas de caída (Álvarez, 2006; Guitart, 2007) asignada por Mpodozis (2015) a la *Formación Diamante*. Aunque en el sector del Río Mercedario se apoya de forma concordante sobre las evaporitas jurásicas de la Formación Auquilco, más al norte, en las nacientes del río Santa Cruz, descansan directamente sobre las areniscas jurásicas de la Formación Tordillo (Fig. 6). Estas relaciones de contacto permiten atribuirle, con reservas, una probable edad cretácica inferior. La génesis de las rocas clásticas de la Formación Diamante ha sido atribuida a la acción fluvial de ríos entrelazados y meandriformes junto a abanicos aluviales (Cristallini y Ramos, 1996), depositados en el dominio de tras-arco del Cretácico inferior.

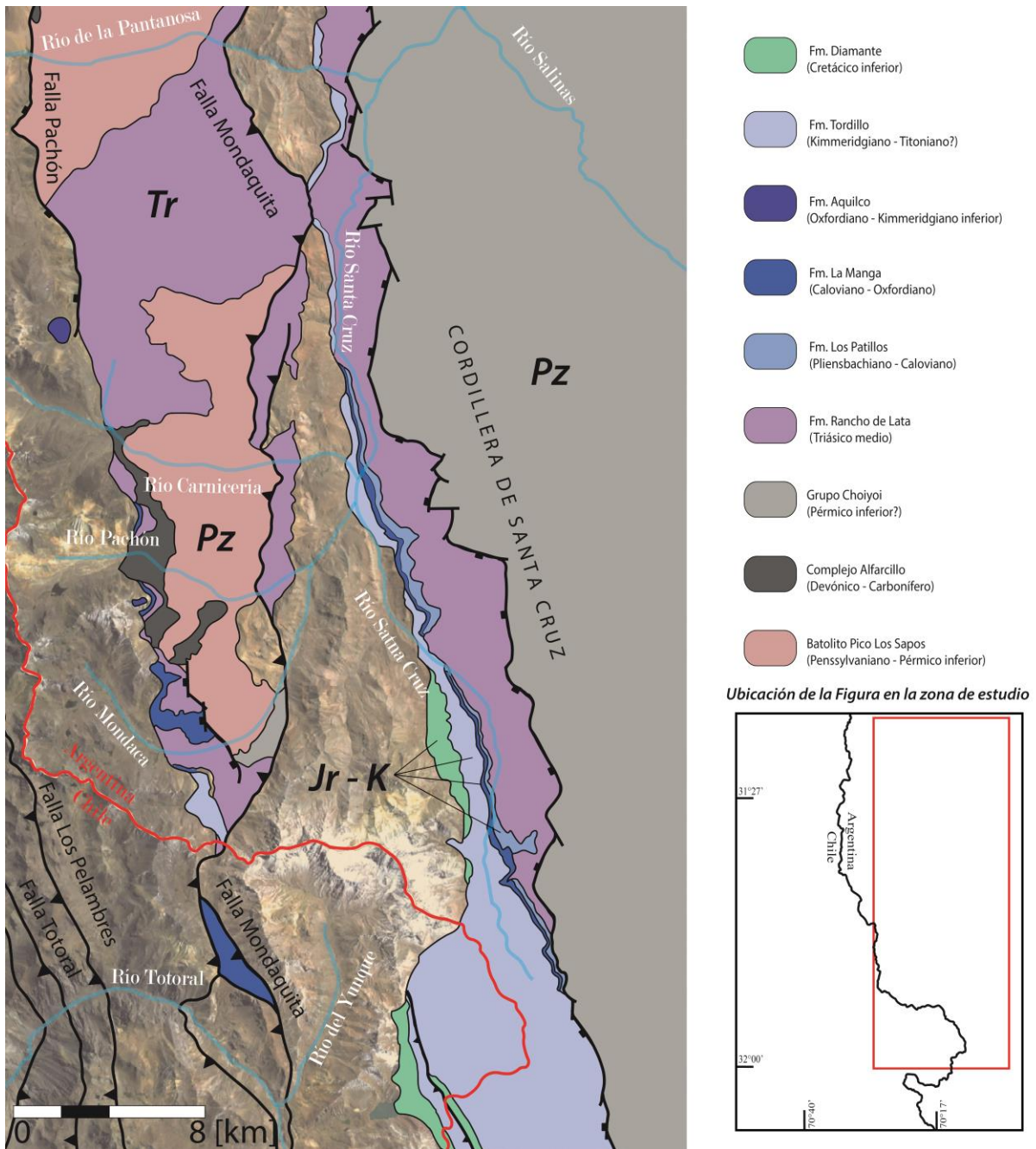


Fig. 6: Distribución de afloramientos del basamento Paleozoico - Triásico y las secuencias sedimentarias del Jurásico - Cretácico inferior. Recuadro pequeño indica la ubicación de la figura en la zona de estudio. Modificado de Mpodozis (2015).

3.3. Secuencias volcánicas y sedimentarias del Cretácico medio y Superior

Rocas estratificadas

Rocas estratificadas del Cretácico “medio” a Superior alcanzan gran desarrollo en el Dominio 4 (Fig. 4 Cordillera de la Costa). La unidad más antigua de este grupo aflora en la cercanías de Salamanca (valle del río Choapa), donde se expone una secuencia de conglomerados continentales rojizos con niveles de andesitas y brechas piroclásticas de color rojizo que fue incluida por Rivano y Sepúlveda (1991) en el miembro superior (Miembro Quelén) de la **Formación Quebrada Marquesa**. Una secuencia de edad probablemente equivalente aflora al este, en el cordón limítrofe entre Chile y Argentina entre los ríos Chalinga y las nacientes del río Tascadero, donde se expone una alternancia muy bien estratificada de areniscas rojas (volcarenitas y grauvacas andesíticas), limolitas laminadas (en parte calcáreas) con ostrácodos, calizas y conglomerados finos. Estos afloramientos, que conforman una faja de dirección NNW entre las Fallas Pantanosa, al este, y Tres Quebradas al oeste, pertenecerían, según Rivano y Sepúlveda (1991) a la **Formación Pucalume** (Fig. 7). Sin embargo, las unidades de mayor desarrollo areal corresponden a secuencias del Cretácico superior, expuestas en el bloque de la Cordillera de la Costa (Dominio 4, Fig. 4). Es así que en el valle del Choapa, al este de Salamanca, se puede observar que, sobre los conglomerados rojos de la formación Quebrada Marquesa, se dispone una potente secuencia volcánica continental, bien estratificada de más de 1000 m de espesor, con suave manteo hacia el Este (10-15°) que formaría parte de la **Formación Salamanca**, descrita originalmente por Rivano y Sepúlveda (1991) en la Hoja Illapel.

En la región de Los Pelambres, la Formación Salamanca incluye, principalmente, andesitas y andesitas basálticas porfíricas y afaníticas, brechas andesíticas, y en menor proporción intercalaciones sedimentarias que están generalmente afectadas por procesos de metamorfismo de bajo grado, siendo común la presencia de zeolitas, clorita, epidota y actinolita. En la zona de Coirón la formación se apoya en discordancia angular sobre la Formación Quebrada Marquesa. Su base corresponde a un nivel de tobas con abundantes líticos y pómez en las cuales Mpodozis (2015) obtuvo una edad U-Pb en circones de 90.6 ± 1.3 Ma. Otra edad U-Pb en circones más joven se obtuvo al sur del río Manque arrojando un valor de 77 ± 1.1 Ma (Mpodozis, 2015). Hacia el este, entre el estero Puenteillas y las nacientes del río Tascadero, en el cordón limítrofe con Argentina, rocas de edad equivalente a la Formación Salamanca afloran conformando una secuencia volcánica constituida, principalmente, por basaltos y andesitas basálticas de olivino y dos piroxenos, andesitas, intercalaciones de tobas líticas, volcarenitas andesíticas y diques máficos, que han sido agrupadas por Mpodozis (2015) bajo la **Formación Viñita**, definida originalmente en el valle del Elqui por Aguirre y Egert (1965) (ver Fig. 3) aunque en la zona estudiada no se cuente con antecedentes radiométricos directos, correlaciones regionales con secuencias atribuidas a la formación Viñita (Pineda y Calderón, 2008) permiten considerarla, a lo menos, un equivalente temporal de la Formación Salamanca e indicar que su edad podría estar comprendida, también, entre los 90 y 77 Ma.

El límite oriental de los afloramientos de la formación Salamanca en el valle del río Choapa coincide con la traza de la Falla Pocuro (Fig. 7) al este de la cual aflora una secuencia volcánica, piroclástica y sedimentaria de espesor variable, entre algunas decenas y más de 500 m. que Mpodozis (2015) describe bajo el nombre de *Estratos de Almendrillo*. Al norte del río Choapa, entre los ríos Chalinga y Manque, la secuencia cubre en suave discordancia angular a la formación Salamanca. Esta unidad incluye dos niveles estratigráficos:

El Nivel Inferior está constituido por rocas piroclásticas (tobas) riódacíticas soldadas, lítico-pumíceas, intercalaciones de brechas piroclásticas andesíticas de piroxeno, niveles de lutitas de origen lacustre, areniscas rojas y conglomerados, y en menor proporción lavas andesíticas. En el valle del Río Chalinga (Fig. 7), este nivel estratigráfico incluye, además, un gran complejo de domos (*Domo Gavino*) formado por riódacitas de hornblenda con bandeamiento de flujo, rodeado por tobas lítico-pumíceas soldadas de composición andesítica a dacítica. En las tobas ácidas que afloran en el sector del río del Valle, Mpodozis (2015) reportó una edad U-Pb en circón de 74.3 ± 1.3 Ma, mientras que otra edad U-Pb en circón en las tobas soldadas del sector norte arrojó un valor de $74.5 \pm 1.3/-1.5$ Ma.

El Nivel Superior está formado, principalmente, por andesitas basálticas y basaltos de olivino (alterados a bowlingita e iddingsita) y piroxeno, junto a algunas intercalaciones de tobas. En el estero Pelambres, Mpodozis (2015) reportó dos edades U-Pb en circón que arrojaron valores de 71.4 ± 1.7 y 70.4 ± 1.2 Ma, mientras que en una intercalación de tobas cerca de su base, en el estero Piuquenes, reportó una edad U-Pb en circón más antigua de 71.7 ± 1.2 Ma (Campaniano-Maastrichtiano).

Rocas intrusivas

Intrusivos del Cretácico superior ocurren en la zona occidental de región estudiada donde plutones de tamaño variable intruyen a la Formación Salamanca y, en el extremo norte de esta, a las formaciones Pucalume y Viñita. Sus edades U-Pb permiten agrupar los intrusivos en dos conjuntos. *El grupo temprano* está formado por rocas de edad campaniana-maastrichtiana, similar a la de los Estratos de Almendrillo, dentro de las cuales se encuentran desde dioritas hasta granitos, con piroxenos como mineral máfico dominante y, en mucha menor proporción, hornblenda. Sus facies varían desde dioritas de piroxeno (*Plutón Carén*, edad U-Pb en circón: 72 Ma); monzodioritas cuarcíferas de dos piroxenos (*Plutón Manque*, 74.4 ± 1.3 Ma); monzogranitos gráficos de clinopiroxeno y dioritas de ortopiroxeno (intrusivo en Quebrada Piuquenes, 72.0 ± 1.0 Ma – Mpodozis, 2015); dioritas de piroxeno y granodioritas de piroxeno y biotita (*Plutón Quelén*, 70.3 ± 1.1 Ma – Mpodozis, 2015). *El grupo tardío* está formado por plutones con edades cercanas a límite Cretácico Terciario que intruyen a la Formación Salamanca en la zona occidental de la región estudiada. Dentro de estos destaca el *Plutón Zapallar*, el que aflora en el valle del río Chalinga (Fig. 7) y corresponde a un cuerpo intrusivo formado por rocas de grano medio a grueso, con inclusiones microdioríticas, formado por monzogranitos de biotita y hornblenda que, en parte muestran núcleos relictos de clinopiroxeno. Una edad U-Pb en circón realizada reportada por Mpodozis (2015) arrojó un valor de 64.7 ± 1.8 Ma. Otro de estos intrusivos es el *Plutón Manque Bajo*, (Fig. 7) que aflora al norte del río Choapa, y está constituido por monzodioritas cuarcíferas

con piroxeno, reemplazados por anfíbola uralítica, y biotita para el cual se obtuvo una edad U-Pb de 64.7 ± 1.8 Ma.

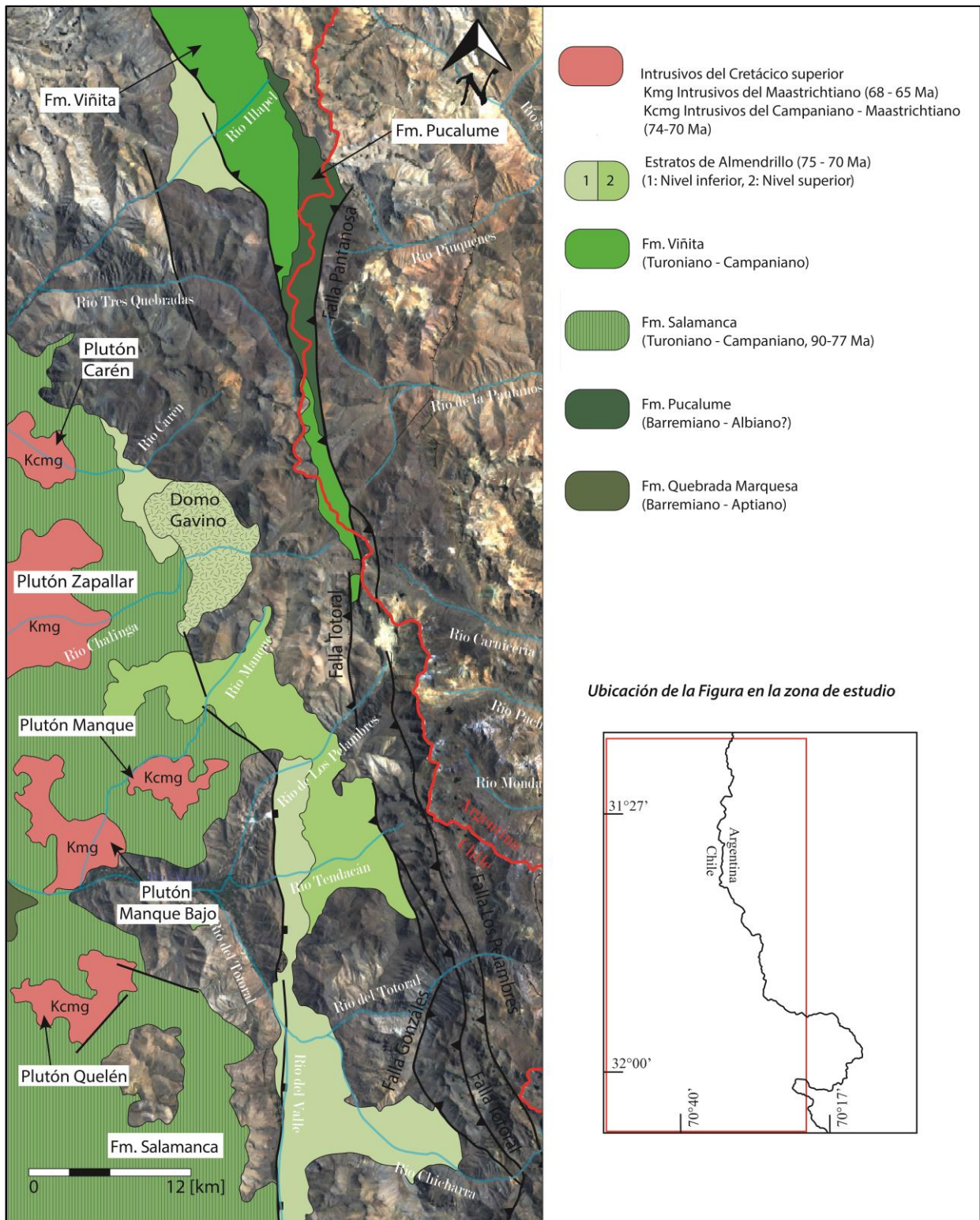


Fig. 7: Distribución de los afloramientos de las secuencias del Cretácico occidental (Dominios 3 y 4). Recuadro pequeño indica la ubicación de la figura en la zona de estudio. Edades corresponden a edades U-Pb en círculo. Modificado de Mpodozis (2015)

3.4. Secuencias volcánicas e intrusivos paleocenos

Rocas estratificadas del Cenozoico temprano afloran en las nacientes del río Illapel, en la zona norte de la Región de Los Pelambres donde están representadas por a una secuencia volcano-sedimentaria de hasta 400 metros de espesor que aflora entre los ríos Carén, por el sur, y el estero Cenicero, por el norte (Fig. 8) y que fue descrita bajo el nombre de *Formación Estero Cenicero* por Rivano y Sepúlveda (1991). Esta secuencia corresponde a una sucesión bien estratificada y subhorizontal de coladas vesiculares de andesitas y andesitas básicas de olivino y piroxeno, lavas andesíticas traquíticas e intercalaciones de dacitas, brechas andesíticas y areniscas volcano-detriticas que se apoya en discordancia angular sobre la Formación Salamanca y los Estratos de Almendrillo, y se encuentra intruida por plutones del Eoceno Medio. Una datación U-Pb en circones de una muestra de basalto extraída en el valle del río Tres Quebradas arrojó un valor de $63.6 \pm 1.4/-1.0$ Ma (Paleoceno inferior, Mpodozis, 2015).

Algunos *intrusivos del Paleoceno* se concentran más al sur, en las partes bajas de las laderas de los valles de los ríos Choapa, Cuncumén, Totoral y del Valle, en el sector de Cuncumén (Fig. 8). Estos intrusivos están constituidos, en su mayor parte, por afloramientos del *Plutón Cuncumén*, cuerpo intrusivo de forma triangular y de gran volumen emplazado en la Formación Salamanca y los Estratos de Almendrillo (Fig. 8). Está conformado por rocas leucocráticas de grano medio a grueso, cuya composición varía desde monzodioritas cuarcíferas hasta dioritas cuarcíferas y granodioritas. Estas presentan abundante presencia de inclusiones microdioríticas, y se caracterizan por la ocurrencia de orto y clinopiroxeno, reemplazados parcialmente por anfíbola uralítica, que aparece junto a biotita y hornblenda, aunque de forma subordinada. Gran parte de sus afloramientos están limitados, por el este, por la traza de la falla Pocuro, la que pone en contacto con rocas del nivel inferior de los Estratos de Almendrillo (Fig. 8). Cuatro dataciones U-Pb en circones indican valores comprendidos entre los 60 ± 0.9 y 58.1 ± 1.2 Ma (Mpodozis, 2015). Una edad K-Ar en biotita reportada anteriormente por Rivano y Sepúlveda (1991) arrojó un valor más joven de 53.6 ± 1.4 Ma.

3.5. Eoceno

En la región de Los Pelambres no han sido reportadas edades del Eoceno para unidades volcánicas, existiendo un exclusivo registro intrusivo. Dataciones U-Pb en circón reportadas por Mpodozis (2015) permiten distinguir tres pulsos de actividad intrusiva durante este periodo: Eoceno inferior (ca. 48 Ma), Eoceno medio (ca. 43 Ma) y Eoceno superior (35-34 Ma).

La actividad intrusiva del **Eoceno inferior** tiene registro en el sector sur de la región de Los Pelambres, al sur oeste de Cuncumén, donde la Formación Salamanca se encuentra intruida por el *Plutón Cerro Osandón* (Fig. 8), constituido principalmente por granodioritas a monzonitas cuarcíferas de hornblenda (con núcleos relictos de piroxeno) y biotita. Una edad U-Pb en circones efectuada en una muestra de granodiorita del Plutón El Encanto arrojó un valor de 48.2 ± 1.1 Ma (Mpodozis, 2015). Un cuerpo intrusivo de características petrográficas similares se encuentra intruyendo a la Fm. Estero Cenicero y a las secuencias del Cretácico occidental (*Plutón El Encanto*). Edades U-Pb en circón de 40 Ma indican una edad del **Eoceno Medio** para este cuerpo. Hacia el oeste, en las nacientes del río Illapel (Fig. 8) la Formación Estero Cenicero se encuentra en contacto por falla y mediante intrusión con cuerpos intrusivos del **Eoceno superior** que han sido definidos por Rivano y Sepúlveda (1991) como el *Plutón Fredes e intrusivos afines*, quienes conforman un conjunto formado por tres intrusivos de dimensiones batolíticas que afloran hasta la zona de Talhuén, en el valle del Limarí e intruyen además a los Estratos de Almendrillo y a la Formación Salamanca. Un pequeño stock de la misma edad (*Plutón del Medio*) intruye, más al este, en el cordón limítrofe con Argentina, a las formaciones cretácicas Pucalume y Viñita. Los dos plutones mayores (*Plutón Fredes* y *Plutón Tres Quebradas*) están formados, en el valle del río Tres Quebradas, por granodioritas a tonalitas de hornblenda y biotita de grano medio a grueso con núcleos relictos de piroxeno en los minerales de anfíbola. *El Plutón del Medio*, en cambio, está constituido por tonalitas de hornblenda y biotita, sin piroxeno, de grano medio a fino, con plagioclasas zonadas con inclusiones de hornblenda y magnetita. Dataciones U-Pb en circones reportadas por Mpodozis (2015) arrojaron valores de $35.5 +0.6/-0.7$ Ma para el Plutón Fredes (en el valle del río Tres Quebradas) y 34.1 ± 0.9 Ma para el Plutón del Medio.

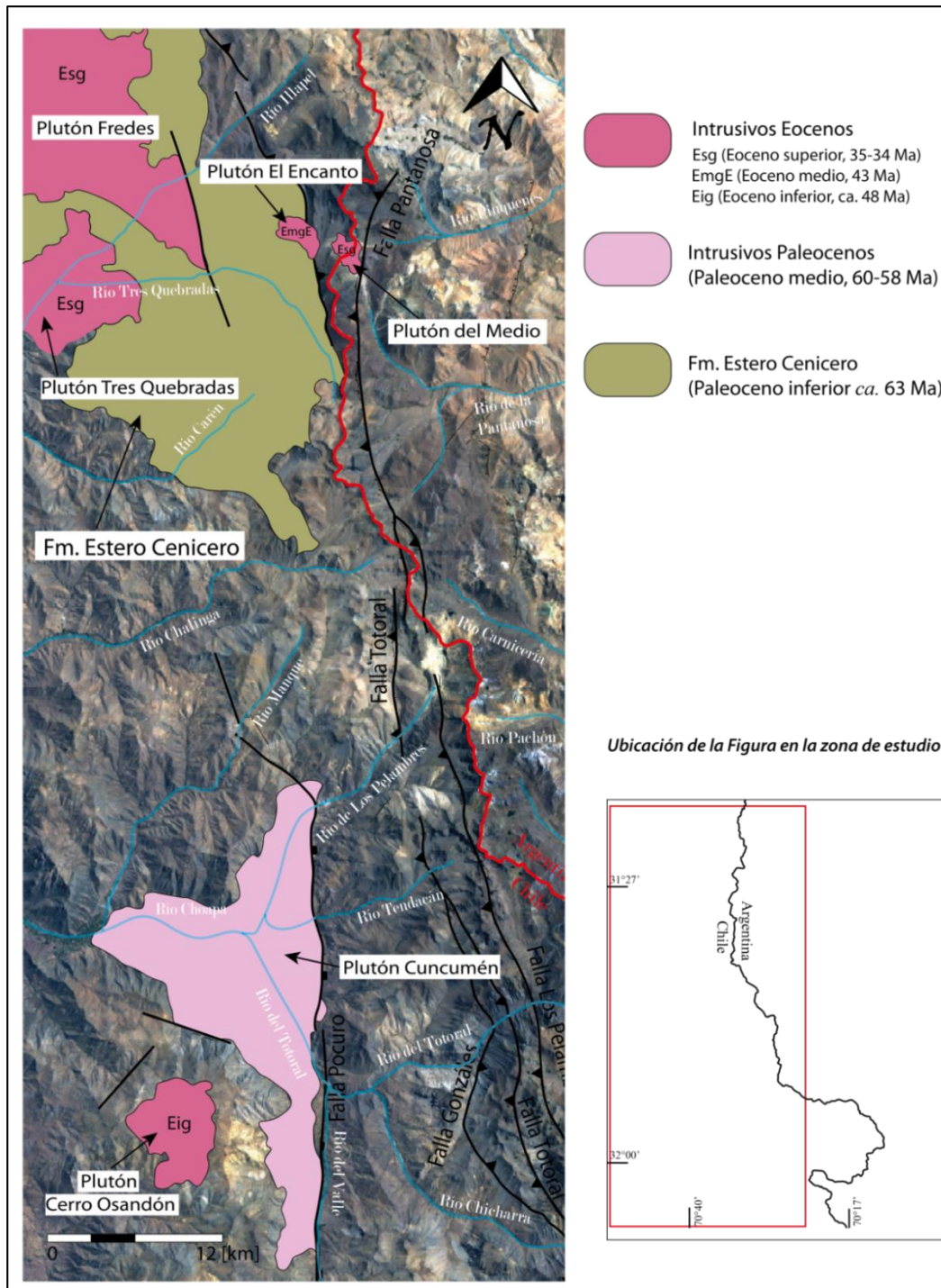


Fig. 8: Distribución de los afloramientos de las unidades del Paleoceno – Eoceno. Recuadro pequeño indica la ubicación de la figura en la zona de estudio. Edades corresponden a edades U-Pb en círculos. Modificado de Mpodozis (2015).

3.6.Las unidades volcánicas e intrusivas del Oligoceno superior - Mioceno inferior

Rocas del Oligoceno-Mioceno inferior ocupan una gran superficie en la región de Los Pelambres, tanto en Chile como en Argentina e incluyen secuencias principalmente volcánicas que se apoyan, en el extremo occidental, en discordancia angular sobre los estratos de las secuencias mesozoicas y, en el extremo oriental, sobre rocas paleozoicas y triásicas. Estas unidades constituyen los afloramientos más septentrionales de las secuencias que, hacia el sur, han sido tradicionalmente descritas en la literatura bajo los nombres de Abanico y/o Coya Machalí (e.g. Aguirre 1960; Rivano, 1996; Charrier et al., 1996, 2002; Jara y Charrier, 2014).

En la región de Los Pelambres, conforman una serie de cuatro unidades con facies distintivas que caracterizan específicamente a cada uno de los dominios estructurales descritos anteriormente. A pesar de que su edad, en el rango comprendido entre los 33 y 20 Ma es equivalente, sus cambiantes litologías y facies indican diferencias en el ambiente tectónico existente en el momento de su deposición. Mpodozis (2015) al construir el mapa regional del área de Los Pelambres pudo reconocer, de este modo, cuatro secuencias (Fig. 9) que, de este a oeste, fueron descritas como: *los Estratos de Mondaca*, expuestos en Argentina en los valles de los ríos Santa Cruz y Teatinos al este de la Falla Mondaquita; *la Formación Pachón*, al oeste de la Falla Mondaquita; la *Formación Los Pelambres*, que constituye un estrecha faja de rocas extremadamente deformadas a lo largo de la zona fronteriza entre Chile y Argentina; y *los Estratos de Rio Chicharra*, en Chile, donde forman los afloramientos occidentales del macizo de la Cordillera Principal. Rocas intrusivas de esta edad constituyen además, las fases más tempranas (Fase 1) de un gran complejo plutónico (*Complejo Intrusivo Chalinga*), que aflora inmediatamente al oeste del yacimiento Los Pelambres (Fig. 9) emplazado durante el Mioceno inferior.

Los Estratos de Mondaca. La unidad más oriental, que aflora en Argentina en el Dominio 1 (Fig. 4), limitada hacia el oeste por la Falla Mondaquita, aflora, al oeste del río Santa Cruz, y al sur en torno a la Laguna del Pelado. Está conformada por hasta 200 metros de rocas sedimentarias y piroclásticas andesíticas a daciandesíticas organizadas en dos niveles estratigráficos. El *Nivel basal* es sedimentario y está formado por conglomerados volcanoclásticos y areniscas rojas, mientras que el *Nivel superior* incluye principalmente brechas piroclásticas con clastos de hasta 1 metro de diámetro (depósitos de “*block and ash*”), lavas andesíticas y dacíticas de hornblenda junto a intercalaciones de tobas finas. La secuencia se apoya mediante una discordancia angular sobre las formaciones Tordillo y Diamante (jurásicas), mientras que su techo lo constituye una leve discordancia angular con secuencias del Mioceno inferior. Tres dataciones U-Pb en circones efectuadas por Mpodozis (2015) arrojaron edades entre los 22 y 21 Ma.

La Formación Pachón (Fernández et al., 1974) que aflora hacia el oeste entre la falla Mondaquita y el límite chileno-argentino, corresponde una potente secuencia volcánica que conforma una faja continua de afloramientos de rumbo NNW y de 5 a 10 km de ancho formada por estratos inclinados suavemente hacia el oeste. Entre los ríos Carnicería y Mondaca, la

Formación Pachón cubre en discordancia angular a las formaciones La Manga y Tordillo (jurásicas) mientras que más al sur, en las nacientes del río Totoral y Teatinos, aflora en contacto por falla inversa (Falla Mondaquita) con los Estratos de Mondaca (Fig. 9). La Formación Pachón está constituida por una alternancia de delgadas coladas de andesitas basálticas de olivino y piroxeno y, en menor proporción, intercalaciones de tobas riolíticas cristalo-pumíceas soldadas, con cuarzo, sanidina y menor biotita, junto a areniscas y conglomerados rojos que conforman un nivel continuo cerca de la base de la sucesión, entre los ríos Totoral y Teatinos. La formación incluye, al norte del río La Pantanosa, un domo riolítico (*Domo El Altar*) cuyas facies intrusivas corresponden a pórfidos riolíticos de biotita. Las relaciones estratigráficas permiten asignarle una edad miocena inferior, la que es respaldada por dataciones U-Pb reportadas por Perelló et al. (2012) y Mpodozis (2015) que indican una edad comprendida entre los 23 y los 21 Ma.

La Formación Los Pelambres (Rivano y Sepúlveda, 1991) conforma una tercera faja de rocas de rumbo NNW de no más de 3 km de ancho constituida por una litología muy variable que incluye andesitas basálticas de olivino y piroxeno, lavas andesíticas de piroxeno, brechas volcanoclásticas, tobas daciandesíticas a riolíticas, sills andesíticos a riolíticos, volcarenitas y niveles de calizas lacustres con ostrácodos. Estas rocas se encuentran intensamente deformadas, incluyendo el desarrollo de pliegues isoclinales y láminas internas de corrimiento. Base y techo no están expuestos ya que sus afloramientos se encuentran limitados, tanto al este como al oeste por fallas inversas como la falla Los Pelambres, al este, y la falla Totoral, al oeste (Fig. 9). Rivano y Sepúlveda (1991) le asignaron una edad cretácica inferior al correlacionarla con rocas volcano-sedimentarias neocomianas tales como la Formación Juncal aflorante en las nacientes del río Mendoza (Cristallini y Ramos, 1996, 2000). Mpodozis et al. (2009) reinterpretan esta secuencia como una unidad tectónica que representa una región de sutura entre los bloques rígidos de la Cordillera de la Costa, al oeste, y la Cordillera Frontal, al este. Numerosas Dataciones U-Pb en circones reportadas por Mpodozis (2015) indican edades comprendidas entre el Oligoceno inferior y el Mioceno inferior (33-18 Ma) para esta unidad.

Los Estratos de Río Chicharra corresponden a la faja más occidental de las secuencias estratificadas del Oligoceno-Mioceno inferior. Estas rocas afloran dispuestas en discordancia angular sobre los Estratos de Almendrillo en la zona de los ríos González, Totoral y Chicharra, donde están, además, intruidas por granitoides del Mioceno inferior. Hacia el este, sus afloramientos se encuentran limitados por las trazas de las fallas González y Totoral. La secuencia incluye desde basaltos a andesitas porfíricas de orto y clinopiroxeno (\pm biotita) con intercalaciones de niveles autobrechosos y sills microdioríticos de piroxeno, generalmente alteradas a clorita, epidota, y carbonatos (\pm zeolitas). Dos dataciones U-Pb en circones reportadas por Mpodozis (2015) indicaron edades de 24.9 ± 0.5 y 22.2 ± 0.4 Ma.

Además de las secuencias estratificadas, tal como se indicó en los párrafos precedentes, al oeste del yacimiento Los Pelambres parte del **Complejo intrusivo Chalinga (CIC)** que intruye a los Estratos de Almendrillo, Fm. Estero Cenicero e incluso, en parte a la Formación Los Pelambres (Fig. 9). **El CIC** es un complejo multiplutónico de forma tabular, orientado NNW en su eje mayor,

de 30 km de largo y hasta 5 km de ancho, que aflora entre las nacientes del río Tres Quebradas, por el norte, hasta el estero Los Pelambres, por el sur (Fig. 9). Comprende más de 15 cuerpos plutónicos individuales con edades U-Pb en circones comprendidas entre los 23 y los 14 Ma (Mpodozis, 2015) que representan tres pulsos discretos de actividad magmática ocurridos entre el Mioceno inferior y el Mioceno medio (23-20 Ma, 18 Ma y 16-14 Ma) los que constituyen, respectivamente, a la fase 1 (CIC1), fase 2 (CIC2) y fase 3 (CIC3) de este complejo. ***La fase 1 del Complejo Intrusivo Chalinga***, del Mioceno inferior (23-20 Ma) está representada por los *plutones El Perro* y *Las Tolas* (Fig. 9). El primero aflora al oeste del yacimiento Los Pelambres y su litología comprende granodioritas a tonalitas de orto-clinopiroxeno y biotita, tonalitas y granodioritas de hornblenda y biotita y facies más ácidas, incluyendo monzogranitos de hornblenda y biotita con hasta 72% de SiO₂ (Mpodozis, 2015). El Plutón Las Tolas, por su parte, aflora un poco más al oeste, entre las nacientes de los ríos Manque y Chalinga. Este se compone por rocas máficas de grano grueso (dioritas de piroxeno) de textura meso cumulada, con plagioclasa cálcica, en parte, poikilítica, y fenocristales de piroxeno reemplazados por anfíbola uralítica acompañada de actinolita y magnetita. Las rocas del Plutón Las Tolas se encuentran intruyendo a riolitas cretácicas de los Estratos de Almendrillo.

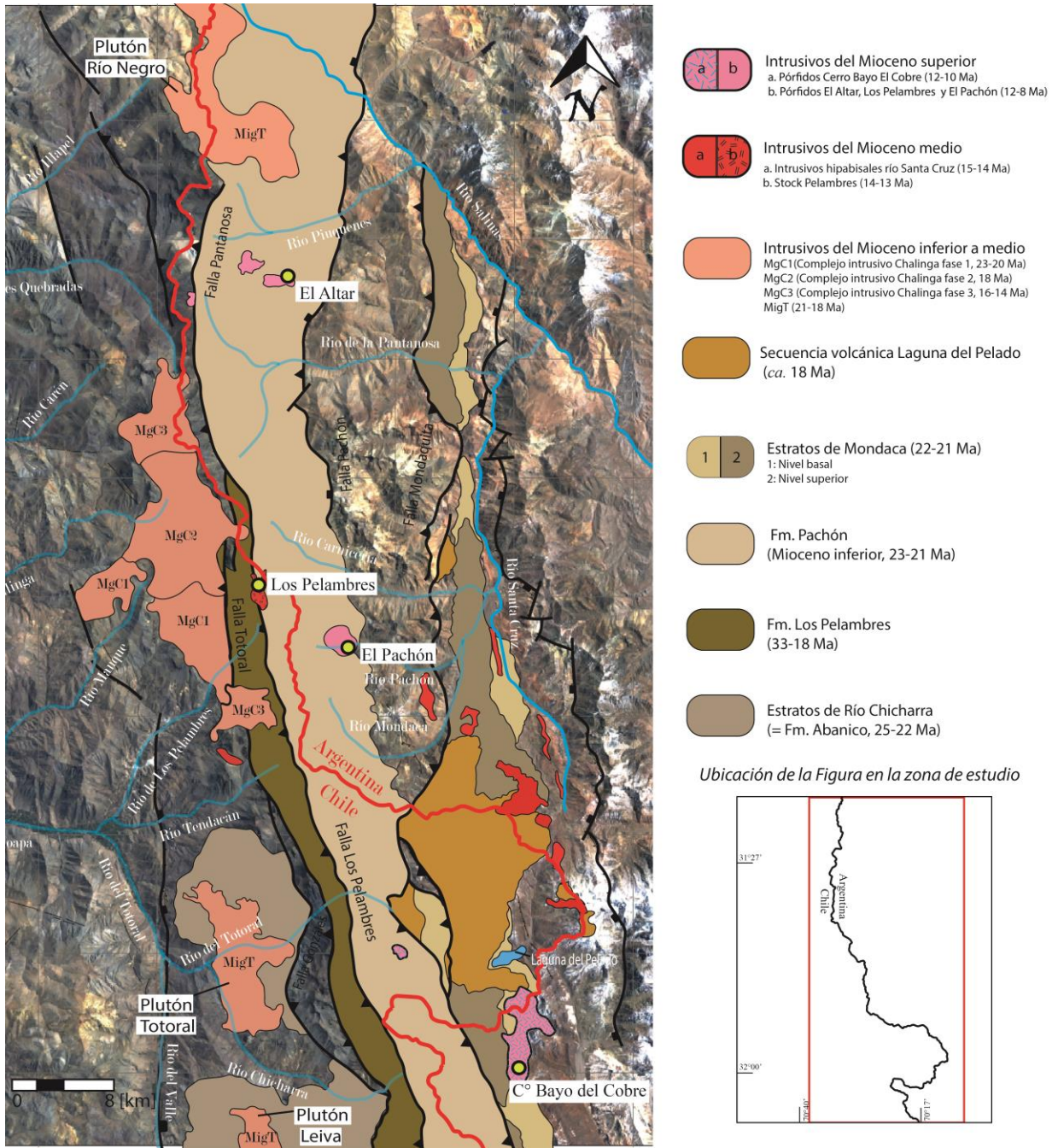


Fig. 9: Distribución de afloramientos de las unidades volcánicas e intrusivas del Oligoceno inferior – Mioceno Superior. Recuadro pequeño indica la ubicación de la figura en la zona de estudio. Edades corresponden a edades U-Pb en circón. Modificado de Mpodozis (2015).

3.7. Mioceno inferior: La Secuencia volcánica Laguna del Pelado e intrusivos de ca. 18 Ma

La secuencia estratificada de edad más joven reconocida en la región de los Pelambres corresponde a una unidad volcánica que aflora en las nacientes del río Totoral, en la zona de Laguna del Pelado, en el Dominio 1 (Fig. 9). En trabajos previos esta unidad había sido comúnmente atribuida a la *Formación Farellones* (e.g. Munizaga y Vicente, 1982; Rivano y Sepúlveda, 1991) pero en el Mapa Geológico 1:75.000 de la Región de Los Pelambres Mpodozis (2015) la describe bajo el nombre de ***Secuencia Volcánica de Laguna del Pelado***. Los estratos que la conforman se encuentran suavemente inclinados hacia el oeste y se apoyan en discordancia angular sobre los Estratos de Mondaca, mientras que al sur de la Laguna del Pelado se encuentran intruidas por algunos cuerpos hipabisales del Mioceno medio y superior. Corresponde a una serie volcánica de más de 500 metros de espesor constituida por gruesos niveles de aglomerados volcánicos y coladas de lavas cuyas litología corresponden, principalmente, a daciandesitas de oxihornblenda y dos piroxenos, con algunas variedades de andesitas basálticas con olivino, piroxeno y hornblenda. Dos edades U-Pb en circones de muestras recolectadas por Mpodozis (2015) al norte de Laguna del Pelado arrojaron edades de 18.3 ± 0.4 y 18.4 ± 0.4 Ma, ligeramente más antiguas que una edad K-Ar en roca total de 17.0 ± 2 Ma deportada anteriormente por Munizaga y Vicente (1982).

Una edad similar (ca.18 Ma) presenta un ***conjunto de plutones del Mioceno Inferior*** que afloran tanto en la zona sur del área estudiada (ríos Totoral y Chicharra), y en el extremo norte, en las nacientes de los ríos Negro y Tascadero (Fig. 9). Los plutones meridionales (***plutones Leiva y Totoral***) están compuestos por monzogranitos de piroxeno, hornblenda y biotita, y se encuentran intruyendo a los Estratos de Almendrillo y a los Estratos de Río Chicharra. Una datación K-Ar en biotita efectuada por Rivano y Sepúlveda (1991) reportada para el Plutón Leiva arrojó una edad de 17.1 ± 0.8 Ma, mientras que para el Plutón Totoral Mpodozis (2015) reportó una edad U-Pb en circones de 18.5 ± 0.4 Ma. ***El Plutón Río Negro***, que aflora en la zona norte es un cuerpo de dimensiones batolíticas que alcanza gran desarrollo en territorio argentino, al norte del yacimiento El Altar. Está formado por granodioritas y dioritas de hornblenda y biotita, con núcleos relictos de piroxeno y turmalina intersticial. En las nacientes de los ríos Negro y Tascadero intruye a rocas sedimentarias de la Formación Pucalume, mientras que hacia el norte del Altar se encuentra intruyendo a los afloramientos más septentrionales de la Formación Pachón. Dos dataciones U-Pb en circones reportadas por Mpodozis (2015) permiten restringir este pulso magmático entre los 18 y los 21 Ma. Dentro de este grupo se debe incluir, además, los intrusivos que representa la ***Fase 2 del Complejo Intrusivo Chalinga*** representada, al interior del complejo, por varios stocks de pequeño tamaño que incluyen dioritas y granodioritas de hornblenda y biotita (***Plutón Clemente***), y pórfidos monzonítico-cuarcíferos de piroxeno y gabros de piroxeno y olivino (***Plutón Piuquenes***). Seis dataciones U-Pb en circones han dado valores consistentes entre los 17.3 ± 0.4 y los 18.5 ± 0.4 Ma (Mpodozis, 2015).

3.8. Intrusivos de del Mioceno medio: El stock de los Pelambres, los pórfidos de Río Santa Cruz y la fase 3 del Complejo Intrusivo Chalinga

La actividad magmática continuó en la región de Los Pelambres durante el Mioceno Medio aunque en este caso está representada exclusivamente por facies intrusivas. Entre los intrusivos emplazados durante este período (16 a 13 Ma) destaca el *Stock-Pelambres*, que constituye la principal roca huésped de la mineralización del yacimiento Los Pelambres y ha sido interpretado como parte de los cuerpos precursores de la mineralización en el distrito (Perello et al. 2012). Conforman un cuerpo intrusivo de 4.5 x 2.5 km, elongado en la dirección NS, emplazado a lo largo de la traza de la Falla Los Pelambres, la que pone en contacto riolitas del Cretácico superior y lavas y rocas sedimentarias de la formación Los Pelambres, al oeste, con la formación Pachón, al este (Fig. 9). Este intrusivo está compuesto de dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita de grano fino a medio en las que el cuarzo y feldespato potásico aparecen de forma intersticial. Dos edades U-Pb en circones reportadas por Perelló et al. (2012) y dos edades U-Pb, también en circones, reportadas Bertens et al. (2003, 2006) restringen la edad de este cuerpo entre los 13 y los 14 Ma. El stock Los Pelambres puede ser considerado como un *cuerpo satélite del Complejo Intrusivo Chalinga* cuya fase más joven de actividad magmática incluye cuerpos intrusivos del Mioceno medio que forman los extremos norte y sur del Complejo (Fig. 9).

La Fase 3 del CIC comprende, en su extremo norte un cuerpo intrusivo (*Plutón Los Helados*), compuesto por monzodioritas cuarcíferas de piroxeno y biotita, de grano medio a grueso, con abundante clino- y ortopiroxeno, en algunos casos rodeados de hornblenda tardía y alterados a uralita, magnetita, actinolita y flogopita. En el extremo sur, el CIC 3 incluye al *Plutón Río Cerro Blanco*, conformado, principalmente, por rocas leucocráticas (tonalitas porfídicas de hornblenda y biotita) con titanita tardimagmática rellenando cavidades y como reemplazo de los minerales primarios máficos. Este plutón se encuentra intruyendo a rocas cretácicas de la Formación Viñita y rocas del Oligoceno-Mioceno inferior de la Formación Pelambres. Edades U-Pb en circón reportadas por Mpodozis (2015) arrojan valores de 16.5 +0.3/-0.2 Ma para el Plutón del Medio, mientras que para el Plutón Río Cerro Blanco se obtuvo una edad U-Pb más joven de 14.3 ± 0.2 Ma.

Finalmente, uno de los componentes más importantes dentro del grupo de intrusivos del Mioceno medio se encuentra en Argentina, al este del yacimiento Los Pelambres donde se expone franja discontinua de afloramientos de rocas intrusivas de reducido volumen y de orientación aproximada NW-SE, los que se extiende por más de 40 km entre Los Pelambres y el Cerro Mercedario. Estos cuerpos (*Intrusivos Hipabisales de Río Santa Cruz*, Fig. 9) incluyen stocks, sills y diques de dioritas porfíricas de hornblenda y biotita, emplazados tanto en el basamento paleozoico como en las secuencias sedimentarias mesozoicas y rocas volcánicas miocenas. Cinco dataciones U-Pb en circones y una Ar/Ar en biotita arrojan valores consistentes que sitúan su edad entre los 14 y los 15 Ma (Mpodozis, 2015). Algunos de estos se asocian directamente a extensas zonas de alteración hidrotermal como la que se asocia al prospecto tipo pórfido cuprífero de *El Yunque*.

3.9. Mioceno superior: Los Pórfidos asociados a la mineralización de Los Pelambres, El Pachón y El Altar-Piuquenes (12-8 Ma).

El último registro geológico de actividad magmática en el área de Los Pelambres lo constituye un *cluster* de intrusivos hipabisales emplazados dentro del Stock-Pelambres (yacimiento Los Pelambres, Fig. 9) y las lavas andesíticas de la adyacente Formación Pachón (yacimiento Frontera) y que, en Los Pelambres, están asociados a brechas magmáticas e hidrotermales. En **Los Pelambres**, las diferentes fases que conforman estos cuerpos intrusivos pueden agruparse en una primera familia de pórfidos dacíticos de hornblenda, biotita y cuarzo, y una segunda familia que la constituyen pórfidos andesíticos de biotita (\pm cuarzo). Ambas se encuentran acompañadas de diques microdioríticos tardíos y se encuentran, en parte, fuertemente afectadas por procesos de alteración hidrotermal (Perelló et al. 2012). Quince edades U-Pb en circón reportadas por Perelló et al (2012) se ubican entre los 12.30 ± 0.30 y 10.53 ± 0.14 Ma, consistentes con doce dataciones Re-Os en molibdenita comprendidas entre los 11.81 ± 0.06 y 10.14 ± 0.04 Ma. Estas edades son más antiguas que las edades Re-Os en molibdenita reportadas por Bertens et al. (2006) para el **yacimiento El Pachón** (10 km al SE de Los Pelambres), las que se encuentran comprendidas entre los 9.16 y 8.43 Ma. Este grupo incluye además los cuerpos intrusivos relacionados genéticamente al **pórfido cuprífero El Altar** (Fig. 9), donde Maygadán (2011) reconoció hasta cinco fases diferentes de pórfidos cuya composición varía desde pórfidos dacíticos con fenocristales de biotita, hornblenda, plagioclasa y cuarzo, hasta pórfidos de composición andesítica. Rocas de este último grupo constituyen un cuerpo intrusivo de apreciable volumen ubicado inmediatamente al sur de los depósitos mineralizados del proyecto Piuquenes, ubicado hacia el NW de El Altar. Cuatro edades U-Pb en circones reportadas por Maygadán (2012) indican, para El Altar, valores comprendidos entre los 11.75 ± 0.24 y los 10.35 ± 0.32 Ma, en acuerdo con una edad U-Pb en circones de 10.7 ± 0.4 Ma obtenida de los pórfidos de Piuquenes. La edad U-Pb más joven de esta unidad la reportó Maygadán (2011) en El Altar (8.9 ± 0.4 Ma), la que es concordante con edades Re-Os reportadas para El Pachón.

Dentro del área estudiada aflora, por último, fuera de los intrusivos asociados directamente a la mineralización cuprífera, un conjunto (*cluster*) de intrusivos hipabisales que intruyen al Complejo Volcánico Laguna del Pelado, Formación Pachón y Estratos de Mondaca entre Laguna del Pelado y las nacientes del río Teatinos, en el extremo sur de la Región de Los Pelambres. Estos intrusivos (**Pórfidos Cerro Bayo del Cobre**, Fig. 9) incluyen, además de stocks de mediano volumen, diques y sills que están asociados, en algunos casos a brechas magmáticas, tobas y zonas de alteración hidrotermal (Cerro Bayo del Cobre) en las nacientes del Río Teatinos. Litológicamente, comprenden a rocas porfídicas de grano medio a grueso, con grandes cristales de anfíbola, que, al microscopio corresponden a pórfidos dacíticos a granodioríticos de hornblenda (62-65% SiO₂) con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y pequeños cristales de cuarzo. Tres dataciones U-Pb en circones indican valores de 11.8 ± 0.3 , 10.73 ± 0.25 y 10.02 ± 0.28 Ma.

3.10. Geología Estructural

Desde un punto de vista estructural, la región de estudio está caracterizada, principalmente, por una deformación en estilo predominante de piel gruesa (“*thick-skinned*”) dominada por fallas inversas de alto ángulo que separan los dominios estructurales descritos en la Introducción.

En la **Zona Oriental** (Dominios 1 y 2), que abarca la Cordillera Frontal (Fig. 4), la estructura regional incluye grandes bloques de basamento paleozoico, limitados por fallas inversas de alto ángulo inclinadas al W sobre los cuales la cobertura estratificada mesozoica y cenozoica permanece solidaria y muestra un manteo hacia el oeste. Esta zona se extiende entre la Falla Santa Cruz (Cordillera Frontal) por el este y la Falla Los Pelambres, por el oeste (Fig. 4). La Falla Santa Cruz levanta, hacia el este, rocas volcánicas del Grupo Choiyoi e intrusivos paleozoicos de la Cordillera de Santa Cruz sobre secuencias sedimentarias sinorogénicas miocenas (<18 Ma) de la Cuenca de Antepaís de Manantiales, inmediatamente al este del área de estudio (Jordan et al, 1997; Pérez, 2001, Alarcón y Pinto 2015). En la ladera occidental de la Cordillera de Santa Cruz los estratos triásicos de la formación Rancho de Lata, depositada en el sistema de *Rift* del Mercedario (Álvarez et al, 1995; Cristallini y Ramos, 2000), están en contacto por fallas normales (heredadas de la fase de *rift*) con las riolitas del Grupo Choiyoi que forman parte del núcleo del bloque paleozoico. Los depósitos de *synrift* están a su vez, cubiertos, concordantemente, por las secuencias mesozoicas de la Cuenca del Neuquén y sobre estos, en discordancia, los Estratos de Mondaca y la Secuencia Volcánica de Laguna del Pelado (Fig. 5 y Fig. 9). Todas las secuencia estratificadas presentan una inclinación entre 1° a 30°W y no presentan mayores evidencias de deformación ni despegues internos, salvo en el valle del río Mercedario donde deformación en estilo “*thin-skinned*” ocurre debido a la presencia de los potentes niveles de yeso de la Formación Auquilco y el aumento de espesor hacia el sur de las secuencias estratificadas mesozoicas (Cristallini y Ramos, 2000).

Al oeste del valle del río Santa Cruz, la Falla Mondaquita (Fig. 4) eleva nuevamente otro bloque de basamento (Dominio 2) sobre las rocas volcánicas del Oligoceno Mioceno de los Estratos de Mondaca (Lencinas y Tonel, 1993). El basamento, en este dominio, formado en su mayor parte por los granitoides del Paleozoico superior del Batolito Pico Los Sapos, está cubierto, al norte del río Carnicerías, por niveles subhorizontales de la Formación Rancho de Lata y al sur de este, por reducidos afloramientos de las formaciones jurásicas (Fig. 6) que, en este caso, alcanzan una distribución areal muy reducida. Afloramientos de la Formación Pachón se extienden hacia el oeste hasta el cordón fronterizo entre Chile y Argentina. Al norte del Río Carnicería, en el río del Yeso, el contacto entre la formación Pachón y el Triásico corresponde a una falla normal de alto ángulo inclinada a oeste que, probablemente, representa a una falla normal activa durante el Oligoceno Mioceno inferior (Falla Pachón; Mpodozis, 2015). En las cabeceras del Río Carnicería, al aproximarse hacia la Falla Pelambres, la cobertura cenozoica (Formación Pachón) se encuentra deformada en una angosta faja plegada y corrida de escama delgada, la que, en las nacientes del río Carnicería, incluye al menos tres láminas de corrimiento que exhiben geometrías de rampa-*flat* que aumentan su manteo hacia el oeste

La Zona central, que comprende el Dominio 3, está limitada, al este, por las fallas Los Pelambres-La Pantanosa, al este, y las fallas Totoral y González por el oeste (Fig. 4). Entre el arroyo de Los Leones y el extremo sur de la zona de estudio e involucra a las rocas oligo-miocenas de la Formación Los Pelambres (33-18 Ma). La Falla Pelambres, aflora por más de 50 km desde el Paso del Lagarto, por norte, hasta más allá del extremo sur de la zona de estudio. Pone en contacto a rocas oligo-miocenas de la Formación Pachón, al este, con rocas intensamente deformadas de la Formación Los Pelambres, al oeste. Hacia el Norte del Paso del Lagarto y hasta el sector del Paso del Río Negro, la traza de la Falla Pelambres se continúa con la traza de la Falla Pantanosa, la que pone en contacto a las secuencias de la Formación Pachón con secuencias estratificadas cretácicas (formaciones Pucalume y Viñita) y rocas del Plutón del Medio (Eoceno superior). La estrecha faja de afloramientos de la Formación Pelambres, comprendida entre estas fallas, presenta una deformación extrema con capas subverticales y fuerte inclinación hacia el oeste, lentes tectónicos desgarrados limitados por fallas inversas anastomosadas y pliegues subsociales propios de una zona afectada por deformación dúctil (Mpodozis et al, 2009; Mpodozis y Cornejo, 2012; Perelló et al, 2012).

La Zona Occidental está formada principalmente por las secuencias cretácicas de la Formación Salamanca (Rivano y Sepúlveda, 1991) las que presentan una suave y monótona inclinación al este ($< 25^\circ$). Al sur del río Choapa, al oeste de Cuncumén (Fig. 4 y Fig. 7) estos afloramientos están limitados por la traza rectilínea de la Falla Pocuro que los ponen en contacto hacia el este con las capas de los Estratos de Almendrillo (Cretácico Superior), también inclinados al este que se extienden hasta las trazas de las fallas Totoral y González (Fig. 9). La traza de la falla Pocuro termina al norte del río Choapa (Fig. 5).

Relaciones de contacto indican que las Fallas Totoral, Gonzáles y Pelambres estuvieron activas desde el Mioceno inferior, como lo indican las edades de 21.7 y 18.5 Ma obtenida en plutones del Complejo Chalinga, cortados por las trazas de la fallas Totoral (Mpodozis, 2015), y la edad del plutón Río Cerro Blanco (14,3 Ma) emplazado sobre su traza, indicando que esta estructura estuvo activa en el período comprendido entre los 18 y 14. Esta relaciones son consistentes con la edad del Stock Pelambres, intrusivo post tectónico emplazado, más al este sobre la traza de la Falla Los Pelambres entre los 14 y 13 Ma. Más al este, la edad precisa de la deformación de escama gruesa representada por las fallas Mondaquita y Santa Cruz no puede ser determinada con precisión aunque la primera estuvo activa después de los 18 Ma, tal como lo indica el hecho que en la zona de Laguna del Pelado, cabeceras del río Totoral (Fig. 9), su traza pone en contacto a lavas de la formación Pachón sobre andesitas de la Secuencia Volcánica Laguna del Pelado datadas en *ca.* 18 Ma.

4. Petrografía y Geoquímica

En este capítulo se presentan, en primer lugar, las características generales del magmatismo en la región de Los Pelambres considerando aspectos de su clasificación geoquímica, para luego analizar sus variaciones temporales. En el capítulo siguiente, estas se discuten de tal forma de analizar la petrogénesis de las distintas unidades volcánicas e intrusivas de la región; su evolución magmática y características se comparan con la de unidades de edad equivalente que afloran al norte y sur de la región estudiada para, de este modo, evaluar posibles variaciones pudieran existir, en sentido longitudinal, entre el Cretácico y el Cenozoico en función de la evolución tectónica de los diversos segmentos que conforman los Andes del norte y centro de Chile.

El estudio petrográfico efectuado en las muestras recolectadas en la zona de Los Pelambres indica que, en general, las rocas intrusivas se encuentran levemente afectadas por procesos de alteración *post* magmáticas, siendo estos mayores en las rocas volcánicas, (Tabla 6 en Anexos). Sin embargo, aunque en ningún caso la textura primaria de las muestras se encuentra obliterada, es de común ocurrencia una alteración selectiva de los minerales ferromagnesianos (principalmente olivinos y ortopiroxenos) a epidota, actinolita y zeolitas cálcicas junto a óxidos rojos (iddingsita). La masa fundamental en las rocas volcánicas presenta bajo a medio grado de alteración, y una mineralogía secundaria similar a la que afecta a los fenocristales. Cuando existen amígdalas, en muchos casos estas están rellenas por clorita, esmectita y actinolita observándose, además, abundante magnetita asociada a fases hidratadas tardías (anfíbola uralítica y hornblenda). Las rocas más jóvenes presentan, en general, un menor grado de alteración, destacando procesos de alteración selectiva y en vetillas con desarrollo de minerales cálcicos (calcita, epidota, actinolita y zeolitas cálcicas), junto a magnetita, titanita y clorita. Las rocas de la Fm. Estero Cenicero, de edad paleocena, representan los ejemplares más alterados de rocas volcánicas, mientras que los intrusivos asociados a la mineralización en Los Pelambres y El Altar constituyen los ejemplares más alterados de rocas intrusivas.

Considerando los objetivos de este trabajo y asumiendo que los rasgos de alteración que presentan las rocas de la región pudieron movilizar a los elementos mayores, el análisis geoquímico de las unidades se realizó considerando, especialmente, elementos de tierras raras y trazas menos sensibles a procesos de alteración *post* magmática (*sensu* Pearce y Peate, 1995).

4.1. Características generales del magmatismo de la región de Los Pelambres

La Fig. 10A indica la cronología de los eventos intrusivos y extrusivos detectados, a la fecha, en la región de Los Pelambres. En esta se observa que el magmatismo es temporalmente discontinuo y episódico incluyendo períodos de exclusiva actividad volcánica (e.g Cretácico Superior y Oligoceno), periodos donde habría ocurrido principalmente actividad intrusiva (e.g Eoceno y Mioceno medio a superior) y otros en los que, a la fecha, no han sido reportadas edades de rocas magmáticas (55-48 Ma).

La evolución de los contenidos de SiO₂ en función del tiempo (Fig. 10B) muestra que durante el Cretácico superior (90-77 Ma), a pesar de los escasos análisis disponibles, predominan las composiciones basálticas y andesítico basálticas (49-57 % SiO₂), en acuerdo con observaciones de campo que indican un predominio de rocas máficas en las secuencias volcánicas de la Fm. Salamanca y Fm Viñita (Rivano y Sepúlveda, 1991). En cambio, tanto las rocas volcánicas como intrusivas del Cretácico superior tardío (Estratos de Almendrillo 75-70 Ma, Intrusivos del Campaniano Maastrichtiano 74-70 Ma e Intrusivos del Maastrichtiano 67-65 Ma) se caracterizan por una tendencia bimodal incluyendo un grupo de rocas composición andesítica basáltica (SiO₂ 51-54 wt %) y otro de alto sílice que incluye a dacitas y riolitas (SiO₂ 70 %). Esta “bimodalidad” desaparece en el Paleoceno ya que las rocas de este grupo (Formación Estero Cenicero, ca. 63 Ma; y Plutón Cuncumén, 60-58 Ma), muestran un rango de SiO₂ más amplio (SiO₂ 54-70 t%, Fig. 10B). El magmatismo Eoceno, representado solo por rocas intrusivas, presenta un rango estrecho de composiciones andesíticas a dacíticas (60-65 % SiO₂), mientras que las secuencias volcánicas y los intrusivos del Oligoceno- Mioceno inferior presentan un amplio rango composicional (SiO₂ entre 49 y 72 %), predominando en ellos las rocas de composición básica y siendo más abundantes las composiciones andesíticas en las secuencias volcánicas más orientales (Estratos de Mondaca). Esta situación cambia durante el Mioceno inferior tardío (c.a 18 Ma), periodo en el cual predominan las composiciones andesíticas (Secuencia Volcánica Laguna del Pelado) aunque; los intrusivos coetáneos, sin embargo, presentan un rango continuo desde composiciones básicas hasta ácidas. La Fase 3 del Complejo Intrusivo Chalinga y los Intrusivos Hipabisales del Río Santa Cruz, del Mioceno medio (16-14 Ma) están conformados exclusivamente por rocas de composición dacítica (SiO₂ 63-70 %, Fig. 10B). Durante Mioceno superior (12-10 Ma) ocurren exclusivamente fases intrusivas epizonales (pórfidos del Mioceno superior), cuyas composiciones son similares a las observada en los intrusivos del Mioceno medio (Fig. 10B)

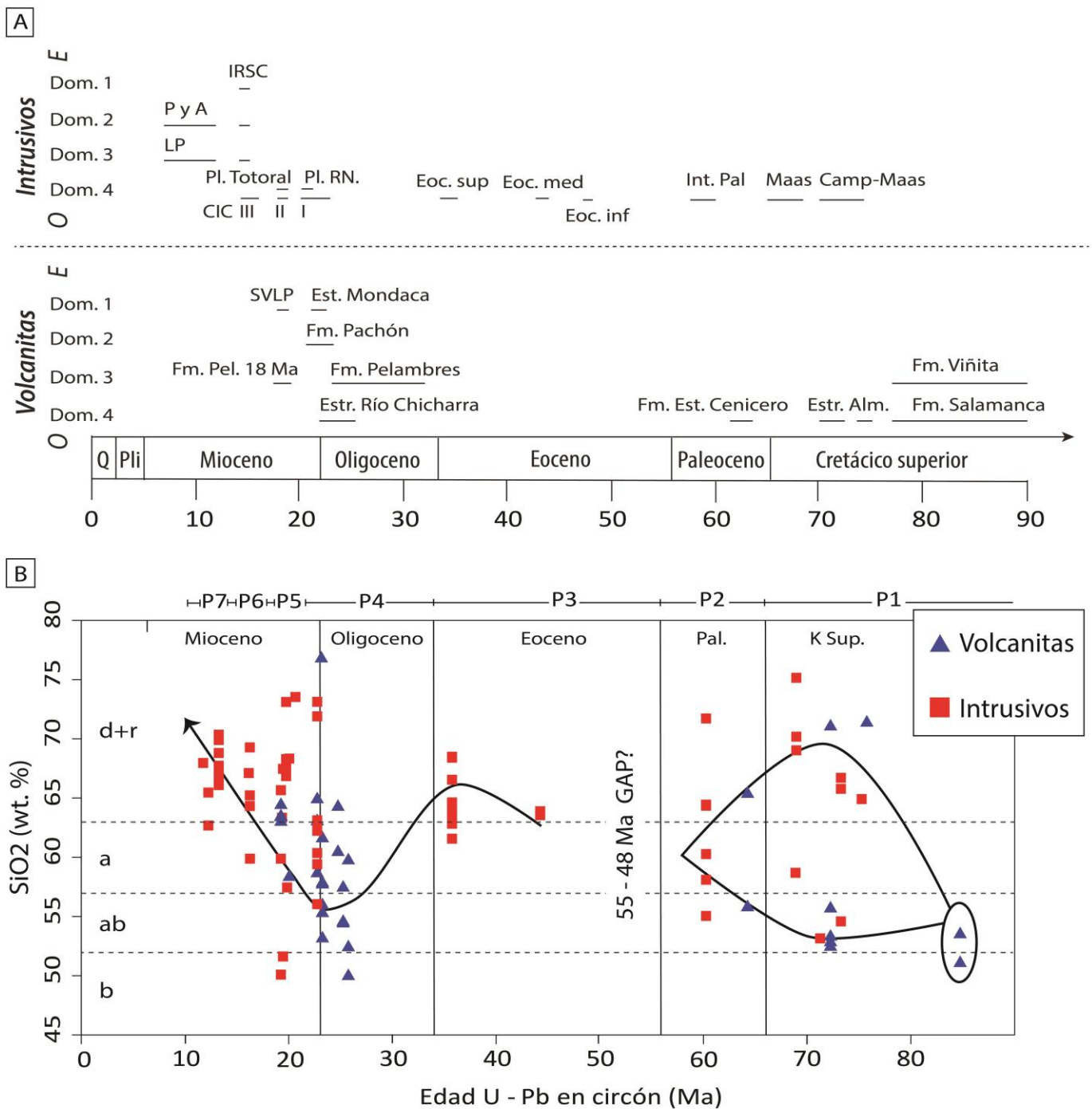
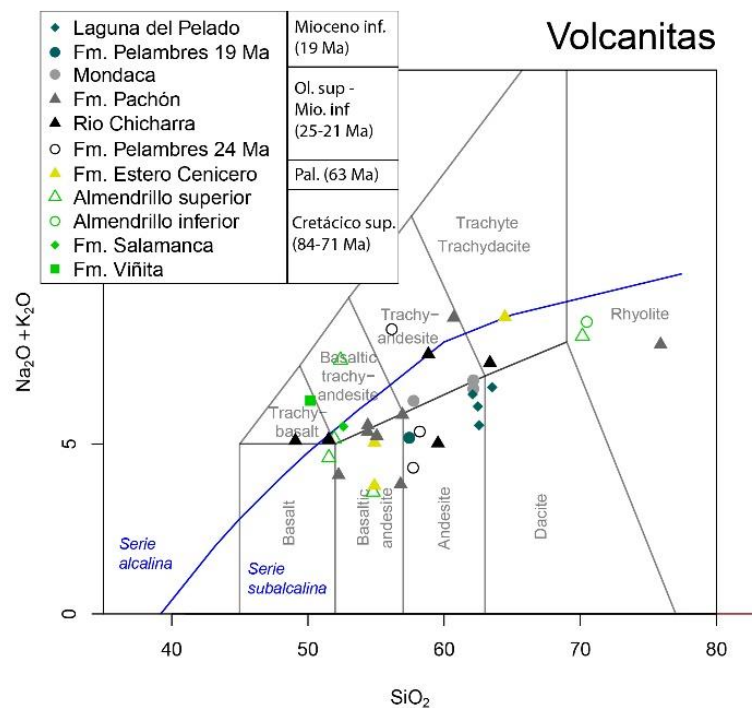
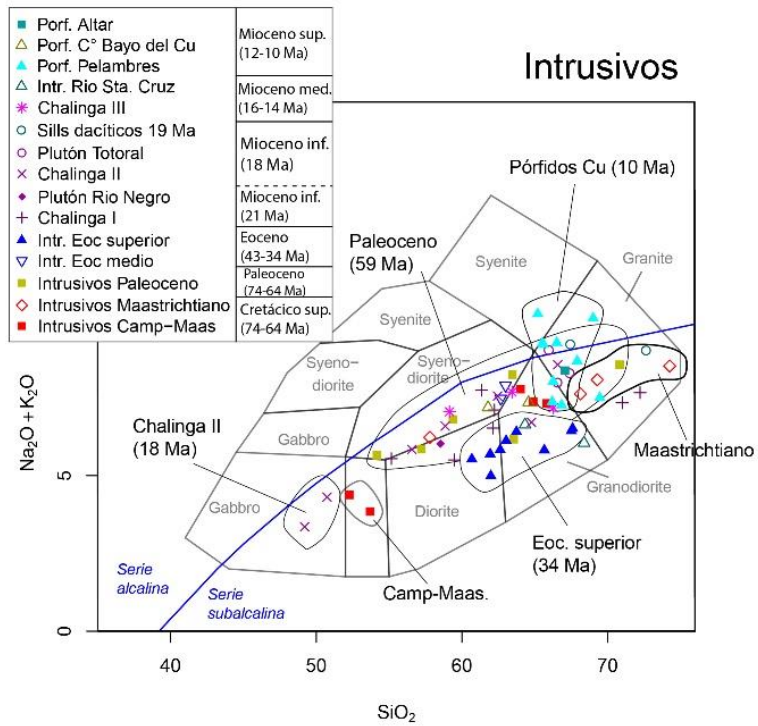
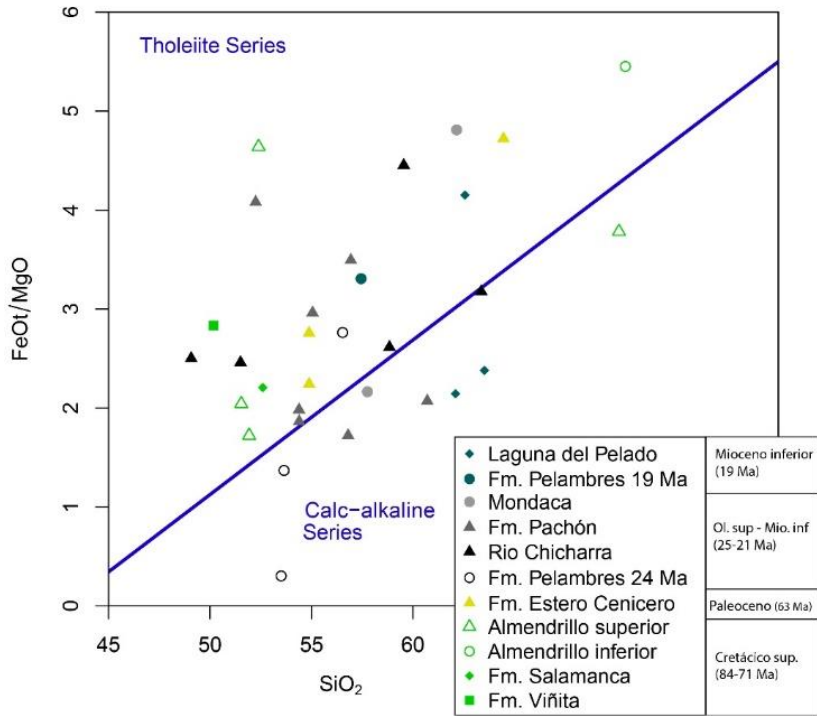


Fig. 10: A) Distribución temporal y espacial del magmatismo en la región de Los Pelambres. Algunas abreviaciones utilizadas: CIC: Complejo Intrusivo Chalinga; SVLP: Secuencia Volcánica Laguna del Pelado; IRSC: Intrusivos Hipabisales Río Santa Cruz; LP: Los Pelambres; P y A: Pachón y Altar, Pl. RN: Plutón Río Negro. Rango de edades corresponden a dataciones U-Pb en circón reportadas por Mpodozis (2015). Números 1 al 4 indican los cuatro dominios (Dom.) definidos en la región por Mpodozis (2015) de Este (E) a Oeste (O), respectivamente. Ver capítulo 3 y Fig. 4 para detalles. B) Variación del contenido de SiO₂ en función de la edad para rocas volcánicas e intrusivas. Las letras minúsculas indican los rangos de composiciones para b: basaltos; ab: andesitas basálticas; a: andesitas; d+r: dacitas y riolitas; clasificación en base a contenido de SiO₂ según Le Maitre et al. (1989). Se incluyen los siete periodos propuestos (P1 a P7) para la presentación de los resultados (ver texto).

En el diagrama de clasificación basado en los contenidos de álcalis totales vs sílice (TAS, Le Bas et al., 1986, Fig. 11) el universo de rocas analizadas incluye, en general, rocas sub-alcálicas, salvo algunas muestras del Cretácico superior y los Pórfidos de Los Pelambres (Mioceno superior) que muestran, en algunos casos, análisis con elevado contenido de álcalis. En el diagrama de FeOt/MgO vs SiO₂ de Miyashiro (1979) la mayoría de las muestras de rocas volcánicas se ubican en el campo de rocas toleíticas o bien muestran un comportamiento transicional entre toleítico y calcoalcalino, mientras que los intrusivos tienen una mayor afinidad a la serie calcoalcalina de diferenciación, para todo rango de edad y contenido de sílice (Fig. 11). Los intrusivos (calcoalcalinos) del Mioceno medio a superior se separan de las tendencia general ya que forman un distintivo conjunto caracterizado por sus bajos valores de la razón FeOt/MgO (Fig. 11) debido a sus mayores contenidos de magnesio (#Mg 60-100 vs #Mg < 55, Fig. 12). Altos valores de Mg se encuentran, a la vez, en rocas con edades comprendidas entre los 24-20 Ma y 18 Ma en el Complejo Intrusivo Chalinga (CIC1 y CIC2) y en una muestra de los intrusivos del Campaniano-Maastrichtiano (PEL-225).





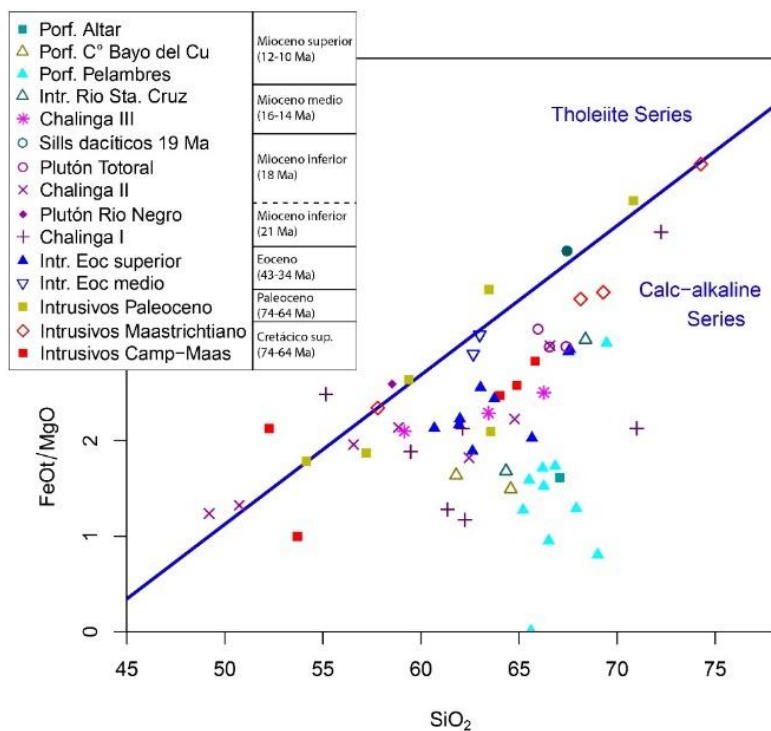


Fig. 11: Diagramas Na₂O + K₂O vs SiO₂ (TAS; Le Bas et al., 1986; Cox et al., 1979) y FeO/MgO vs SiO₂ (Miyashiro, 1974) para las unidades volcánicas (arriba) e intrusivas (abajo) de la región de Los Pelambres. Campos y línea de separación entre composiciones alcalinas y subalcalinas en diagrama TAS son los de Peccerillo y Taylor (1976).

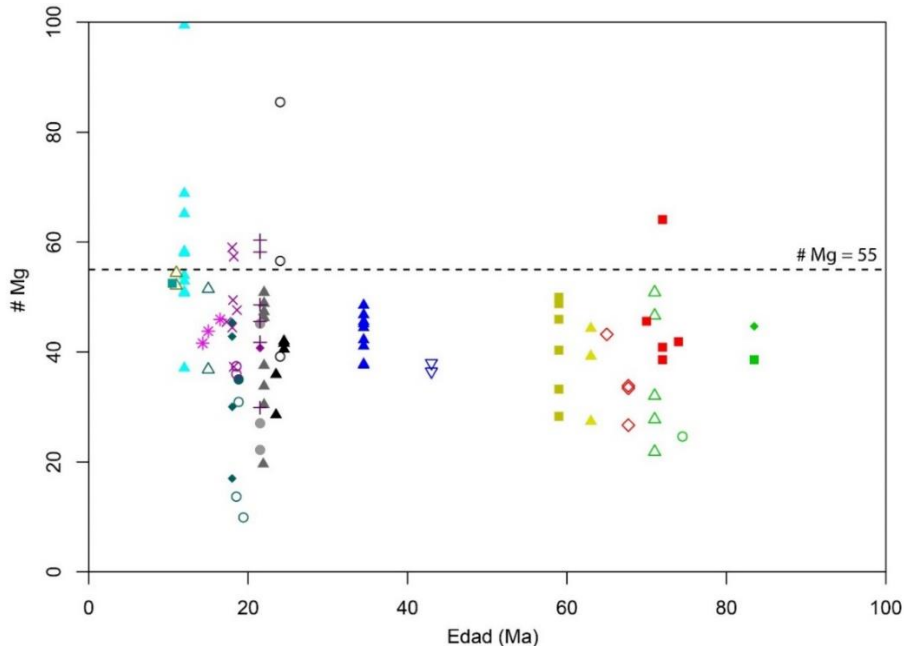


Fig. 12: Mg# vs Edad (Ma) para todas las unidades. En general, las muestras poseen un número magnésico bajo, con una mayor población con valores > 55% durante el Mioceno medio al Mioceno superior (leyenda en Fig. 11). Las rocas más magnésicas son las rocas dacíticas y riolíticas de los Pórfidos mineralizados de Los Pelambres, mientras que los menores valores los tienen las muestras de sills dacíticos que intruyen a la Fm. Pelambres datados en 19 Ma.

Finalmente, al realizar una inspección de primer orden en base a diagramas de discriminación tectónica del universo de muestras con contenidos de SiO₂ más bajos (SiO₂ < 58 %), que incluye a rocas del Cretácico Superior, Paleoceno, Oligoceno y Mioceno inferior, se aprecia que la totalidad de los análisis cae en los campos de rocas generadas en un ambiente orogénico con desarrollo de un arco magmático construido sobre una placa continental (Fig. 13).

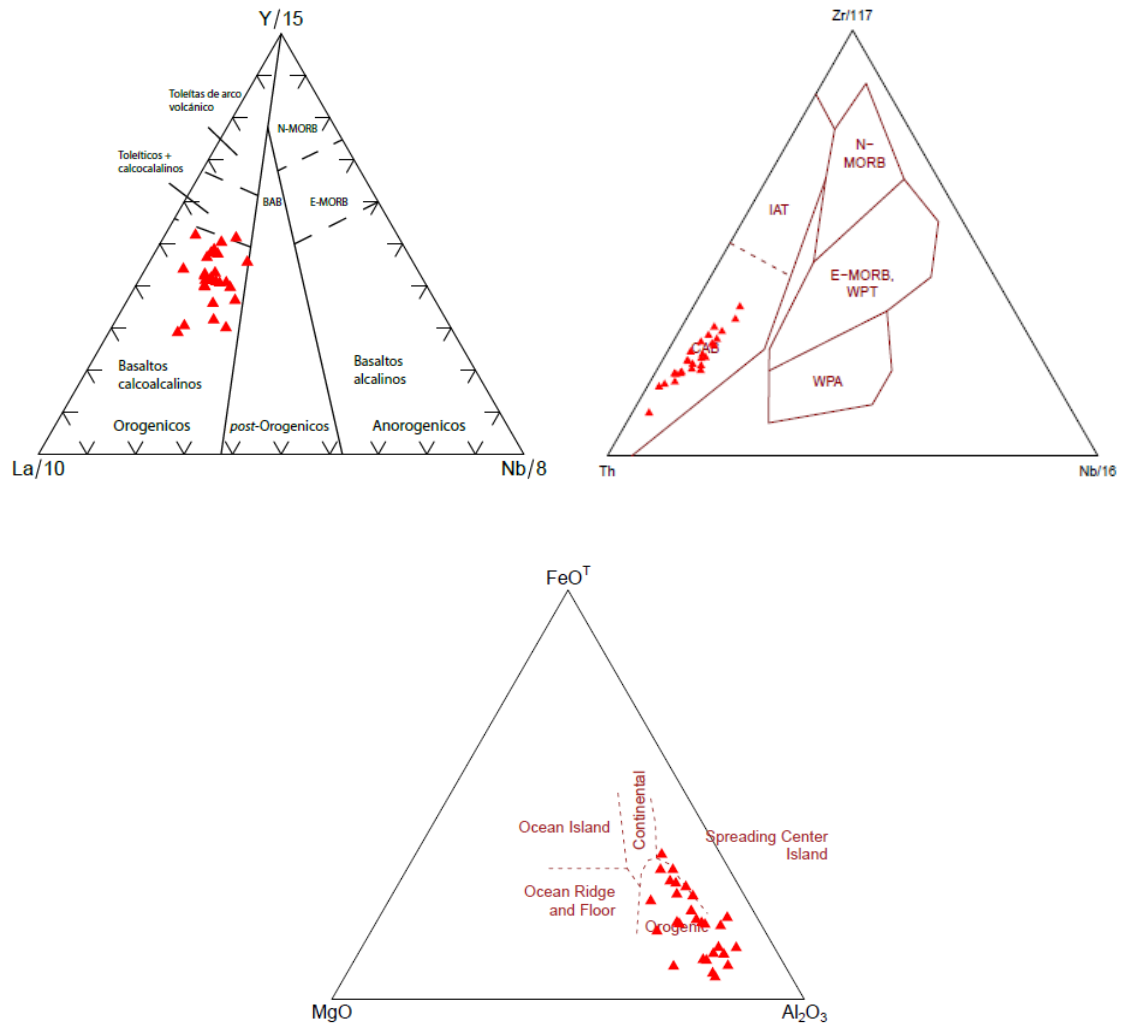


Fig. 13: Diagramas discriminatorios para rocas básicas (triángulos rojos). Análisis con contenidos de SiO₂ < a 58 % incluyen a unidades del Cretácico Superior, Paleoceno, Oligoceno y Mioceno inferior. Ver Fig. 10. FeO^T-MgO-Al₂O₃ de Pearce et al. (1977); Y/15 – La/10 – Nb/8 de Cabanis y Lecolle (1989); Zr/117 – Th – Nb/16 de Wood (1980); Ta vs Yb de Pearce et al. (1984).

4.2. Análisis temporal

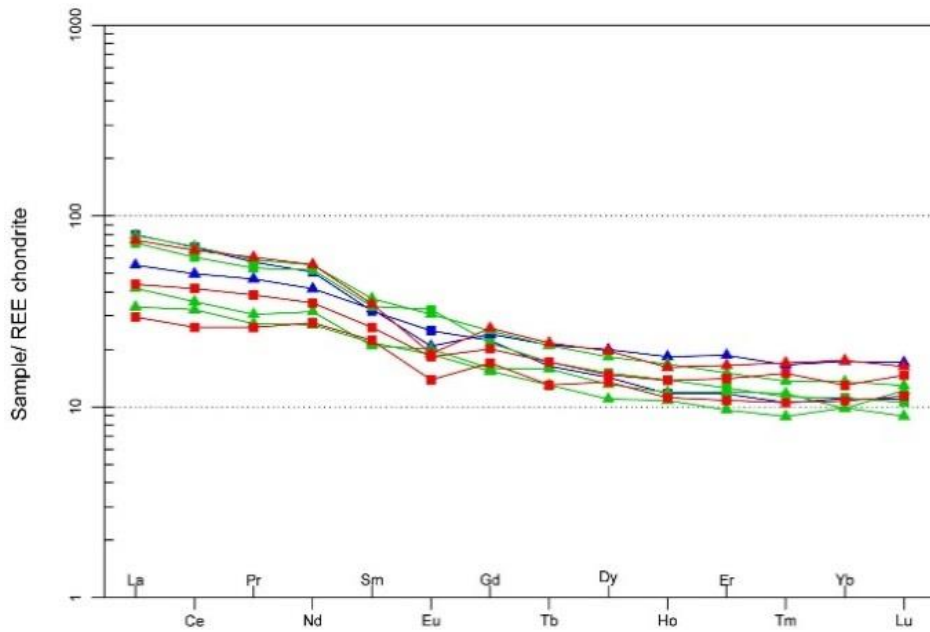
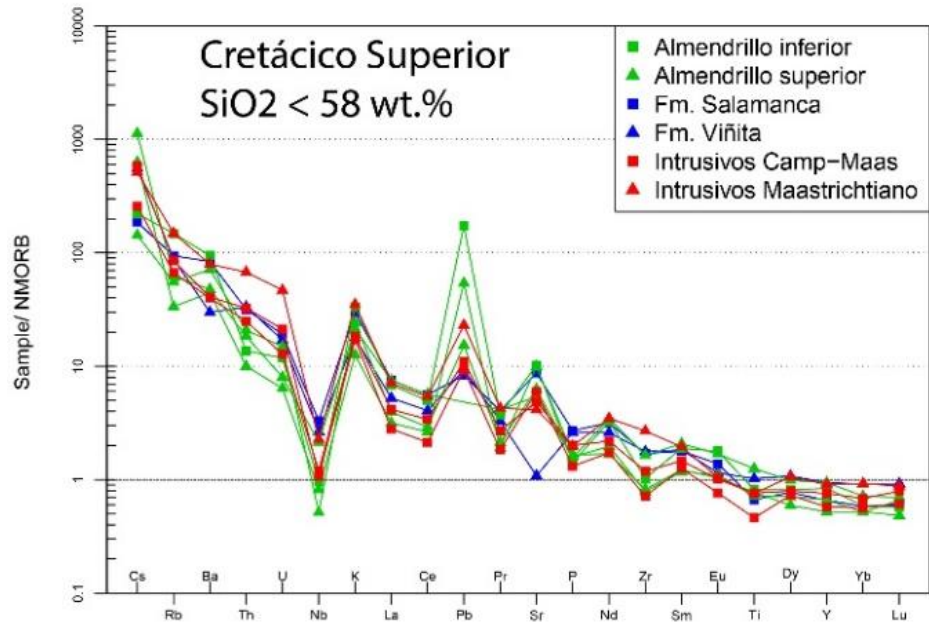
A continuación se realiza un análisis temporal de las unidades ígneas en Los Pelambres, las que se han agrupado en siete periodos (Fig. 10A) considerando la geología de la región de estudio y la geocronología de las mismas, de tal forma de evaluar las características geoquímicas para cada periodo y poder establecer su evolución en el tiempo.

4.2.1. Cretácico Superior (90-70 Ma)

Este grupo incluye a las rocas volcánicas de las formaciones Salamanca y Viñita (90-77 Ma) y a las rocas volcánicas de los Estratos de Almendrillo (75-70 Ma), junto los intrusivos del Campaniano-Maastrichtiano (74-70 Ma) y Maastrichtiano (72-70 Ma). Las muestras analizadas de las formaciones Salamanca y Viñita (90- 77 Ma) corresponden a andesitas basálticas con una mineralogía primaria esencialmente anhidra, con olivino, junto a fenocristales de clino- y ortopiroxeno y plagioclasas cálcicas con texturas cribadas. Las muestras del nivel inferior de los Estratos de Almendrillo (75 Ma) incluyen dacitas fluidales de piroxeno y sanidina, mientras que las rocas volcánicas básicas del nivel superior (72-70 Ma) presentan una petrografía equivalente a las muestras de las formaciones Salamanca y Viñita, consistente en andesitas basálticas con una mineralogía máfica anhidra.

Tanto los intrusivos del Campaniano-Maastrichtiano (74-70 Ma) como los intrusivos del Maastrichtiano (72-70 Ma) poseen un marcado carácter monzonítico, siendo relativamente abundante la presencia de feldespato alcalino modal en las muestras. Las composiciones menos diferenciadas incluyen a dioritas y monzodioritas cuarcíferas de clinopiroxeno y ortopiroxeno con baja proporción de anfíbola uralítica tardía reemplazando a piroxenos; las composiciones más diferenciadas consisten, en cambio, en granodioritas a monzogranitos de piroxeno y biotita.

En cuanto a la química de elementos mayores, las rocas de este periodo se caracterizan por presentar elevados contenidos de K₂O debido a lo cual se ubican en el campo de las rocas calcoalcalinas de alto potasio en el diagrama de K₂O vs SiO₂ de Pecерillo y Taylor (1976) (Fig. 17).



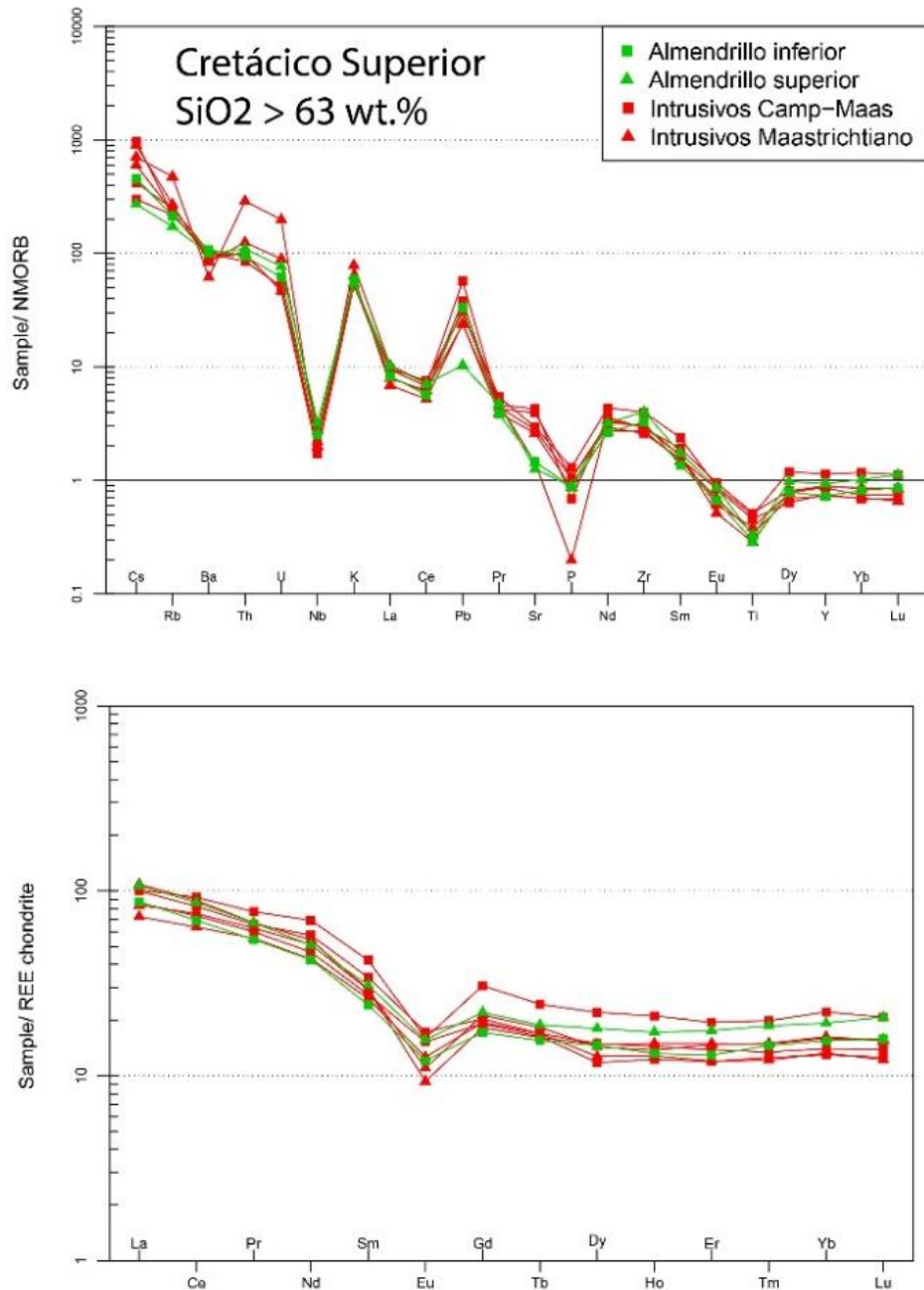


Fig. 14: Diagramas multielementos normalizado al NMORB (Sun y McDonough, 1989) y tierras raras normalizado al condrito C1 (McDonough y Sun, 1995) para muestras del Cretácico superior separadas según rango de sílice.

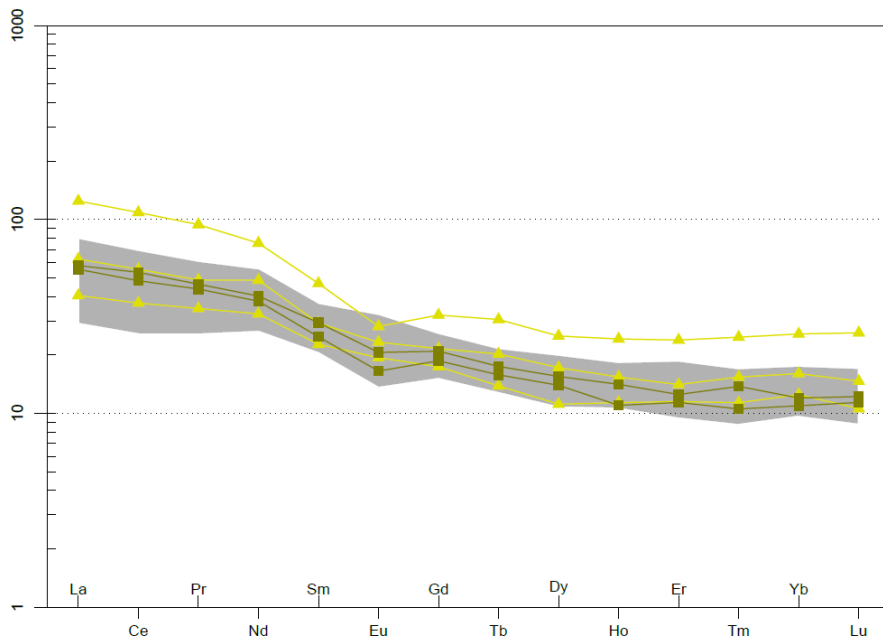
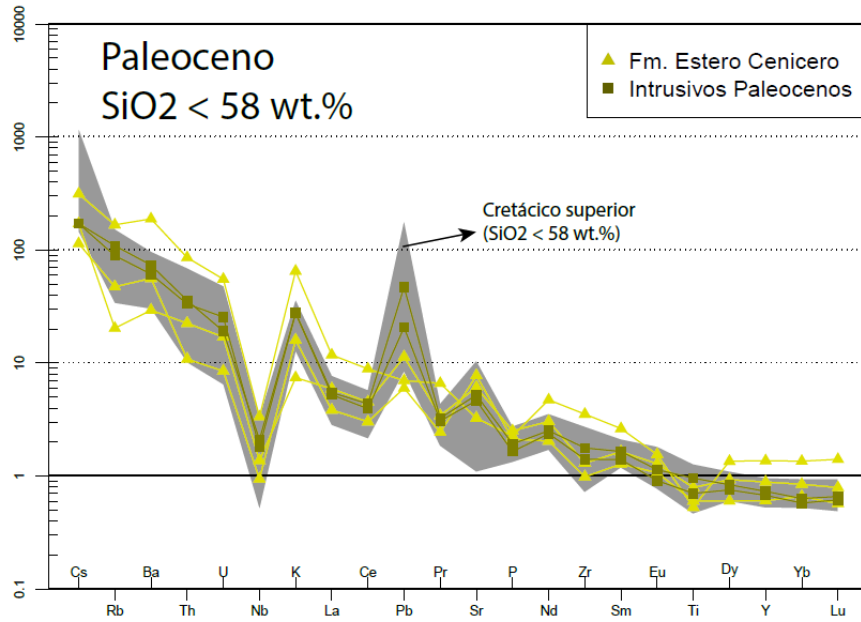
Su geoquímica de elementos traza se caracteriza, tanto en las roca volcánicas básicas de las formaciones Salamanca y Viñita, como la *suite* bimodal del Cretácico superior tardío (Estratos de Almendrillo e Intrusivos del Campaniano-Maastrichtiano) por presentar elevadas razones LILE/LREE (La/Ta > 22, Fig. 42) y anomalía negativa de HFSE (principalmente Nb, Ta, Ti) (Fig. 14). Los patrones de REE de las roca volcánicas e intrusivas cretácicas son suavemente inclinados en el extremo de las LREE y planos en el extremo de las HREE (La/Yb 4-10.6, La/Sm 2.1 – 5.9, Sm/Yb 1.4 – 2.7), con concentraciones de HREE que superan más de 10 veces la concentración del condrito C1. Las muestras básicas (SiO₂ < 58 %) presentan patrones poco fraccionados,

mientras que las composiciones más diferenciadas presentan grandes anomalías de Eu y concentraciones de LREE hasta 100 veces mayores a las del condrito C1 (Fig. 14). Las rocas de los Estratos de Almendrillo destacan por sus altas concentraciones de Pb respecto de un NMORB, mientras los intrusivos del Maastrichtiano muestran altas concentraciones de Th y U (Fig. 14) y, en consecuencia, elevadas razones Th/La (0,2 – 1,3), Ba/La (14,3 – 36,7) y Ba/Th (~75) (Fig. 39, Tabla 5 en Anexos).

4.2.2. Paleoceno (64 - 58 Ma)

Este grupo comprende las rocas volcánicas de la Fm. Estero Cenicero (*ca.* 64 Ma) y las rocas intrusivas de Plutón Cuncumén (60 – 58 Ma). A diferencia de las secuencias volcánicas del Cretácico Superior, las volcanitas de la Fm Estero Cenicero muestran un rango composicional más amplio (SiO₂ 54-64 wt. %), incluyendo composiciones andesíticas. Las composiciones más básicas presentan una petrografía equivalente a las muestras volcánicas básicas del Cretácico Superior, consistente en andesitas basálticas con rasgos de flujo y una mineralogía máfica anhidra, dominada por fenocristales de olivinos y dos piroxenos. Las muestras andesíticas se caracterizan por presentar rasgos marcados de flujo y mantienen la mineralogía anhidra observada en las composiciones menos diferenciadas, caracterizada por restitas de dos piroxenos de hasta 1 mm de diámetro en sus fenocristales. Las rocas del plutón Cuncumén, más jóvenes, son de composición intermedia (SiO₂ 54-70 %) y poseen un marcado carácter monzonítico, siendo abundante la presencia de feldespatos alcalinos modales, de forma similar a lo observado en los intrusivos del Cretácico Superior.

Así mismo, las principales características geoquímicas de las muestras volcánicas e intrusivas paleocenas son similares a las observadas en las unidades cretácicas. Estos rasgos incluyen elevados valores de K₂O (K₂O = 0.5 -5.4 %, Fig. 17) y diagramas multielementos y de tierras raras paralelos e igualmente planos (La/Yb < 10, Fig. 41). Sin embargo, para composiciones > a 63 % de SiO₂, las unidades paleocenas poseen un enriquecimiento en todos los elementos del grupo de las REE respecto a las rocas cretácicas y un mejor desarrollo de anomalía negativa de Eu (Eu/Eu* 0.3-1.0, Fig. 41). En particular, las muestras del plutón Cuncumén, a diferencia de los intrusivos del Campaniano-Maastrichtiano y Maastrichtiano, presentan menores razones Th/La y Ba/La (Fig. 39).



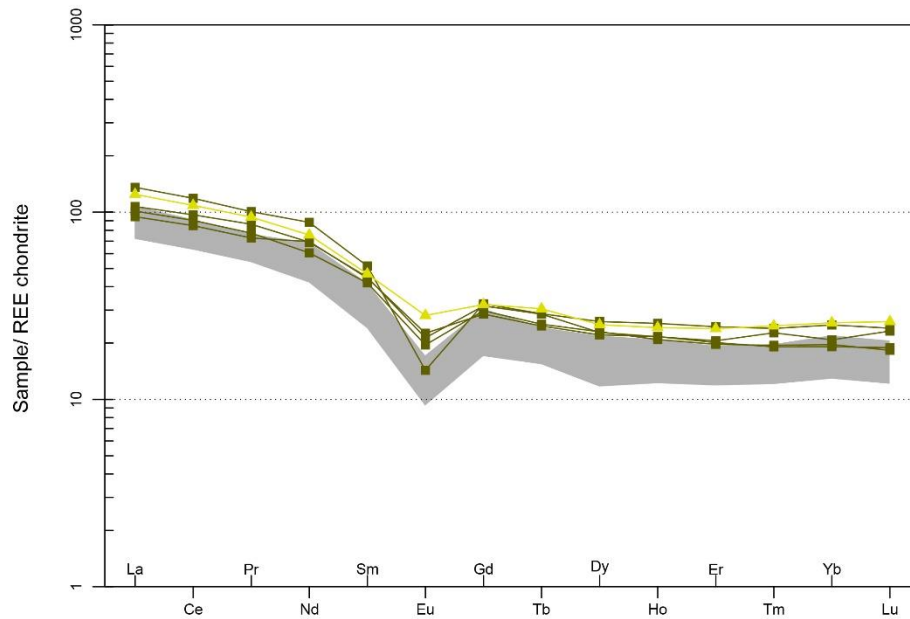
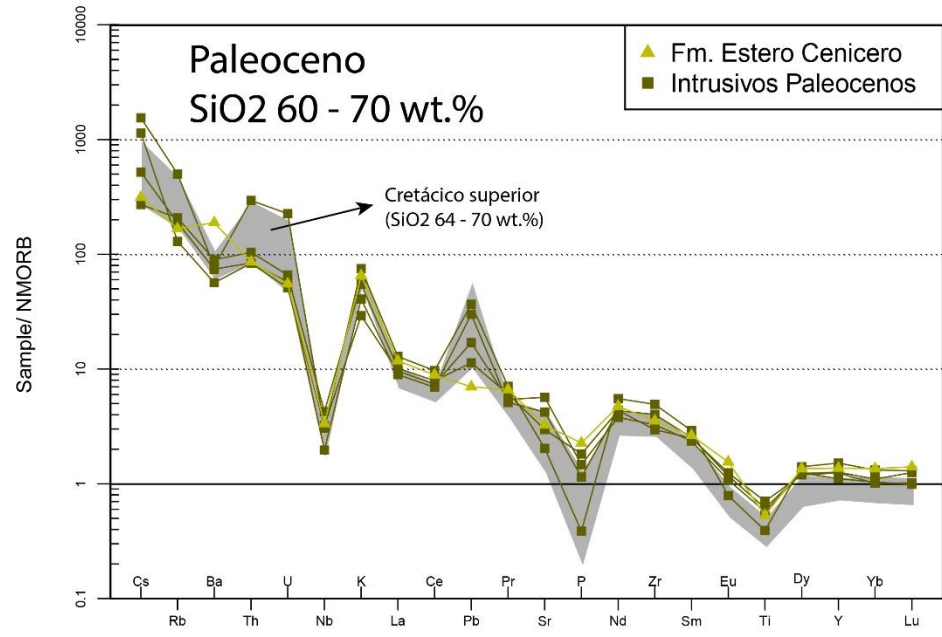


Fig. 15: Diagramas multi-elementos normalizado al NMORB (Sun y McDonough, 1989) y tierras raras normalizado al condrito C1 (McDonough y Sun, 1995) para muestras del Paleoceno separadas según rango de sílice. Para comparación con periodo anterior en los diagramas se incluye, mediante área sombreada, el rango de variación que presentan las muestras cretácicas del mismo rango de SiO₂.

4.2.3. Eoceno (43-34 Ma)

Tal como se indicó en los apartados anteriores, este grupo está conformado exclusivamente por rocas intrusivas, reconociéndose tres pulsos de actividad magmática durante el Eoceno inferior (plutón Cerro Osandón, 48 Ma), Eoceno medio (Plutón El Encanto, 43 Ma) y Eoceno superior (plutón Fredes, plutón Tres Quebradas y plutón del Medio, 35-34 Ma, Fig. 8). De este conjunto se dispone de datos de geoquímica sólo de los intrusivos del Eoceno medio (c.a 43 Ma) y Eoceno superior (35-34 Ma).

La petrografía de las muestras estudiadas del *plutón El Encanto (Eoceno medio, c.a 43 Ma)* incluye a granodioritas y monzonitas cuarcíferas con una mayor participación de fases primarias hidratadas respecto a intrusivos paleocenos y cretácicos, reconociéndose una mayor presencia de anfíbola uralítica asociada a magnetita sobre núcleos de piroxenos y mayor abundancia de hornblenda magmática intersticial, aunque esta no supera el 10% del volumen de la roca. Sin embargo, las principales características geoquímicas de las tres muestras del Plutón El Encanto se asemejan a las de las rocas paleocenas del plutón Cuncumén, destacando contenidos de K₂O que en el diagrama de Pecerrillo y Taylor (1976) caen en el campo de rocas calcoalcalinas de alto K (Fig. 17) y patrones de REE con baja inclinación (La/Yb < 10, Tabla 5 en anexos). A pesar de estas semejanzas, las muestras de los Intrusivos del Eoceno medio poseen patrones de elementos incompatibles relativamente empobrecidos para casi todos los elementos (Fig. 18).

Los intrusivos del Eoceno superior (35-34 Ma), poseen, en cambio, características petrográficas y geoquímicas que los distinguen de las muestras de periodos anteriores. Si bien su rango composicional es equivalente a la de las muestras intermedias del Paleoceno y el Eoceno inferior (SiO₂ 60 – 67 wt. %), su litología incluye a tonalitas y granodioritas de grano grueso con escaso feldepató potásico modal y una mineralogía máfica dominada por hornblenda primaria bien desarrollada como fase independiente (> 1mm). La geoquímica de elementos mayores se caracteriza por mostrar mayores concentraciones de Al₂O₃, CaO y menores de K₂O (Al₂O₃ = 15.9–8.1 %; K₂O 0.2-2.2 %; Na₂O 3.9-4.4 %; CaO 3.4-6.6 %, Tabla 1) en comparación a las rocas del Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno inferior, ubicándose en el campo de las rocas calcoalcalinas de contenidos normales de K en el diagrama de Pecerrillo y Taylor (1976) (Fig. 17). Su geoquímica de elementos incompatibles muestra patrones empobrecidos para la mayoría de los elementos respecto a los intrusivos de los periodos anteriores. Este empobrecimiento generalizado afecta, en especial, a los elementos de alto campo (HFSE) y tierras raras (REE), salvo Ba y Sr, (Fig. 18). A pesar de este empobrecimiento en la mayoría de los elementos incompatibles, las muestras de los Intrusivos del Eoceno superior muestran mayores razones LILE/HFSE y LILE/LREE que los intrusivos del Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno medio, para contenidos equivalente de SiO₂, tal como lo demuestran mayores valores de Ba/Ta, Ba/Nb, Sr/Th y La/Ta (Fig. 16, Fig. 40, Fig. 42 y Tabla 1). Sus patrones de REE, empobrecidos respecto al de las muestras de periodos anteriores (Fig. 18), no muestran anomalías de Eu (Eu/Eu* = 0.75-1.05; Fig. 41 y Fig. 18) aunque presentan pendientes similares (La/Yb 6.4-14.7, La/Sm = 4.2-4.5, Sm/Yb = 1.5 – 2.3).

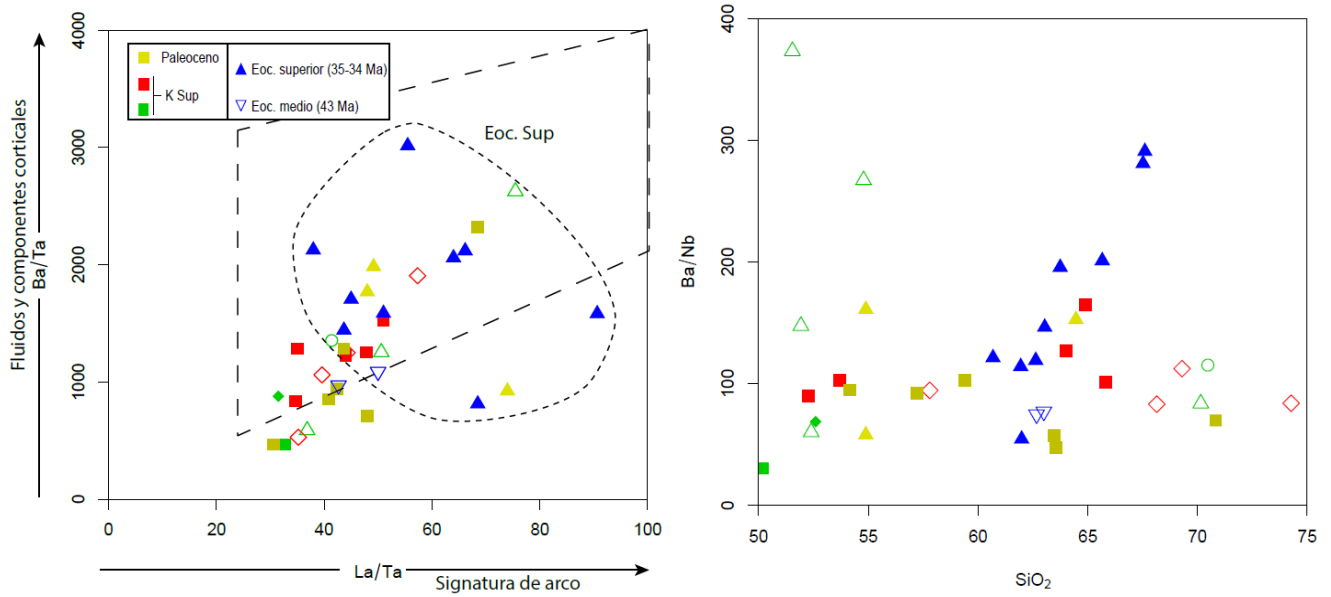


Fig. 16: Gráfica Ba/Ta vs La/Ta y Ba/Nb vs SiO₂ para unidades del Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno. Destacan las mayores razones LILE/HFSE y LILE/LREE de los intrusivos del Eoceno superior, denotando mayor cantidad de fluidos en su génesis respecto a unidades anteriores (ver Tabla 1).

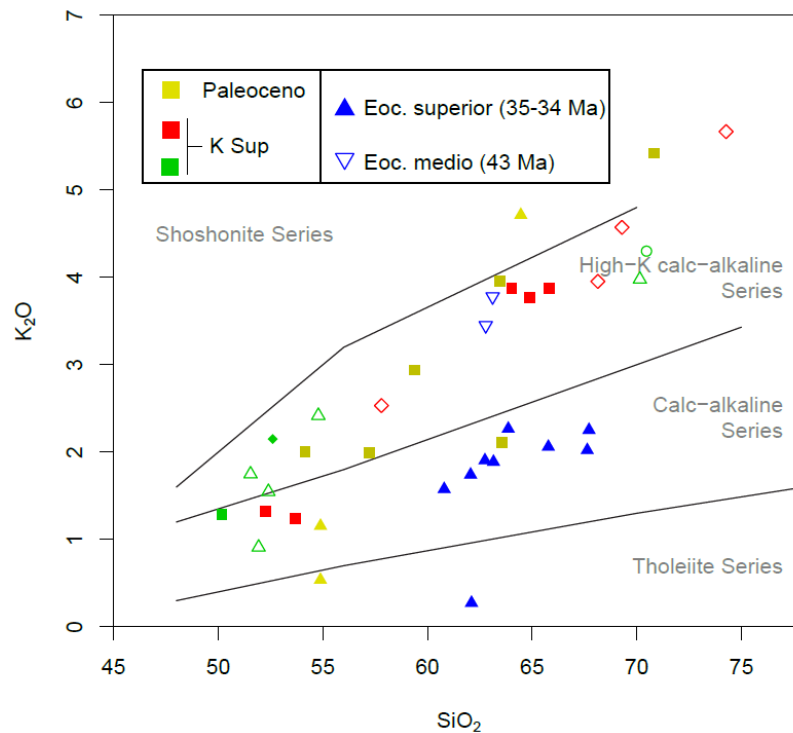


Fig. 17: Diagrama K₂O vs SiO₂ de Pecerrillo y Taylor (1976) para rocas del Cretácico superior, Paleoceno y el Eoceno, mostrando un enriquecimiento en K₂O en las unidades del Cretácico Superior al Eoceno medio y un bajo contenido de K₂O en las muestras del Eoceno superior, en acuerdo con el carácter tonalítico que presentan estas muestras en su petrografía.

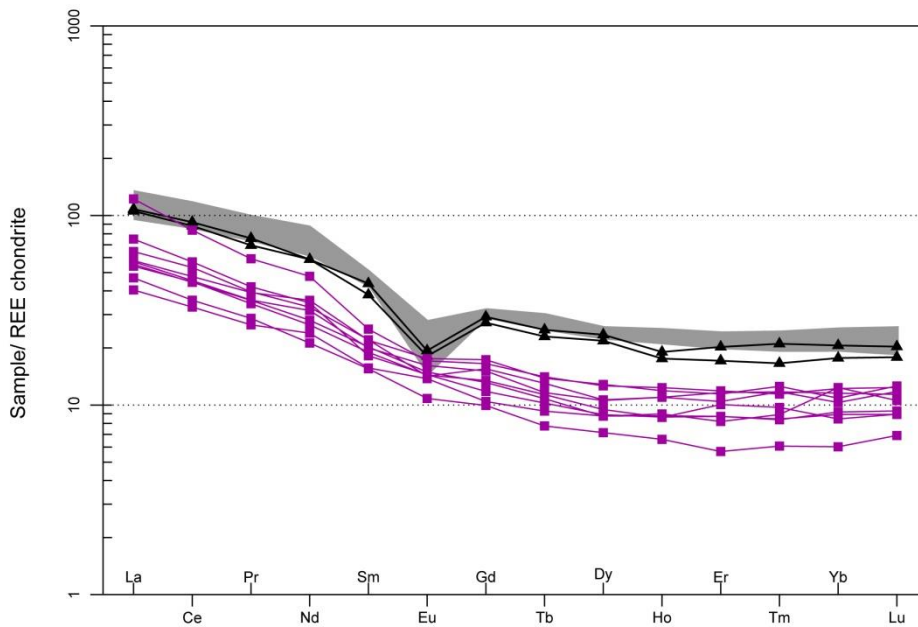
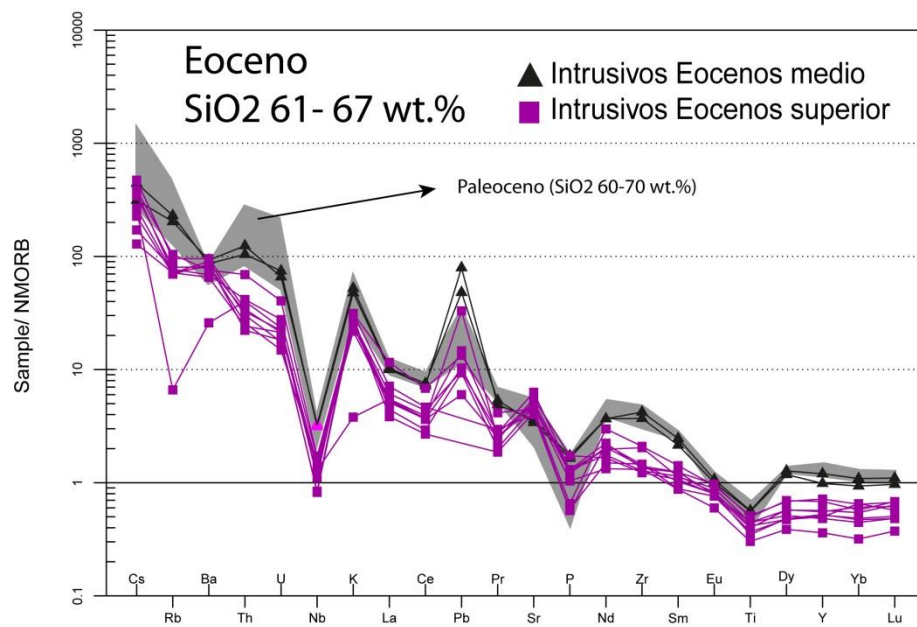


Fig. 18: Diagramas multi-elementos y de REE de las unidades del Eoceno normalizadas al NMORB y Condrito C1 (McDonough y Sun, 1995). Para comparación se incluye (área gris) las muestras con contenidos similares de SiO₂ de rocas intrusivas del Paleoceno.

En síntesis, los intrusivos del Eoceno superior (35-34 Ma) muestran un cambio importante en las características geoquímicas y petrográficas respecto al de las unidades anteriores. Muestran un carácter tonalítico con escaso feldespató potásico y abundante presencia de anfíbola modal, y una geoquímica caracterizada por bajos contenidos de K₂O y elevados contenidos de CaO y Al₂O₃. Presentan un empobrecimiento relativo en todos los elementos incompatibles respecto a las unidades cretácicas y paleocenas, e intrusivos del Eoceno inferior-medio, mostrando, sin embargo, mayores razones LILE/HFSE y LILE/HFSE que ellas. Sus patrones de REE se caracterizan por ser planos y carentes de anomalía de Eu, estando empobrecidos en todos estos elementos respecto a las unidades de periodos anteriores.

Tabla 1: Comparación de rasgos químicos significativos de intrusivos del Cretácico Superior, Paleoceno, Eoceno medio y Eoceno superior (solo muestras con SiO₂ entre 60 y 70 %.) Los valores presentados constituyen el promedio de las muestras analizadas (n). Valores entre paréntesis se incluye la desviación estándar (2σ) de cada grupo de muestras.

<i>SiO₂</i> 60-70 wt. %	Intrusivos Cretácico Sup. (74-70 Ma; n=6)	Intrusivos Paleoceno (60-58 Ma; n=3)	Intrusivos Eoceno medio (ca. 43 Ma; n=2)	Intrusivos Eoceno superior (35-34 Ma; n=9)
K ₂ O (wt. %)	4.28 (0.73)	3.82 (1.65)	3.61 (0.23)	1.77 (0.60)
CaO (wt. %)	2.99 (1.08)	3.35 (1.55)	4.2 (0.33)	5.09 (1.07)
Al ₂ O ₃ (wt. %)	15.1 (1.0)	15.8 (1.1)	16.4 (0.4)	17.0 (0.72)
Sr (ppm)	269 (91)	320 (169)	316 (13)	439 (63)
Ba/Th	43.9 (18.3)	41.5 (6.8)	41.3 (3.0)	124.4 (54.2)
Sr/La	12.6 (4.4)	12.4 (7.9)	12.5 (0.7)	31.9 (9.4)
Ba/La	26.5 (6.1)	17.4 (4.1)	22.2 (0.7)	34.0 (14.5)
K/Th	3062 (829)	2268 (826)	2647 (157)	4721 (2198)
Sr/Th	21.4 (10.5)	25.8 (23.2)	23.3 (3.84)	113.2 (34.1)
Sr/Ti	0.050 (0.009)	0.047 (0.020)	0.044 (0.002)	0.084 (0.012)
Sr/Rb	1.95 (0.87)	3.32 (3.31)	2.61 (0.12)	25.54 (47.91)
Sm/Yb	1.84 (0.21)	1.94 (0.04)	1.96 (0.02)	1.85 (0.25)

4.2.4. Oligoceno superior - Mioceno inferior (30-20 Ma)

Este grupo incluye a las extensas unidades volcánicas que conforman los Estratos de Río Chicharra, Fm. Pelambres, Fm. Pachón y Estratos de Mondaca (Fig. 9) junto a los intrusivos coetáneos del CIC1 y Plutón Río Negro. Debido a la intensa deformación que presenta la Fm. Pelambres y el amplio rango temporal que abarcan, que incluyen rocas con edades comprendidas entre los 30 y 18 Ma (Mpodozis, 2015) en los diagramas geoquímicos se incluyeron solamente los análisis químicos de muestras que fueron datadas, y que presentan edades U-Pb entre los 24 y 21 Ma, similares a la de las otras unidades volcánicas oligocenas del grupo. Los intrusivos emplazados durante este periodo con edades entre los 23 y 21 Ma incluyen al y plutón Río Negro y aquellos que forman parte de la primera fase del Complejo Intrusivo Chalinga (CIC1).

Las muestras analizadas de la Fm. Pelambres (PEL- 277, 278 y 279) arrojaron un L.O.I elevado ~ 3.5-4 (Tabla 12 en anexos), por lo que sus resultados deben ser tomados con cautela. A pesar de esto, sus patrones muestran coherencia y no evidencian movilización importante de los elementos más conservativos (*sensu* Pearce y Peate, 1995), por lo que se han incluido en el análisis para poder contar muestras de todas las unidades volcánicas de este periodo. A su vez, las muestras intermedias (SiO₂ 58-63 wt. %) de los Estratos de Río Chicharra (PEL-53 y 274) presentan patrones irregulares en los elementos incompatibles móviles (Fig. 20) y su petrografía pone en manifiesto la ocurrencia de procesos de alteración más intensos, por lo que es posible que los elementos menos conservativos (LILE, LREE) hayan experimentado cierto grado de movilización. El resto de las muestras posee patrones regulares y menores grados de alteración (ver Tabla 6 en anexos), de tal forma que sus concentraciones de elementos incompatibles serían el producto de procesos magmáticos y no de eventos secundarios.

En conjunto, las secuencias volcánicas del Oligoceno superior y Mioceno inferior destacan por presentar una amplia variedad litológica (SiO₂ 48-77 %). Sin embargo, las rocas volcánicas de las franjas más occidentales (Estratos de Río Chicharra, Fm. Pelambres y Fm. Pachón) son, en general, relativamente poco diferenciadas, y petrográficamente similares a las rocas básicas del Cretácico superior (aunque más ricas en magnetita y titanita), incluyendo la presencia de fenocristales de olivino y piroxenos como fenocristales máficos. Los Estratos de Mondaca, que forman los afloramientos más orientales, son diferentes y están formados, principalmente, por rocas más ácidas (andesitas y dacitas) que destacan por presentar abundantes fenocristales primarios de anfíbola y biotita de hasta 1 mm de diámetro.

Geoquímicamente, comparadas con las rocas de la Fm. Estero Cenicero (Paleoceno), las rocas volcánicas más primitivas de las secuencias occidentales (SiO₂ < 58 %) del Oligoceno-Mioceno inferior (Estratos Río Chicharra, Fm. Pelambres y Fm. Pachón) presentan mayores concentraciones de elementos incompatibles, en especial LILE y LREE y HFSE, y mayores concentraciones de Th, U, K P y Ti (Fig. 20). Las muestras más diferenciadas de estas secuencias (SiO₂ > 63 %), en cambio, presentan patrones multi-elementos similares a las de las lavas de del

Paleoceno. La muestra de PEL-143 del Domo El Altar ($\text{SiO}_2 = 75.8 \%$) resalta por su patrón fraccionado, incluyendo importantes anomalía negativas de Eu y Ti.

Los Estratos de Rio Chicharra (25-22 Ma), que forman los afloramientos más occidentales, incluyen las rocas menos diferenciadas del grupo (PEL-50 y 275; 49-51 % de SiO_2). Sus patrones de elementos incompatibles y tierras raras son también los más deprimidos en LILE y LREE, (Fig. 20) y sus patrones de tierras raras son planos ($\text{La/Yb} \sim 7$), mostrando las menores razones La/Sm (2.8-4) y Sm/Yb (1.7–1.9) de las cuatro unidades volcánicas del Oligoceno-Mioceno inferior (Fig. 19).

Las muestras analizadas de la **Formación Los Pelambres** presentan mayores contenidos de SiO_2 (SiO_2 53-56 %) que las muestras más básicas de los Estratos de Rio Chicharra y se encuentran empobrecidas en LILE (K, Rb, Ba, Fig. 20), no así en HFSE y LREE, mostrando los valores más elevados de Nb, Zr, Hf, U, Th, Pb y La de las cuatro unidades. Sus patrones de REE son también planos, aunque presentan pendientes levemente mayores que las de los Estratos de Rio Chicharra ($\text{La/Yb} \sim 9$, La/Sm 3.4 – 4.2, Sm/Yb 2.2 – 2.4, Fig. 19). Al mismo tiempo, presentan las mayores anomalías negativa de Eu de las cuatro unidades volcánicas en un para rangos comparables de SiO_2 (Eu/Eu^* 0.75 – 0.9, Fig. 41), siendo solo superadas por las muestras de la Fase I del Complejo Intrusivo Chalinga (ver más abajo).

Las rocas más primitivas de la **Formación Pachón** (PEL-10, 11 Y 81), ya en territorio argentino, se caracterizan por presentar texturas amigdaloidales y abundante magnetita y titanita primarias. Presentan contenidos de LILE, LREE y pendientes de REE similares a las de las muestras básicas de las franjas occidentales (La/Yb 6.4-9.0, La/Sm 2.9-4.4, Sm/Yb 1.8-3.1; Fig. 19). Sin embargo, una muestra de andesita de la Fm. Pachón (PEL-32) posee patrones de REE semi cóncavos sin anomalía de Eu y con una mayor pendiente en sus REE, mostrando patrones similares al de las andesitas de los Estratos de Mondaca (Fig. 20). Esta muestra, sin embargo, fue extraída cerca de la traza de la Falla Mondaquita, en la rivera del Río Totoral. Finalmente, la muestra PEL-143 del domo El Altar (SiO_2 75.8 %), presenta los patrones de elementos incompatibles más fraccionados para contenidos comparables de SiO_2 de todas las muestras del Oligoceno-Mioceno inferior destacando por sus bajos contenidos de Sr, Ti, P y Eu.

La unidad volcánica más oriental, que aflora al este de la Falla Mondaquita en el dominio de la Cordillera Frontal, los **Estratos de Mondaca** (22-21 Ma), destaca por presentar características petrográficas y geoquímicas que la distinguen de las unidades más occidentales. Las muestras analizadas para esta unidad se destacan por presentar anfíbola magmática primaria bien preservada, contrastando con la mineralogía esencialmente anhídrica descrita para las otras unidades, para contenidos comparables de SiO_2 . A su vez, es la que presenta las rocas con el mayor empobrecimiento en HFSE y HREE junto a un mayor contenido de Ba, mostrando las mayores razones Ba/Ta (1000-1800) y LREE/HFSE ($\text{La/Ta} \sim 45-72$, Fig. 40), y las mayores pendientes en los patrones de REE entre las cuatro unidades oligomiocenas ($\text{La/Yb} \sim 14$, $\text{La/Sm} \sim 5$, $\text{Sm/Yb} \sim 2.8$; Fig. 19) sin que presenten anomalías de Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.94-0.99$; Fig. 41). Constituyen un

subgrupo de rocas cuya petrogénesis es diferente al resto de las unidades del Oligoceno- Mioceno inferior (ver Capítulo de Discusión)

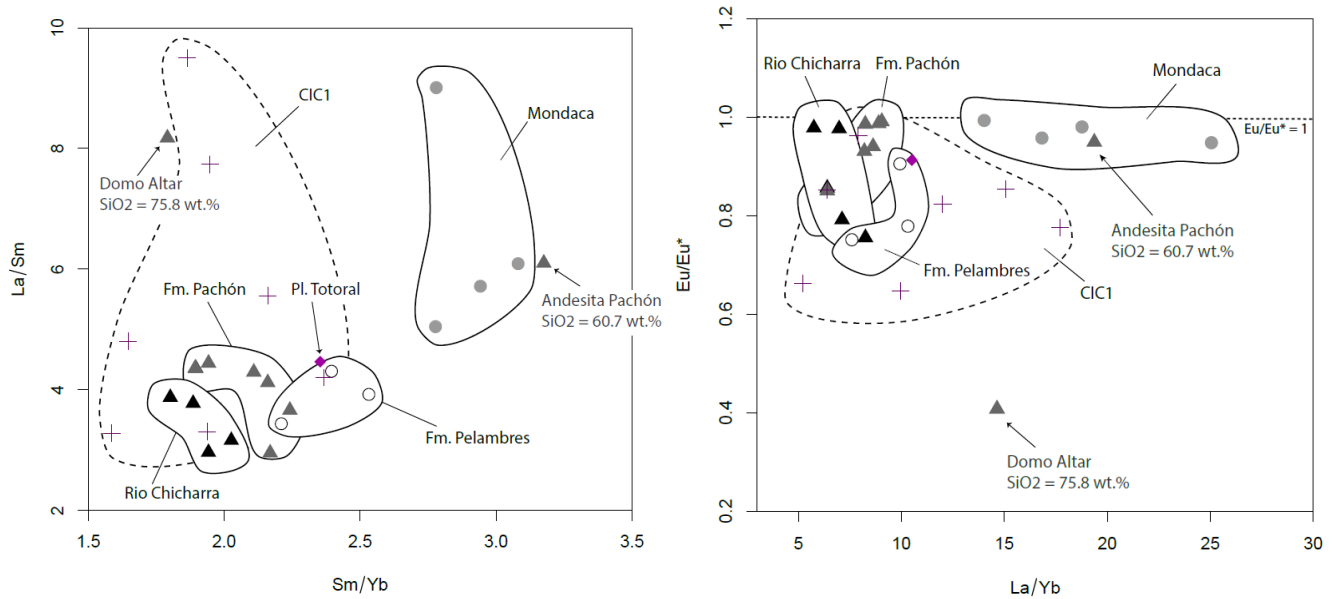
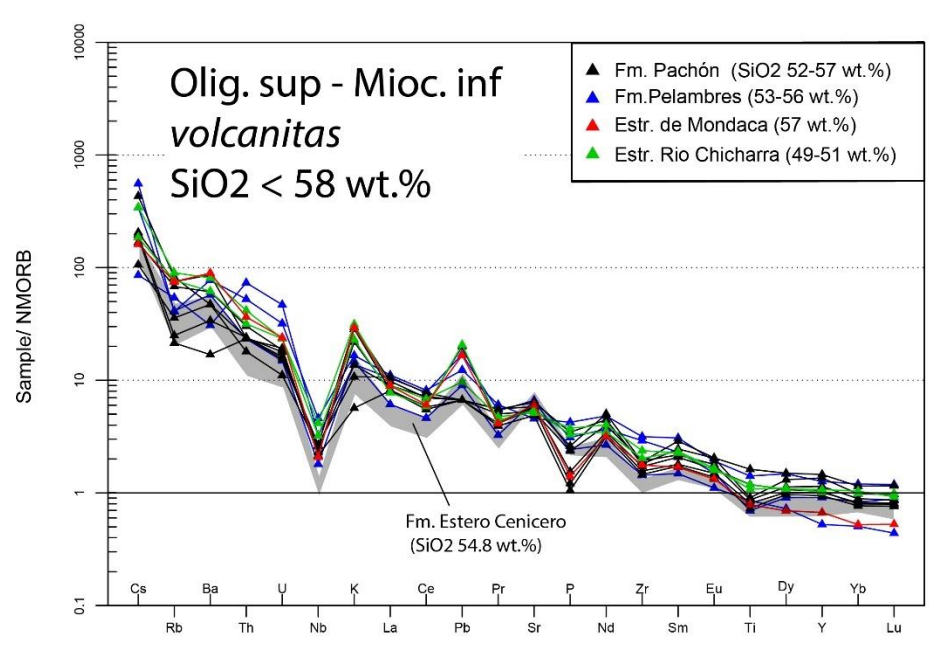
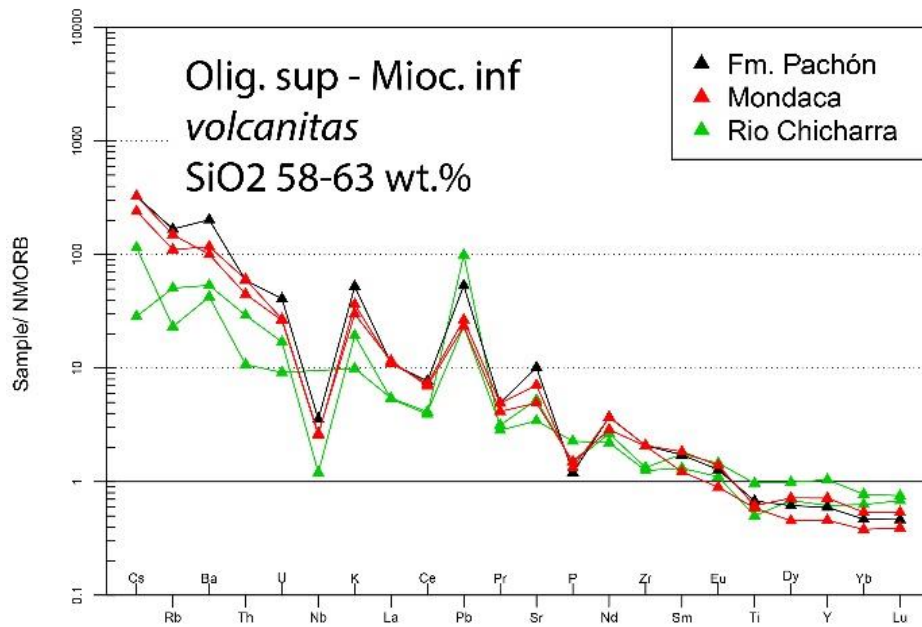
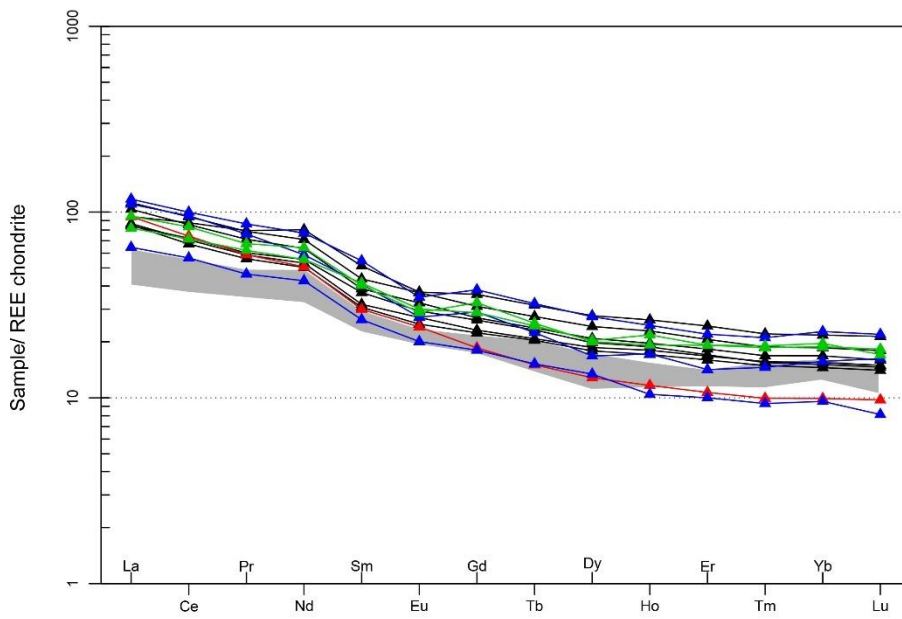
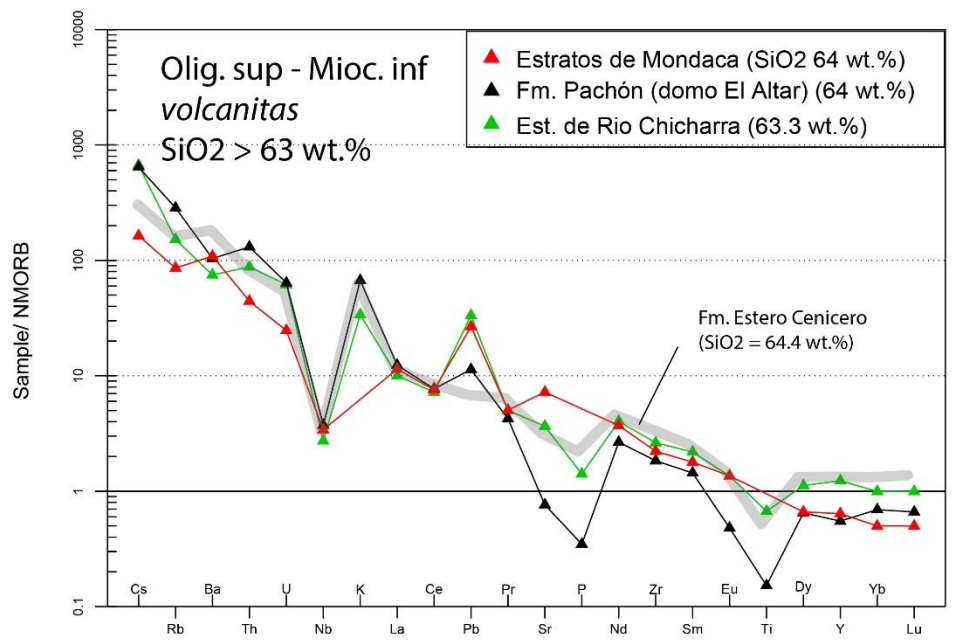
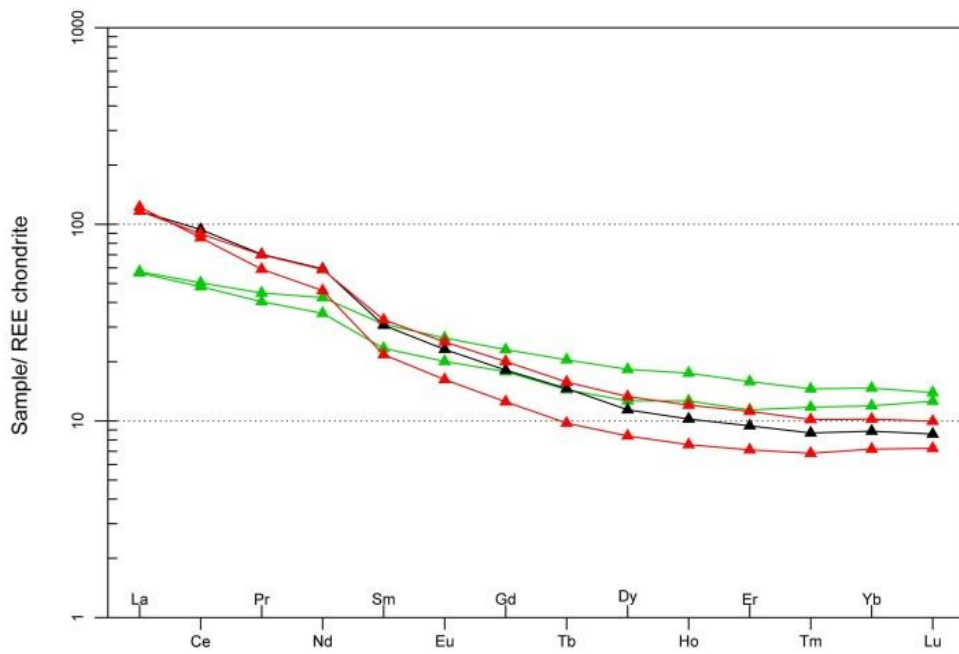


Fig. 19: Gráficas La/Sm vs Sm/Yb y Eu/Eu* vs La/Yb para las unidades del Oligoceno – Mioceno inferior (24-21 Ma). Notar las mayores pendientes en las REE de las muestras de los Estratos de Mondaca respecto al de las muestras de las unidades occidentales.







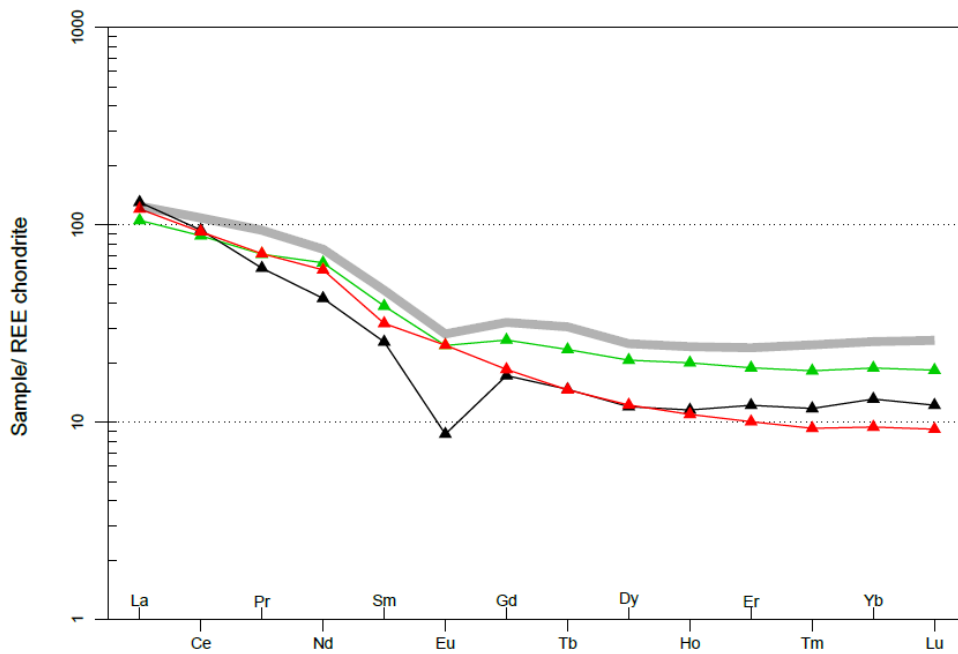
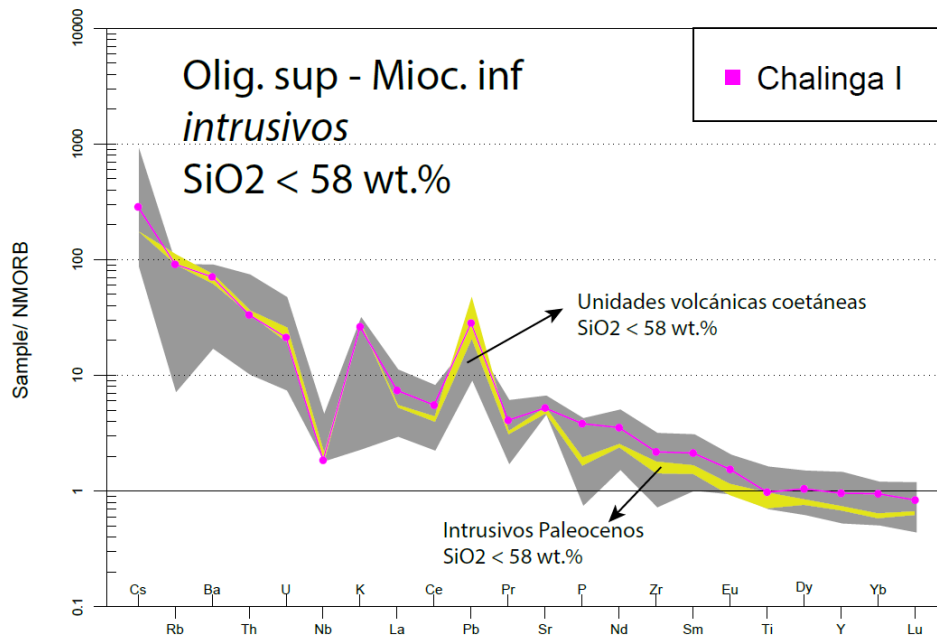
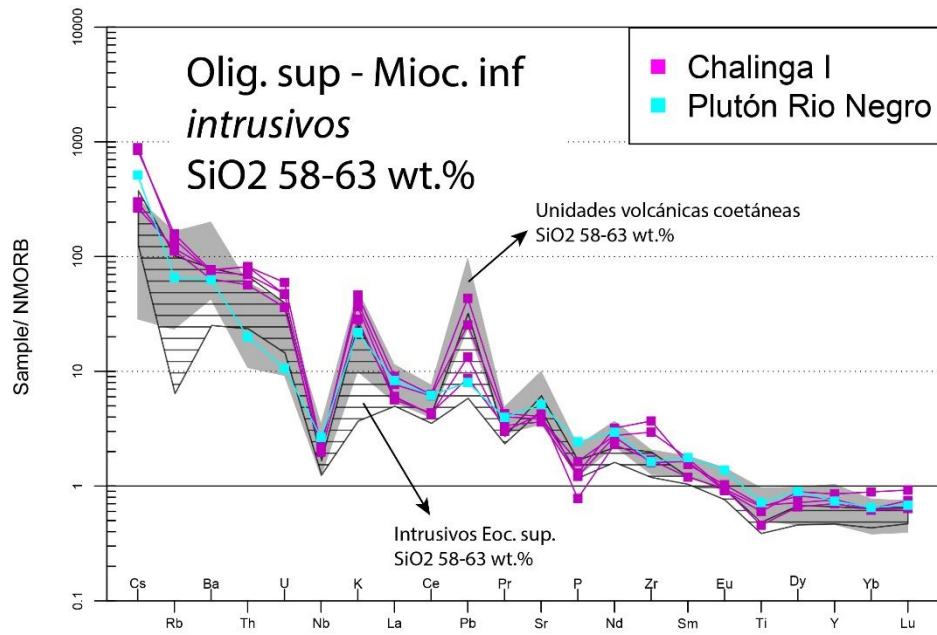
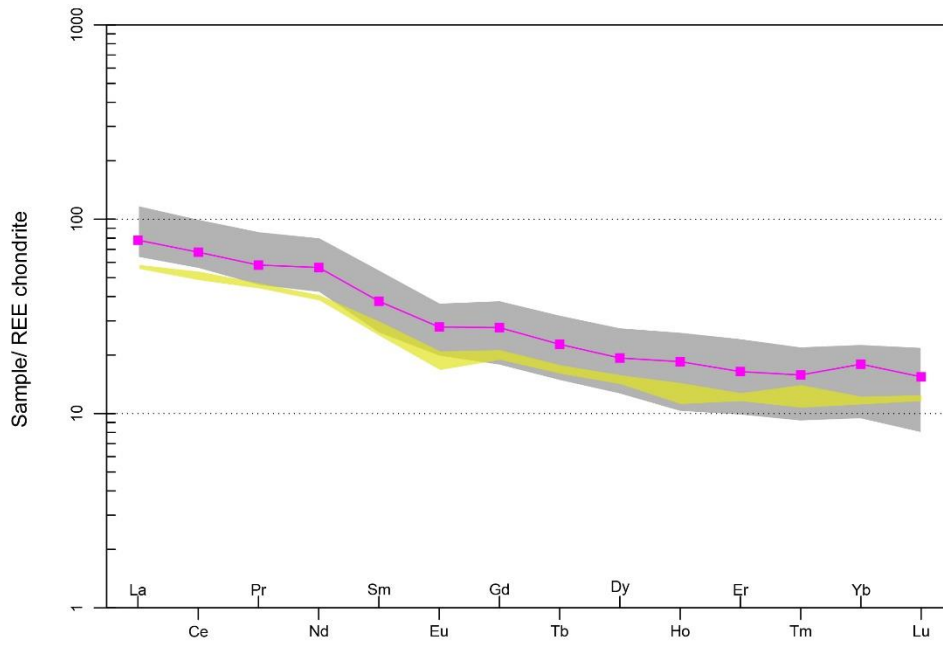
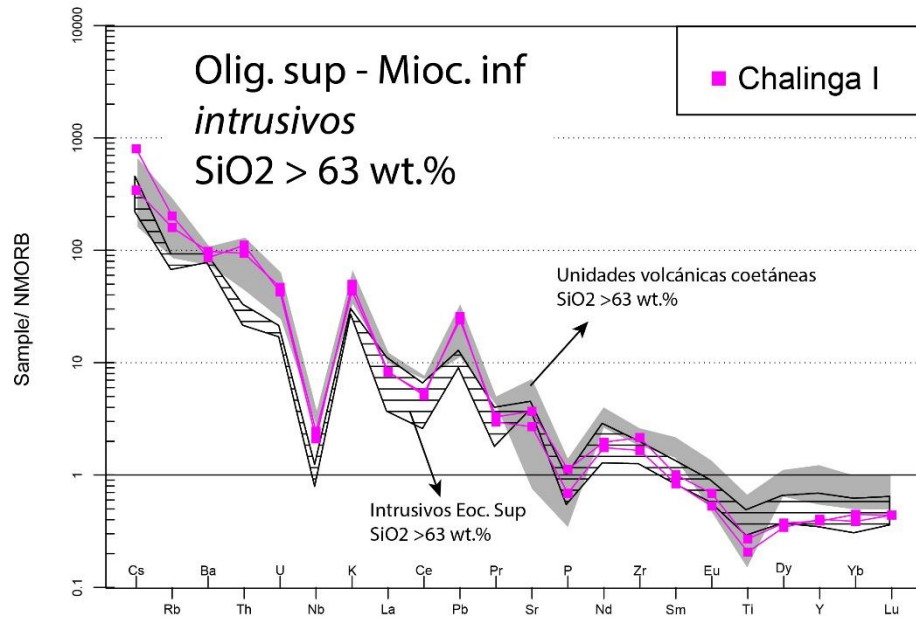
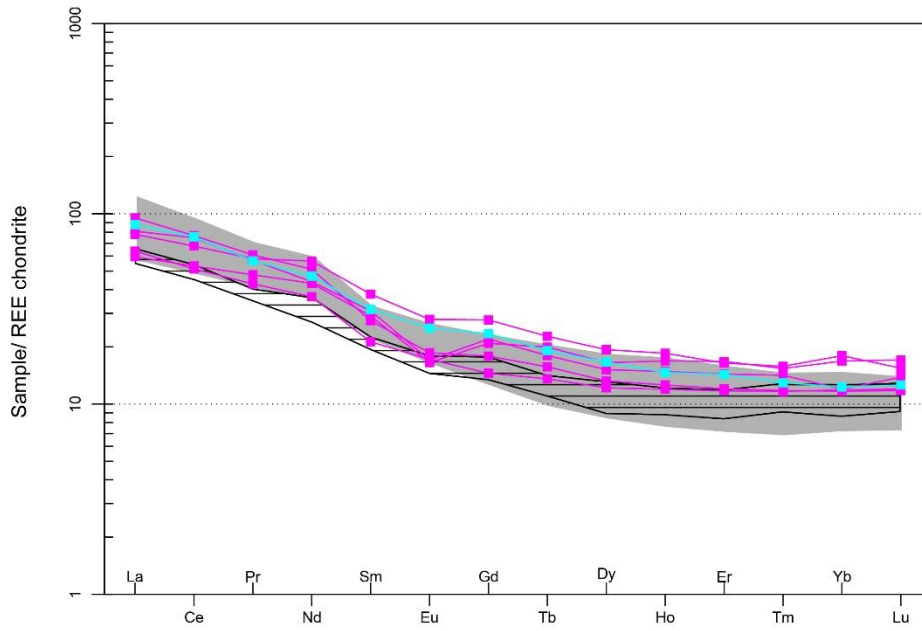


Fig. 20: Patrones multielementos para elementos incompatibles (normalizados al NMORB de Sun y McDonough, 1989) y tierras raras (normalizado al condrito C1 de McDonough y Sun, (1995) para las muestras de las cuatro unidades volcánicas del Oligoceno – Mioceno inferior, agrupadas según rango de SiO₂. Para comparación con periodos anteriores, se incluyen análisis de rocas volcánicas paleocenas (sombra gris).







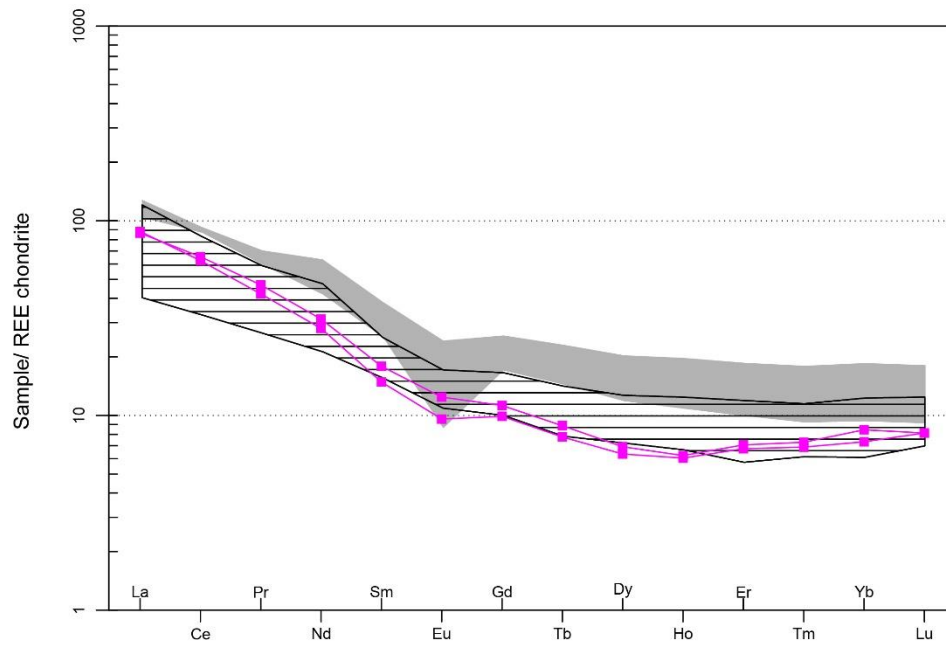


Fig. 21: Patrones multielementos para elementos incompatibles (normalizados al NMORB de Sun y McDonough, 1989) y tierras raras (normalizado al condrito C1 de McDonough y Sun, (1995) para las muestras de los cuerpos intrusivos del del Oligoceno – Mioceno inferior (Complejo Chalinga Fase I y Plutón Rio Negro), agrupadas según rango de SiO₂. Para comparaciones, se incluyen los valores de las unidades volcánicas coetáneas de las cuatro franjas oligomiocenas en Los Pelambres (área sombreada) y la de intrusivos del Eoceno superior (área achurada) cuando existen análisis con un rango de SiO₂ comparable.

Los *Intrusivos del Oligoceno superior - Mioceno inferior* (Fase I del Complejo Intrusivo Chalinga y Plutón Rio Negro) incluyen rocas de afinidad monzonítica (monzogranitos de biotita) con mayor abundancia de mineralogía primaria hidratada (biotita) que los intrusivos monzoníticos del Cretácico Superior y Paleoceno, junto a variedades tonalíticas, con escaso feldespató potásico similares a las muestras de los intrusivos tonalíticos del Eoceno superior. Las muestras de la *Fase I del Complejo Intrusivo Chalinga* (23-20 Ma) destacan por presentar mayores contenidos de MgO que las muestras de volcanitas para contenidos comparables de SiO₂ (#Mg = 30-60, Fig. 12). Las composiciones más básicas (SiO₂ < 58 wt. %) muestran patrones multielementos y de REE similares al de las unidades volcánicas coetáneas (Fig. 21), aunque presentan mayores razones Th/La para razones equivalentes de Ba/La que ellas (Fig. 39). Comparadas con las muestras menos diferenciadas del Plutón Cuncumén (Paleoceno), las muestras básicas del CIC1 se encuentran enriquecidas en HFSE y REE, no así en elementos LIL, los que están en el mismo rango variacional. Las muestras de composición intermedias del CIC1 (SiO₂ 58-63 wt. %) poseen menores variaciones respecto a las unidades volcánicas coetáneas que las composiciones más básicas, destacando mayores valores de Th, U y Zr. La muestra del *Plutón Rio Negro* (ca. 21 Ma), en cambio, muestra menores valores de Th, U y Pb que las muestras del CIC1 junto a menores valores de MgO (#Mg 30-40, Fig. 12) y patrones más empobrecidos en LILE (salvo Sr), manteniéndose íntegramente en el rango de variación de las muestras de las unidades volcánicas coetáneas (Fig. 21). Comparadas con muestras de intrusivos de contenido equivalente de SiO₂ del Eoceno superior, las muestras intermedias del CIC1 se encuentran enriquecidas en elementos LIL y muestran patrones de REE equivalentes a ellas. Las muestras con contenidos de SiO₂ > 63 wt. % poseen una marcada afinidad monzonítica y sus patrones de las REE, a diferencia de las composiciones básicas, poseen una forma cóncava en sus patrones de REE debido a un empobrecimiento relativo en MREE y pendientes levemente mayores al de las muestras básicas (La/Yb = 17.7).

En síntesis, las unidades de este periodo destacan en presentar diferencias espaciales que incluyen un mayor desarrollo de mineralogía máfica hidratada y patrones de REE más inclinados y carentes de anomalía negativa de Eu en las andesitas de los Estratos de Mondaca. Las muestras de los cuerpos intrusivos poseen características similares al de las unidades volcánicas más occidentales, las que, a su vez, imitan las características generales descritas para las unidades volcánicas de los periodos anteriores (Cretácico Superior y Paleoceno).

4.2.5. Mioceno inferior (ca. 18 Ma)

Este grupo incluye las rocas volcánicas de la Secuencia Volcánica de Laguna del Pelado (SVLP, 19-18 Ma), los plutones que constituyen la Fase II del Complejo Intrusivo Chalinga (18-17 Ma), el plutón Totoral (19-18 Ma) y también algunos diques de composición dacítica emplazados en la Formación Los Pelambres en el valle del río Totoral y en los cuales se han obtenido edades U-Pb comprendidas entre los 19 y 18 Ma (Mpodozis, 2015).

La **Secuencia Volcánica Laguna del Pelado** está formada por andesitas y daciandesitas de piroxeno y anfíbola (oxihornblenda), y, en menor proporción, andesitas basálticas con fenocristales de olivino y piroxeno; características petrográficas que son similares a las de las rocas andesíticas de los Estratos de Mondaca, sobre las cuales se apoyan en discordancia angular. Desde el punto de vista químico las muestras analizadas poseen composición intermedia (SiO_2 62-64 %) y muestran leves diferencias en los contenidos de MgO y Na_2O respecto a las unidades del Oligoceno – Mioceno inferior. Sus patrones de elementos incompatibles presentan razones La/Ta similares ($\text{La/Ta} \sim 54-62$, Fig. 42), un mayor contenido de HFSE (Fig. 23), y valores de la razón Ba/La ($\sim 16-22$) y Ba/Ta ($\sim 1000-1200$) más bajas que las rocas volcánicas del Oligoceno – Mioceno inferior (Fig. 22, Fig. 40 y Tabla 5 en anexos). Las rocas andesíticas de la SVLP presentan mayores contenidos de LREE un leve empobrecimiento relativo en HREE respecto a las andesitas de los Estratos de Mondaca, por lo que sus patrones de REE poseen una mayor pendientes ($\text{La/Yb} \sim 19-30$, $\text{La/Sm} \sim 6-7$, $\text{Sm/Yb} \sim 3-4$) sin que se observen anomalías negativa de Eu ($\text{Eu/Eu}^* 0.92-0.96$, Fig. 41). Finalmente, destacan por presentar mayores razones Zr/Y y Nb/Y que las muestras de los Estratos de Mondaca ($\text{Zr/Y} \bar{X} 10.9$ vs 8.9 y $\text{Nb/Y} \bar{X} 0.49$ vs 0.37).

Las rocas intrusivas de la **Fase II del Complejo Intrusivo Chalinga** (ca. 18 Ma), a diferencia de la suite volcánica de la SVLP, posee un amplio rango composicional (SiO_2 49-66 %), siendo esta la única unidad intrusiva del periodo que incluye desde rocas básicas a intermedias. Poseen un leve enriquecimientos en elementos LIL (sobretudo Th y U, Fig. 24) respecto a las muestras de la fase I del mismo complejo, mostrando mayores razones Th/La y Rb/ SiO_2 (Fig. 22). Una excepción la constituyen dos muestras (PEL-244 y PEL-245), de gabros cumulados de olivino y piroxeno (SiO_2 49.2 y 50.7 %) que poseen elevados contenidos de Mg ($\# \text{Mg} > 60$, Fig. 12), Al_2O_3 (~ 23 %) y CaO (~ 11 %), y bajos contenidos de K_2O (0.2 -1 %). Estas muestras poseen patrones geoquímicos irregulares y empobrecidos en todos los elementos traza (salvo Sr) respecto a las rocas de la fase I del CIC (Fig. 24). Su textura cumulada, indica, sin embargo, que estos patrones observados no reflejan, probablemente las condiciones de la fuente. Una tercera muestra de rocas básicas del CIC2 (PEL- 247; SiO_2 56.5 %) correspondiente a una diorita fina de ortopiroxeno con biotita y magnetita, posee concentraciones menores de HFSE, MREE y HREE que las muestras básicas del evento Chalinga I (Fig. 24), y pendientes levemente mayores en sus patrones de REE, aunque se mantienen planos ($\text{La/Yb} \sim 9.8$). Las composiciones más diferenciadas ($\text{SiO}_2 > 58$ %), que incluyen monzodioritas de piroxeno y biotita junto a granodioritas de hornblenda y biotita están enriquecidas en LILE, HFSE y REE respecto a las muestras del CIC1 de contenido similar de SiO_2 , mostrando, una anomalía negativa de Eu más importante (Fig. 24).

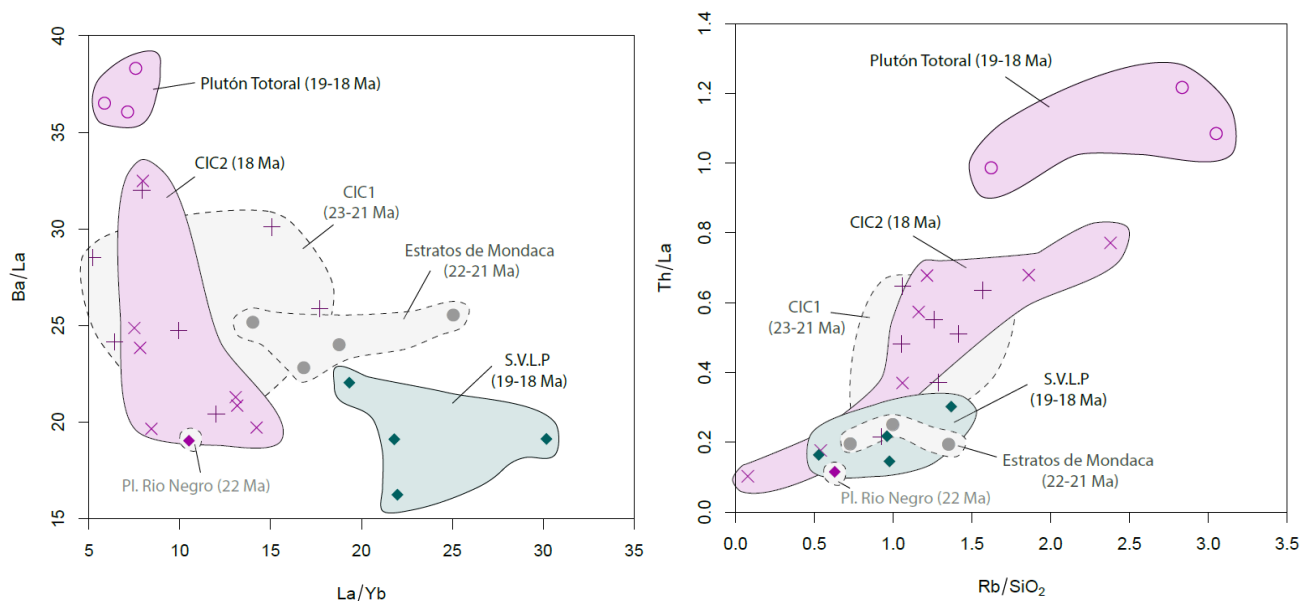
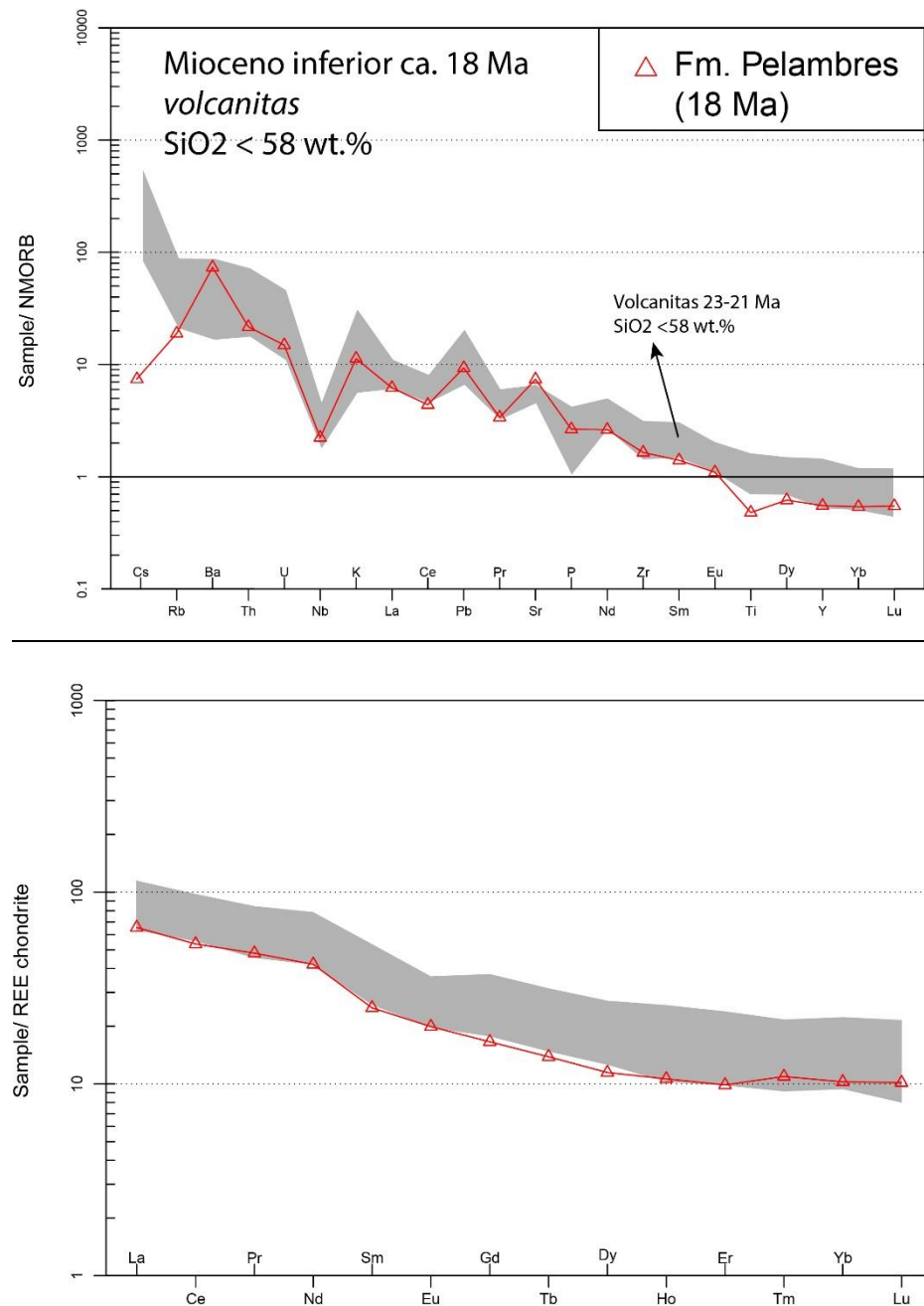


Fig. 22: Gráficas Ba/La vs La/Yb y Th/La vs Rb/SiO₂ para las unidades del Mioceno inferior (ca. 18 Ma). En áreas grises y líneas punteadas se incluyen los análisis de las muestras de los Estratos de Mondaca y de los intrusivos del Mioceno inferior para comparaciones. Notar menores razones Ba/La junto a leves aumentos en la pendiente de patrones de REE de las andesitas de la S.V.L.P. respecto al de las andesitas de los Estratos de Mondaca (línea punteada), quienes destacan por sus mayores pendientes entre las unidades volcánicas oligocenas. Los intrusivos de 18 Ma (CIC2 y Plutón Totoral) destacan por presentar mayores razones Th/La Rb/SiO₂ que los intrusivos de 23-21 Ma, denotando un estadio mayor de evolución magmática junto a una mayor interacción cortical.

El **Plutón Totoral** (ca. 18 Ma) incluye, a diferencia del CIC2, exclusivamente rocas con ca. 63 % SiO₂ (granitos de piroxeno y biotita) con escaso cuarzo intersticial y abundante feldespato potásico perítico (ortoclasa), coincidente con elevados valores de K₂O (> 4 %). Este intrusivo está fuertemente enriquecido en HFSE (en especial Zr, Fig. 24) y empobrecido en LREE respecto a las unidades intrusivas del Oligoceno-Mioceno inferior de contenidos equivalentes de SiO₂ presentando las menores razones LILE/HFSE y LREE/HFSE (La/Ta), y las mayores razones LILE/LREE (Ba/La y Th/La) de todas las unidades ígneas en la Región de Los Pelambres (Fig. 40) junto a patrones planos en sus tierras raras (La/Yb < 10, Fig. 22)

Los diques dacíticos emplazados en la Formación Los Pelambres corresponden a dacitas con fenocristales y glomerocristales de plagioclasa y masa fundamental micrográfica con cuarzo y feldespato potásico. Los tres análisis efectuados de estos “sills dacíticos” (PEL-40, 41 y 251) poseen los menores números magnésicos de todas las unidades analizadas en la Región de Los Pelambres (#Mg = 15-20, Fig. 12) y los patrones más fraccionados dentro de las rocas del Mioceno inferior, con valores bajos de P, Sr y Ti y un gran enriquecimiento en elementos incompatibles (LREE hasta 200 veces el condrito C1, Fig. 24). Aunque sus contenidos de LILE son similares a los de CIC2 y el Plutón Totoral se encuentran mucho más enriquecidos en HFSE y REE que ellos (Fig. 24), mostrando las menores razones LILE/HFSE (Ba/Ta ~1000-1200) y LILE/LREE (Ba/La ~16-22) entre todas las unidades de la región de Los Pelambres (Fig. 40). Sus patrones de REE son planos (La/Yb ~ 9-11) y poseen las mayores anomalías negativas de Eu de todas las unidades ígneas aflorantes en la región (Eu/Eu* ~ 0.4 – 0.6, Fig. 41).

En síntesis, las rocas volcánicas del Mioceno inferior, que afloran en el dominio más oriental de la región, presentan leves variaciones respecto a las rocas de los Estratos de Mondaca las que incluyen menores concentraciones de elementos LIL, mayores contenidos de LREE y menores de HREE, con patrones de REE más inclinados. Por su parte, los intrusivos de este periodo, a diferencia de los del periodo anterior, presentan una marcada anomalía negativa de Eu, anomalía positiva de U-Th y Zr-Hf, altos valores de Th-U, y altas razones Th/La (>1) y Rb/SiO₂ (Fig. 22). Las diferencias geoquímicas observadas entre las muestras intrusivas de la segunda fase del complejo Chalinga, el Plutón Totoral y los diques dacíticos que intruyen a la Fm. Pelambres dan cuenta de un estado más avanzado de diferenciación magmática para los cuerpos intrusivos de este periodo.



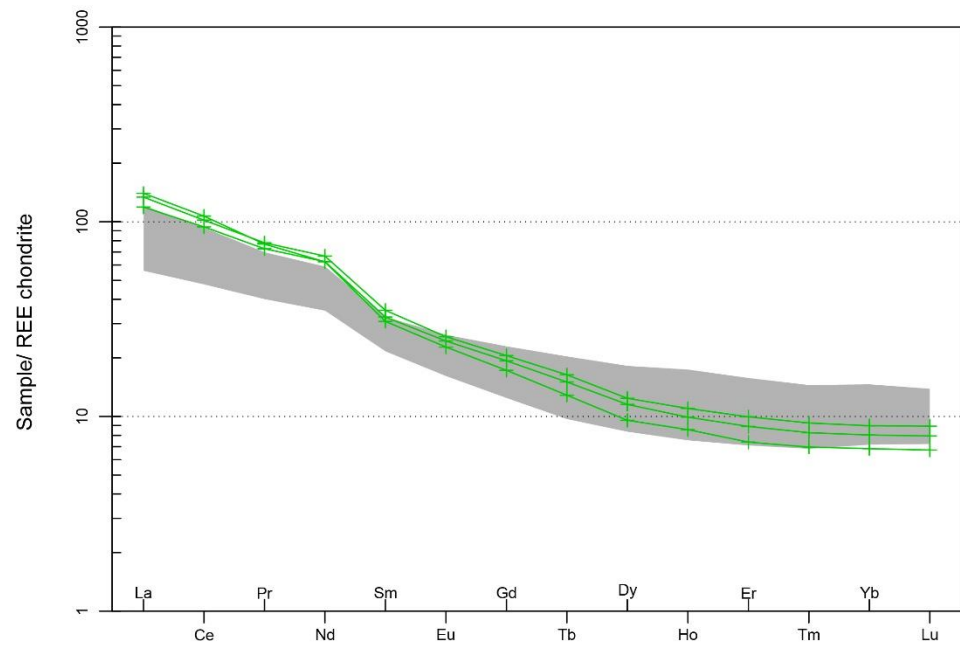
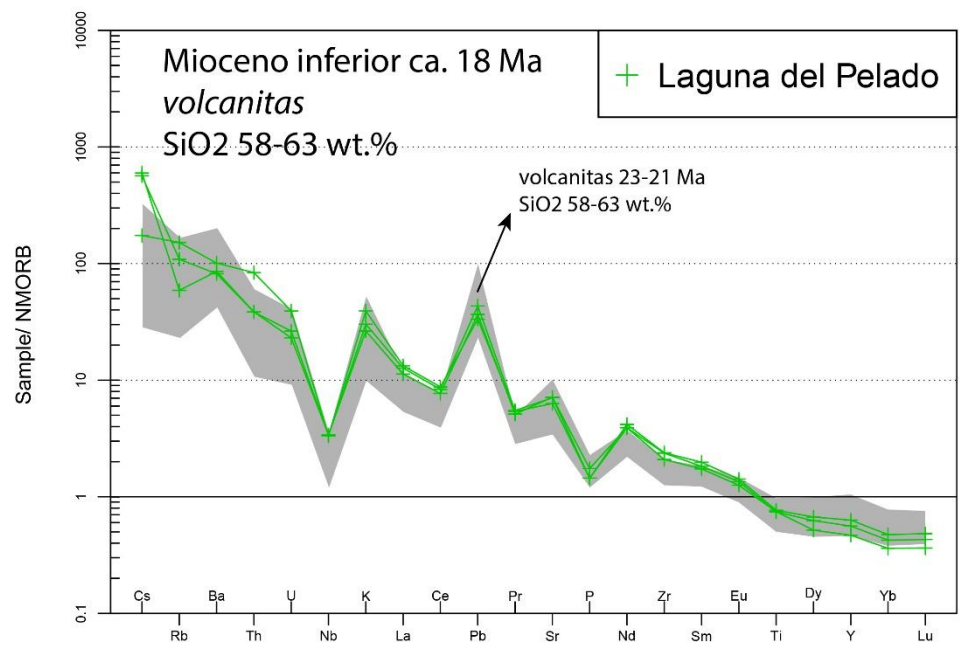
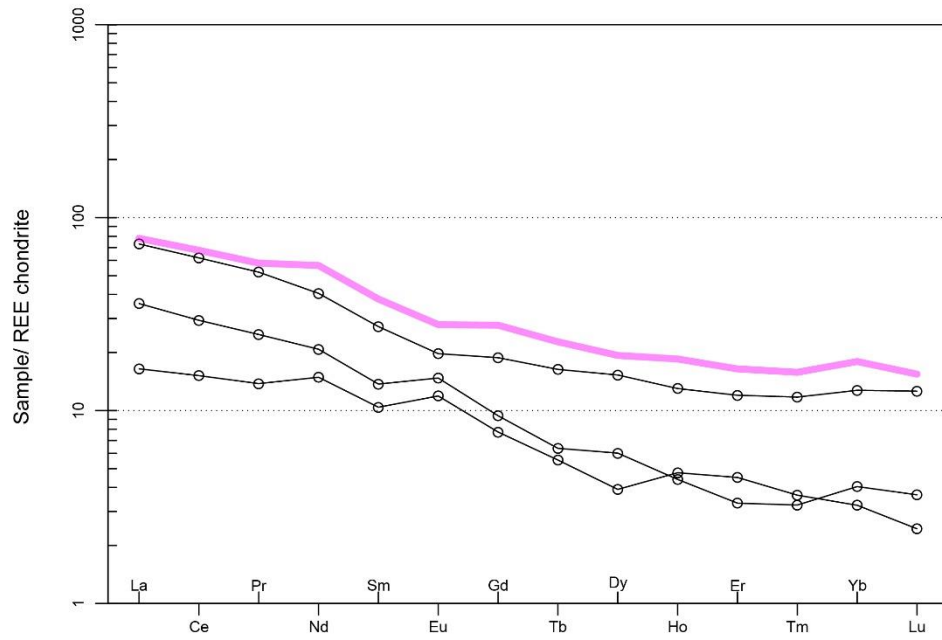
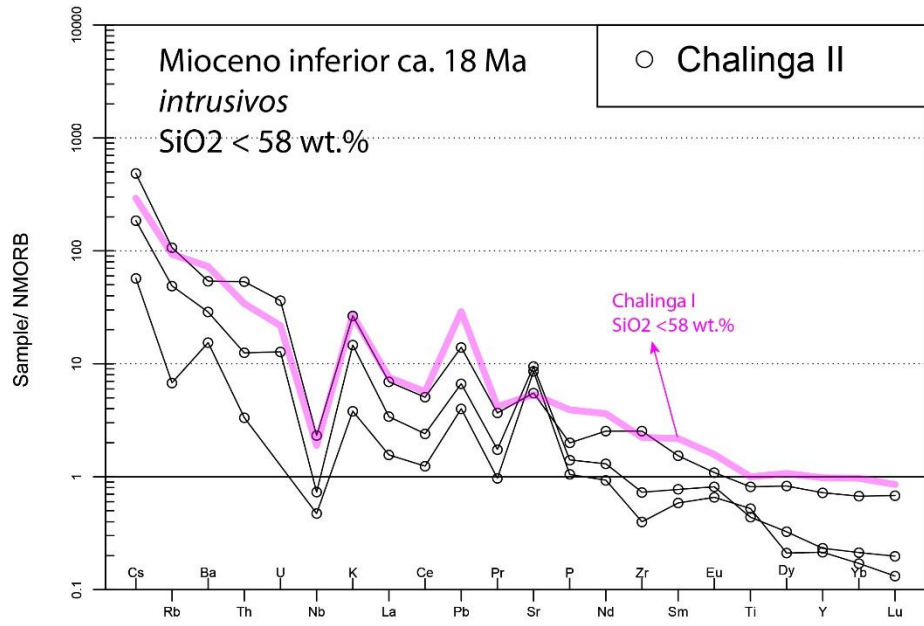
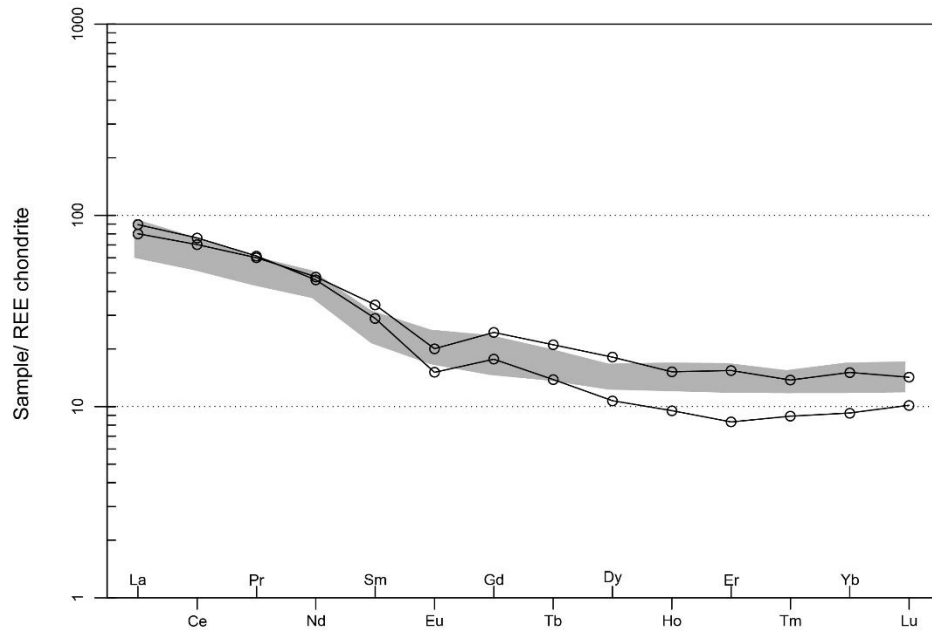
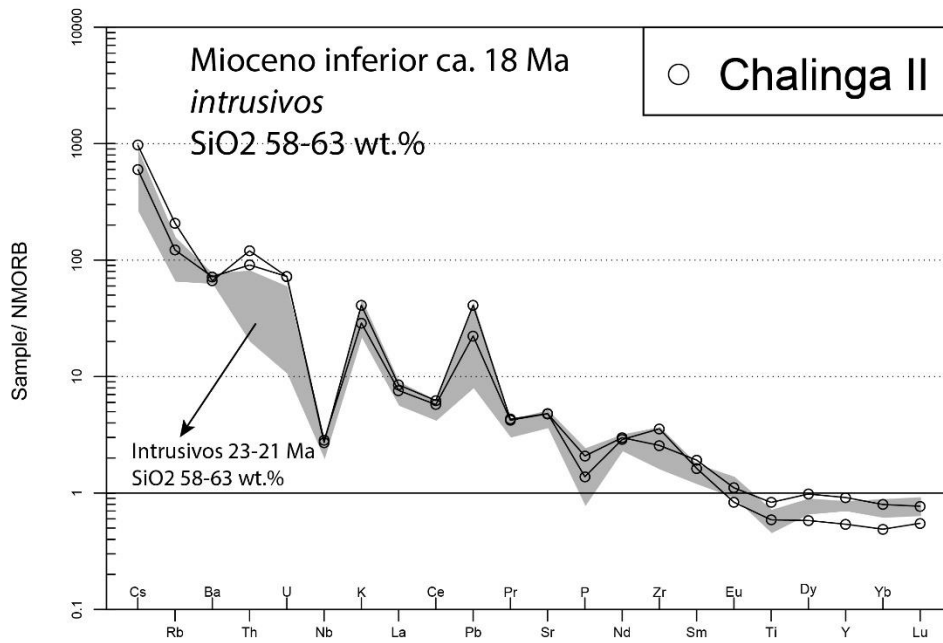


Fig. 23: Diagramas de variación para muestras volcánicas del Mioceno inferior (ca. 18 Ma) agrupadas según contenido de SiO₂. Se incluyen los análisis de las muestras de contenido comparable de SiO₂ del periodo anterior (Oligoceno – Mioceno inferior, 24-21 Ma) como áreas sombreadas.





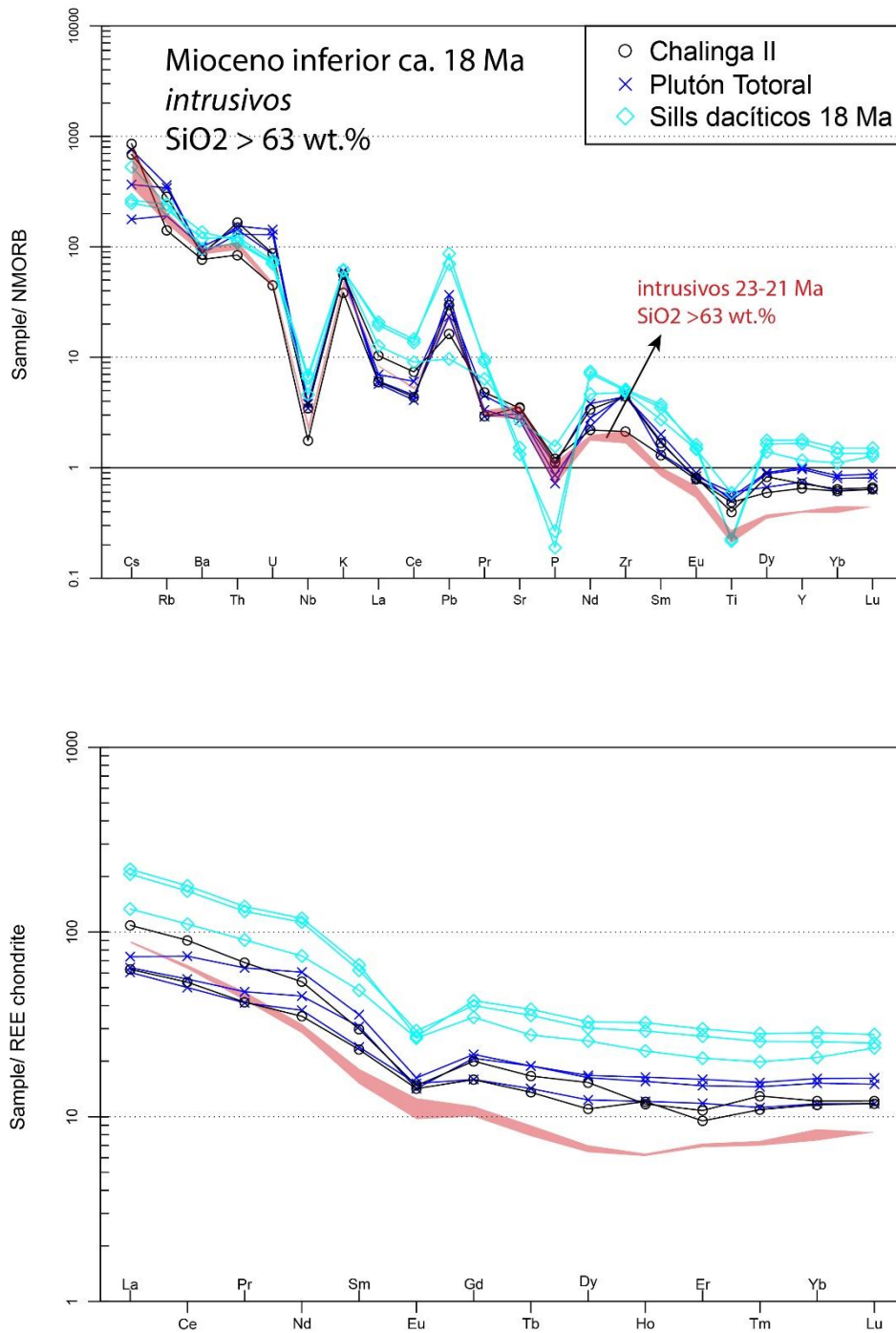


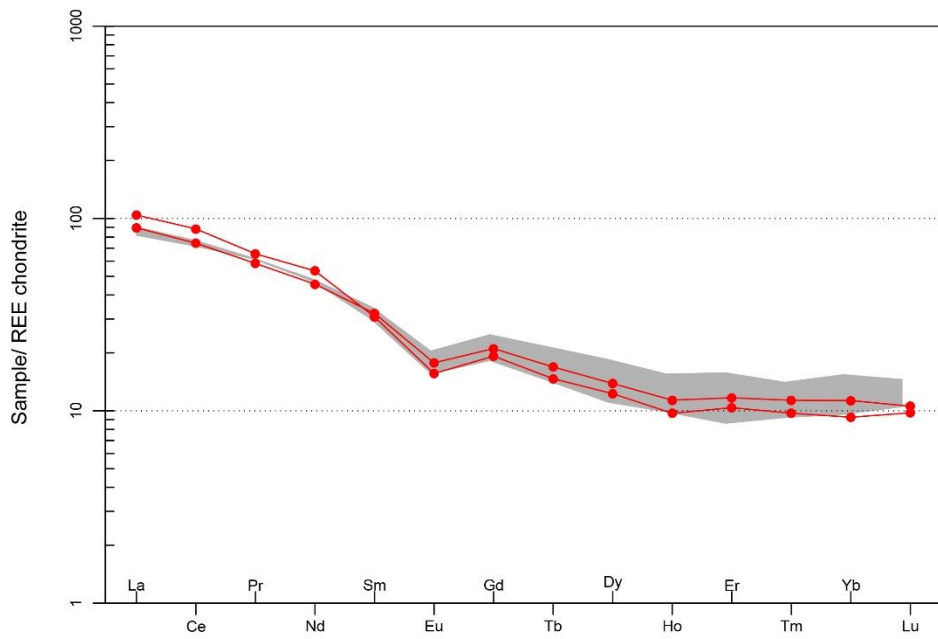
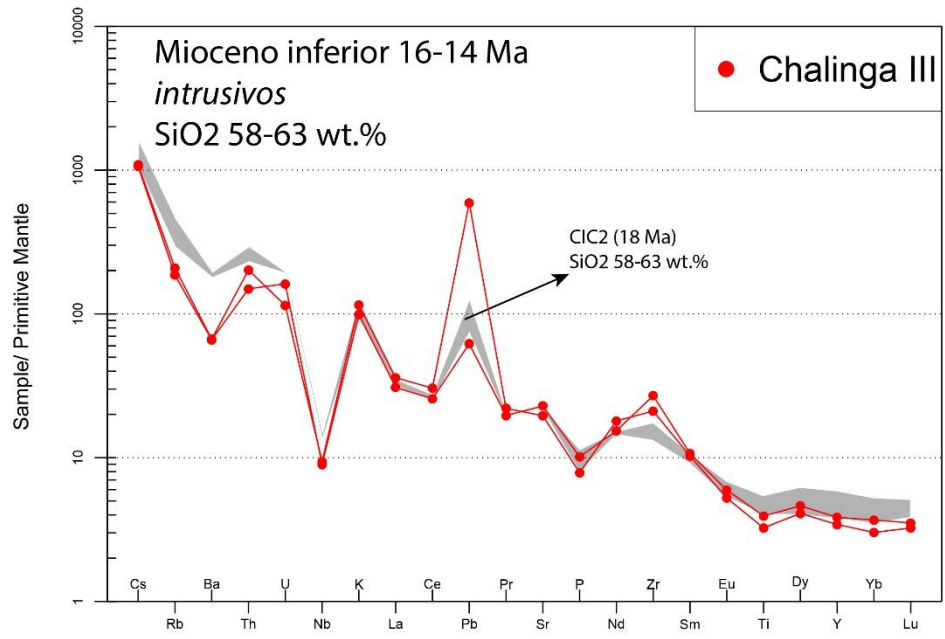
Fig. 24: Diagramas de variación para muestras intrusivas del Mioceno inferior (ca. 18 Ma) agrupadas según contenido de SiO₂. Para comparación se incluyen los análisis de las muestras de intrusivos de contenido similar de SiO₂ del Oligoceno – Mioceno inferior (24-21 Ma) en área roja.

4.2.6. Mioceno medio (16-14 Ma)

Este periodo, representado solo por intrusivos, incluye a las rocas de la Fase III del Complejo Intrusivo Chalinga (CIC3, 16-14 Ma) y los Intrusivos Hipabisales del Río Santa Cruz (IRSC, 15-14 Ma). Las tres muestras analizadas del Complejo Chalinga III incluyen a dos muestras de monzodioritas cuarcíferas de piroxeno y abundante biotita (PEL-103 y PEL-201; SiO₂ 59.1-63.4 %) y una tonalita porfírica fina de hornblenda y biotita (PEL-311; SiO₂ 66.2%). Las muestras de los IRSC, por su parte, corresponden a facies epizonales (pórfidos) dacíticos de anfíbola y biotita (64.3 – 68.3 % SiO₂).

Las variedades monzoníticas de la *Fase III Complejo Intrusivo Chalinga* poseen menores contenidos de Ti que rocas de contenido equivalente de SiO₂ del CIC2 (18 Ma), presentado, con respecto a estas, un empobrecimiento relativo en elementos LIL y contenidos más altos de Zr. Sus patrones de REE son, sin embargo, igualmente planos, y presentan una leve anomalía negativa de Eu (Fig. 25). La muestra PEL-311 de la tonalita de anfíbola y biotita (SiO₂ > 63 %) se encuentra, en cambio, empobrecida en HREE respecto a las muestras más ácidas del CIC2, mostrando un patrón cóncavo debido a menores contenidos de MREE, ausencia de una anomalía negativa de Eu y una mayor razón La/Yb = 19.5. Las muestras de los *Intrusivos Hipabisales de Río Santa Cruz* poseen patrones multi-elementos que se traslapan con el de la muestra tonalítica del CIC3, aunque muestran menores concentraciones de Th y U; se encuentran aún más empobrecidas en HREE, presentando mayores pendientes en sus patrones de REE (La/Yb 29.8-33.5, La/Sm 6.9-7.2 y Sm/Yb 4.2-4.5, Fig. 25).

En resumen, a diferencia de las rocas del Mioceno inferior, la geoquímica de las rocas del Mioceno medio se caracterizan por menores contenidos de LIL y patrones de REE cóncavos con mayores valores en las razones LREE/HREE y MREE/HREE. Estas diferencias son notorias en las muestras más diferenciadas, mientras que las rocas más básicas presentan patrones similares a las rocas del Mioceno inferior.



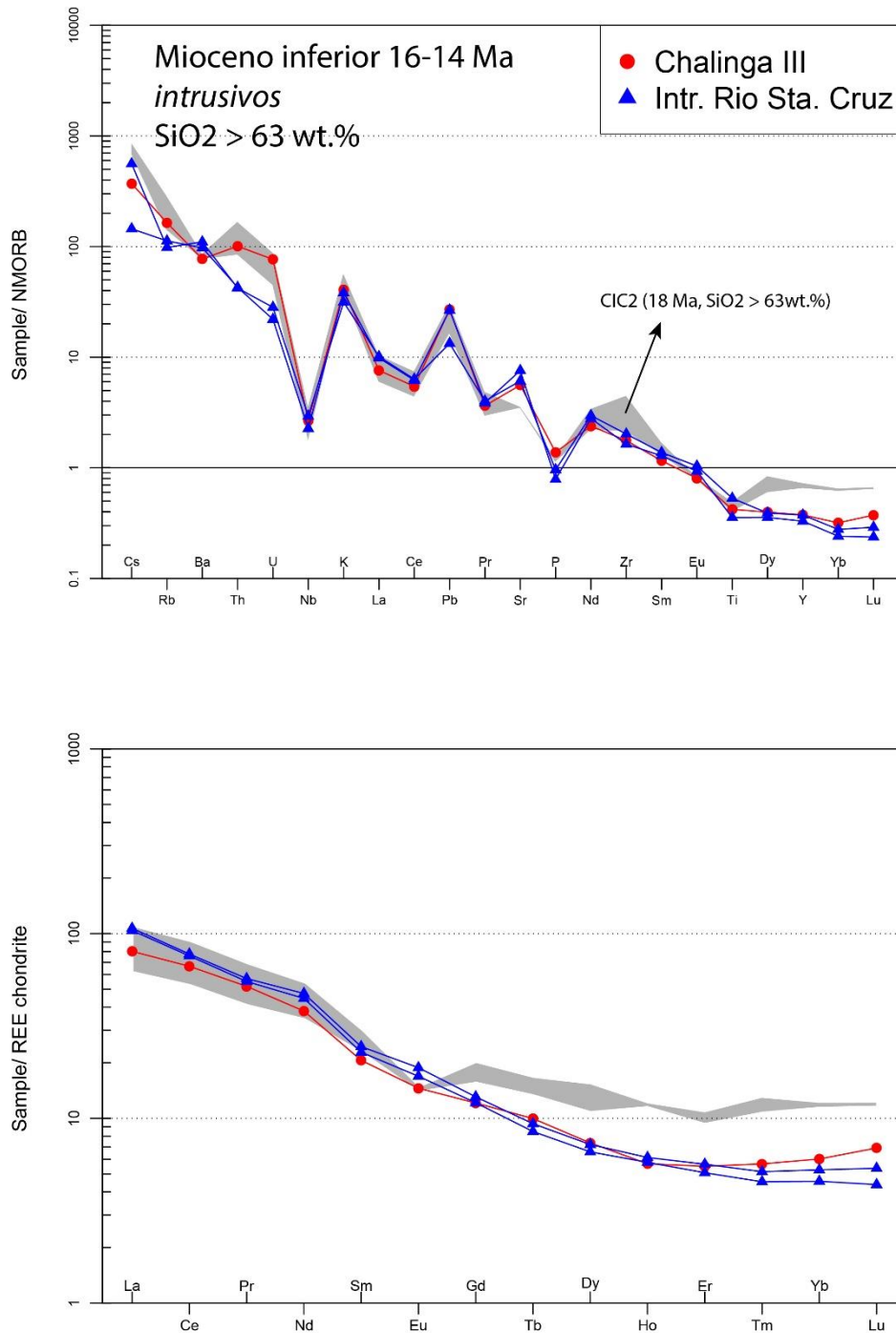


Fig. 25: Diagramas multi-elementos para unidades del Mioceno medio (16-14 Ma) normalizados al NMORB (Sun y McDonough, 1989) y tierras raras normalizadas al condrito C1 (McDonough y Sun, 1995). Se incluyen las concentraciones de elementos de las muestras de similar contenido de SiO₂ del CIC2 (18 Ma) para comparaciones (campo gris). Notar la diferencia en los patrones de REE entre las dos muestras monzodioríticas del CIC3 (SiO₂ 58-63 %) y la muestra tonalítica, la que posee patrones similares al de las muestras de los IRSC. Los IRSC destacan, a su vez, por presentar menores concentraciones de Th-U que la tonalita del CIC3 y que los intrusivos del CIC2 de contenido equivalente de SiO₂.

4.2.7. Mioceno superior (10-8 Ma)

Este grupo, el más joven reconocido en la zona de Los Pelambres, comprende a los intrusivos hipabisales del Cerro Bayo del Cobre (12-10 Ma) y los intrusivos porfídicos asociados a la mineralización cuprífera de Los Pelambres y El Altar, cuyas edades fluctúan entre los 12 y los 10 Ma. La base de datos disponible no incluye muestras del Stock Pelambres (14-13 Ma) y aunque solo se cuenta con el análisis de una muestra del yacimiento El Altar (ALD-57) en algunos de los diagramas se incluyen análisis, de este yacimiento, publicados por Maydagan et al. (2011) y también análisis de los pórfidos de Los Pelambres reportadas previamente por Reich et al (2003).

La petrografía de las unidades de este periodo está dominada por pórfidos dacíticos a granodioríticos de anfíbola y biotita. A pesar del grado de recristalización que presentan debido a los procesos de mineralización a los que están asociados, su geoquímica de elementos mayores muestra consistentemente mayores contenidos de Al_2O_3 y Na_2O , y menores contenidos de FeO_t que los intrusivos del Mioceno inferior y medio (Fig. 26).

Las dos muestras (PEL-23 y PEL-25) de los *pórfidos del Cerro Bayo del Cobre* (SiO_2 61-64 %) muestran características geoquímicas similares a las de los Intrusivos del Rio Santa Cruz (15 Ma; Fig. 27), con patrones de REE levemente inclinados en el extremo de las HREE y carencia de anomalía negativa de Eu (La/Sm 6.1-7.2, Sm/Yb 1.7-2, Dy/Yb 1.8-2.2). Las muestras de los *pórfidos mineralizados de Los Pelambres y El Altar* presentan, en cambio, altas concentraciones de ($Sr > 500$ ppm), bajos valores de Y ($Y < 8$ ppm) y patrones muy deprimidos en el segmento de las HREE (Yb 1 a 4 veces el condrito C1, Fig. 27) comparadas con los pórfidos de C° Bayo del Cobre, lo que se traduce en altas razones Sr/Y , Sr/Yb , La/Yb , Sm/Yb y Dy/Yb (La/Yb 20-70, La/Sm 5.9-8.7, Sm/Yb 3.4 – 8.7, Dy/Yb 1.6-2.7).

La muestra de los pórfidos de El Altar presenta menores valores de Th, Pb, U ($Th/La \sim 0.26 \pm 0.03$) que los pórfidos de Los Pelambres ($Th/La \sim 0.15 \pm 0.05$). Los análisis de Maydagán et al. (2011) para El Altar se encuentran empobrecidas en LREE respecto a la muestra de El Altar reportada en este estudio, presentando menores razones La/Sm para razones similares de Sm/Yb que las muestras de Los Pelambres (Fig. 35, pág. 88).

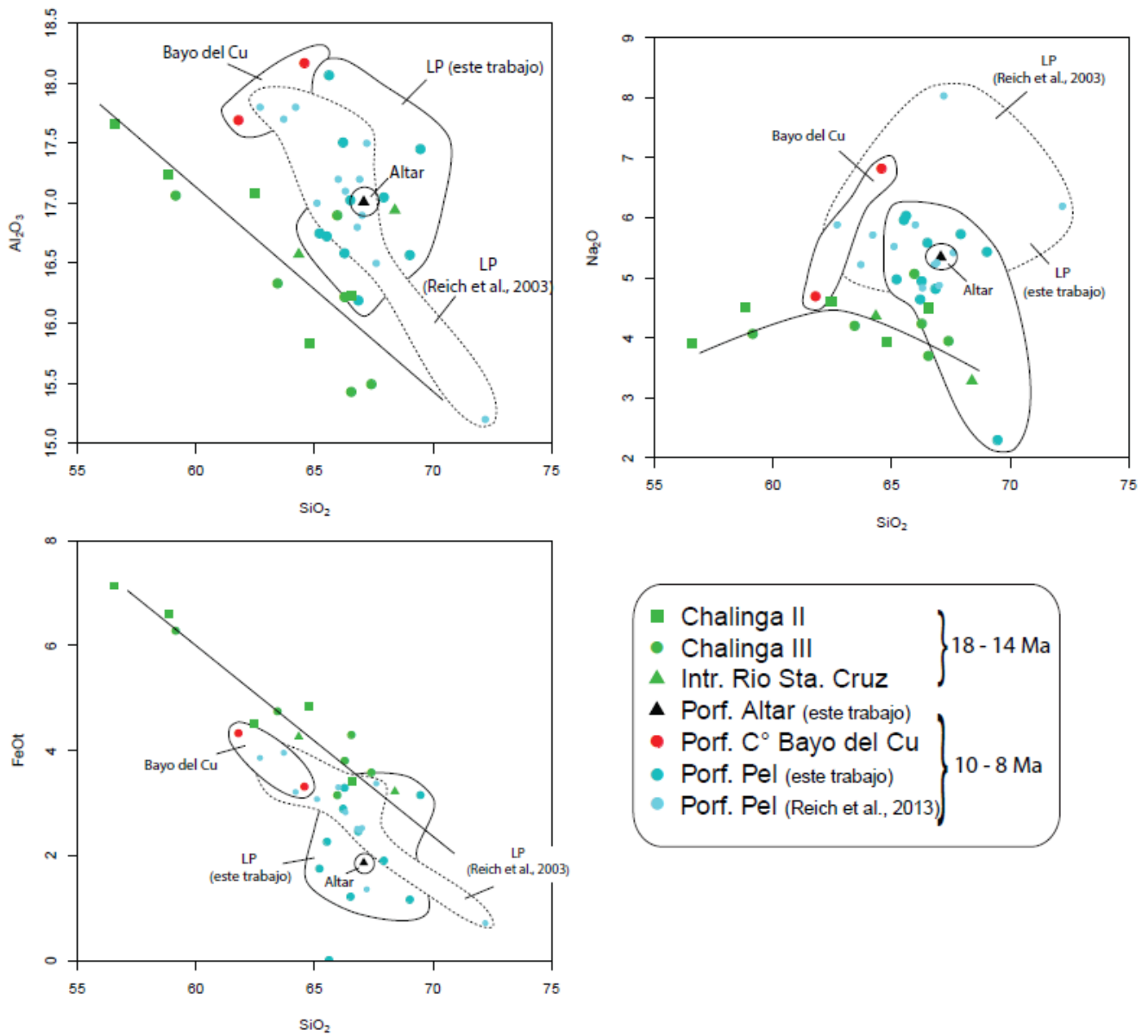


Fig. 26: Diagramas de variación (Harker) para las unidades intrusivas del Mioceno inferior (CIC2, CIC3, IRSC; 18-14 Ma) y del Mioceno superior. LP: Los Pelambres.

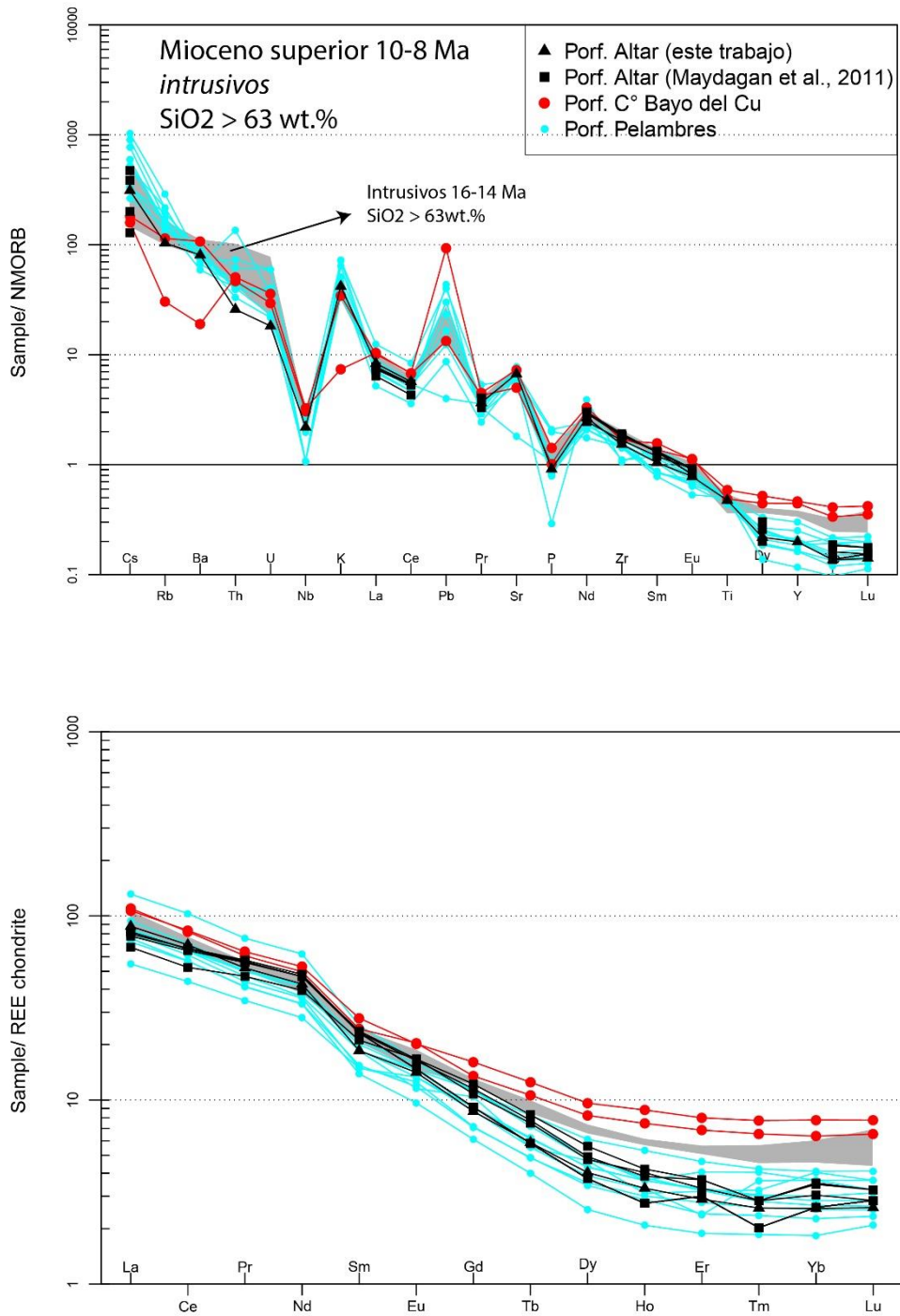


Fig. 27: Diagramas multi-elementos y tierras raras para las muestras del Mioceno superior de la región de Los Pelambres. Se incluyen los análisis de Maydagán et al. (2011) para el pórfido mineralizado de El Altar (ver texto), además del rango de variación de los intrusivos de 16-14 Ma (CIC3 y IRSC) con contenido a SiO₂ > 63% (área sombreada). Referencias son las mismas que los diagramas anteriores.

5. Discusión

En el presente capítulo se discuten los rasgos geoquímicos presentados en el capítulo anterior para las rocas ígneas de la región de Los Pelambres considerando, primero, sus características generales, para discutir, luego las variaciones geoquímicas temporales y finalmente analizar la petrogénesis de las rocas ígneas. Su evolución magmática y características se comparan, cuando resulta propicio, con la de unidades de edad equivalente que afloran al norte y sur de la región estudiada para, de este modo, evaluar posibles variaciones pudieran existir, en sentido longitudinal, durante el Cretácico y el Cenozoico en función de la evolución tectónica de los diversos segmentos que conforman los Andes del norte y centro de Chile.

5.1. Cretácico Superior (90-70 Ma): Magmatismo en una corteza relativamente adelgazada

En comparación con rocas formadas a partir de magmas provenientes de fusión directa de la astenósfera (N-MORB) las rocas de este periodo, muestran un importante enriquecimiento en elementos litófilos (LILE), y anomalías negativas de Nb, Ta y Ti (Fig. 14), características que son ampliamente aceptadas como propias de magmas generados en un ambiente de subducción (e.g. Pearce y Peate, 1995). Las características petrográficas y geoquímicas de las dos muestras básicas de las formaciones Salamanca y Viñita son indicadas una génesis a partir de magmas generados bajo una corteza relativamente delgada y en condiciones extensionales como lo demuestra su afinidad toleítica y sus patrones planos de REE ($La/Yb < 10$), los que sugieren una génesis/evolución en una corteza de < de 35 km de espesor (Kay et al., 1991).

A diferencia de las formaciones Viñita y Salamanca, en las predominan las lavas basálticas y andesítico-basálticos, los Estratos de Almendrillo, que se apoyan en discordancia angular sobre la formación Salamanca, y los intrusivos del Campaniano-Maastrichtiano y Maastrichtiano muestran una composición bimodal. Este tipo de comportamiento en la composición del magmatismo es frecuente en ambientes extensionales, donde el calor de los magmas provenientes del manto pueden causar procesos de fusión/contaminación cortical (e.g. Lipman, 1980; Hildreth, 1981; Gill et al., 1994; Clift, 1995; Shinjo y Kato, 2000). Una mayor participación de la corteza continental en la génesis/evolución de los magmas entre los 74 y los 70 Ma es respaldada por las elevadas concentraciones de U, Pb, Th y las altas razones Th/La (Fig. 39) que presentan los Estratos de Almendrillo e intrusivos del Campaniano-Maastrichtiano y Maastrichtiano, debido a que una mayor concentración de elementos como estos se asocian a un mayor aporte cortical y/o sedimentario durante la génesis/evolución de los magmas de arco (e.g. Plank, 2005). A su vez, la generación de extensos complejos de domos dacíticos y riolíticos (Domo Gavino en el nivel inferior de los Estratos de Almendrillo, ~74 Ma) de hasta 7 km de extensión, junto a una abundancia de tobas de composición dacítica entorno a los 74 Ma (Miembro Inferior Estratos de Almendrillo) pueden indicar un estado termal elevado en la corteza continental que favorecerían los procesos de fusión y/o asimilación cortical. Esta hipótesis está de acuerdo con los patrones de REE

relativamente planos, ($La/Yb < 10$), y una importante anomalía de Eu en las rocas más diferenciadas, que indicaría una evolución magmática mediante piroxeno, apatito, plagioclasa y magnetita en niveles corticales superiores de una corteza relativamente delgada (< 35 km, Kay et al., 1991, 1999).

5.2. Paleoceno (64-58 Ma): Débiles consecuencias de la fase de deformación K-T

Las rocas paleocenas en la región de Los Pelambres, a diferencia del Cretácico Superior, incluyen una mayor proporción de rocas intermedias, lo que se podría asociar a una condición más compresiva en la corteza y un mayor espesor cortical en un arco más maduro (Baker, 1968, Devine, 1995). A este respecto, la discordancia angular observada en la base de la Fm. Estero Cenicero da cuenta de un periodo de deformación compresivo en el límite Cretácico-Terciario. Sin embargo, el paralelismo entre los patrones multi-elementos y de REE entre las rocas paleocenas y cretácicas da cuenta de procesos petrogenéticos similares en ambos periodos, indicando que este periodo de deformación no habría causado un acortamiento cortical capaz de generar espesores corticales que cambiaran las condiciones petrogenéticas en la fuente de los magmas paleocenos.

Este comportamiento es distinto al observado en la región de El Salvador (26° S), donde se han descrito cambios importantes en la química de los magmas entre el Cretácico Superior y el Paleoceno (Fig. 28), debido al efecto de la fase de deformación compresiva “K-T” ocurrida en el límite Cretácico-Terciario (Cornejo et al., 2003). En esta región, el magmatismo paleoceno incluye un gran volumen de ignimbritas silíceas con sanidina junto a domos riolíticos ($70-80\%$ SiO_2) y un menor volumen de lavas andesíticas ($55-62\%$ SiO_2 , Cornejo et al., 1997). Las lavas andesíticas paleocenas en El Salvador incluyen una mayor presencia de anfíbola modal que las rocas de contenido equivalente de SiO_2 de la Fm. Estero Cenicero y las rocas intrusivas intermedias del Plutón Cuncumén, las que se caracterizan por presentar una mineralogía esencialmente anhidra (dos piroxenos y olivino). Al mismo tiempo, las rocas volcánicas e intrusivas paleocenas en El Salvador poseen mayores pendientes en los patrones de REE ($La/Yb = 5.5-33.6$; $La/Sm = 2.7 - 8.6$, $Sm/Yb = 1.7 - 5.3$) que las rocas paleocenas en Los Pelambres ($La/Yb = 4.7 - 7.9$; $La/Sm = 2.8 - 4.2$; $Sm/Yb = 1.6 - 2.2$, Fig. 28). Las características petrográficas y geoquímicas de las unidades paleocenas en El Salvador han sido atribuidas a una génesis y evolución de los magmas más primitivos en niveles corticales inferiores de una corteza relativamente engrosada respecto al Cretácico Superior (Cornejo et al., 1997; Cornejo et al., 1999). En este sentido, si bien es posible reconocer una discordancia angular entre las unidades volcánicas cretácicas y paleocenas en la Región de Los Pelambres, indicando un periodo de deformación cortical en el límite Cretácico-Terciario en la región, las menores pendientes en sus patrones de REE, además de un mayor rol de la plagioclasa en la evolución de los magmas paleocenos en Los Pelambres, muestran que el desarrollo de la fase de deformación K-T, a diferencia de lo ocurrido en El Salvador no habría generado un engrosamiento cortical capaz de estabilizar anfíbola en la fuente de los magmas generados en el arco a los 31° S durante este periodo

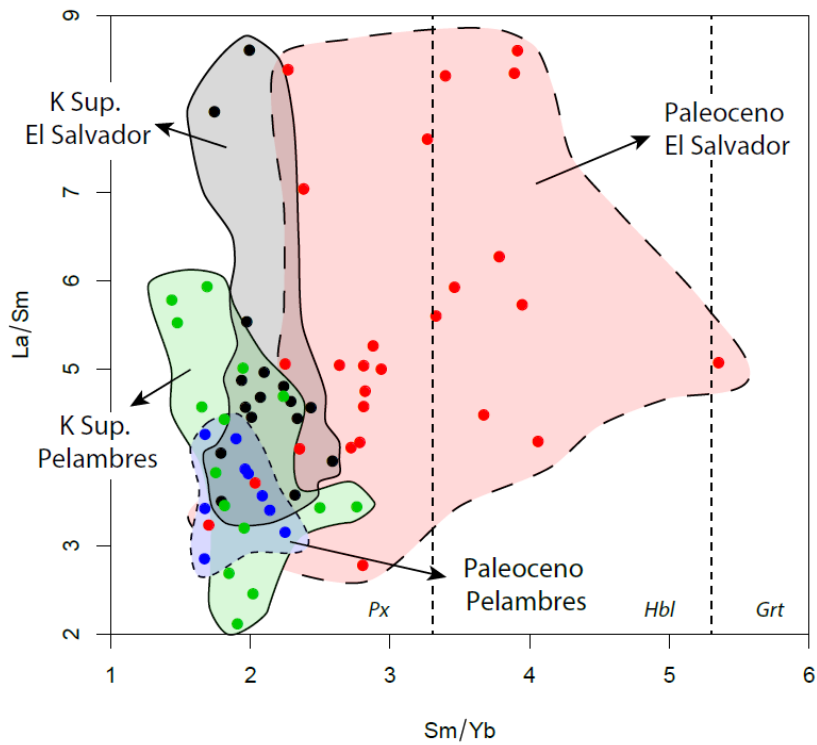


Fig. 28: Razones La/Sm vs Sm/Yb para unidades volcánicas e intrusivas cretácicas y paleocenas de las regiones de El Salvador (29°S; Cornejo et al., 1997, 1999) y Los Pelambres (31°S). Notar los valores más altos de las razones Sm/Yb de las rocas volcánicas paleocenas en El Salvador respecto a las cretácicas, comportamiento que no se observa en la región de Los Pelambres. Es probable que los valores elevados de la razón Sm/Yb de las rocas paleocenas en El Salvador se debe a su evolución bajo condiciones de mayor presión en una corteza relativamente engrosada a consecuencias del evento tectónico “K-T” descrito, para esa zona, por Cornejo et al (2003)

5.3. Eoceno (43-34 Ma): La aparición de la anfíbola

Tanto los intrusivos del Eoceno medio como los del Eoceno superior mantienen la señal de magmatismo de arco del Cretácico y Paleoceno, indicada por un enriquecimiento en elementos litófilos (LILE) respecto a elementos HFSE, y anomalías negativas de Nb, Ta y Ti (Fig. 18). Durante este período ocurre, sin embargo, una diferencia muy significativa en los rasgos geoquímicos de las rocas intrusivas al pasar desde el Eoceno medio al Eoceno superior.

Las características petrográficas y geoquímicas de las rocas del plutón El Encanto, del Eoceno medio (c.a 43 Ma) son equivalentes a las observadas en las muestras del Plutón Cuncumén (Paleoceno), indicando la ocurrencia de procesos petrogenéticos similares para ambos grupos de muestras. Estas características incluyen a patrones de REE paralelos, de baja pendiente, levemente inclinados en el extremo de las LREE ($La/Sm = 3.9-4.4$) y planos en el extremo de las HREE ($Sm/Yb \sim 2$), junto a moderadas razones LILE/HFSE ($Ba/Ta = 973-1088$). Lo anterior da cuenta de magmas anhidros generados en una corteza adelgazada y que evolucionaron por fraccionamiento de olivinos y piroxenos (< 35 km; Cornejo et al., 1999, Kay et al., 1999; Kay y Mpodozis, 2002).

Las rocas intrusivas del Eoceno superior, en cambio, contrastan con las unidades anteriores. Las diferencias geoquímicas observadas (4.2.3) dan cuenta de un mayor rol de la anfíbola y una supresión en la cristalización de la plagioclasa, tal como lo evidencia la abundancia de hornblenda magmática primaria modal, la ausencia de una anomalía negativa de Eu en sus patrones de REE para contenidos de $SiO_2 > 60\%$ y los mayores contenidos de Sr (Tabla 1, pág. 48) respecto al de elementos traza de similar compatibilidad. Si se suprime la cristalización de plagioclasa el líquido se enriquece en elementos compatibles con esta fase; el Sr presenta un coeficiente de partición para la plagioclasa un orden de magnitud mayor que para la hornblenda en fundidos de composición andesítica (2.8 vs 0.4; Drake y Weill, 1975; Green y Pearson, 1985a). Una inhibición de la cristalización de plagioclasas explica, a la vez, los mayores valores de Al y Ca que presentan los intrusivos del Eoceno superior.

Los mayores contenidos de Al, Ca y Sr de arco en las muestras de los intrusivos del Eoceno superior respecto al de las unidades anteriores son consistentes con un relego de la cristalización de la plagioclasa, llevando a un enriquecimiento de los magmas en elementos afines a esta fase mineral.

La cristalización de anfíbola puede ocurrir tanto a relativa baja presión (~ 3 kb) en magmas hidratados ($> 5\% H_2O$, Burnham, 1979; Anderson, 1980; Claeson y Meurer, 2004, Righter y Moore, 2007), o bien magmas que se generan y/o evolucionan a mayor presión en una corteza relativamente engrosada (e.g. Kay et al., 1991; Richards et al., 2001), caso en el cual la anfíbola residual deja al líquido empobrecido en MREE en relación a las HREE originando patrones de REE de característica forma cóncava, lo cual no ocurre en el caso del Eoceno en Los Pelambres. A este respecto, la evolución geológica de la zona (Mpodozis, 2015) no incluye evidencias de

deformación compresiva que pudiera haber producido un engrosamiento cortical significativo. Las bajas pendientes en los patrones de REE en los intrusivos del Eoceno superior en Los Pelambres, en especial razones Sm/Yb que se mantienen en el rango de las unidades cretácicas y paleocenas ($La/Yb = 6.4 - 14.7$, $La/Sm = 4.1 - 7.7$, $Sm/Yb = 1.5 - 2.3$), dan cuenta de una fuente dominada por piroxeno y libre de anfíbola, lo que se puede atribuir a espesores corticales menores a 35 km (Kay et al., 1991). Dado lo anterior, la mayor presencia de anfíbola en los intrusivos del Eoceno superior no sería el resultado de una génesis de los magmas eocenos bajo mayores espesores corticales, sino que el reflejo de una evolución de magmas relativamente hidratados y con un mayor estado de oxidación.

Las mayores razones Ba/Th, Ba/Nb, Sr/La, Ba/La, K/Th, Sr/Th, Sr/Ti y Sr/Rb que presentan los intrusivos del Eoceno superior comparados con los intrusivos de periodos anteriores (Tabla 1, pág 48) indicaría mayores aportes de fluidos desde la placa subductada (Tatsumi et al., 1986; Arculus y Johnson, 1981; Morris et al., 1990; Luhr, 1992; Peace y Peate, 1995) lo cual favorecería mayores porcentajes de fusión parcial en la cuña astenosférica (e.g Stopler y Newman, 1991; Luhr, 1992), lo que explicaría los bajos contenidos de K₂O y el empobrecimiento relativo en HFSE, LILE y REE de los intrusivos del Eoceno superior en comparación con aquellos generados durante el Cretácico Superior y el Paleoceno (e.g Luhr, 1992)

Una mayor liberación de fluidos desde la placa subductada es favorecida por un estado termal elevado de la misma, lo que promueve la desestabilización de las fases minerales hidratadas presentes en la corteza oceánica y su cobertura de sedimentos (Arcay et al., 2005). Modelos numéricos que estudian las relaciones entre los parámetros de subducción (edad de la placa subductada y la tasa de convergencia) y el estado termal de la corteza subductada, muestran que menores velocidades de convergencia llevan a un estado termal mayor en el *slab* subductante debido a que este dispone de más tiempo para calentarse por conducción, lo que favorecería a una mayor liberación de agua bajo el arco magmático (e.g Rüpke et al., 2004; Arcay et al., 2005). En efecto, la intrusión de los cuerpos intrusivos del Eoceno superior en los Pelambres (35-34 Ma) coincide con una disminución en la tasa de convergencia entre las placas de Farallón-Nazca y Sudamericana de 10 a 3 cm/año a los c.a 36 Ma (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Sdrolias y Muller, 2006; Somoza, 2008), lo que permitiría explicar una mayor hidratación del manto astenosférico durante este periodo.

A escala regional, rocas intrusivas eocenas de edad equivalentes a las rocas intrusivas del Eoceno superior de Los Pelambres afloran al norte de río Illapel tanto en la cordillera del Norte Chico en la zona de Ovalle ("Unidad Bocatoma" de Mpodozis y Cornejo, 1988; Pineda y Calderón, 2008), La Serena (Nasi et al., 1990, Martin et al, 1995; Emparan y Pineda, 2006), Vallenar (Moscoso et al, 2010; Paleczek y Cáceres, 2003) y Copiapó (Iriarte et al, 1999; Mpodozis y Kay, 2003; Peña et al, 2013). Estos se extienden, más al norte, a lo largo de la Cordillera de Domeyko hasta la latitud de Iquique donde se encuentran asociados a la faja de pórfidos cupríferos del Eoceno-Oligoceno inferior del norte de Chile (Camus, 2002; Sillitoe y Perelló, 2005; Mpodozis y Cornejo, 2012), los que se habrían emplazado de forma simultánea con la deformación incaica

ocurrida durante el Eoceno superior (45-35 Ma; Tomlinson, 1994; Cornejo et al., 1997; Arriagada et al, 2008, Mpodozis y Cornejo, 2012).

A modo de comparación, en la Fig. 29 y Fig. 30 se presentan análisis seleccionados de pórfidos granodioríticos a dacíticos asociados a la mineralización en el Distrito de El Salvador-Potreriillos (43-36 Ma, Cornejo et al., 1999) y La Escondida (ca 38 Ma, Richards et al., 2001, Hervé et al, 2012). Al igual que en Los Pelambres, las muestras de ambas localidades presentan un carácter tonalítico con abundante hornblenda magmática como fase máfica dominante. Sin embargo, en comparación con los intrusivos del Eoceno superior en Los Pelambres, los cuerpos intrusivos portadores de la mineralización de Cu en El Salvador-Potreriillos y La Escondida presentan patrones de REE más inclinados, sobretodo en el extremo de las HREE ($La/Sm = 4.3 - 7.5$, $Sm/Yb = 2.7-8.9$), mayores razones Sr/Y (23-105), y menores contenidos de Y, ubicándose en el campo de las rocas “adakíticas” (Fig. 29 y Fig. 30). Este contrasta con un comportamiento transicional en los intrusivos de Los Pelambres en el diagrama Sr/Y vs Y y La/Yb vs Yb. Estas características ha llevado a plantear que la los magmas de los cuales derivan los pórfidos mineralizados de la Cordillera de Domeyko se habrían generado durante el proceso de engrosamiento cortical que acompañó la deformación Incaica y la formación de una raíz cortical engrosada (> 45 km) donde sería estable el granate (Cornejo et al., 1999; Dilles et al., 1997; Richards et al., 2001; Haschke et al., 2002; Kay y Mpodozis 2002, Mpodozis y Cornejo, 2012).

Estudios paleomagnéticos y estructurales indican que tanto el acortamiento tectónico como la rotación de bloques de corteza asociada a la generación del Oroclino boliviano durante la fase incaica decrece progresivamente al sur de Antofagasta, hasta desaparecer entorno a los 28°S (Arriagada et al., 2008). En este sentido, la fase deformación incaica habría tenido un impacto mayor en la deformación cortical al norte de los 27°S y no habría generado un aumento en el espesor cortical en la Región de Los Pelambres, condición favorable para la formación de grandes yacimientos del tipo pórfido cuprífero (Chiaradia et al., 2012; Chiaradia, 2014, 2015).

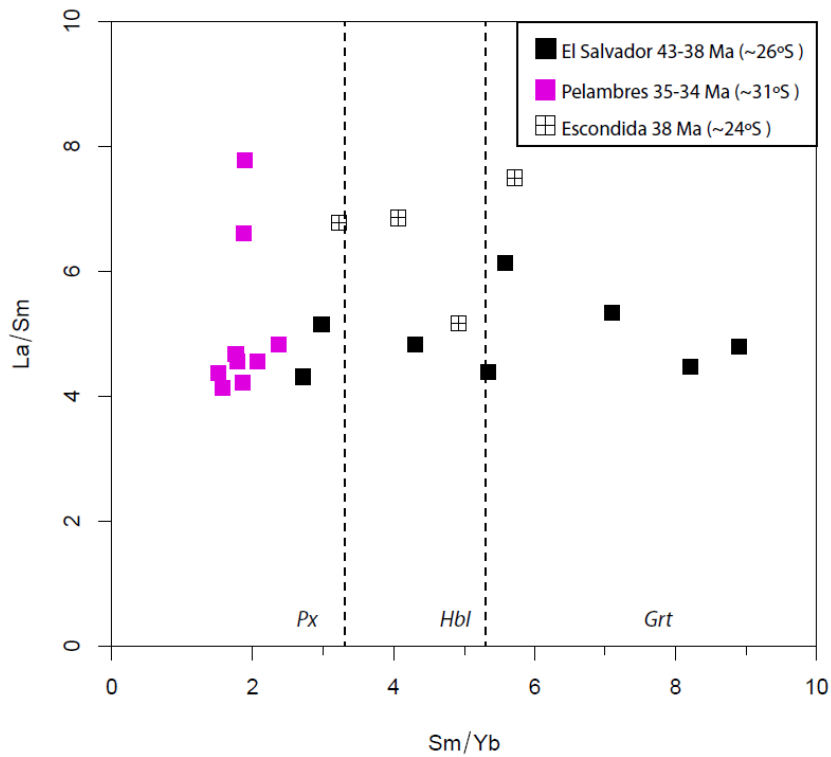


Fig. 29: Razones La/Sm vs Sm/Yb para las muestras eocenas seleccionadas de Escondida (24°S) (Richards et al., 2001), El Salvador (26°S) (Cornejo et al., 1999) y Los Pelambres (31°S) (este trabajo). Notar mayores pendientes MREE/HREE en los pórfidos mineralizadores en El Salvador y Escondida respecto a las muestras equivalentes de Los Pelambres.

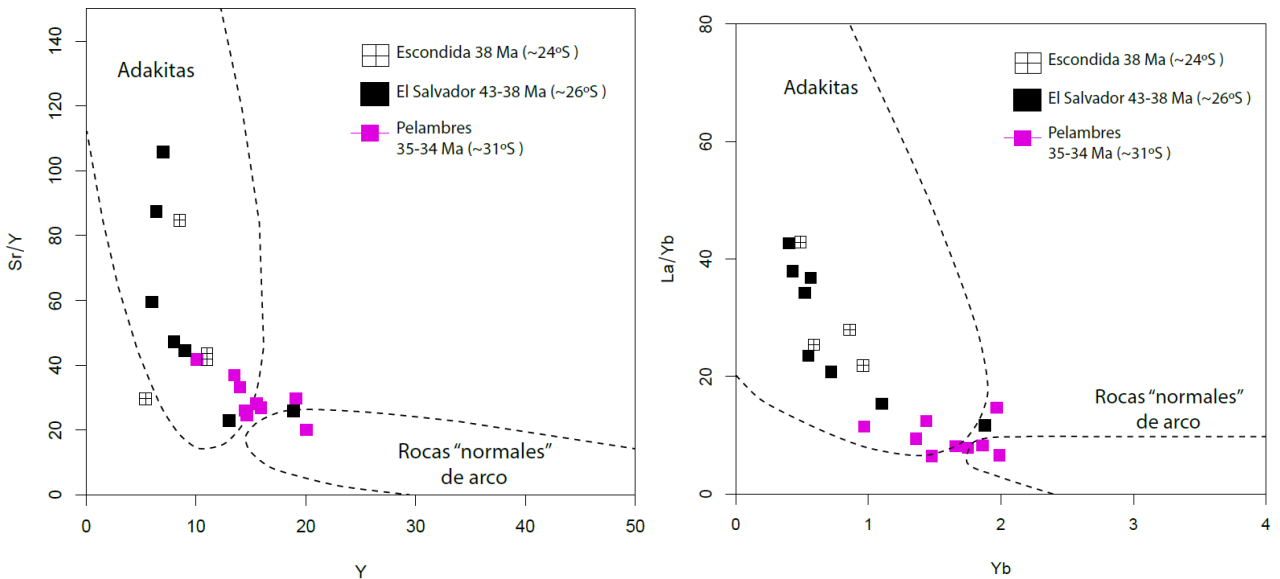


Fig. 30: Gráficas de Sr/Y vs Y y La/Yb vs Yb para las muestras eocenas seleccionadas de Escondida (24°S) (Richards et al., 2001), El Salvador (26°S) (Cornejo et al., 1999) y Los Pelambres (31°S) (este trabajo). Se incluyen campos de rocas "adakíticas" y de rocas calcoalcalinas "normales" de arco de Defant y Drummond (1993) y Castillo et al. (1999).

5.4.Oligoceno superior- Mioceno inferior (30-20 Ma): magmatismo en el extremo septentrional de la “Cuenca de Abanico”

Las unidades de este período mantienen la signatura geoquímica característica de magmas de arco que caracteriza a las unidades previas (sección 4.2.4). Los patrones geoquímicos de las unidades más occidentales (Estratos del Río Chicharra, formaciones Los Pelambres y Pachón) se caracteriza por patrones de REE inclinados en las LREE y planos en las HREE ($La/Yb = 5.7-19.3$, $La/Sm = 2.9-8.1$ y $Sm/Yb = 1.7-3.1$) de forma similar a lo descrito para las unidades volcánicas cretácicas y paleocenas, lo que indicarían una evolución por fraccionamiento de piroxenos y plagioclasa. Estas características son similares a las descritas para rocas de las formaciones Abanico y Coya- Machalí, equivalentes temporales que afloran más al sur entre los 33° y los 34°S (Kay y Kurtz, 1995; Sellés, 1999a). Por su parte, los intrusivos sincrónicos del CIC1 y Plutón Totoral poseen una geoquímica similar, aunque sus patrones son en general, más fraccionados, estando caracterizados por una mayor inclinación en el extremo de las LREE, y menores concentraciones de MREE. Estas características geoquímicas permiten considerarlos cogenéticos a las rocas efusivas de las formaciones Pachón, Pelambres y Estratos de Río Chicharra.

Los Estratos de Mondaca, la unidad volcánica más oriental, sin embargo, es químicamente diferente, como todas las unidades volcánicas e intrusivas que afloran al este de la Falla Mondaquita (ver más abajo). Está formada por andesitas y dacitas con anfíbola como fase máfica dominante, y, para contenidos equivalentes de SiO_2 , presenta patrones de REE más inclinados ($La/Yb = 14 - 25$, $La/Sm = 5 - 9$ y $Sm/Yb = 2.7-3.0$) y cóncavos, junto a una desaparición de anomalía negativa de Eu, denotando un mayor rol de la anfíbola en su génesis/evolución. Estas diferencias respecto al de las unidades más occidentales podrían deberse a heterogeneidades composicionales en la fuente de los magmas como las mencionadas para otros caso por Bougault et al. (1980) y Saunders et al. (1988) aunque, sin embargo, similares razones Tb/Y y Ho/Y en las muestras volcánicas e intrusivas de este periodo insinúan una fuente de composición homogénea para los magmas en la región de Los Pelambres (Fig. 31). La falta de datos isotópicos impide, a pesar de ello, evaluar de mejor manera dicha hipótesis.

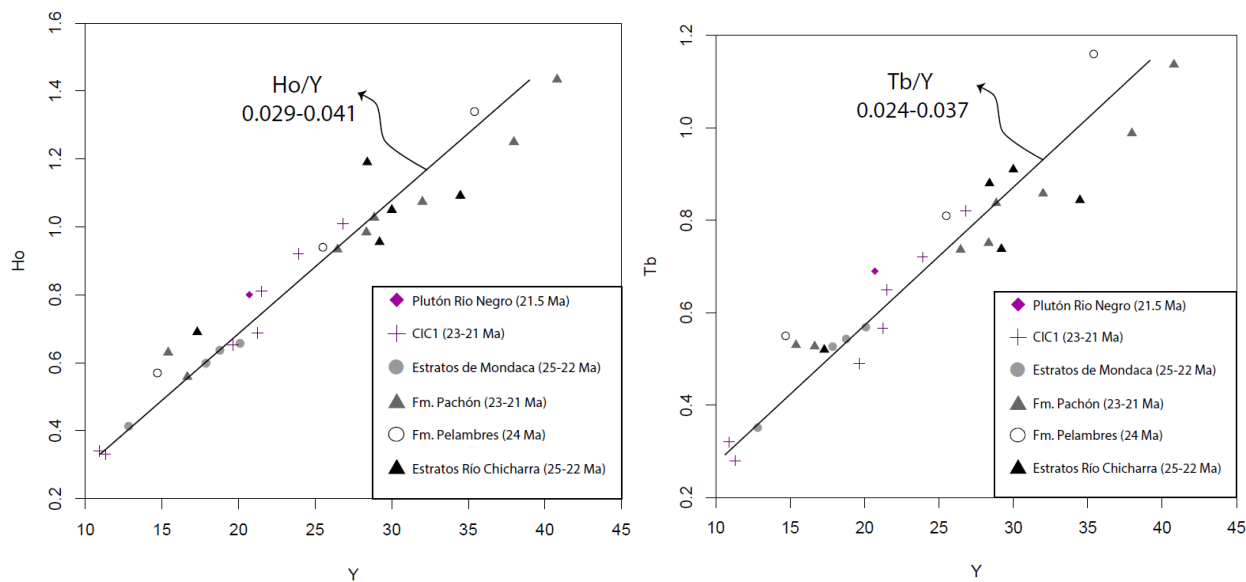


Fig. 31: Razones Ho/Y y Tb/Y, elementos que comparten similares coeficientes de partición global durante la fusión del manto (Rollinson, 1993). Heterogeneidades composicionales en la fuente de los magmas generan variaciones en las razones de elementos incompatibles que comparten similares coeficientes de partición global (e.g Bougault et al., 1980; Saunders et al., 1988). Poca variación en las razones de estos elementos en las muestras de las unidades del Oligoceno – Mioceno inferior en Los Pelambres sugieren una fuente de composición homogénea para los magmas generados durante este periodo.

Diversos autores han señalado que las unidades de edad equivalente expuestas en Chile Central (formaciones Abanico, Coya Machalí y/o Cura-Mallín), se habrían acumulado en una cuenca o depresión volcano tectónica (“Cuenca de Abanico”) desarrollada bajo un régimen extensional dominante durante el Eoceno hasta el Mioceno inferior (Charrier et al., 1996, 2002; Jordan et al., 2001; Kay et al., 2005; Farías et al., 2008). La geoquímica que caracteriza a las rocas volcánicas de estas unidades ha sido interpretada como el resultado de la fusión de una fuente dominada por piroxeno y olivino, sin granate ni hornblenda estable, bajo una corteza continental con un espesor entre 30-35 km (e.g. Kay et al. 1991, 2005; Kay y Kurtz, 1995; Sellés, 1999a; Muñoz et al., 2006). Estos antecedentes son consistentes con las características geoquímicas de las rocas de esta edad (secuencias occidentales) que afloran tanto en la zona de Los Pelambres como en las cercanías del yacimiento El Altar (formación Pachón, Maygadán et al, 2011, Gatzoubaros et al, 2014). Evidencias de extensión se pueden observar, en la región de Los Pelambres, a lo largo del río del Yeso, afluente norte del río Carnicería, en Argentina, al NE de Los Pelambres donde se preserva una falla normal (Falla Pachón) inclinada al oeste que limita los afloramientos de la formación Pachón contra rocas volcánicas triásicas de la formación Rancho de Lata (ver Fig. 5; Mpodozis, 2015). Las secuencias volcánicas occidentales de la zona de los Pelambres de acuerdo a Mpodozis y Cornejo (2012) y Perelló et al (2012) se habría depositado en el extremo septentrional de la “Cuenca de Abanico”. Dentro de ese contexto, los Estratos de Mondaca se depositaron directamente sobre el bloque de basamento de la Cordillera Frontal, fuera del ámbito de la cuenca extensional, lo que podría explicar sus características geoquímicas al considerar que se acumularon fuera del dominio que fue afectado por la extensión Oligocena.

Rocas equivalentes en edad a las secuencias volcánicas del Oligoceno-Mioceno inferior de la zona de Los Pelambres ocurren también hacia el norte tanto en Argentina como en Chile en la cordillera del Elqui y Valle del Cura (Formación Tilito del Grupo Doña Ana, Makasev et al, 1983; Kay et al, 1987; Mpodozis y Cornejo, 1988; Bissig et al, 2001, Winocur et al, 2014) y más al norte en la Cordillera entre Vallenar y Copiapó (Ignimbrita Cantarito, Complejo Volcánico Cerro Pulido, Kay et al, 1991) Al comparar las razones de REE de las unidades volcánicas de Los Pelambres con el de unidades equivalentes a las que afloran más al norte y al sur de Los Pelambres, (Tabla 2, Fig. 32) se observa, con excepción del caso de los Estratos de Mondaca, un progresivo incremento en la razones La/Sm y Sm/Yb de sur a norte, indicando un cambio progresivo hacia magmas más primitivos y poco evolucionados hacia el sur, en esta zona de los Andes.

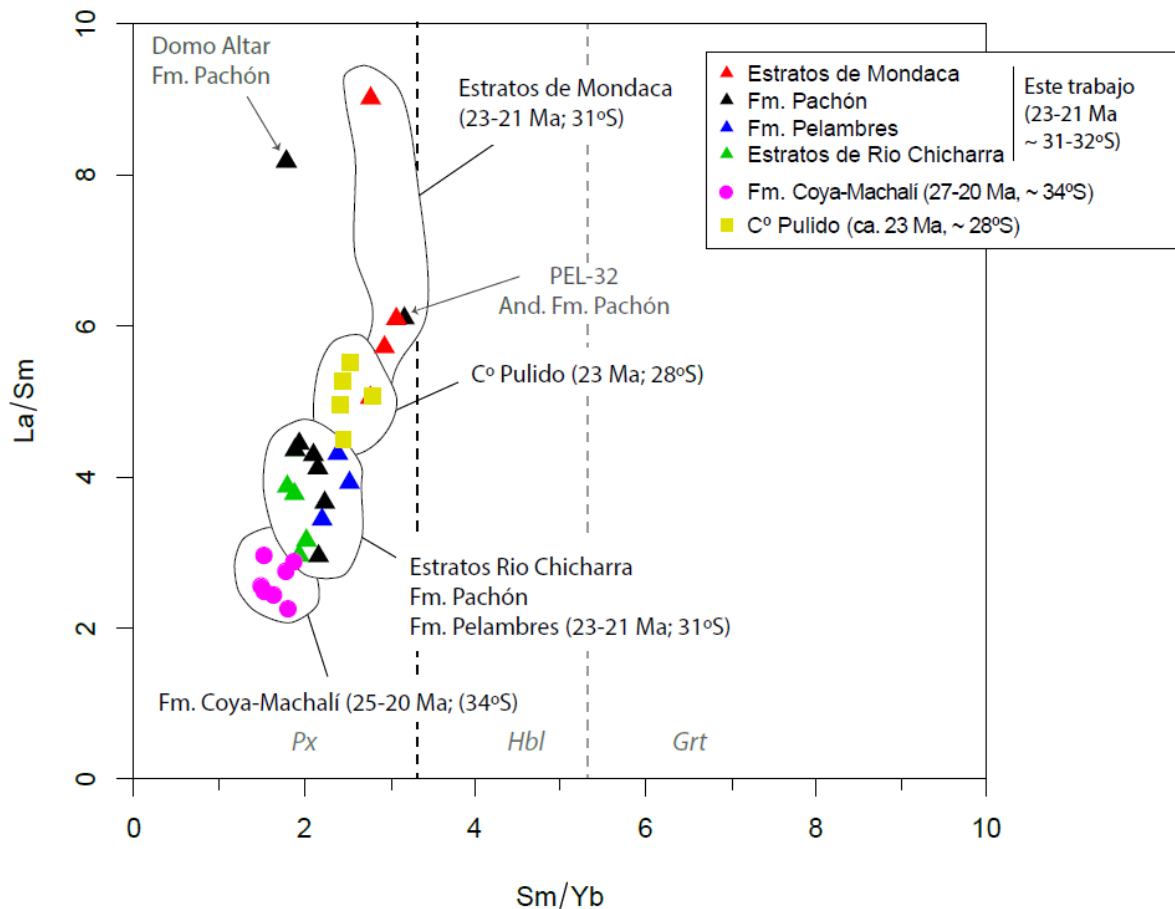


Fig. 32: Gráfica La/Sm vs Sm/Yb para unidades del Oligoceno – Mioceno inferior que afloran en los Andes de Chile Central entre los 29 y los 34°S. Para comparaciones regionales se incluyen los análisis de la Fm. Coya-Machalí (región de El Teniente ~34°S, Kay et al., 2005) y el de rocas andesíticas del centro volcánico Cerro Pulido (29°S; Kay et al., 1991) junto a las unidades presentadas en este trabajo. Cambos de estabilidad aproximados de *Px*, *Hbl* y *Grt* extraídos de Kay y Mpodozis, 2002 y Cornejo et al. 1999).

Tabla 2: Principales características de las unidades del arco del Oligoceno – Mioceno inferior en los Andes de Chile Central. El rango de edad señalado corresponde al determinado por dataciones realizadas al grupo de muestras utilizadas para las comparaciones regionales y no constituyen, necesariamente, el rango estratigráfico asignado por quien las definió originalmente. Se incluyen valores promedios junto a la desviación estándar (2σ) entre paréntesis. Cantidad de análisis considerados para el promedio están indicados entre paréntesis bajo el nombre de cada unidad (“n=”).

Unidad	Latitud	Edad	SiO₂ wt. %	La/Yb	La/Sm	Sm/Yb	Ba/La	Eu/Eu*	Referencia
Cerro Pulido (n=5)	~ 28°S	K/Ar 23 Ma	60.3 (3.1)	12.8 (1.3)	5.0 (0.3)	2.5 (0.1)	27.5 (1.9)	0.73- 0.97	Kay et al. (1991)
Estratos de Mondaca (n=4)	~31°S	U-Pb 23-21 Ma	61.2 (2.3)	18.6 (4.6)	6.4 (1.7)	2.8 (0.1)	24.3 (1.2)	0.95- 0.99	Mpodozis (2015)
Fm. Pachón (n=8)	~31°S	U-Pb 23-21 Ma	58.3 (7.5)	10.4 (4.3)	4.7 (1.6)	2.1 (0.4)	18.7 (12.6)	0.40- 0.99	Mpodozis (2015)
Fm. Pelambres (n=3)	~31°S	U-Pb 24-20 Ma	54.5 (1.7)	9.2 (1.4)	3.8 (0.4)	2.3 (0.1)	16.2 (8.1)	0.75- 0.90	Mpodozis (2015)
Estratos Rio Chicharra (n=5)	~31°S	U-Pb 25-22 Ma	56.4 (5.9)	6.9 (0.9)	3.6 (0.5)	1.9 (0.08)	21.2 (2.6)	0.75- 0.97	Mpodozis (2015)
Fm. Coya-Machalí (n=7)	~34°S	K/Ar 25-20 Ma	58.8 (4.9)	4.5 (0.7)	2.6 (0.2)	1.7 (0.1)	22.3 (12.2)	0.83- 1.04	Kay et al. (2005)

5.6. Mioceno inferior (ca. 18 Ma): Predominancia de la anfíbola como fase fraccionada, en la zona oriental, paulatino engrosamiento cortical.

Este período está representado tanto por las rocas volcánicas de la Secuencia Volcánica Laguna del Pelado (SVLP), las que afloran en el dominio de la Cordillera Frontal, como por los intrusivos de la Fase II del Complejo Intrusivo Chalinga (CIC2) y el plutón Totoral que afloran en el dominio de la Cordillera Principal (Fig. 9) En comparación con las rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno inferior de la zona occidental (formaciones Pachón, Los Pelambres y Estratos de Río Chicharra), las rocas de la SVLP muestran composiciones andesíticas con patrones más fraccionados, denotado por mayores concentraciones de elementos HFSE, y mayores pendientes en los patrones de REE debido a mayores contenidos de LREE y un mayor empobrecimiento en el segmento de las HREE ($La/Yb = 19.3-30.1$, $La/Sm = 5.8-7.2$, $Sm/Yb = 3.1-4.1$).

Las características geoquímicas de las rocas de la SVLP son similares a las descritas para las andesitas de los Estratos de Mondaca (Tabla 4). Sin embargo, las rocas de la SVLP incluyen aún mayores razones La/Sm y Sm/Yb , denotando una mayor participación de anfíbola en su génesis, posiblemente asociada a una génesis bajo mayores espesores corticales (Kay et al. 1991, Cornejo et al., 1999). Los patrones de REE de los magmas andesíticos de la SVLP poseen un segmento de HREE plano, indicando la ausencia granate en la fuente o como fase fraccionada o residual (e.g Gromet y Silver, 1987). Conviene notar, sin embargo, que dicho aumento en las razones de REE solo se evidencia en las rocas volcánicas, no así en los intrusivos, quienes afloran en los dominios occidentales de la Región de Los Pelambres (Cordillera Principal). Por otro lado, las rocas intrusivas de la segunda fase del Complejo Intrusivo Chalinga muestra mayores razones $Th/La (>1)$ y Rb/SiO_2 y anomalías negativas de Eu más pronunciadas que los intrusivos del Oligoceno-Mioceno inferior, indicando un estado más avanzado de diferenciación magmática y mayor contaminación cortical.

Las menores razones Ba/La que presentan las andesitas de la SVLP comparadas con las andesitas de los Estratos de Mondaca (Fig. 22) da cuenta de menores aportes de fluidos de la placa subductante en su génesis (e.g. Luhr, 1992; Peace y Peate, 1995). Lo anterior es coherente con sus menores razones Zr/Y y Nb/Y que sugieren menores grados de fusión parcial en su génesis (Pearce y Norry, 1979), debido a que una menor liberación de fluidos desde la placa subductante induce menores grados de fusión parcial en el manto astenosférico (e.g Stöckhert y Newman, 1991). Más al sur, en torno a los 33°S, aumentos en las razones de REE en rocas del Mioceno inferior de la Fm. Farellones (21-16 Ma, Munizaga y Vicente, 1982; Vergara et al., 1988), respecto de las rocas volcánicas de la Fm. Abanico, ha sido atribuido a una génesis paulatinamente más profunda de los magmas entre el Oligoceno y el Mioceno medio junto una disminución en los porcentajes de fusión parcial (Kay y Abbruzzi 1996; Godoy et al., 1999; Nyström et al., 2003, Kay et al, 2005).

Las mayores pendientes en los patrones de REE en las rocas volcánicas andesíticas de la SVLP y un mayor rol de la anfíbola sugieren, como lo indican Yoder y Tilley (1962) y Kay et al. (1991), condiciones de mayor presión de fluidos durante la génesis/evolución de los magmas, lo

que podría estar asociado a un aumento en el espesor cortical durante el Mioceno inferior como consecuencia de procesos de acortamiento tectónico. Una ausencia de la señal de granate en la fuente, tal como lo muestra un segmento plano en el segmento de las HREE, sin embargo, indica espesores corticales < 45 km (Kay et al., 1991). Evidencias de deformación compresiva durante el Mioceno inferior, en la región de los Pelambres, están indicadas por la discordancia angular bajo la SVLP y las relaciones de campo de las Fallas Pelambres, Totoral y González que afectan a las unidades del Oligoceno – Mioceno inferior pero no a los intrusivos del Mioceno medio a superior, algunos de los cuales, intrusivos post tectónicos, cortan a las trazas de estas fallas (ver sección 3.10). A escala regional, estudios efectuados en la cuenca de antepaís de Manantiales, ubicada al este del Mercedario, indican que el inicio de la sedimentación sinorogénica (Formación Chinchas) habría comenzado allí aproximadamente a los 18 Ma, en respuesta al levantamiento inicial de la Cordillera Principal (Jordan et al, 1993, Pérez, 2001).

Comparadas con rocas de flujos andesítico-basálticos del miembro superior de del Grupo. Doña Ana (Formación Escabroso 21-18 Ma, Martin et al., 1997; SiO₂ 53-62 %) y de rocas intrusivas contemporáneos de la Unidad Infiernillo (18-15 Ma; Makshev et al., 1984) que afloran entre los 29° y los 30°S, las andesitas de la SVLP destacan por presentar mayores razones La/Sm y Sm/Yb (Fig. 33), sugiriendo que su génesis habría ocurrido bajo mayores espesores corticales. Estas diferencias son similares a las descritas para el Oligoceno-Mioceno inferior; mostrando que, a escala regional, la corteza continental bajo la SVLP habría sido más gruesa debido a que no habría experimentado la extensión asociada al desarrollo de la cuenca de Abanico durante el Oligoceno-Mioceno inferior.

Finalmente, los sills dacíticos de 19 Ma que intruyen a la Fm. Pelambres están enriquecidos en REE y HFSE respecto a los demás intrusivos, mostrando menores razones LILE/LREE lo cual sugiere una génesis diferente los demás intrusivos de este periodo. De forma similar, elevadas razones Th/La en las muestras del Plutón Totoral (Tabla 5 en ANEXO B), las que se asemejan a las observadas en la Unidad Infiernillo (Kay et al., 1987), requieren de una fuente distinta.

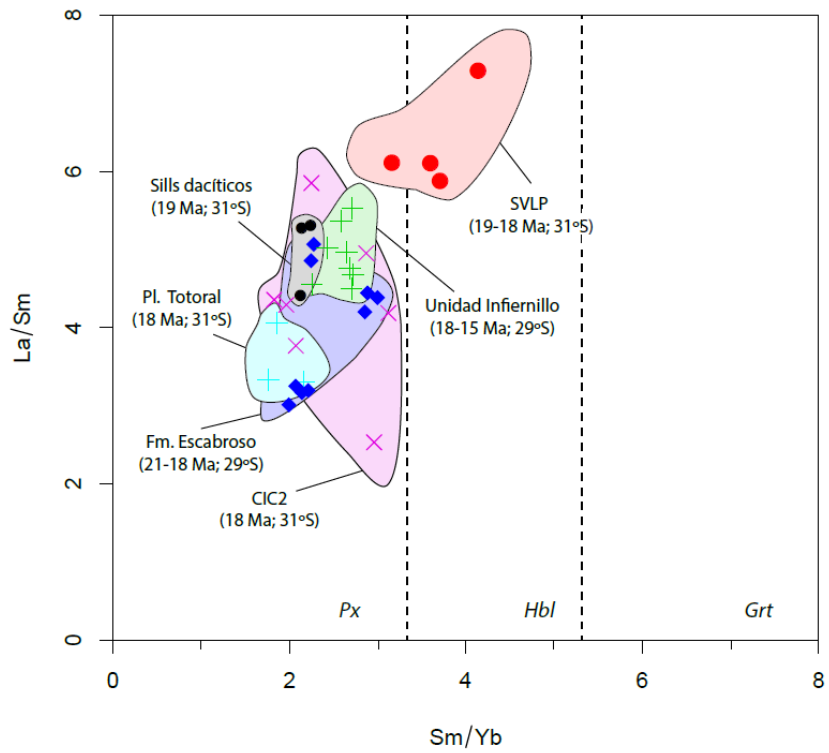


Fig. 33: Gráfica La/Sm vs Sm/Yb para las unidades del Mioceno inferior (c.a 18 Ma) de Los Pelambres (SVLP, Plutón Totoral y CIC2) y unidades equivalentes que afloran más al norte. Datos de la Fm. Escabroso y de la Unidad Infiernillo extraídos de Kay et al. (1987). Un mayor rol de la anfíbola en la génesis de las andesitas de la SVLP sugiere mayores espesores corticales bajo el dominio de la Cordillera Frontal en la Región de Los Pelambres.

5.7. Mioceno medio (16-14 Ma): Influencia de la somerización de la placa subductante y los intrusivos precursores de la mineralización cuprífera y

Este periodo se caracteriza por la intrusión de la tercera, y última, fase del Complejo Intrusivo Chalinga (CIC3), y los Intrusivos hipabisales del Río Santa Cruz (IRSC) que, según Perelló et al (2012) serían los precursores de la mineralización en Los Pelambres, El Pachón y El Altar. Los análisis con $\text{SiO}_2 < 63\%$ del CIC3 comparten las características petrográficas y geoquímicas de las rocas de contenido de SiO_2 equivalente del CIC2, indicando una fuente libre de granate y una génesis en condiciones compatibles con la cristalización de plagioclasa en condiciones de piroxeno como fase estable (e.g Davidson et al., 2013). Las rocas con $\text{SiO}_2 > 63\%$, que incluyen a las dos muestras de los pórfidos dacíticos de los IRSC y a una muestra de tonalita de hornblenda del CIC3, poseen, en cambio, patrones cóncavos y más inclinados en sus REE debido a un mayor empobrecimiento en MREE y HREE respecto de rocas de contenido de SiO_2 equivalente del periodo anterior, indicando un mayor rol de la anfíbola y clinopiroxeno en su génesis/evolución (Fig. 25).

A escala regional las elevadas pendientes en los patrones de las REE de los IRSC (La/Yb: 30-34, Figura 25) son más empinadas que las reportadas por Kay et al. (1987) para rocas volcánicas andesíticas y dacíticas de la Fm. Cerro de las Tórtolas (17-14 Ma, La/Yb: 16-30) que afloran al norte de Los Pelambres, en la región de El Indio (30°S) y con las cuales se pueden correlacionar cronológicamente. Este hecho se explica debido a menores contenidos de MREE en los IRSC como lo indican las diferencias que presentan en las razones La/Sm (Fm Cerro Las Tórtolas: 5-6, IRSC: 7-7,5; Fig. 34). Aunque las moderadamente elevadas razones La/Yb que presentan las rocas de la formación Cerro de las Tórtolas llevaron, originalmente, a Kay et al (1987) a sugerir la presencia de granate como fase residual o fraccionada en la fuente, el poco empobrecimiento de las HREE con respecto a las MREE (Sm/Yb: 3-5) indica que la anfíbola era todavía la fase residual/fraccionada dominante (Davidson et al. 2013). De todos modos, la progresiva mayor participación de anfíbola y granate en la evolución de los magmas durante el Mioceno medio, en los Andes Centrales de Chile, ha sido interpretada como el resultado de mayores profundidades de generación/evolución de los magmas en una corteza continental que se engrosó en forma progresiva debido a una disminución del ángulo de subducción a partir de los 18 Ma hasta dar forma a la zona de subducción plana chileno-pampeana ("*flat slab region*", Cahill e Isacks, 1992) que actualmente caracteriza al margen andino entre los 27 y los 33°S (Kay et al., 1987; Kay et al., 2005; Kay y Mpodozis, 2002; Ramos et al, 2002, Goss et al., 2013, Fig. 2). Evidencias que respaldan la ocurrencia de importantes procesos de acortamiento cortical a partir de los 18 Ma, y por consiguiente un aumento en el espesor de la corteza continental en los Andes Centrales de Chile, han sido descritas en numerosos trabajos efectuados a lo largo de la región de subducción plana (); los procesos de acortamiento cortical habrían contribuido, desde entonces, a generar un aumento de espesor cortical hasta alcanzar los 70 km actualmente documentados para la zona de Los Pelambres (Gans et al, 2011).

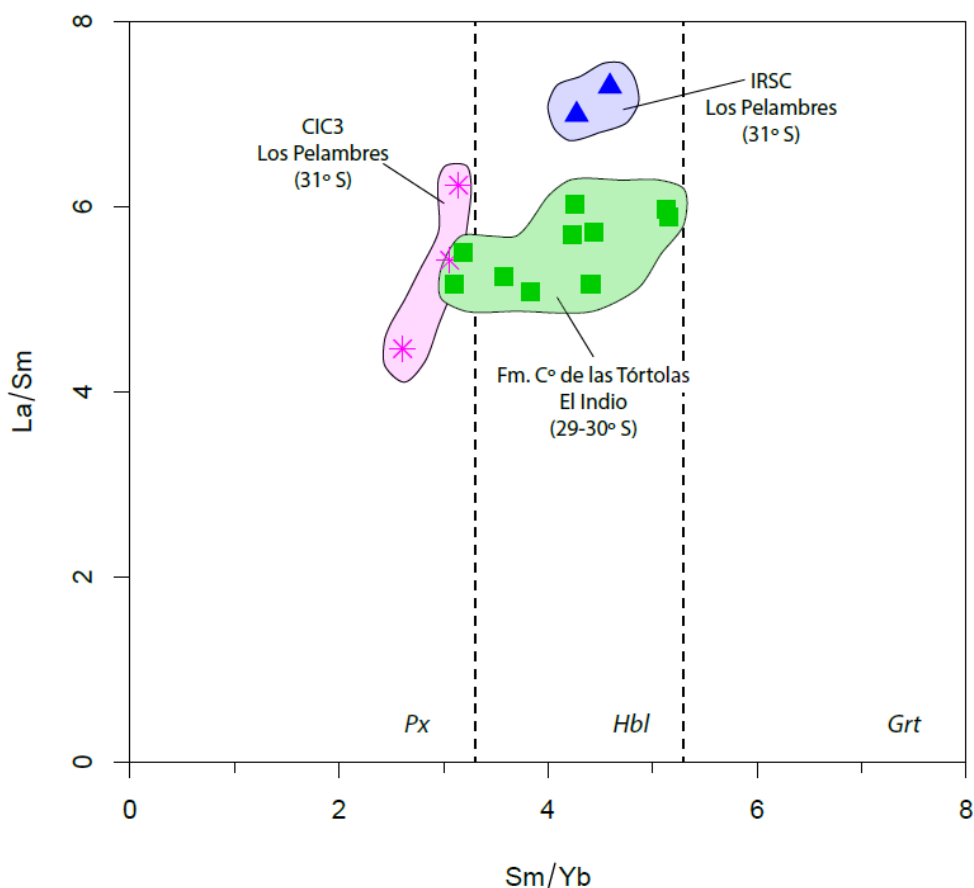


Fig. 34: Razones La/Sm vs Sm/Yb de las unidades del Mioceno medio (16-14 Ma) de Los Pelambres (asteriscos y triángulos) y de muestras de basalto andesitas a dacitas (58-64 % SiO₂) de la Fm. Cerro de las Tórtolas (cuadrados) extraídos de de Kay et al. (1987) y Maksaev et al., (1984). Notar diferencia en las razones de REE de los IRSC que afloran en el dominio de la Cordillera Frontal respecto de las muestras del CIC3, los que afloran al oeste de la Falla Mondaquita, en el dominio de la Cordillera Principal. Mayores razones Sm/Yb en las andesitas de la Fm. Cerro de las Tórtolas han sido asociadas a una génesis a mayores profundidades bajo una corteza relativamente engrosada respecto al Mioceno inferior (Kay et al., 1987).

5.8. Mioceno superior (10-8 Ma): El significado de los magmas “adakíticos”.

Dentro de la región estudiada, los pórfidos mineralizados de Los Pelambres y El Altar destacan por presentar los patrones de REE más inclinados y los valores más elevados de Sr y bajos de Y, e Yb en la región, mostrando razones Sr/Y, La/Yb que superan al de las demás unidades en la región (Sr/Y = 31-152; La/Yb = 20-72; Fig. 36). Las mayores pendientes en los patrones de REE en Los Pelambres y El Altar se debe, principalmente, a un empobrecimiento relativo en HREE, las que conllevan a razones Sm/Yb que caen en el campo de estabilidad del granate (Sm/Yb > 5.5, Fig. 35). Esto contrasta con el comportamiento de los Intrusivos de Cerro Bayo del Cobre, ubicadas en la zona oriental, al este de la Falla Mondaquita (Fig. 9) que presentan, comparativamente, menores pendientes de RRE y valores más bajos de Sr/Y (Sr/Y = 36-50; La/Yb = 38-44).

Magmas con estas características son comúnmente llamados “adakíticos” (Defant y Drummond, 1990, Fig. 36). Este tipo de rocas posee particular interés metalogénico debido a la

conexión existente entre su génesis y la generación de depósitos de cobre del tipo Pórfido Cuprífero (e.g. Thiéblemont et al., 1997; Sajona y Maury, 1998; Castillo, 2012; Mpodozis y Cornejo, 2012; Kamvong et al., 2014); rocas con elevadas razones Sr/Y se asocian a arcos maduros y a una corteza continental engrosada, condiciones necesarias para la formación de grandes yacimientos de este tipo (Chiaradia et a., 2012; Chiaradia, 2014, 2015).

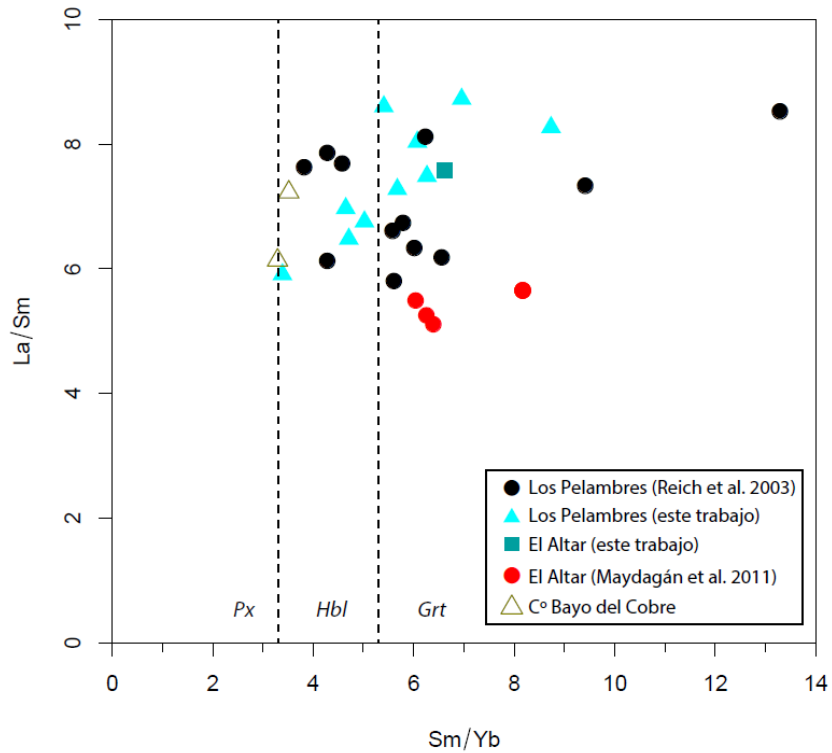


Fig. 35: Gráfica La/Sm vs Sm/Yb para las unidades del Mioceno superior de Los Pelambres. Se incluyen los análisis de los pórfidos de Los Pelambres reportados por Reich et al. (2003) y de El Altar reportados por Maydagán et al. (2011). Notar las menores razones Sm/Yb que presentan los pórfidos de Cerro Bayo del Cobre y los elevados valores que presentan las muestras de los pórfidos mineralizados en El Altar y Los Pelambres, únicas unidades en la región de Los Pelambres que caen en el campo de estabilidad del granate.

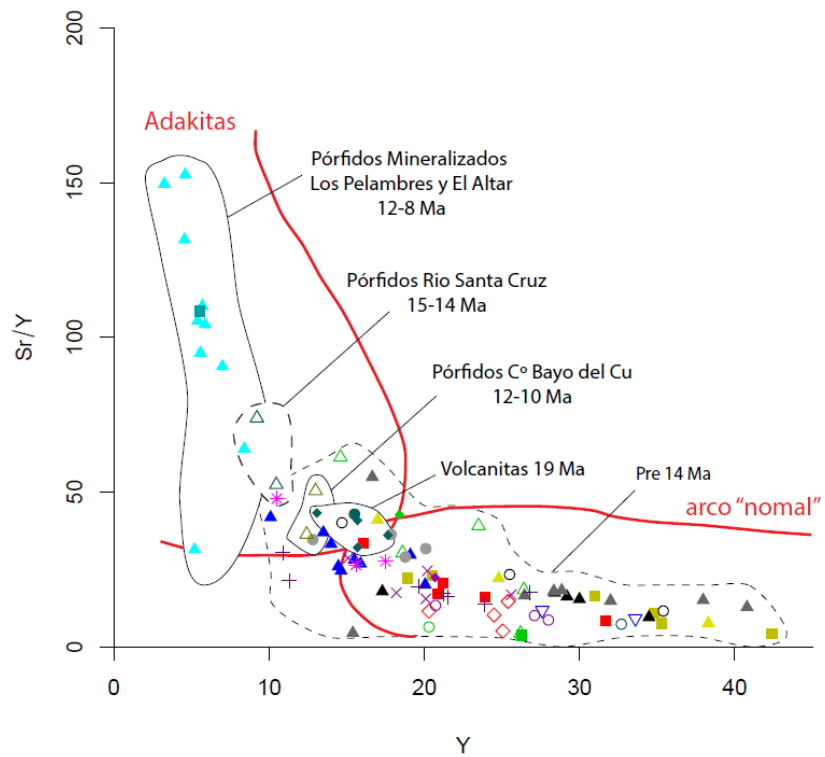
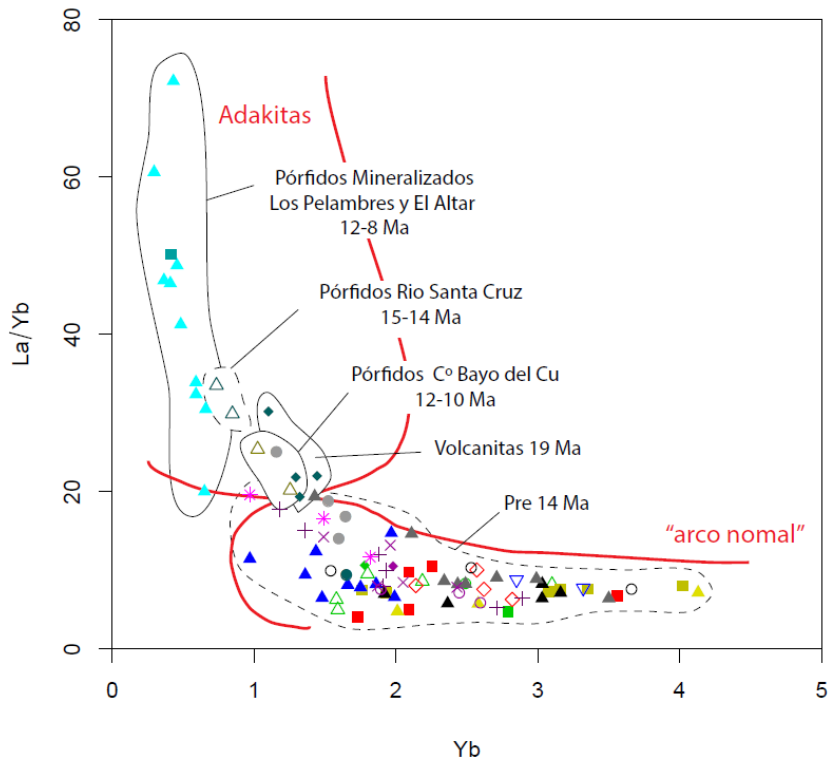


Fig. 36: Razones Sr/Y vs Y y La/Yb vs Yb. Campos para rocas de composición adakítica y rocas "normales" de arco de Richards y Kerrich (2007). Ver Fig. 11 para leyenda.

El término “adakita” fue originalmente propuesto por Defant y Drummond (1990) para referirse a rocas que poseían características geoquímicas similares a las andesitas magnésicas de la isla de Adak en las Aleutianas, para las cuales se había propuesto un origen por la fusión directa de una corteza oceánica joven y caliente (Kay, 1978). A partir de trabajo de Defant y Drummond (1990), sin embargo, este término ha sido empleado para referirse a un amplio grupo de rocas cuya petrogénesis está asociada, entre otros procesos, a la hibridización de fundidos de la placa subductada con peridotita o fundidos derivados de la fusión de peridotita metasomatizada por fundidos del slab (e.g. Yagodzinski y Kelemen, 1998), fusión parcial de la corteza inferior máfica engrosada y metamorfizada en facies granulitas o anfibolitas, bien in situ o debido a procesos de delaminación y/o erosión tectónica (e.g. Arculus et al., 1999; Kay et al., 1991, 2005; Wang et al., 2004, 2005; Petford y Atherton, 1996; Xiong et al., 2001); procesos de cristalización fraccionada de anfíbola y clinopiroxenos en magmas basálticos, atrapados en la corteza inferior en condiciones de alta presión (e.g. Rapp y Watson, 1995; Chiaradia et al., 2004; Rodríguez et al., 2007; Rooney et al., 2010); y cristalización fraccionada de magmas basálticos en bajas presiones con elevados contenidos de agua (e.g. Rodríguez et al., 2007) que han podido experimentar procesos de mezcla con magmas más primitivos (e.g. Castillo et al., 1999)

Siguiendo la definición original de Defant y Drummond (1990), Reich et al. (2003) propusieron que la génesis de los pórfidos mineralizados de Los Pelambres estaría relacionada a procesos de fusión parcial de la corteza subductada, junto a la incorporación de componentes corticales asociados a procesos de erosión tectónica. La fusión del *slab* habría sido favorecida por un elevado estado termal de la corteza oceánica debido a la presencia de rocas jóvenes (~ 10 Ma, Yáñez et al., 2001) de la Dorsal de Juan Fernández (JFR) (Fig. 2), la que habría comenzado a subductar de forma ortogonal al margen andino bajo la región de Los Pelambres al mismo tiempo en que se emplazaron los pórfidos mineralizados (Yáñez et al., 2001, Kay y Mpodozis, 2002). Sin embargo, estudios más recientes han reportado la ocurrencia de rocas con signature adakítica tanto al norte como al sur de la región de Los Pelambres, incluyendo coladas de andesitas de hornblenda de Pircas Negras y Dos Hermanos (27°S) entre los 7 y los 2 Ma (Goss et al., 2013) y en la región de El Teniente a los c.a 5 Ma (pórfidos mineralizados del distrito El Teniente; Stern et al., 2010). Ambas áreas se encuentran muy alejadas de Los Pelambres siendo improbable que la generación de adakitas esté allí esté relacionada con la subducción del JFR.

Otros autores (e.g. Kay y Mpodozis, 2002; Stern et al., 2010; Goss et al., 2013) han planteado que la génesis de la signature adakítica de rocas magmáticas del Mioceno superior que afloran en la Región de subducción plana Chileno-Pampeana estaría relacionada a procesos de erosión tectónica de la región de antearco en periodos de acortamiento y engrosamiento cortical y migración del arco hacia el este durante el Mioceno. Los intrusivos mineralizados en Los Pelambres y El Altar se caracterizan por elevadas concentraciones de Al₂O₃ (15.2 – 18.1 %) y Na₂O (2.3-8.0 %) para elevados contenidos de SiO₂ (61.8-72.2 %), dando razón para proponer una génesis a partir de la fusión parcial de una corteza inferior anfibolítica o eclogitizada (Martin et al. 2005; Castillo 2012). Sus concentraciones relativas de Fe₂O₃/MgO/K₂O son similares al de valores experimentales de rocas formadas por la fusión de una corteza inferior engrosada y sus

elevadas razones $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{tot}})$ molar y elevados contenidos de $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}_{\text{t}} + \text{TiO}_2$ (%) caen cercanos al campo experimental de fundidos provenientes de una fuente anfibolítica (Fig. 38). Por otro lado, las intrusiones mineralizadoras en Los Pelambres poseen razones Rb/Sr (0.09–0.98) similares al de rocas adakíticas que han sido originadas de una corteza inferior engrosada más que a de típicos fundidos del *slab* subductado (Rb/Sr = 0.01–0.05) (Huang et al. 2009, Ver Fig. 37). Por otro lado, al comparar las principales características geoquímicas de los intrusivos de Los Pelambres con la de rocas generadas por fusión directa del *slab* oceánico, estas destacan por sus menores contenidos de Sr (en un orden de magnitud, Tabla 3). Finalmente, en cuanto al contexto regional en el cual se emplazan los pórfidos mineralizados de Los Pelambres, este periodo coincide con una de las fases mayores de alzamiento de la Cordillera Frontal mediante estructuras profundas de escama gruesa que habrían contribuido a generar espesores corticales de hasta 70 km en la región de subducción plana durante el Mioceno superior (Jordan et al, 1993; Ramos et al., 1996b, 2004; Pérez, 2001; Giambiagi et al., 2003, 2014, Gans et al, 2011; Mpodozis y Cornejo, 2012), por lo que bajo este escenario es plausible que la génesis de estos intrusivos sea más bien una respuesta a los procesos de engrosamiento cortical y el producto de la fusión de la placa subductada.

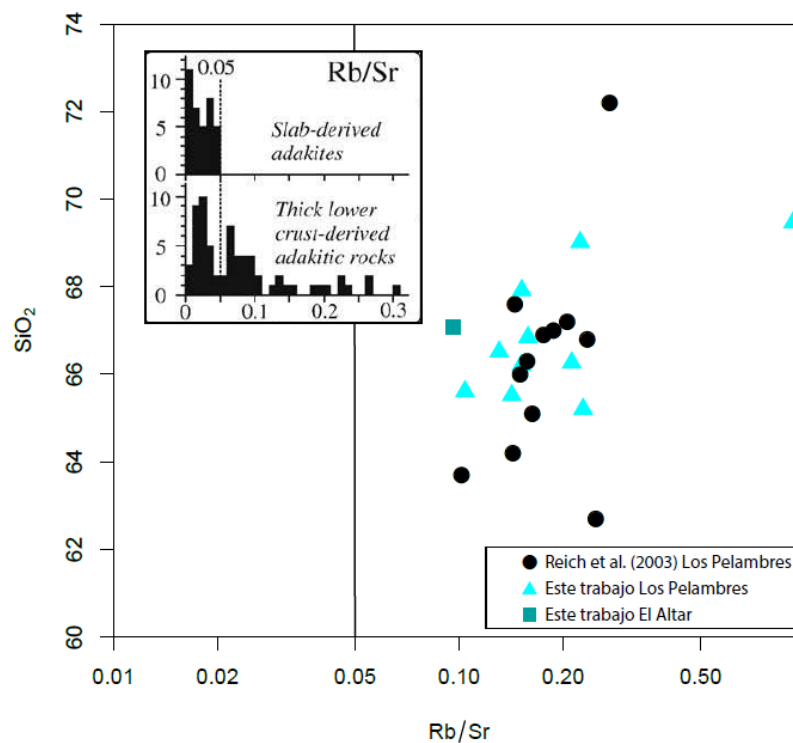
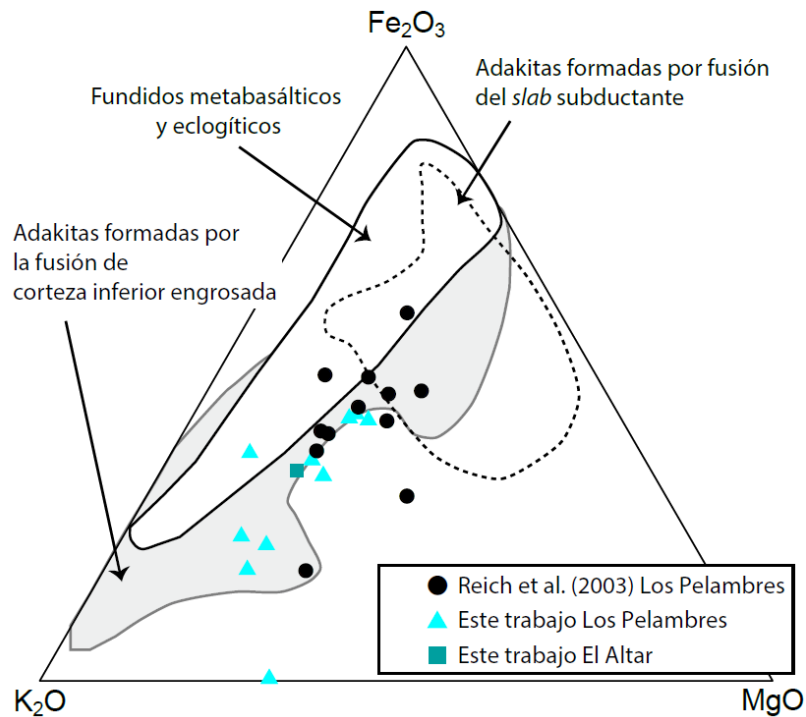


Fig. 37: Gráfica SiO_2 vs Rb/Sr para las muestras de los intrusivos del Mioceno superior en la región de Los Pelambres de composición “adakítica”. El histograma incluido (datos de Defant y Drummond, 1990; Kay et al., 1993; Drummond et al., 1996; Stern y Kilian, 1996; Sajona et al., 2000; Aguillón-Robles et al., 2001; Martin et al., 2005) muestra que típicamente las adakitas formadas por fusión del *slab* oceánico poseen bajas razones Rb/Sr (< 0.05) y que adakitas derivadas de una corteza inferior engrosada poseen una mayor variabilidad en las razones Rb/Sr. No existen valores de Rb y Sr reportados por Maydagán et al. (2011) para El Altar.

Tabla 3: Comparación principales características geoquímicas de rocas generadas por fusión de la placa subductada y pórfidos mineralizados en la Región de Los Pelambres

	slab melts (“adakites”)		Pórfidos mineralizados Región de Los Pelambres	Reich et al. (2003) Los Pelambres
	Kay (1978)	Smith et al. (1979)		
La/Yb	30–57	108–238	20–72	26–113
Sr/Y	–	177–344	31–152	87–192
Sr (ppm)	1783–2600	1520–2650	163–701	306–750
Yb (ppm)	0.633–0.948	0.29–0.52	0.29–1.25	0.143–0.592
Y (ppm)	–	7.7–9.9	3.2–13	1.59–6.55
Na ₂ O _(wt.%)	3.22–3.7	2.23–5.34	2.2–6.0	4.9–10
Al ₂ O _{3 (wt.%)}	15.2–15.5	13.7–18.4	16.19–18.06	15.3–18.0

> 60 wt.% SiO₂



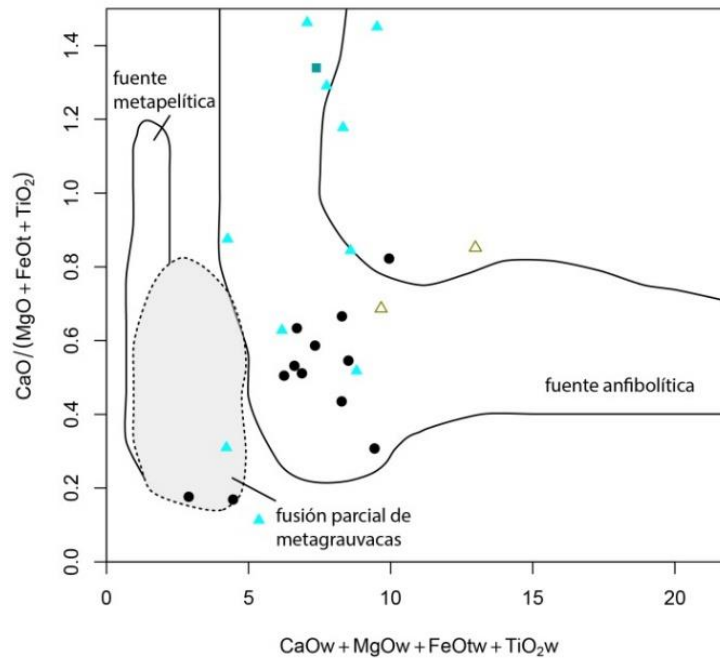


Fig. 38: Composición de las rocas adakíticas de la región de Los Pelambres. Abajo: diagrama binario Ca/(Mg+Fe+Ti) (% molar) vs Ca+Mg+Fe+Ti (w = % peso). Derecha diagrama ternario Fe/K/Mg (% peso). Campos son de: Petford y Atherton (1996), Chung y Liu (2003), Xiong et al. (2005), Defant y Drummond (1990, 1993), Stern y Kilian (1996), Sajona et al. (2000), Martin et al. (2005), Muir et al. (1995) y Rapp y Watson (1995).

La evolución geoquímica del magmatismo en la región muestra un rol protagónico de la anfíbola como fase fraccionada de los magmas entre el Eoceno superior y el Mioceno medio (35 a 12 Ma, Intrusivos del Eoceno superior, Estratos de Mondaca, Secuencia Volcánica Laguna del Pelado e Intrusivo del Río Santa Cruz). La desestabilización de la anfíbola en la base de la corteza debido a procesos de eclogitización de la corteza inferior y el manto sublitosférico como respuesta a procesos de engrosamiento cortical habría generado fundidos ricos en volátiles y con la signatura geoquímica que las caracteriza. Este proceso es equivalente al modelo propuesto por Kay et al. (1999) para depósitos de Cu neógenos en la región del *flat-slab* y Cornejo et al. (1999) en la región de El Salvador – Potrerillos (29°S), mostrando la importancia de la historia magmática previa de una región en la génesis de los yacimientos del tipo Pórfido Cuprífero. Finalmente, la coincidencia temporal entre la génesis del depósito de Los Pelambres y el comienzo de la subducción ortogonal del JFR tienta a vincular ambos procesos (e.g. Reich et al., 2003). No puede descartarse, sin embargo, su participación activa en la génesis de los cuerpos mineralizadores de Los Pelambres debido a que elementos oceánicos como estos pueden provocar la erosión de la litósfera continental inferior (e.g. Martinod et al., 2005; Yañez et al., 2001), aportando material anfibolítico susceptible de eclogitizarse a la fuente de los magmas.

6 Conclusiones

La región de Los Pelambres guarda un complejo registro del magmatismo ocurrido entre el Cretácico y el Mioceno en la actual de subducción horizontal (flat slab) chileno-pampeana

Los principales cambios observados en las características geoquímicas de las unidades volcánicas e intrusivas coinciden con importantes eventos de deformación regional, los que han quedado registrados en las características de los magmas generados contemporáneamente a dichos eventos. Lo anterior muestra la influencia de los procesos de deformación cortical en la química de los magmas erupcionados entre el Cretácico Superior y Mioceno superior en la región.

El magmatismo del Cretácico superior caracteriza por una ausencia de composiciones intermedias junto con un mayor aporte de material cortical en la génesis y evolución de los Estratos de Almendrillo y, de forma más notable, en los Intrusivos del Campaniano-Maastrichtiano y Maastrichtiano (74-70 Ma). Los patrones geoquímicos sugieren la estabilidad de plagioclasa en la fuente de los magmas y una evolución mediante la extracción de olivinos y piroxenos en condiciones de corteza continental adelgazada y en un estado termal elevado

Las unidades paleocenas poseen composiciones continuas entre basaltos y dacitas. Sus patrones geoquímicos se encuentran enriquecidos en REE y HFSE respecto al de unidades cretácicas. Estas características se asocian a un arco más maduro y una corteza más fría respecto del Cretácico Superior. La discordancia angular observada en la base de la Fm. Estero Cenicero es evidencia de la ocurrencia de un evento de deformación durante el límite Cretácico-Terciario. Sin embargo, a diferencia de los reportados en la región de El Salvador (29°S) esta fase de deformación no habría generado un espesor cortical necesario para estabilizar anfíbola en la fuente de los magmas o bien como fase máfica fraccionada durante la evolución de los magmas.

Durante el Eoceno se reconocen tres periodos de actividad intrusiva en el Eoceno inferior (48 Ma), Eoceno medio (43 Ma) y Eoceno superior (35-34 Ma). Los intrusivos del Eoceno medio (43 Ma) muestran afinidades geoquímicas con los intrusivos cretácicos y paleocenos, pero en los intrusivos del Eoceno superior contrastan pues incluyen fases plutónicas tonalíticas y granodioríticas con mayor abundancia de anfíbola. Sus patrones geoquímicos son compatibles con magmas hidratados cuya génesis está caracterizada por mayores porcentajes de fusión parcial respecto al de unidades anteriores y por una mayor participación de fluidos derivados de la placa subductante. El control de la anfíbola en la evolución de los magmas del Eoceno superior estaría asociado a mayores contenidos de agua disueltos en los magmas y no a una génesis bajo mayores espesores corticales, como es el caso de los intrusivos contemporáneos asociados a mineralización de Pórfido de Cobre que afloran al norte de los 27°S.

Durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, destacan las variaciones geoquímicas existentes entre las secuencias volcánicas occidentales de aquellas expuestas en la Cordillera Frontal, al este la Falla Mondaquita. Las características petrográficas y geoquímicas de las

andesitas de los Estratos de Mondaca indican un mayor rol de la anfíbola en la génesis/evolución de los magmas orientales, mientras que las tres unidades volcánicas occidentales (Estratos Rio Chicharra, Fm. Pelambres y Fm. Pachón) dominadas por una mineralogía máfica anhidra evidencian un mayor rol del fraccionamiento de piroxeno. Estas diferencias parecen indicar que los magmas orientales evolucionaron en el ámbito de la Cordillera Frontal, donde la corteza continental era más gruesa y no fue afectada por la extensión que dio origen a la Cuenca de Abanico durante el Oligoceno.

El último registro volcánico lo constituye la Secuencia Volcánica Laguna del Pelado (ca 19 Ma), de composición predominantemente andesítica y una geoquímica caracterizada por patrones de REE ligeramente más empinados que los Estratos de Mondaca. Los patrones de REE más planos de los intrusivos de esta edad (fase II del Complejo intrusivo Chalinga, plutón Totoral), ubicados en la zona occidental, similares a los que caracterizan a las unidades occidentales Oligoceno-Mioceno inferior indica la importancia de la falla Mondaquita como un límite entre dos bloques corticales que evolucionaron de manera independiente.

A partir del Mioceno medio son exclusivas las fases intrusivas. La geoquímica de las unidades a partir del Mioceno medio reflejan una evolución de los magmas en niveles corticales inferiores en presencia de mayor anfíbola y granate, en acuerdo con la evolución geológica de los Andes de Chile Central, la que muestra la ocurrencia de procesos de acortamiento y engrosamiento cortical a partir de los 18 Ma producto de la disminución del ángulo de subducción que dio origen a la zona de subducción plana chileno-pampeana entre los 27 y los 33°S.

En este contexto, la génesis de los pórfidos mineralizados en Los Pelambres se habría visto favorecida por procesos de engrosamiento cortical que favorecieron la ruptura de la anfíbola presente en la base de la corteza y liberación de fluidos y que alcanzaron su máximo a los 10 Ma en coincidencia con el inicio de la subducción, bajo la zona, del segmento E-W de la Dorsal de Juan Fernández, mostrando la importancia de la evolución tectonomagmática de la región en la génesis del yacimiento de Los Pelambres.

6. Bibliografía

- Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Bellon, H., Maury, R.C., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F. 2001. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California. *Geology* 29, 531–534.
- Aguirre, L. 1960. Geología de Los Andes de Chile Central. Provincia de Aconcagua. Boletín N°9, IIG, Santiago.
- Aguirre, L. Egert, E. 1962. Las formaciones manganesíferas de la región de Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. *Revista Minerale*s, No. 76, p. 25-37. Santiago.
- Aguirre, L. Egert, E. 1965. Cuadrángulo Quebrada Marquesa, provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 15:92 p., mapa 1:50.000.
- Allmendinger, R.W, Judge, P.H. 2014. The Argentine Precordillera: A foreland thrust belt proximal to the subducted plate. *Geosphere* 10 (6): p. 1203-1208.
- Alarcón, P., and Pinto, L. 2015. Neogene erosion of the Andean Cordillera in the flat-slab segment as indicated by petrography and whole-rock geochemistry from the Manantiales Foreland Basin (32–32 30' S). *Tectonophysics*, 639, 1-22.
- Álvarez, P.P, Benoit, S.V., Ottone, E.G. 1995. Las Formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la Cordillera Principal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49, (1-2), p. 133-152.
- Álvarez, P.P., 1996a. Los Depósitos Triásicos y Jurásicos de la Alta Cordillera de San Juan. In: Ramos, et al. (Eds.), *Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza*, Anales, vol. 24(5). Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección del Servicio Geológico, Buenos Aires, p. 59-137.
- Álvarez, P.P., Ramos, V.A. 1999. The Mercedario rift system in the principal Cordillera of Argentina and Chile (32°S). *Journal of South American Earth Sciences* 12, p. 17-31.
- Álvarez, P. 2006. Geología de la Alta Cordillera de San Juan entre los 31°30' y 32°00' Informe Interno, Antofagasta Minerals, 111 p, Santiago
- Anderson, A.T. (Jr). 1980. Significance of hornblende in calc-alkaline andesites and basalts. *Amer. Mineral.*, 65, pp. 837–851.
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., and Beck, S. 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophys. J. Int.*, 171:419-434. doi: 10.1111/j.1365-246X.03483.x

- Arcay, D., Tric, E., Doin, M. P. 2005. Numerical simulations of subduction zones: effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149(1), 133-153.
- Arculus, R. J., and Johnson, R. W. (1981). Island-arc magma sources: A geochemical assessment of the roles of slab-derived components and crustal contamination. *Geochemical Journal*, 15(3), 109-133.
- Arculus, R.J., Lapiere, H., Jaillard, E. 1999. Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador. *Geology* 27, p. 547–550.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., and Cobbold, P.R. 2008. Paleogene building of the Bolivian orocline: Tectonic restoration of the Central Andes in 2-D map view: *Tectonics*, v. 27, TC6014, 14 p., doi: 10.1029/2008 TC002269.
- Baker, P.E. 1968. Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island-arcs. *Bull. Volcanol.*, 32: 189-206.
- Bertens, A., Deckart, K., González, A. 2003. Geocronología U-Pb, Re-Os y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del pórfido CuMo Los Pelambres, Chile central. *Actas 10° Congreso Geológico Chileno CD Rom*, Concepción.
- Bertens, A., Clark, A. H., Barra, F., Deckart, K. 2006. Evolution of the Los Pelambres-El Pachón porphyry copper-molybdenum district, Chile/Argentina. In *Short Papers, XI. Congreso Geológico Chileno, Antofagasta* (pp. 179-181).
- Bissig, T., Lee, J. K., Clark, A. H., Heather, K. B. 2001. The Cenozoic History of Volcanism and Hydrothermal Alteration in the Central Andean Flat-Slab Region: New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Constraints from the El Indio–Pascua Au (-Ag, Cu) Belt, 29° 20′–30° 30′ S. *International Geology Review*, 43(4), p. 312-340.
- Burnham, C.W. 1979. The importance of volatile constituents. H.S. Yoder (Ed.), *The Evolution of Igneous Rocks, Fiftieth Anniversary Perspectives*, Princeton University Press, Princeton, N.J., pp. 439–482.
- Cabanis B, Lecolle M. 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 309, p. 2023-2029 (in French with an English abstract).
- Cahill, T., and Isacks, B.L. 1992, Seismicity and shape of the subducted Nazca plate: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, B12, p. 17503–17529.
- Camus, F. 2002. The Andean porphyry systems. In: Cooke, D.R. and Pongrantz, J., eds., *Giant Ore Deposits: Characteristics, genesis and exploration*. CODES Special Publication 4, Australia, p. 5-21.

- Castillo, P.R., Janney, P.E., Solidum, R. 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights into the source of adakite and other lavas in a complex arc tectonic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, p. 33–51.
- Castillo, P.R. 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos* 134: p. 304-316.
- Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C., Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M.C., Novaceck, M.J. 1996. New evidence for late Mesozoic: early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35°S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 9 (2): p. 1-30.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences* 15: p. 117-139.
- Chiaradia, M., Fontboté, L., Beate, B. 2004. Cenozoic continental arc magmatism and associated mineralization in Ecuador. *Mineralium Deposita* 39, p. 204–222.
- Chiaradia, M., Ulianov, A., Kouzmanov, K., Beate, B. 2012. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas?. *Scientific reports*, 2.
- Chiaradia, M. 2014. Copper enrichment in arc magmas controlled by overriding plate thickness. *Nature Geoscience*, 7(1), 43-46.
- Chiaradia, M. 2015. Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: an Earth scale perspective. *Scientific reports*, 5.
- Chung, S.L., Liu, D. 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31, p. 1021–1024.
- Claeson, D. T., and Meurer, W. P. 2004. Fractional crystallization of hydrous basaltic “arc-type” magmas and the formation of amphibole-bearing gabbroic cumulates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(3), 288-304.
- Clift, P.D. 1995. Volcaniclastic sedimentation and volcanism during the rifting of western Pacific backarc basins. B. Taylor, J. Natland (Eds.), *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*, American Geophysical Union, Washington (1995), pp. 67–98
- Cornejo, P., Tosdal, R.M., Mpodozis, C., Tomlinson, A.J., Rivera, O., and Fanning, C.M. 1997. El Salvador, Chile porphyry copper deposit revisited: Geological and geochronologic framework: *International Geology Review*, v. 39, p. 22–54.

- Cornejo, P., Mpodozis, C., Matthews, S. 1999. Geología y evolución magmática del distrito Indio Muerto y yacimiento El Salvador: Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Informe Registrado IR-98-14, 99 p.
- Cornejo, P., Matthews, S.; Pérez de Arce, C., 2003, The 'K-T' compressive deformation event in northern Chile (24°-27°S). Congreso Geológico Chileno, No. 10. Actas, CD-ROM. Concepción
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen & Unwin.
- Cristallini, E.O.; Cangini, A. 1993. Estratigrafía y estructura de las nacientes del río Volcán, Alta cordillera de San Juan. In Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas 3: 85-92. Buenos Aires
- Cristallini, E., Mosquera, A., Ramos, V.A., 1995. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 49 (1-2), p. 165-183.
- Cristallini, E. 1996b. La Faja Plegada y Corrida de la Ramada. In Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza (Ramos, V.A.; editor). Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24: p. 349-386. Buenos Aires.
- Cristallini, E.O., Ramos, V.A. 1996. Los depósitos continentales cretácicos y volcanitas asociadas. En Geología de la región del Aconcagua, Provincia de San Juan y Mendoza: pp.231-273 Solicite Por: Bsnm: 7875-a
- Cristallini, E.O., Ramos, VA. 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in La Ramada fold and thrust belt: Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°SL). Tectonophysics 317: p. 205-235.
- Davidson J., Turner S., Plank T. 2013. Dy/Dy*: Variations arising from mantle sources and petrogenetic processes. Journal of Petrology 54, p. 525–537.
- Defant, M.J., Drummond, M.S. 1990. Derivation of some modern island arc magmas by melting of young subducted lithosphere: Nature, v. 347, p. 662–665, doi: 10.1038/347662A0.
- Defant, M.J., Drummond, M.S. 1993. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. Geology, 21, p. 547–550.
- Devine, J.D. 1995. Petrogenesis of the basalt-andesite-dacite association of Grenada, Lesser Antilles island arc, revisited. Journal of Volcanology and Geothermal Research 69 1-33.

- Dilles, J., Tomlinson, A., Martin, M., Blanco, N., 1997, El Abra and Fortuna complexes: A porphyry copper batholith sinistrally offset by the Falla Oeste [ext. abs.]: VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Extended Abstracts, v. 3, p. 1883–1887.
- Drake, M. J., Weill, D. F. 1975. Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu 2+, Eu 3+, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(5), 689-712.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., Kepezhinskas, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 87, 205–215.
- Emparan, C., and Pineda, G. 2006. Geología del Área Andacollo–Puerto Aldea, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 96(85), 1.
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Barbarand, J. 2010. The Nazca Ridge and uplift of the Fitzcarrald Arch: implications for regional geology in northern South America. *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*. Blackwell-Wiley, 89-100.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., ... & Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33–35 S). *Tectonics*, 27, TC1005, doi:10.1029/2006TC002046.
- Fernández, R., Brown, F., Lencinas, A. 1974. Pachón, un nuevo pórfido cuprífero argentino. *Actas del 5º Congreso Geológico Argentino* 1: 77 - 89.
- Gans C.R., Beck S.L., Zandt G., Gilbert H., Alvarado P., Anderson M., Linkimer L. 2011. Continental and oceanic crustal structure of the Pampean flat slab region, western Argentina, using receiver function analysis: new high resolution results. *Geophys. J. Int.*; 186(1):45-58.
- Gatzoubaros, M., von Quadt, A., Gallhofer, D., & Rey, R. (2014). Magmatic evolution of pre-ore volcanics and porphyry intrusives associated with the Altar Cu-porphyry prospect, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, vol 55, p. 58-82.
- Gehrels, G., Valencia, V., Pullen, A. 2006. Detrital zircon geochronology by laser-ablation multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center. *Paleontological Society Papers*, 12, 67.
- Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., Godoy, E., Alvarez, P.P. and Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics* 22: doi: 10.1029/2001TC001354. issn: 0278-7407.

- Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P., Godoy, E., Hoke, G. Pinto, L., Spagnotto, S., Porras, H., Tapia, F., Jatar, P., Bechis, F., García, V., Suriano., Moreiras, S. M., Pagano, S. 2014. Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect (33°40'S): from the Pacific coast to the Andean foreland Geological Society, London, Special Publication 399, p 63-82.
- Godoy, E., Yáñez, G., and Vera, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Central Chilean Andes: First seismic and gravity evidences: *Tectonophysics*, v. 306, p. 217–236, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00046-3.
- Goss, A.R., Kay, S.M., Mpodozis, C. 2013. Andean Adakite-like high-Mg Andesites on the Northern Margin of the Chilean-Pampean Flat-slab (27-28.5°S) Associated with Frontal Arc Migration and Fore-arc Subduction Erosion. *Journal of Petrology* 54(11) doi: 10.1093/petrology/egt044.
- Guitart, A. 2007. Geología de las nacientes de los ríos Mercedario y Teatinos (32° LS), Provincia de San Juan.
- Gutscher, M.A; Spakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, R. 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5), 814–833, doi: 10.1029/1999TC001152.
- Green, T. H., Pearson, N. J. 1985. Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic to andesitic liquids at high pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(6), 1465-1468.
- Gromet, P., and Silver, L. T. 1987. REE variations across the Peninsular Ranges batholith: Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology*, 28(1), 75-125.
- Haschke, M., Siebel W., Günther A., and Scheuber, E., 2002, Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in North Chile (21°–26° S): *Journal of Geophysical Research*, v. 107, doi 10.1029/2001 JB000328.
- Hervé, M., Sillitoe, R., Wong, C., Fernández, P., Crignola, F., Ipinza, M., Urzúa, F. 2012. Geologic overview of the Escondida porphyry copper district, Northern Chile. *Society of Economic Geology. Special Publication*, (16), 55-78.
- Hildreth, W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism *J. Geophys. Res.*, 86 p. 10153–10192

- Huang, X.L., Xu, Y.G., Lan, J.B., Yang, Q.J., Luo, Z.Y. 2009. Neoproterozoic adakitic rocks from Mopanshan in the western Yangtze Craton: Partial melts of a thickened lower crust. *Lithos*, 112, 367–381.
- Iriarte, S., Arévalo, C., and Mpodozis, C., 1999, Hoja La Guardia, Región de Atacama, Carta Geológica de Chile, No 13: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6): p. 1255-1259.
- Jara, P., Charrier, R. 2014. New stratigraphical and geochronological constraints for the Mesozoic deposits in the High Andes of central Chile between 32 degrees and 32 degrees 30 ' S: Structural and palaeogeographic implications: *Andean Geology*, v. 41, no. 1, p. 174-209.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V., Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, p. 341–361.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F., Drake, R.E. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30°-31°, Andes Mountains. *Journal of Geology*, Vol. 101, p. 135-156.
- Jordan, T.E., Reynolds, J.H., Erikson, J.P. 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the Central Andes, 16-33°30'S. In: Ruddiman, W. (Ed.). *Tectonic Uplift and Climate Change*. Plenum Press, New York, p. 41-61.
- Jordan, T.; Burns, W.; Veiga, R.; Pángaro, F.; Copeland, P.; Kelley, S.; Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A Mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, Vol. 20, No. 3, p. 308-324.
- Kamvong, T., Zaw, K., Meffre, S., Maas, R., Stein, H., Lai, C. K. 2014. Adakites in the Truong Son and Loei fold belts, Thailand and Laos: Genesis and implications for geodynamics and metallogeny. *Gondwana Research*, 26(1), 165-184.
- Kay, R.W. 1978. Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific ocean crust. *J Volcanol Geotherm Res* 4:117–132.
- Kay, S. M., Maksaev, V., Mpodozis, C., Moscoso, R., and Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere; Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29°-30.5°S) over the zone of subhorizontal subduction: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 6173-6189.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A., and Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S), in Harmon, R.S., and Rapela, C.W., eds., *Andean*

- magmatism and its tectonic setting: Geological Society of America Special Paper 265, p. 113–137.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Marquez, M., 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *Journal of Geology* 101, 703–714.
- Kay, S. M., and Kurtz, A. 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Unpublished report, CODELCO
- Kay, S.M., and Abbruzzi, J.M. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean “flat-slab” between 30°S and 32°S: *Tectonophysics*, v. 259, p. 15–28, doi: 10.1016/0040-1951(96)00032-7.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., and Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the central Andes: *Society of Economic Geologists Special Publication 7*, p. 27–59.
- Kay, S.M., and Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazcaplate beneath the modern Chilean flat-slab: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p 39–57.
- Kay, S.M., Godoy E., and A. Kurtz, A.C. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of American Bulletin* 117: 67-88. doi: 10.1130/B25431.1.
- Lencinas, A., Tonel. M. 1993. La Brecha Sur del Yacimiento de Cobre Porfídico de Pachón, San Juan, República Argentina. XI Congreso Geológico Argentino, Actas, V, 241- 247
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27, p. 745–750.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R., Zanettin, B. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell Scientific.
- Lipman, P.W. 1980. Cenozoic volcanism in the western United States: implications for continental tectonics *Studies in Geophysics: Continental Tectonics*, National Academy of Sciences, Washington, D.C, pp. 161–174
- Löbens, S., E. R. Sobel, F. A. Bense, K. Wemmer, I. Dunkl, and S. Siegesmund. 2013. Refined exhumation history of the northern Sierras Pampeanas, Argentina, *Tectonics*, 32, 453–472, doi:10.1002/tect.20038.

- Llambías, E. J., and Sato, A. M. 1990. El batolito de Colangüil (29° - 31°S), Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17(1): p. 99-108. Santiago.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., and Nasi, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31°S); Geología, alteración hidrotermal y mineralización: *Revista Geologica de Chile*, v. 21, p. II-51.
- Manea V.C., Pérez-Gussinyé M., Manea M. 2012. Chilean flat slab subduction controlled by overriding plate thickness and trench rollback. *Geology*; 40(1):35-38.
- Marot, M., Monfret, T., Gerbault, M., Nolet, G., Ranalli, G., Pardo, M. 2014. Flat versus normal subduction zones: a comparison based on 3-D regional travelttime tomography and petrological modelling of central Chile and western Argentina (29°–35° S). *Geophysical Journal International*, 199(3), p. 1633-1654.
- Martin, M.W., Clavero, J.R., Mpodozis, C. 1997. Eocene to Late Miocene magmatic development of El Indio belt, 30°S, North-Central Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 1, p. 149-153. Antofagasta.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., Champion, D. 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, p. 1–24.
- Martinod, J., Funicello, F., Faccenna, C., Labanieh, S., Regard, V. 2005. Dynamical effects of subducting ridges: insights from 3-D laboratory models. *Geophys. J. Int.* 163, p. 1137–1150.
- Martinod, J., Guillaume, B., Espurt, N., Faccenna, C., Funicello, F., Regard, V. 2013. Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics*, 588, 39-55.
- Maydagán, L., Franchini, M., Chiaradia, M., Pons, J., Impiccini, A., Toohey, J., Rey, R. 2011. Petrology of the Miocene igneous rocks in the Altar region, main Cordillera of San Juan, Argentina. A geodynamic model within the context of the Andean flat-slab segment and metallogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 32, p. 30-48.
- Mcdonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth, *Chemical Geology*, Vol.120, 228 p.
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321–355. Mullen, E. D. (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62, p. 53–62.

- Montecinos, P., Schärer, U., Vergara, M., Aguirre, L. 2008. Lithospheric Origin of Oligocene-Miocene Magmatism in Central Chile: U-Pb Ages and Sr-Pb-Hf Isotope Composition of Minerals. *Journal of Petrology* 49 (3): p. 555-580. doi: 10.1093/petrology/egn004.
- Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasia, C., Ribba, L., and Arévalo, C. (compilador). 2010. Geología de la Hoja El Tránsito, región de Atacama. Carta Geológica de Chile, Serie Preliminar, mapa escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Muir, R.J., Weaver, S.D., Bradshaw, J.D., Eby, G.N., Evans, J.A. 1995. The Cretaceous Separation Point batholith, New Zealand: Granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *Journal of the Geological Society, London*, 152, p. 689–701.
- Mulcahy, P. 2012. The southern Puna seismic experiment: seismicity and the morphology of the subduction zone. Thesis for Master of Science, Faculty of the Graduate School of Cornell University.
- Munizaga, F.; Vicente, J.C. 1982. Zonación plutónica y volcanismo miocénico a la latitud 33°S de los Andes 7th Congr. Geol. Argent (resumé).
- Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Olov Nyström, J., Féraud, G., Demant, A. 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33° 50'S). *Revista geológica de Chile*, 33(1), 109-140.
- Musso, R. J. E., Pérez, D. J., Rey, R., Toohey, J. 2012. Geología de las nacientes del río La Pantanosa, Cordillera Frontal (31 33'S), Provincia de San Juan, Argentina.
- Mpodozis, C., Rivano, S., Parada, M.A., Vicente, J.C. 1976. Acerca del plutonismo tardi-hercínico en la Cordillera Frontal entre los 30-33°S (Provincias de San Juan y Mendoza, Argentina, Coquimbo, Chile). In Congreso Geológico Argentino, No. 6, Actas, p. 143-171. Bahía Blanca.
- Mpodozis, C., Cornejo, P. 1988. Hoja Pisco Elqui, IV Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 68: 164 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- Mpodozis, C. and Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G.E., M.T. Cañas Pinochet y J.A. Reinemud (eds.) *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: p. 59-90, Houston.
- Mpodozis, C., and Kay, S. M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos, 28-31°S: *Revista Geológica de Chile*, v. 17, no. 2, p. 153-180.

- Mpodozis, C. and Kay, S.M., 2003. Neogene tectonics, ages and mineralization along the transition zone between the El Indio and Maricunga belts (Argentina and Chile 28°-29°S), 10° Congreso Geológico Chileno. Actas CD-rom. Resumen, 1p., Concepción.
- Mpodozis, C., Brockway, H.; Marquardt, C; Perelló, J. 2009. Geocronología U/Pb y tectónica de la región de Los Pelambres-Cerro Mercedario: implicancias para la evolución cenozoica de Los Andes del centro de Chile y Argentina. In Congreso Geológico Chileno, No.12., Santiago.
- Mpodozis, C., and Cornejo, P. 2012. Cenozoic Tectonics and Porphyry Copper Systems of the Chilean Andes. Society of Economic Geologists. Special Publication 16, pp. 329-360.
- Mpodozis, C. 2015. Mapa Geológico Regional del Área de Los Pelambres (esc 1:75.0000). Informe Interno, Antofagasta Minerals, Santiago.
- Nasi, C., Moscoso, R., Makshev, V. 1990. Hoja Guanta, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 67, 1 mapa escala 1:250.000.
- Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45'S). Geological Society of America, Bulletin 115: p. 1523-1537.
- Palczyk, P., and Cáceres, C. 2003. La Fortuna Cu-Au porphyry deposit, Atacama region, northern Chile. In Congreso Geológico Chileno, 10th, Concepción.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C. 1977. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters 36, p. 121-132.
- Pearce, J. A., y Norry, M. J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to mineralogy and petrology, 69(1), 33-47.
- Pearce, J.A., Harris, N.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25, p. 956-983.
- Pearce J.A. and Peate D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences 23 p. 251-285.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58, p. 63-81.

- Peña, M.; Martínez, F; Becerra, J; Arriagada, C. 2013. Geología del área Yervas Buenas-Tres Morros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, Nos. 155, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Perelló, J., Sillitoe, R.H., Mpodozis, C., Brockway, H., and Posso, H. 2012. Geologic setting and evolution of the porphyry copper-molybdenum and copper-gold deposits, at Los Pelambres, central Chile: Society of Economic Geologists Special Publication 16, p. 79-104.
- Pérez, D.J. 1995. Estudio geológico del Cordón del Espinacito y regiones adyacentes, provincia de San Juan. Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral (inérita), 262 p., Buenos Aires.
- Pérez, D.J., Ramos, V.A. 1996. Los depósitos sinorogénicos. En Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza, Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección del Servicio Geológico. Anales 24 (11): p. 317-341, Buenos Aires.
- Pérez, D. J. 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32 30' S), San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(7), 693-705.
- Petford, N., Atherton, M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology* 37, p. 1491–1521.
- Pilger, R.H. 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 92, p. 448-456.
- Pineda, G., Calderón, M. 2008. Hoja Monte Patria-El Maqui, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 116: 44 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Ramos, V.A, Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J., Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine – Chile Andes. *Tectonics*, Vol 5, No. 6, p. 855-880.
- Ramos, V.A., Aguirre-Urreta, M.B., Álvarez, P.P., Cegarra, M., Cristallini, E.O., Kay, S.M., Lo Forte, G.L., Pereyra, F., Pérez, D. 1996a. Geología de la región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de la Nación, Anales 24: 510 p. Buenos Aires.
- Ramos, V.A.; Cegarra, M.; Cristallini, E. 1996b. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30-36°S latitude). *Tectonophysics* 259: p. 185-200.
- Ramos, V.A., Cristallini, E., Pérez, D. 2002. The Pampean flat slab of the Central Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 59–78.

- Ramos, V.A., Zapata, T., Cristallini, E.O. 2004. The Andean thrust system: Structural styles and orogenic shortening, in McClay, K.R., ed., *Thrust Tectonics and Petroleum Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 82* (in press).
- Ramos, V.A., Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time (in Ancient orogens and modern analogues). *Geological Society of London, Special Publications 2009*, v. 327, p. 31-54.
- Rapela, C.W., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquist, J., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Saavedra, J. 2001. Las Orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27, pp. 23–41.
- Rapp R.P., Watson E.B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust–mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, p. 891-931.
- Reich, M., Parada, M.A., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F., and Lehmann, B. 2003. Adakite-like signature of late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: Metallogenic implications: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 876–885.
- Richards, J.P., Boyce, A.J., and Pringle, M.S. 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry copper mineralization: *Economic Geology*, v. 96, p. 271–305.
- Richards, J., Kerrich, R. 2007. Special paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology* 102, p. 1–40.
- Righter, K., and Moore, G. M. 2007. Stability of Hornblende and Biotite in Basic Planetary Magmas. In *Workshop on Water in Planetary Basalts* (Vol. 1, pp. 30-31).
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Puig, A. 1985. Geocronología de las rocas intrusivas entre los 31°–32° L.S., Chile. *Revista Geológica de Chile*, 24 (1985), pp. 63–74
- Rivano, S., and Sepúlveda, P. 1991. Carta Geológica de Chile 69: Hoja Illapel, Región de Coquimbo. 132 p.
- Rivano, S. 1996. Geología de las hojas Quillota y Portillo. SERNAGEOMIN: 232 p, Santiago.
- Rodríguez C., Sellés D., Dungan M., Langmuir C., Leeman W. 2007. Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longaví Volcano (36.2°S: Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile). *Journal of Petrology* 48, p. 2033–2061.

- Rooney, T.O., Franceschi, P., Hall, C.M. 2010. Water-saturated magmas in the Panama Canal region: a precursor to adakite-like magma generation? *Contributions to Mineralogy and Petrology*. doi:10.1007/s00410-010-0537-8.
- Rüpke, L. H., Morgan, J. P., Hort, M., Connolly, J. A. 2004. Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(1), 17-34.
- Sajona, F. G., and Maury, R. C. 1998. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 326(1), 27-34.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Pubellier, M., Leterrier, J., Bellon, H., Cotten, J. 2000. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young postcollision setting, central Mindanao (Philippines). *Lithos*, 54, p. 173–206.
- Sato, A. M., and Llambías, E. J. 1993. El grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del batolito de Colangüil. In *Congreso Geológico Argentino (No. 12, pp. 156-165)*.
- Sellés, D. 1999a. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15' – 33°30' S; 70°30' – 70°45' O), Chile Central. *Estratigrafía y geoquímica. Memoria Thesis, Universidad de Chile, Santiago*, 154 p.
- Sellés, D. 1999b. Early Miocene subvolcanic stocks in the Central Chilean Andes: a cause of slab melting? *Fourth International Symposium on Andean Geodinamics (Göttingen), Editions de l'OSTROM Colloques et Seminaires, Paris*, p. 678-679.
- Sillitoe, R.H., and Perelló, J. 2005. Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 845–890.
- Sdrolias, M., and Muller, R.D., 2006, Controls on back-arc basin formation: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems v. 7 Q04016*, 40 p., doi:10.1029/2005GC001090
- Shinjo, R., and Kato, Y. 2000. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin. *Lithos*, 54(3), 117-137.
- Skewes, M.A., and Stern, C.R. 1995. Genesis of the giant late Miocene to Pliocene copper deposits of central Chile in the context of Andean magmatic and tectonic evolution: *International Geology Review*, v. 37, p. 893–909.
- Skewes, M.A., Arévalo, A., Floody, R., Zúñiga, P., and Stern, C.R., 2002. The Giant El Teniente Breccia Deposit: Hypogene Copper Distribution and Emplacement. *Society of Economic Geologists, Special Publication 9*, p. 299-332.

- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My.: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, No. 3, p. 211-215.
- Stacey, J.S., and Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, 26:207- 221.
- Stern, C.R. and Kilian, R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, p. 263–281.
- Stern, C.R., Skewes, M.A., Arévalo, A. 2010. Magmatic evolution of the giant El Teniente Cu-Mo deposit, central Chile: *Journal of Petrology*, v. 52, p. 1591–1617. doi: 10.1093/petrology/egq029.
- Sun, S.S.y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds. *Magmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, p. 313–345.
- Tomlinson, A. 1994. Relaciones entre el pórfido cuprífero y la falla inversa de la Mina Potrerillos: un caso de intrusivo sintectónico. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas, Vol. 2, p. 1629-1633. Concepción.
- Thiéblemont, D., Stein, G., Lescuyer, J. L. 1997. Gisements épithermaux et porphyriques: la connexion adakite. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 325(2), 103-109.
- Thomas, W. A., Tucker, R. D., Astini, R. A., Denison, R. E. 2012. Ages of pre-rift basement and synrift rocks along the conjugate rift and transform margins of the Argentine Precordillera and Laurentia. *Geosphere*, 8(6), 1366-1383.
- Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, E, Rivano, S., Sepúlveda, R, Thiele, R., Drake, R. 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 1 (2): p. 199 209.
- Vergés, J., Ramos, E., Seward, D., Busquets, P., Colombo, F. 2001. Miocene sedimentary and tectonic evolution of the Andean Precordillera at 31°S, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14 (7), p.735-750.
- Wang, Q., Xu, J.F., Zhao, Z.H., Bao, Z.W., Xu, W., Xiong, X.L. 2004. Cretaceous highpotassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regimewithin a continent. *Geochemical Journal* 38, p. 417–434.

- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J.F., Bellon, H., Zhu, Y.T. 2005. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting. *Geology* 33, p. 465–468.
- Winocur, D. A., Litvak, V. D., Ramos, V. 2014. Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile: evidence for generalized extension. In Sepúlveda et al (eds) *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society of London, Special Publication 399, p. 83-106
- Willner, A. P., Thomson, S. N., Kroner, A., Wartho, J. A., Wijbrans, J. R., Herve, 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*, 46(9), 1835-1858.
- Xiong, X.L., Li, X.H., Xu, J.F., Li, W.X., Zhao, Z.H., Wang, Q., Chen, X.M. 2001. Extremely high-Na adakite-like magmas derived from alkali-rich basaltic underplate: the Late Cretaceous Zhantang andesites in the Huichang Basin, SE China. *Geochemical Journal* 37, p. 233–252.
- Xiong, X.L., Adam, J., Green, T.H. 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. *Chemical Geology*, 218, p. 339–359.
- Yañez, G., Ranero, C., von Heune, R., and Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32°–34° S): the role of the Juan Fernández Ridge in the Late Tertiary evolution of the margin: *Journal of Geophysical Research*, v. 106, p. 6235–6345.
- Yoder, H.S. and Tilley, C.E. 1962. Origin of basalt magmas; an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* 3(3): p. 342-529.
- Yogodzinski, G.M., Kelemen, P.B. 1998. Slab melting in the Aleutians: Implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 158, p. 53–65, doi: 10.1016/S0012-821X(98)00041-7.
- Zapata, T. R., and Allmendinger, R. W. 1996. Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina: a thick-skinned triangle zone. *AAPG bulletin*, 80(3), 359-381.

7. Anexos

7.1. ANEXO A

Tabla 4: Cantidad de análisis químicos y dataciones por unidad. Edades corresponden a rangos determinados por dataciones U-Pb en circón, reportados por Mpodozis (2015).

Periodo	Unidades volcánicas	Edad (Ma)	Nº análisis químicos	Nº Dataciones
Cretácico superior	Fm. Viñita	90-77	1	0
	Fm. Salamanca	90-77	1	1
	Estratos Almendrillo de	75-70	6	1
Paleoceno	Fm. Estero Cenicero	ca. 63	3	0
Oligoceno superior – Mioceno inferior	Estratos Rio Chicharra	25-22	5	1
	Fm. Pachón	23-21	8	0
	Estratos de Mondaca	22-21	4	0
	Fm. Pelambres	33-20	3	0
Mioceno medio	CV Laguna del Pelado	19-18	4	1
Total			35	4

Tabla 4: (Continuación)

Periodo	Unidades Intrusivas	Edad (Ma)	Nº análisis químicos	Nº Dataciones
Cretácico superior	Intr. Camp-Maas	74-70	5	3
	Intr. Maas	72-70	4	2
Paleoceno	Intr. Paleocenos	60-58	6	1
Eoceno	Intr. Eoceno med	ca. 43	2	1
	Intr. Eoceno sup	35-34	9	2
Oligoceno – Mioceno inferior	CIC1	23-21	7	3
	Plutón Rio Negro	21.5	1	1
Mioceno inferior	CIC2	18-17	7	5
	Plutón Totoral	19-18	3	1
	Sills dacíticos 18 Ma	18	3	3
Mioceno medio	CIC3	16-14	3	3
	Intr. Hip. Rio Sta. Cruz	15-14	2	2
Mioceno superior	Pórfidos Los Pelambres	12-10	10	0
	Pórfidos El Altar	11-10	1	0
	Pórfidos C° Bayo del Cu	12-10	2	1
Total			65	28

7.2.ANEXO B

Tabla 5: Geoquímica de interés para todas las unidades definidas en la sección 3. Se incluye el rango variacional para cada unidad.

Periodo	Unidades	SiO ₂ (wt. %)	Sr/Y	La/Yb	La/Sm	Sm/Yb	Th/La	Th/Hf	La/Ta	Ba/Ta	Rb/Cs
Cretácico superior	Fm. Viñita	50.1	3.7	4.7	2.7	1.7	0.3	0.9	32	470	12.6
	Fm. Salamanca	52.6	42.6	10.6	4.0	2.6	0.2	1.18	31.5	880	40.5
	Estratos de Almendrillo	51.5-70.4	4.3-61.2	4.9-9.5	2.4-5.7	1.4-2.7	0.09-0.54	0.5-1.6	36.8-198	589-8960	4.2-53.5
	Intr. Camp-Maas.	52.2-65.8	8.3-33.3	4.0-10.4	2.1-5.0	1.7-2.2	0.28-0.58	1.1-2.7	34.6-51	836-1525	11.5-58.4
	Intr. Maas.	57.7-74.2	5.1-14.6	6.2-10	3.4-5.9	1.6-1.8	0.45-1.34	1.4-6.0	35.2-57.3	529-1906	23.1-53.6
Paleoceno	Fm. Estero Cenicero	54.8-64.4	7.6-41.0	4.7-7.1	2.8-4.2	1.6-1.7	0.13-0.34	0.59-1.35	48-74	925-1983	9.5-42.5
	Intr. paleocenos	54.1-70.8	4.3-22.8	7.0-7.9	3.1-4.2	1.8-2.2	0.3-1.0	1.3-3.8	30.5-68.5	468-2320	9.0-61.1
	Intr. Eoceno med.	62.6-62.9	9.1-11.7	7.7-8.7	3.9-4.4	1.9	0.50-0.58	1.6-1.7	42.6-50	973-1088	41.5-51.68
	Intr. Eoceno sup.	60.6-67.6	20.8-41.8	6.4-14.7	4.1-7.7	1.5-2.3	0.13-0.54	0.7-2.4	37.9-90.67	815-3015	2.0-44.5
Oligoceno superior – Mioceno inferior (30-21 Ma)	Estratos Rio Chicharra	49-63.3	9.5-17.8	5.7-8.2	2.9-4.3	1.8-2.0	0.09-0.42	0.4-2.1	37.5-73.8	850-1690	16.1-142
	Fm. Pachón	52.2-75.8	4.4-54.8	6.4-19.3	2.9-8.1	1.7-3.1	0.09-0.50	0.6-3.4	38.6-60.7	247-2222	9.1-41.0
	Fm. Pelambres	53.5-56.5	11.6-40.1	7.5-10.3	3.4-4.3	2.2-2.5	0.18-0.33	0.8-1.7	38.2-46.3	323-905	5.8-50.5
	Estratos de Mondaca	57.7-64	29.0-36.4	14-25	5.0-9.0	2.7-3.0	0.18-0.25	1.4-2.1	45.7-72.9	1044-1837	36.7-41.9
	CIC1	55.1-72.2	13.6-30.4	5.2-17.7	3.2-9.5	1.5-2.3	0.21-0.64	0.8-3.5	40.8-64	1047-1583	12.6-37.2
	Plutón Rio Negro	58.5	22.3	10.5	4.4	2.3	0.11	0.7	52	990	10.2

Periodo	Unidades	SiO2 (wt. %)	Sr/Y	La/Yb	La/Sm	Sm/Yb	Th/La	Th/Hf	La/Ta	Ba/Ta	Rb/Cs
Mioceno inferior 19-18 Ma	Sills dacíticos 18 Ma	67.4-72.6	2.5-7.3	9.3-11.8	4.4-5.3	2.1-2.2	0.27-0.41	1.4-1.6	52-53	766-1003	36.6-70.3
	C.V. Laguna del Pelado	62-63.5	32-43.2	19.3-30.1	5.8-7.2	3.1-4.1	0.14-0.30	1.0-2.6	54.1-62.9	1022-1193	7.8-69.7
	CIC2	49.2-66.5	15.4-28.6	7.8-14.2	3.7-5.8	1.8-2.8	0.1-0.7	0.4-2.2	36.8-53	768-1210	9.5-33
	Plutón Totoral	65.9-67.3	8.6-13.3	5.8-7.5	3.3-4.0	1.7-2.1	0.98-1.21	1.6-2.1	20-24	750-886	38.4-86.1
Mioceno medio 16-14 Ma	Intr. Hip. Rio Sta. Cruz	64.3-68.3	52.3-73.8	29.8-33.5	6.9-7.2	4.2-4.5	0.19-0.20	1.5-1.7	55.8-66.6	1533-1663	14.0-62.1
	CIC3	59.1-66.2	26.4-47.8	11.6-19.5	4.4-6.2	2.3-3.1	0.59-0.69	1.6-3.5	31.6-53	776-1155	14.0-35.3
Mioceno superior 10-8 Ma	Pórfidos Los Pelambres	65.2-69.4	31.4-152.5	20-72.2	5.9-8.7	3.3-8.7	0.23-0.52	1.4-5.0	32.5-75.9	792-1518	17.7-47.61
	Pórfidos El Altar	67	108.4	50.1	7.5	6.6	0.14	0.92	47.2	1156	26.5
	Pórfidos estériles C° Bayo del Cobre	61.7-64.5	36.3-50.4	20.1-25.3	6.1-7.2	3.2-3.5	0.22-0.23	1.7-1.9	51.6-52.6	237-1410	15.2-50.1

7.3. ANEXO C

Tabla 6: Grados de alteración utilizados para definir el estado de las muestras analizadas. Los diferentes grados están especificados para cada unidad en las tablas siguientes.

Grado	Alteración	Criterio
0	Frescas	Muestra de apariencia fresca en corte transparente con menos del 10% del corte alterado.
1	Leve	Escasas arcillas, clorita/esmectita o ceolitas en feldespatos y masa fundamental, entre los minerales máficos sólo el olivino se presenta intensamente alterado, posible halo de oxidación en anfíbolos. Menos del 20% del corte se presenta afectado por algún tipo de alteración
2	Moderada	Hasta un 50% de la superficie del corte presenta algún grado de alteración. Arcillas, clorita/esmectita y ceolitas pueden ser abundantes, plagioclasas albitizadas. Epidota y calcita suelen estar presentes en pequeña proporción
3	Fuerte	Hasta un 70% del corte presenta alteración. Participación importante de epidota, calcita, cloritas. Anfíbolos secundarios reemplazando mineralogía anhidra primaria
4	Intensa	Más de un 70% de la muestra se encuentra alterada. Muestras muy vesiculares con abundancia de diversas especies secundarias o bien con importante presencia de vetillas con cuarzo, feldespato potásico y otras fases minerales secundarias.

7.4. ANEXO D

Tabla 7: Resumen de las principales características petrográficas de las muestras analizadas para las unidades volcánicas. Abreviaciones minerales Ol (olivino), Cpx (clinopiroxeno), Opx (ortopiroxeno), Oxbhl (oxihornblenda), hbl (hornblenda), Chl (clorita), Mt (magnetita), Act (actinolita), Ep (epidota), Ceol (ceolinitas), Ill (Illita), Arc (arcillas), Ser (sericita), Smc (esmeclita), Qz (cuarzo), Hem (hematita), Kfd (feldespato potásico), OxFe (óxidos de hierro). Índice de alteración entre paréntesis, definido en la Tabla 6.

<u>Unidades Volcánicas</u>	Litología al microscopio	Texturas principales	Alteración
Fm. Viñita	Andesita basáltica de Ol y Px	Traquítica y amígdaloidal	Chl, Mt, Act (2)
Fm. Salamanca	Andesita de Ol y Px	Recristalizada y amígdaloidal	Ep, Act, Chl, Ceol (4)
Estratos de Almendrillo inferior	Dacita de Px y sanidina	Vitrofírica y fluidal	Ill, Ser, Chl (2)
Estratos de Almendrillo superior	Basaltos a dacitas de Px	Fluidal, amígdaloidal	Chl, Ceol, Arc (2 - 3)
Fm. Estero Cenicero	Andesitas basálticas y andesitas de Ol y Cpx	Fluidal, amígdaloidal	Chl, Ep, Cal (3 - 4)
Estratos Rio Chicharra	Andesitas basálticas de Ol; Andesitas y daciandesitas de Cpx y Opx	Fluidal, amígdaloidal	Ceol, Act, Chl, Ep (2 - 4)
Fm. Pachón	Andesitas basálticas y andesitas de Ol y Px	Porfírica, amígdaloidal	Chl, Smc, Ep, Cal, Qz (3 - 4)
Estratos de Mondaca	Daciandesitas de Cpx y Anf; Andesitas de Cpx y Opx	Fluidal, vesicular	Hem, Ceo (1 - 2)
Fm. Pelambres "joven"	Sills dacíticos y daciandesíticos de Px	Glomeroporfírica	Chl, Ep, Kfd (3-4)
CV Laguna del Pelado	Andesitas basálticas y andesitas de Px, Ol y Oxbhl	Microvesicular	Smc, OxFe (0-1)

7.5. ANEXO E

Tabla 8: Resumen de las principales características petrográficas de las muestras analizadas para las unidades intrusivas. Abreviaciones minerales Ol (olivino), Cpx (clinopiroxeno), Opx (ortopiroxeno), Oxbhl (oxihornblenda), hbl (hornblenda), Chl (clorita), Mt (magnetita), Act (actinolita), Ep (epidota), Ceol (ceolinitas), Ill (Illita), Arc (arcillas), Ser (sericita), Smc (esmectita), Qz (cuarzo), Hem (hematita), Kfd (feldespato potásico), OxFe (óxidos de hierro). Índice de alteración entre paréntesis, definido en Tabla 6.

Unidades Intrusivas	Petrografía	Texturas principales	Alteración
Intr. Camp-Maas	Dioritas y Monzodioritas cuarcíferas de Cpx y Opx; Granodiorita de Px, - Hbl y Bt	Zonaciones, exsoluciones y entrecrecimiento de fases félsicas	Esc, Ep, Act, Mt, Ur (3)
Intr. Maastrichtiano	Monzodioritas cuarcíferas de Hbl, Monzogranitos de Bt, Px y Hbl	Coronas de anfíbola (+ mt y bt) en piroxenos	Chl, Kfd (0 - 1)
Intr. paleocenos	Monzodiorita cuarcífera de Bt y Hbl; Granodiorita de Hbl y Bt	Coronas de anfíbola (+ Mt y Tit) en piroxenos y entrecrecimiento gráfico con afinidad monzonítica	(0 - 1)
Intr. Eoceno med	Granodiorita de Hbl y Bt, Monzonita cuarcífera de Px	Coronas de anfíbola (+ Mt y Tit) en piroxenos.	(0 - 1)
Intr. Eoceno sup	Tonalitas y granodioritas de Hbl y Bt	Zonación en Plg, Hbl sin relictos de Px	(0 - 1)
Plutón Totoral	Monzogranitos de Px y Bt; Granodioritas de Hbl y Bt		Chl, Prh, Epi (1 - 2)
Intrusivos Rio Santa Cruz	Dacitas porfíricas y pórfidos dacíticos con Hbl y Bt		Frescas
Complejo Intrusivo Chalinga	Detalles en Tabla 9		
PE Cerro Bayo del Cobre	Pórfidos dacíticos de Hbl y Bt.	Texturas cribadas en Plg	Chl, Carb (1)

PM Los Pelambres y El Altar	Pórfidos granodioríticos con Hbl y Bt		Qz-Ser/Potásica/Argílica (3 - 4)
--------------------------------	--	--	---

7.6. ANEXO F

Tabla 9: Detalle de petrografía y alteración del Complejo intrusivo Chalinga. Los rótulos se leen como sigue, MgC1(a): Mioceno grupo Chalinga fase 1, grupo a. CIC1: Complejo Intrusivo Chalinga fase 1.

Sub unidad	Grupo (código)	Petrografía	Texturas Principales	Alteración
CIC1 (23-20 Ma)	MgC1(a)	Diorita de Px	Mesocumulada cohesiva	Act, Mt, Kfd (2)
	MgC1(b)	Tonalitas a Monzogranitos de Hbl y Bt, Granodioritas de Px y Hbl tardía	Coronas de Hbl primaria sobre Px	Arc, Ep (1)
CIC2 (ca. 18 Ma)	MgC2(a)	Gabros Px y Ol. Dioritas a monzodioritas finas de Px y Bt.	Cumulado en gabros	Chl, Act (0 - 1)
	MgC2(b)	Pórfidos monzonítico cuarcíferos de Px		Act, Chl, Ep (1 - 2)
	MgC2(c)	Dioritas y Granodioritas de Hbl y Bt	Coronas de Hbl sobre Px	Frescas
CIC3 (16-14 Ma)	MgC3(a)	Monzodioritas cuarcíferas de Px y Bt	Mesocumulada	Chl, Ep, Act (1 - 2)
	MgC3(b)	Tonalitas de Hbl y Bt		Ep (1)

7.7. ANEXO G: Diagramas de razones de elementos químicos de interés para todas las unidades de la Región de Los Pelambres (Cretácico Superior – Mioceno superior).

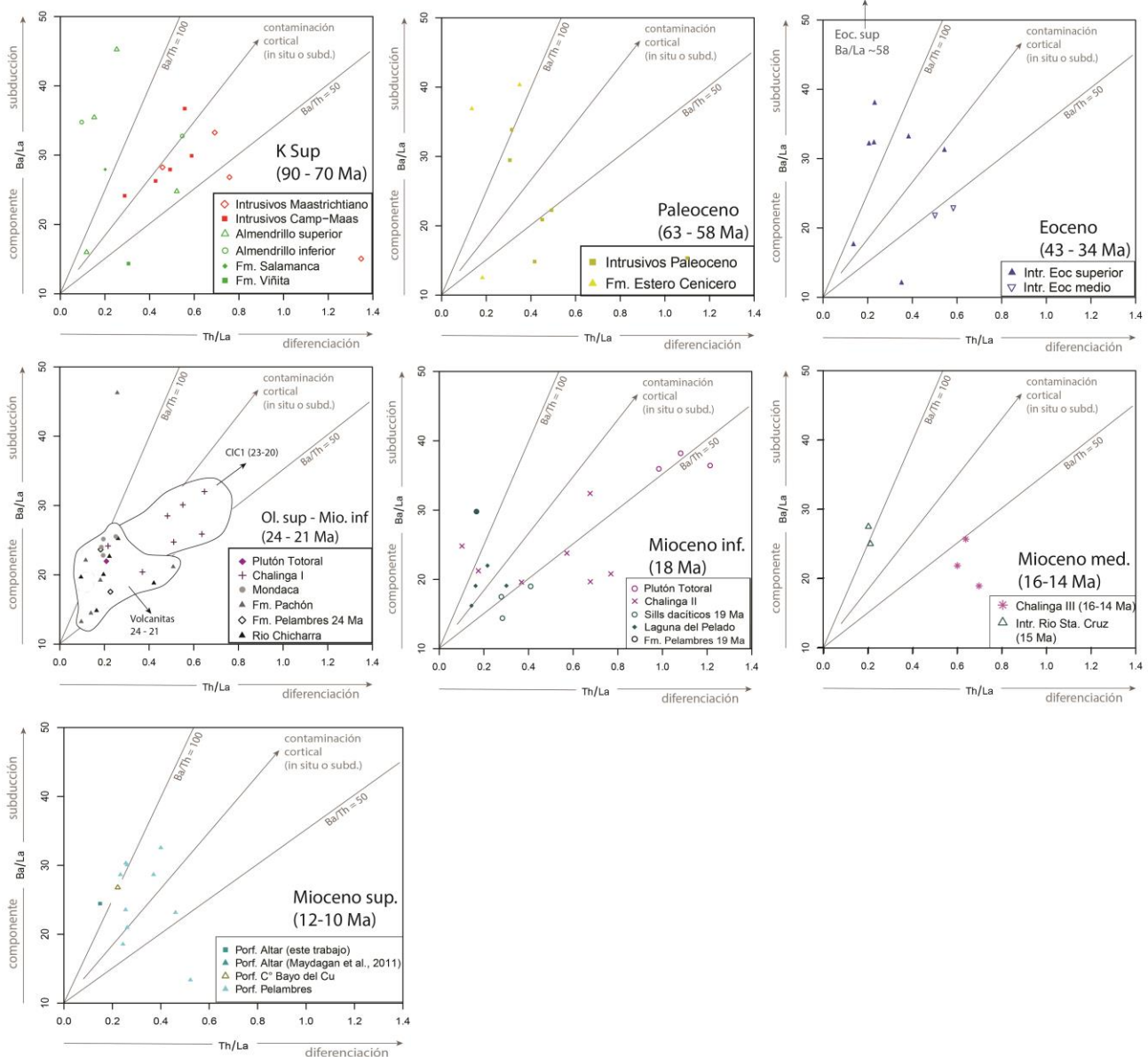


Fig. 39: Diagramas de razones de elementos incompatibles (Ba/La vs Th/La) para todas las unidades. Notar los elevados valores que presentan los intrusivos del Cretácico superior, superados solamente por intrusivos del Mioceno inferior (Plutón Totoral de 18.5 Ma).

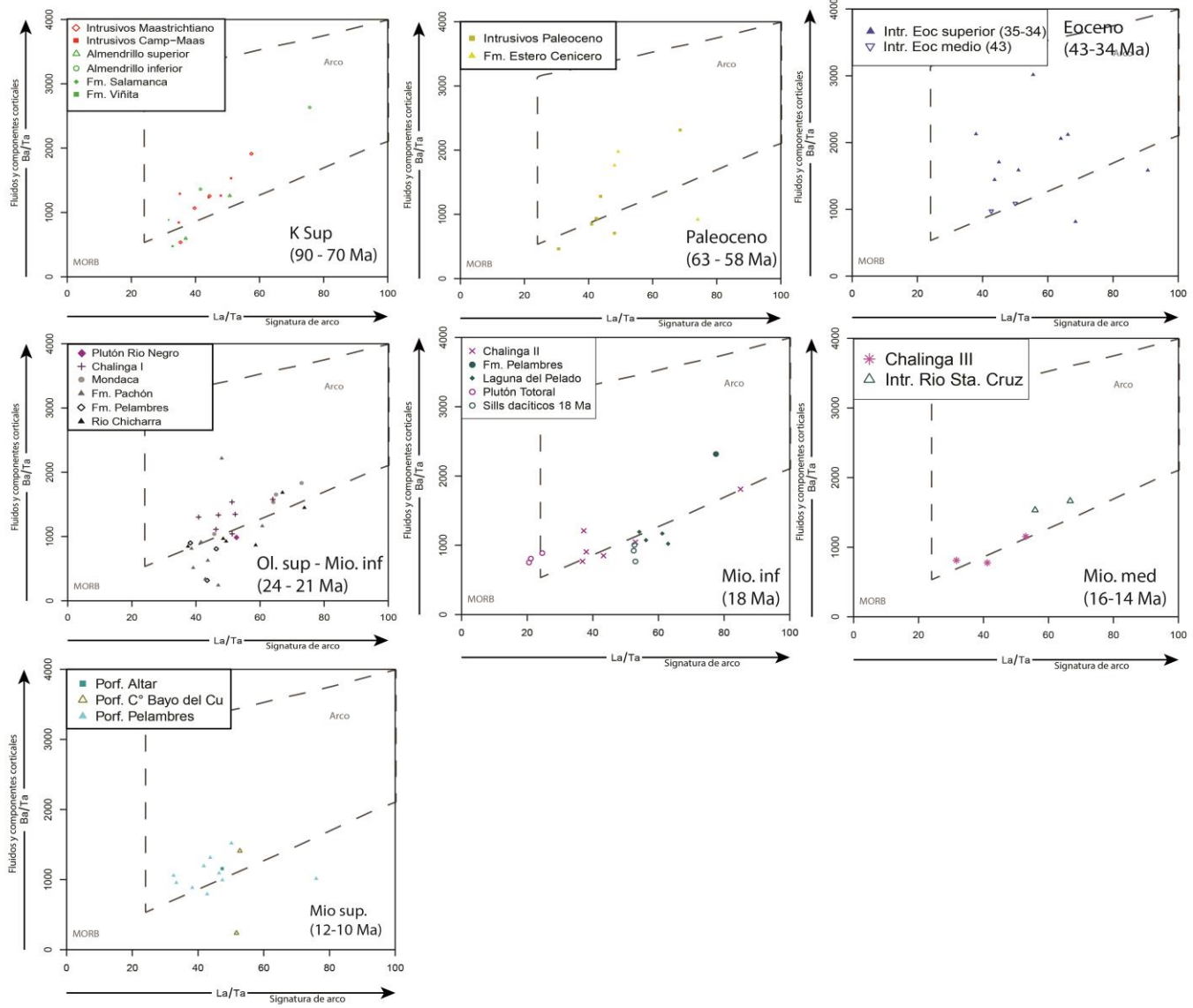


Fig. 40: Gráfica Ba/Ta vs La/Ta para todas las unidades estudiadas.

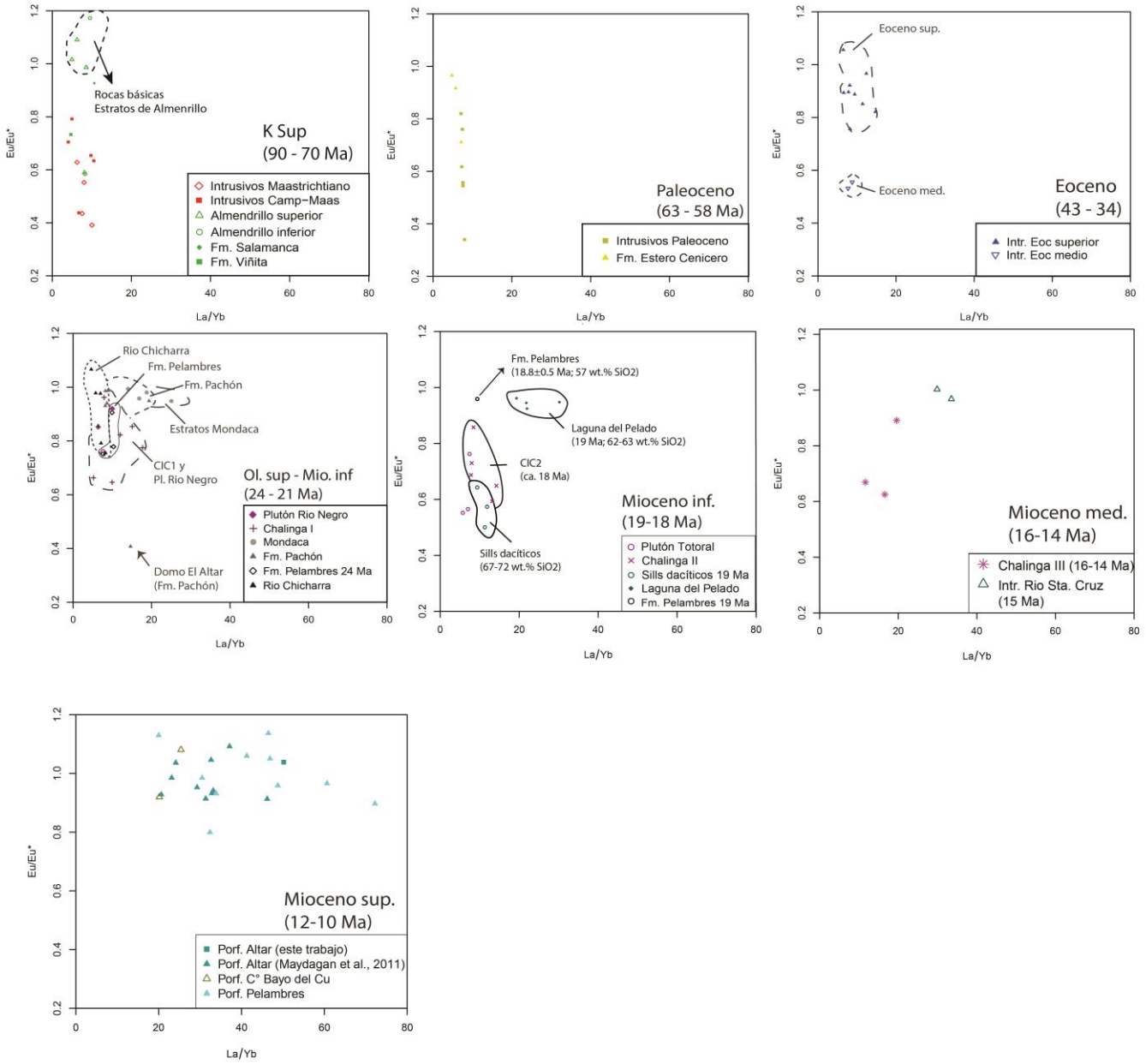


Fig. 41: Diagramas Eu/Eu* vs La/Yb para todas las unidades. Valores de normalización utilizados para el cálculo de Eu/Eu* son los de McDonough y Sun (1995).

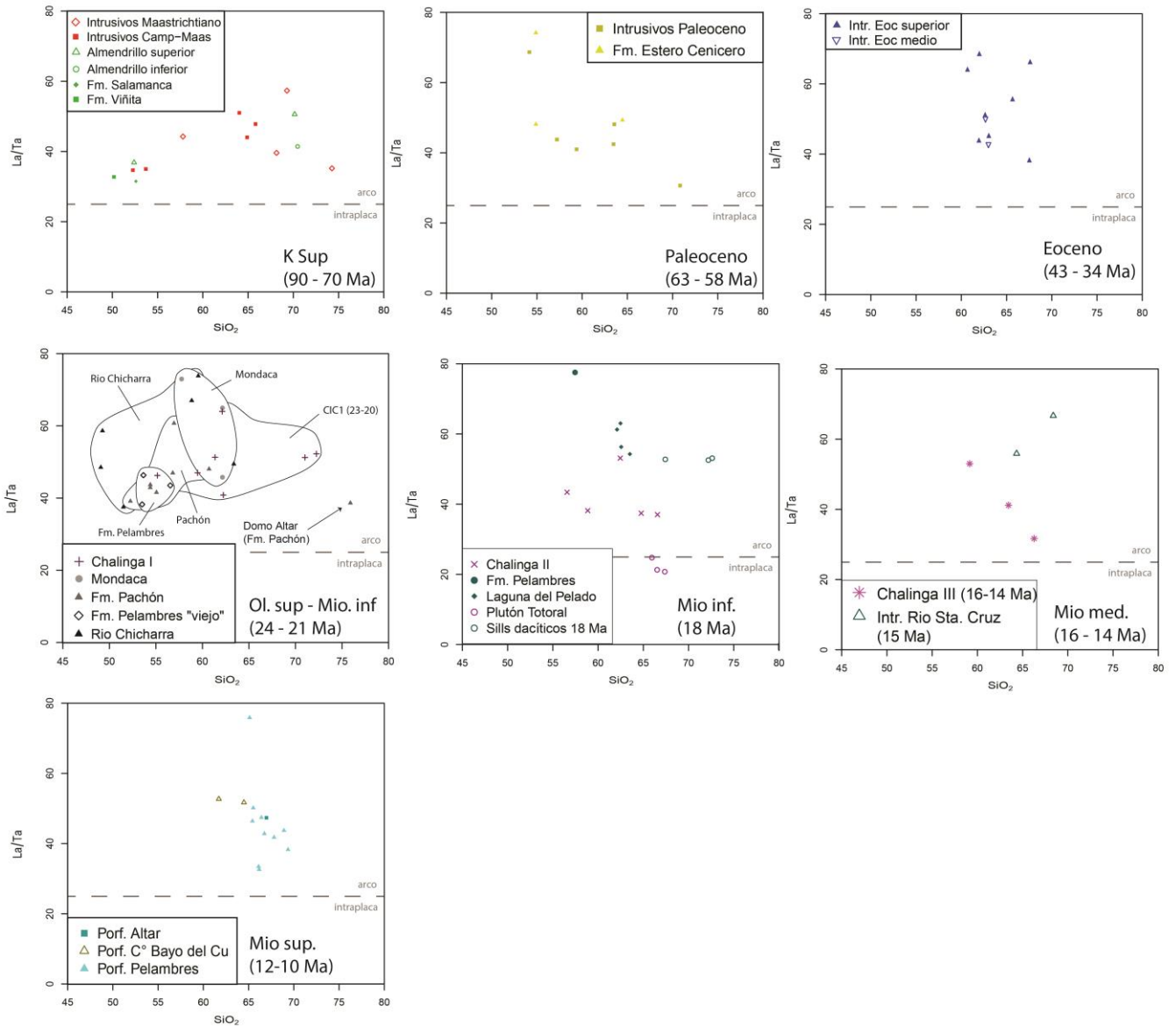


Fig. 42: Diagramas de razones La/Ta vs SiO₂ para todas las unidades estudiadas.

7.8. ANEXO H: Análisis químicos muestras región de Los Pelambres

Tabla 10: Análisis químicos de muestras del Cretácico Superior.

Edad (Ma)	Fm. Viñita (Cenomaniano-Campaniano)	Fm. Salamanca (Tur-Camp, 90-77 Ma)	Estratos de Almendrillo (Camp-Maast, 75-70 Ma) Nivel inferior		Estratos de Almendrillo (Camp-Maast, 75-70 Ma) Nivel superior				Intrusivos del Campaniano-Maastrichtiano (74-70 Ma)					Intrusivos del Maastrichtiano (68-65 Ma)			
	PEL204	77±1.1 PEL321	PEL92	PEL331	PEL263	PEL262	71.7±1.2 PEL264	PEL99	70.3±1.1 PEL31	72.0 PEL225	74.4±1.3 PEL320	PEL316	PEL89	67.7±1.8 PEL319	PEL317	PEL90	64.7±1.8 PEL322
SiO2	49.5	51.6	53.4	68.8	50.1	50.8	68.1	50.7	51.5	52.4	63.0	65.2	63.7	67.4	68.8	73.8	57.3
Al2O3	17.6	19.5	17.2	14.4	19.0	19.0	15.4	19.3	17.0	18.0	15.9	14.9	16.2	14.9	14.6	13.4	16.9
Fe2O3	13.3	8.7	10.5	3.2	9.6	8.9	2.5	11.9	10.8	7.4	5.2	5.4	4.8	4.5	3.8	1.8	8.1
MgO	4.2	3.6	1.5	0.5	4.2	4.7	0.6	2.3	4.6	6.6	1.9	1.7	1.7	1.2	1.0	0.3	3.1
CaO	6.1	8.0	9.6	1.7	8.6	8.1	2.1	3.4	9.0	8.5	3.9	3.7	3.7	2.8	2.6	1.1	6.2
Na2O	4.9	3.3	1.1	4.2	2.8	4.1	4.1	5.7	3.0	2.5	3.8	3.4	3.5	3.6	3.5	2.8	3.7
K2O	1.3	2.1	2.4	4.2	1.7	0.9	3.9	1.5	1.3	1.2	3.8	3.8	3.7	3.9	4.5	5.6	2.5
TiO2	1.3	0.8	1.0	0.4	0.9	1.0	0.4	1.5	1.0	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.4	0.4	1.0
P2O5	0.3	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0	0.2
MnO	0.3	0.2	0.7	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.2
Cr2O3	0.0	0.0		0.0	<0.002	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0		0.0	0.0		0.0
Ni	<20	<20		<20	<20	<20	<20		<20	47.0	<20	<20		<20	<20		<20
Sc	35.0	13.0		6.0	28.0	26.0	6.0		31.0	17.0	11.0	12.0		8.0	8.0		23.0
C																	
S																	
CO2																	
H2O+																	
LOI	1.2	1.6	2.0	2.1	2.5	2.0	2.8	2.8	1.3	2.3	1.4	0.7	1.4	0.9	0.5	0.2	0.7
Sum	99.8	99.7	99.6	99.8	99.8	99.7	99.8	99.5	99.8	99.8	99.8	99.8	99.6	99.8	99.8	99.6	99.8
Ba	188.0	528.0	595.5	678.0	448.0	280.0	627.0	299.8	251.0	257.0	610.0	628.0	660.4	531.0	572.0	388.0	500.0
Be	4.0	1.0		<1	<1	<1	2.0		<1	<1	1.0	<1		1.0	2.0		1.0
Co	15.5	19.0	8.0	3.5	25.3	28.4	2.5	20.0	30.6	32.8	10.9	9.7	9.0	6.5	5.7	<2	17.5
Cs	3.9	1.3	1.5	3.2	1.0	4.4	1.9	7.9	1.8	4.1	2.1	6.8	3.0	6.3	4.2	5.0	3.6
Ga	21.9	19.2		13.5	18.5	20.3	15.4		17.9	17.0	15.2	15.6		14.4	13.4		17.0
Hf	4.1	3.2	1.7	6.7	2.2	2.1	8.4	2.7	2.6	1.4	5.6	8.4	4.9	7.8	6.0	5.7	5.7
Nb	6.2	7.7	<5	5.9	1.2	1.9	7.5	5.0	2.8	2.5	4.8	6.2	<5	6.4	5.1	5.6	5.3
Rb	49.3	52.7	83.0	120.2	31.0	18.8	96.3	35.0	37.3	47.5	122.8	123.3	139.0	151.2	130.1	266.0	83.4
Sn	1.0	<1		1.0	1.0	<1	2.0		1.0	1.0	<1	2.0		3.0	2.0		1.0
Sr	97.5	785.1	917.9	130.6	564.2	894.3	113.6	485.4	435.1	537.3	355.1	264.7	383.7	251.5	233.8	127.9	372.4
Ta	0.4	0.6	0.2	0.5	<0.1	<0.1	0.5	0.5	0.3	0.2	0.4	0.5	0.5	0.5	0.3	0.7	0.4
Th	4.0	3.8	1.6	11.3	2.5	1.2	13.2	2.2	3.0	3.9	12.0	10.2	11.6	15.0	11.9	34.7	8.1
U	0.8	0.9	0.6	2.9	0.7	0.3	3.6	0.4	0.6	1.0	2.2	2.4	2.3	4.2	2.2	9.3	2.2
V	350.0	167.0	199.5	21.0	307.0	264.0	21.0	183.9	336.0	120.0	101.0	91.0	107.8	55.0	49.0	18.3	197.0
W	<0.5	<0.5		<0.5	<0.5	<0.5	0.8		0.7	<0.5	2.2	2.4		0.9	1.1		1.4
Zr	131.0	125.6	76.0	241.7	58.1	60.8	297.7	121.5	87.7	53.0	192.2	295.5	213.0	226.8	202.3	218.3	198.7
Y	26.3	18.4	23.5	20.3	18.6	14.6	26.2	26.4	21.2	16.1	20.9	31.7	24.5	24.5	20.3	25.5	25.4
La	13.1	18.9	17.1	20.7	9.9	7.9	25.3	18.8	10.4	7.0	20.4	23.9	23.7	19.8	17.2	25.8	17.7
Ce	30.5	42.0	37.2	42.5	21.8	19.8	53.0	42.4	25.5	16.0	44.9	56.6	50.6	46.2	39.0	54.5	40.5
Pr	4.3	5.3	5.0	5.1	2.8	2.5	6.2	5.5	3.6	2.4	5.6	7.2	6.1	5.8	5.1	6.3	5.6
Nd	19.0	23.2	23.9	19.4	14.4	12.3	23.3	25.3	16.0	12.6	21.3	31.7	26.3	23.4	19.6	24.8	25.4
Sm	4.8	4.7	5.0	3.6	3.1	3.2	4.6	5.5	3.9	3.3	4.1	6.2	5.0	4.3	3.9	4.3	5.1
Eu	1.2	1.4	1.8	0.7	1.1	1.1	0.9	1.7	1.0	0.8	0.9	0.9	1.0	0.6	0.7	0.5	1.1
Gd	4.8	4.4	4.3	3.4	3.2	3.1	4.4	5.0	4.0	3.4	3.8	6.1	4.0	4.2	3.9	3.6	5.1
Tb	0.8	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.7	0.8	0.6	0.5	0.6	0.9	0.6	0.7	0.6	0.6	0.8
Dy	4.9	3.5	3.7	3.6	3.2	2.7	4.4	4.5	3.6	3.3	2.9	5.4	3.7	3.5	3.1	3.6	4.8
Ho	1.0	0.6	0.8	0.7	0.7	0.6	0.9	0.9	0.8	0.6	0.7	1.2	0.8	0.8	0.7	0.8	0.9
Er	3.0	1.9	2.0	2.1	1.9	1.5	2.8	2.4	2.3	1.7	1.9	3.1	2.2	2.4	1.9	2.4	2.6
Tm	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.5	0.3	0.4	0.3	0.3	0.5	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4
Yb	2.8	1.8	1.8	2.5	1.6	1.6	3.1	2.2	2.1	1.7	2.1	3.6	2.3	2.6	2.1	2.6	2.8
Lu	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.5	0.3	0.4	0.3	0.3	0.5	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4
TOT/C	<0.02	0.0		0.2	0.0	0.0	0.3		<0.02	<0.02	0.0	0.0		<0.02	<0.02		<0.02
TOT/S	<0.02	<0.02		<0.02	<0.02	<0.02	<0.02		<0.02	<0.02	<0.02	<0.02		<0.02	<0.02		<0.02

Tabla 11: Análisis químico de muestras del Paleoceno - Eoceno

Edad (Ma)	Fm. Estero Cenicero (Paleoceno inferior, ca. 63 Ma)			Plutón Cuncumén (Paleoceno Medio, 60-58 Ma)						Plutón El Encanto (Eoc. medio, 43 Ma)	Plutón Fredes e intrusivos asociados (Eoceno superior, 35-34 Ma)													
	PEL326	PEL329	PEL328	60 ± 0,9	PEL306	PEL313	PEL309	PEL314	PEL93	PEL94	PEL117	43,1+1,2/-0,8	PEL214	34.1+0.9/-0.9	PEL114	PEL223	PEL210	PEL123	35.4+0.6/-0.7	PEL222	PEL219	PEL85	PEL86	PEL87
SiO2	53.2	54.2	63.3	53.0	56.5	62.8	63.0	70.3	58.8	62.0	62.4	60.0	61.0	61.2	62.1	62.4	65.0	63.3	67.1	67.3				
Al2O3	18.6	18.1	16.3	17.1	17.5	16.1	16.5	14.5	16.9	16.6	16.0	17.9	17.4	17.6	17.2	16.7	16.5	16.7	15.9	16.1				
Fe2O3	9.0	10.0	5.1	9.2	7.7	5.8	5.4	3.1	7.7	5.7	6.1	6.0	5.5	5.6	5.3	5.9	4.4	5.4	4.4	4.3				
MgO	3.6	3.3	1.0	4.6	3.7	1.5	2.3	0.6	2.6	1.8	1.8	2.6	2.2	2.3	2.5	2.1	2.0	2.0	1.4	1.3				
CaO	6.5	8.0	2.9	6.8	6.4	3.5	4.8	1.7	5.2	4.4	3.9	6.1	6.6	5.7	5.5	5.0	4.7	4.7	3.6	3.4				
Na2O	3.8	3.2	4.0	3.6	3.8	4.2	4.0	3.1	3.8	4.0	4.1	3.9	4.6	3.9	3.9	4.2	3.7	4.1	4.4	4.2				
K2O	1.1	0.5	4.6	2.0	2.0	3.9	2.1	5.4	2.9	3.4	3.7	1.6	0.3	1.7	1.9	1.9	2.0	2.3	2.0	2.2				
TiO2	0.7	1.0	0.7	1.2	0.9	0.8	0.7	0.5	0.9	0.7	0.7	0.6	0.6	0.5	0.5	0.6	0.4	0.6	0.5	0.4				
P2O5	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.0	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1				
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1				
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0			0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
Ni	<20	<20	<20	40.0	21.0	<20	<20			<20	<20	<20	<20	21.0	<20	<20	<20	<20						
Sc	16.0	22.0	12.0	25.0	19.0	14.0	14.0			12.0	12.0	11.0	13.0	11.0	12.0	11.0	8.0							
C																								
S																								
CO2																								
H2O+																								
LOI	2.8	1.1	1.5	1.9	1.0	0.9	0.6	0.3	0.7	0.9	0.8	0.9	1.5	1.0	0.6	0.8	0.8	0.3	0.2	0.2				
Sum	99.8	99.8	99.7	99.8	99.8	99.8	99.7	99.6	99.6	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.5	99.6	99.7				
Ba	354.0	185.0	1190.0	464.0	386.0	565.0	356.0	492.9	467.8	544.0	584.0	412.0	163.0	433.0	476.0	512.0	603.0	505.8	537.1	569.9				
Be	<1	1.0	<1	2.0	2.0	2.0	1.0			<1	2.0	1.0	2.0	1.0	<1	2.0	<1							
Co	19.6	20.0	5.5	23.8	23.1	8.8	11.7	2.0	12.0	8.8	8.5	11.7	9.5	12.3	12.1	12.1	9.9	10.0	7.0	5.0				
Cs	0.8	1.2	2.2	1.2	1.2	1.9	8.0	10.8	3.6	3.1	2.2	0.9	1.8	1.2	2.7	2.6	3.3	2.4	1.6	1.9				
Ga	17.3	17.5	15.6	17.3	16.4	17.4	16.2			17.3	19.1	18.0	17.6	18.8	17.4	17.5	16.9							
Hf	2.2	2.6	7.6	3.3	3.0	9.6	7.2	9.1	5.3	7.8	8.8	2.9	3.0	3.0	3.4	4.1	3.2	3.3	2.4	2.4				
Nb	2.2	3.2	7.8	4.9	4.2	9.9	7.5	8.5	5.5	7.3	7.6	3.4	3.0	3.8	4.0	3.5	3.0	<5	<5	<5				
Rb	26.5	11.4	93.7	61.2	50.0	116.2	72.6	281.0	106.0	128.8	113.7	40.1	3.7	43.1	58.3	40.6	53.6	45.0	39.0	40.0				
Sn	<1	1.0	2.0	1.0	1.0	2.0	2.0			2.0	2.0	1.0	2.0	<1	1.0	<1	<1							
Sr	697.7	548.5	292.6	469.4	418.5	267.2	510.3	183.2	379.2	325.5	306.9	498.5	567.1	465.0	436.5	426.5	422.2	402.8	375.6	359.8				
Ta	0.2	0.2	0.6	0.2	0.3	0.6	0.5	1.1	0.5	0.5	0.6	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3				
Th	1.3	2.7	10.3	4.3	4.0	12.5	10.0	35.4	10.1	12.5	14.9	2.9	4.8	5.0	8.3	3.1	4.1	3.9	2.7	3.6				
U	0.4	0.8	2.6	0.9	1.2	3.1	2.4	10.6	2.7	3.5	3.1	1.0	1.1	1.3	1.9	0.7	1.0	1.0	0.9	0.8				
V	148.0	202.0	26.0	265.0	173.0	82.0	87.0	41.9	174.9	100.0	99.0	109.0	119.0	107.0	108.0	96.0	77.0	117.9	63.2	60.2				
W	<0.5	0.7	0.8	0.6	0.8	0.7	0.5			1.4	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	1.7	<0.5	0.7							
Zr	72.8	96.4	261.4	131.2	104.4	297.3	241.4	364.4	219.0	273.5	311.6	90.7	99.1	94.1	103.4	150.9	97.0	155.0	108.0	106.7				
Y	17.0	24.8	38.3	20.5	18.9	35.3	31.0	42.2	35.4	27.6	33.6	13.5	19.1	14.0	15.5	15.9	10.1	20.5	15.0	15.6				
La	9.6	14.8	29.5	13.7	13.1	25.4	24.0	32.2	22.4	25.0	25.6	12.8	13.7	13.1	15.3	13.5	11.1	29.0	9.6	17.8				
Ce	22.7	33.9	66.6	32.7	29.6	59.3	55.4	72.7	51.9	54.0	56.5	27.4	29.2	27.2	32.6	27.8	21.9	51.3	20.2	34.9				
Pr	3.2	4.5	8.7	4.3	4.1	8.0	7.2	9.3	6.8	6.5	7.0	3.2	3.6	3.3	3.7	3.3	2.7	5.5	2.5	3.9				
Nd	14.9	22.2	34.5	18.4	17.3	31.6	27.7	40.3	31.8	26.8	26.8	12.1	16.3	12.8	15.0	14.4	9.7	21.8	10.9	15.8				
Sm	3.4	4.3	6.9	4.3	3.7	6.7	6.2	7.6	6.6	5.7	6.5	2.8	3.3	3.0	3.3	3.0	2.3	3.7	2.3	2.7				
Eu	1.1	1.3	1.6	1.2	0.9	1.2	1.1	0.8	1.3	1.0	1.1	0.8	1.0	0.8	0.8	0.9	0.6	1.0	0.8	0.8				
Gd	3.5	4.3	6.4	4.2	3.7	6.3	5.9	6.4	5.7	5.4	5.8	2.7	3.5	2.6	3.1	3.0	2.0	3.3	2.1	2.3				
Tb	0.5	0.7	1.1	0.6	0.6	1.0	0.9	1.0	0.9	0.8	0.9	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	0.3	0.5	0.3	0.4				
Dy	2.7	4.2	6.2	3.8	3.4	5.6	5.7	6.4	5.4	5.4	5.8	2.3	3.2	2.2	2.6	2.6	1.8	3.1	2.2	2.2				
Ho	0.6	0.8	1.3	0.8	0.6	1.2	1.1	1.4	1.2	1.0	1.0	0.5	0.7	0.5	0.6	0.6	0.4	0.7	0.5	0.5				
Er	1.8	2.3	3.8	2.0	1.8	3.3	3.2	3.9	3.2	2.7	3.2	1.6	1.8	1.3	1.7	1.9	0.9	1.9	1.4	1.4				
Tm	0.3	0.4	0.6	0.3	0.3	0.6	0.5	0.6	0.5	0.4	0.5	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2				
Yb	2.0	2.6	4.1	1.9	1.8	3.4	3.2	4.0	3.1	2.9	3.3	1.4	1.8	2.0	1.9	1.7	1.0	2.0	1.5	1.4				
Lu	0.3	0.4	0.6	0.3	0.3	0.6	0.5	0.6	0.5	0.4	0.5	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2				
TOT/C	0.1	<0.02	0.0	<0.02	<0.02	0.0	<0.02			<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02							
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02			<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02							

Tabla 12: Análisis químico de muestras de rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno inferior

Edad (Ma)	Estratos de Rio Chicharra (Olig sup-Mioc inf, 25-22 Ma)					Fm. Los Pelambres (Oligoceno-Mioceno inferior, 30-20 Ma)			Fm. Pachón (Olig superior-Mioc inferior, 23-21 Ma)								Estratos de Mondaca (Mioc inferior, 22-21 Ma)			
	22.2±0,4																			
	PEL53	PEL51	PEL276	PEL275	PEL274	PEL277	PEL279	PEL278	PEL81	PEL11	PEL10	PEL9	PEL8	PEL35	PEL32	PEL143	PEL61	PEL63	PEL64	PEL78
SiO2	58.4	62.9	48.4	50.6	57.5	51.0	51.0	54.4	50.7	51.2	52.1	53.7	55.5	56.4	59.4	74.9	56.7	nr	61.4	61.6
Al2O3	17.7	16.8	19.0	17.6	18.7	14.8	18.2	19.0	17.2	12.3	12.8	16.2	15.1	16.7	17.6	13.5	17.7	nr	17.6	16.9
Fe2O3	7.5	5.5	11.3	10.8	6.2	12.5	8.2	7.1	13.3	10.2	9.9	9.2	10.0	9.7	5.8	1.5	7.3	nr	5.8	6.8
MgO	1.5	1.6	4.1	4.0	2.1	3.3	3.8	2.5	2.9	4.6	3.0	4.5	5.2	2.5	2.5	0.2	3.0	nr	1.1	1.0
CaO	6.4	4.0	8.9	7.9	4.6	6.2	8.9	3.7	6.5	9.0	10.2	8.2	6.9	6.2	2.9	0.6	6.0	nr	5.2	5.1
Na2O	4.2	4.9	3.4	2.8	6.1	3.6	2.8	7.2	3.0	4.3	2.9	3.4	3.3	4.2	4.8	3.0	4.1	nr	4.4	4.2
K2O	0.7	2.4	1.6	2.2	1.4	1.1	1.0	1.0	1.0	0.7	2.0	2.0	0.4	1.6	3.7	4.8	2.1	nr	2.1	2.6
TiO2	1.2	0.8	1.4	1.5	0.6	1.7	1.0	0.9	2.0	1.1	1.0	1.0	0.9	1.5	0.8	0.2	1.0	nr	0.7	0.8
P2O5	0.2	0.2	0.4	0.4	0.3	0.5	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	0.2	nr	0.2	0.2
MnO	0.2	0.1	0.2	0.4	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	0.2	nr	0.2	0.1
Cr2O3			0.0	0.0	0.0	<0.002	0.0	<0.002								<0.002				
Ni			<20	28.0	<20	<20	25.0	<20								<20				
Sc			30.0	26.0	12.0	30.0	22.0	11.0								2.0				
C										<0,01	<0,01	0.1	<0,01							
S										0.0	0.0	0.0	0.1							
CO2										3.0	3.2									
H2O+										2.6	2.0	1.1	2.0							
LOI	1.6	0.4	1.0	1.5	2.1	4.8	4.4	3.6	2.6					0.7	1.8	1.2	1.4		0.8	0.5
Sum	99.7	99.7	99.8	99.8	99.8	99.7	99.8	99.8	99.6	99.8	99.7	99.8	99.9	99.7	99.7	99.8	99.6		99.6	99.7
Ba	267.7	470.8	389.0	510.0	338.0	488.0	362.0	194.0	296.9	213.4	542.6	297.2	106.4	384.4	1278.8	654.0	563.4	686.1	740.6	631.2
Be			<1	3.0	<1	2.0	2.0	<1								2.0				
Co	10.0	7.0	33.0	24.6	12.5	23.6	23.1	11.2	24.0	9.0	13.0	19.0	14.0	16.0	14.0	1.1	15.0	10.0	6.0	7.0
Cs	0.8	4.7	1.3	2.4	0.2	3.9	2.4	0.6	0.7	1.4	1.4	3.0	1.3	1.2	2.3	4.5	1.1	1.1	1.7	2.3
Ga			21.0	19.1	15.4	19.9	16.8	17.5								14.7				
Hf	2.6	5.0	4.1	4.4	2.4	7.2	2.9	5.2	3.6	3.4	3.3	3.0	2.8	3.2	3.8	4.5	3.1	3.7	3.4	3.3
Nb	<5	6.4	7.5	9.7	2.8	10.7	4.2	7.5	6.0	6.2	6.1	5.0	5.0	5.4	8.3	8.7	4.8	7.9	6.2	6.0
Rb	13.0	85.0	43.2	50.4	28.4	22.8	23.1	30.3	20.0	14.0	42.0	46.0	12.0	38.0	94.0	159.6	42.0	48.0	62.0	84.0
Sn			1.0	2.0	<1	2.0	<1	1.0								3.0				
Sr	473.6	329.2	494.9	460.8	309.3	410.8	589.7	596.7	522.3	572.5	475.6	510.4	437.4	525.5	913.5	68.5	545.0	649.2	444.4	637.6
Ta	0.2	0.5	0.4	0.6	0.2	0.6	0.4	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.4	0.3	0.6	0.8	0.3	0.4	0.4	0.6
Th	1.3	10.5	3.8	5.0	3.5	6.3	2.8	8.8	2.2	2.9	2.8	2.9	2.8	3.6	7.1	15.7	4.4	5.3	7.3	5.4
U	0.4	2.9	1.1	1.1	0.8	1.5	0.7	2.2	0.5	0.8	0.7	0.8	0.9	0.9	1.9	3.0	1.1	1.2	1.3	1.2
V	122.7	65.1	293.0	256.0	72.0	272.0	183.0	84.0	269.2	150.7	181.3	237.4	217.9	203.4	133.4	17.0	215.4	94.2	52.6	126.4
W			<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5								1.1				
Zr	98.7	194.4	149.9	175.7	92.9	233.7	106.1	215.3	139.9	133.5	142.5	115.9	107.9	126.8	154.2	135.7	131.0	164.1	152.5	154.3
Y	29.2	34.5	28.4	30.0	17.3	35.4	14.7	25.5	40.8	38.0	32.0	28.3	26.5	28.9	16.7	15.4	18.8	17.9	12.8	20.1
La	13.6	25.0	19.4	22.5	13.4	27.8	15.3	26.1	22.4	26.6	24.5	20.5	20.2	20.0	27.6	30.9	22.4	28.6	29.0	27.7
Ce	30.9	54.1	43.9	51.0	29.5	61.2	34.7	58.5	53.7	57.8	52.5	43.4	41.3	44.3	57.6	57.8	45.5	56.6	52.4	54.9
Pr	4.2	6.6	5.8	6.3	3.8	8.0	4.3	7.1	7.4	7.3	6.6	5.5	5.2	5.6	6.5	5.6	5.5	6.6	5.5	6.5
Nd	19.4	29.4	25.4	29.4	16.1	35.2	19.5	26.9	36.7	32.5	29.1	24.3	23.0	25.4	27.1	19.4	23.2	27.1	21.0	26.9
Sm	4.6	5.7	6.1	6.0	3.5	8.1	3.9	6.1	7.6	6.5	5.7	4.7	4.5	5.5	4.5	3.8	4.4	4.7	3.2	4.8
Eu	1.5	1.4	1.7	1.6	1.1	2.0	1.1	1.5	2.1	2.1	1.8	1.5	1.4	1.7	1.3	0.5	1.4	1.4	0.9	1.4
Gd	4.6	5.2	5.7	6.5	3.5	7.6	3.6	5.8	7.2	6.2	5.4	4.6	4.4	5.2	3.6	3.4	3.7	3.7	2.5	4.0
Tb	0.7	0.8	0.9	0.9	0.5	1.2	0.6	0.8	1.1	1.0	0.9	0.8	0.7	0.8	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.6
Dy	4.5	5.1	5.0	4.9	3.1	6.7	3.3	4.1	6.8	6.0	5.1	4.6	4.4	4.9	2.8	3.0	3.2	3.0	2.1	3.3
Ho	1.0	1.1	1.2	1.1	0.7	1.3	0.6	0.9	1.4	1.3	1.1	1.0	0.9	1.0	0.6	0.6	0.6	0.6	0.4	0.7
Er	2.5	3.0	3.1	3.1	1.8	3.5	1.6	2.3	3.9	3.3	2.9	2.7	2.6	2.7	1.5	2.0	1.7	1.6	1.1	1.8
Tm	0.4	0.5	0.5	0.5	0.3	0.5	0.2	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3
Yb	2.4	3.0	3.0	3.2	1.9	3.7	1.5	2.5	3.5	3.0	2.7	2.5	2.3	2.4	1.4	2.1	1.6	1.5	1.2	1.6
Lu	0.3	0.5	0.5	0.4	0.3	0.5	0.2	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2
TOT/C			<0.02	0.0	<0.02	0.7	0.6	0.3								<0.02				
TOT/S			<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02								<0.02				

Tabla 13: Análisis químico de muestras de rocas intrusivas del Oligoceno-Mioceno inferior

	Plutón Río Negro (Mioc. inf.)		Complejo Intrusivo Chalinga, Fase 1 (Mioceno inf, 23-21 Ma)					
Edad (Ma)	21.5±0.5/-0.3	22,26±0.38		21.7±0.4		21.62±0.67	21.3±0,5	
	PEL135	PEL254	PEL305	PEL6	PEL5	PEL260	PEL297	PEL261
SiO2	57.7	54.3	58.6	60.6	61.5	61.7	70.4	71.8
Al2O3	18.3	16.9	15.7	15.3	16.8	15.9	15.4	14.3
Fe2O3	7.0	9.4	7.8	5.1	3.9	6.4	2.0	2.7
MgO	2.4	3.4	3.7	3.6	3.0	2.7	0.9	0.6
CaO	5.9	7.1	6.2	5.5	5.8	5.0	2.7	2.1
Na2O	4.4	3.6	3.4	4.4	4.4	3.6	4.2	4.1
K2O	1.6	1.9	2.0	3.3	2.6	2.9	3.1	3.6
TiO2	0.9	1.2	0.8	0.9	0.6	0.8	0.3	0.3
P2O5	0.3	0.4	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1
MnO	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0
Cr2O3	<0.002	0.0	0.0			0.0	0.0	0.0
Ni	<20	<20	<20			<20	<20	<20
Sc	13.0	23.0	23.0			14.0	4.0	3.0
C				<0,01	<0,01			
S				0.0	0.0			
CO2								
H2O+				0.9	1.0			
LOI	1.2	1.3	1.3			0.5	0.6	0.4
Sum	99.8	99.8	99.8	99.7	99.8	99.8	99.8	99.8
Ba	396.0	447.0	402.0	460.8	483.8	475.0	617.0	541.0
Be	1.0	1.0	2.0			2.0	4.0	2.0
Co	14.4	17.6	19.6	10.0	7.0	16.3	3.4	3.0
Cs	3.6	2.0	2.1	6.2	1.9	5.9	2.4	5.6
Ga	18.5	18.8	16.0			16.5	13.9	14.7
Hf	3.3	4.5	3.1	6.5	3.3	6.5	5.0	3.8
Nb	6.2	4.3	4.6	5.0	<5	5.3	5.7	4.9
Rb	36.8	51.1	62.7	79.0	66.0	87.9	89.4	113.2
Sn	2.0	2.0	1.0			1.0	<1	<1
Sr	463.5	469.7	326.3	364.3	381.9	346.3	331.9	242.2
Ta	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4
Th	2.4	4.0	6.8	8.4	9.8	9.8	11.3	13.3
U	0.5	1.0	1.7	2.2	2.2	2.8	2.2	2.0
V	117.0	207.0	173.0	112.6	96.2	130.0	32.0	28.0
W	<0.5	1.0	<0.5			0.8	1.4	3.2
Zr	120.5	161.3	118.5	273.2	124.9	218.5	159.4	122.4
Y	20.7	26.8	23.9	21.2	19.6	21.5	10.9	11.3
La	20.8	18.5	14.1	22.6	15.1	19.2	20.5	20.9
Ce	46.3	41.5	32.6	47.1	31.5	45.9	40.1	38.3
Pr	5.3	5.4	4.4	5.6	4.0	5.3	4.4	3.9
Nd	21.5	25.8	19.7	23.4	16.8	20.1	14.3	12.8
Sm	4.7	5.6	4.3	4.1	3.1	4.6	2.7	2.2
Eu	1.4	1.6	0.9	1.0	1.0	1.0	0.7	0.5
Gd	4.7	5.5	4.2	3.6	2.9	4.4	2.2	2.0
Tb	0.7	0.8	0.7	0.6	0.5	0.7	0.3	0.3
Dy	4.1	4.8	4.1	3.3	3.0	3.7	1.7	1.6
Ho	0.8	1.0	0.9	0.7	0.7	0.8	0.3	0.3
Er	2.3	2.6	2.7	1.9	1.9	2.3	1.1	1.1
Tm	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.2	0.2
Yb	2.0	2.9	2.7	1.9	1.9	1.9	1.4	1.2
Lu	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2
TOT/C	0.0	0.0	<0.02			<0.02	<0.02	<0.02
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02			<0.02	<0.02	<0.02

Tabla 14: Análisis químico de muestras de rocas del Mioceno inferior (ca. 18 Ma)

Edad (Ma)	Complejo Intrusivo Chalinga, Fase 2 (Mioceno inferior, ca. 18 Ma)							Plutón Totoral (Mioceno inferior, ca. 18 Ma)			Secuencia Volcánica Laguna del Pelado (Mioc inf, ca 18 Ma)				Diques dacíticos que intruyen a Fm. Pelambres		
	PEL244	18.25±0.39 PEL245	18.59±0.43 PEL247	PEL253	18.28±0.46 PEL248	17.3±0.4 PEL324	18.11±0.52 PEL246	PEL45	18.5±0.4 PEL46	PEL54	PEL27	18.4±0.4 PEL20	PEL17	PEL28	18.5±0.4 PEL41	19.4±0.8 PEL40	18.9±0.34 PEL251
SiO2	48.3	49.3	55.9	64.1	65.9	58.2	62.0	66.2	67.0	65.5	61.4	61.7	61.8	62.6	71.4	71.7	66.5
Al2O3	22.7	23.3	17.5	15.7	16.1	17.0	17.0	15.4	15.4	16.8	17.4	17.3	17.6	16.9	14.5	14.1	15.1
Fe2O3	6.5	5.2	7.8	5.3	3.8	7.3	5.0	4.8	4.0	3.5	5.8	6.2	5.9	5.3	2.7	2.6	4.0
MgO	4.8	3.5	3.6	2.2	1.1	3.1	2.5	1.4	1.2	1.0	2.4	1.4	0.6	2.0	0.2	0.1	0.9
CaO	11.7	11.0	6.9	4.2	3.0	5.4	4.4	2.9	2.8	2.8	4.3	5.3	5.8	4.2	0.6	0.9	2.0
Na2O	3.0	3.2	3.9	3.9	4.5	4.5	4.6	3.7	3.9	5.0	3.6	3.6	3.9	4.3	4.6	4.6	4.7
K2O	0.3	1.0	1.9	2.8	4.0	2.1	2.9	4.3	4.3	3.9	2.8	1.9	2.2	2.2	4.4	4.3	4.4
TiO2	0.7	0.5	1.0	0.6	0.5	1.0	0.7	0.8	0.7	0.6	0.9	0.9	1.0	0.7	0.3	0.3	0.7
P2O5	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.0	0.0	0.2
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0										0.0
Ni	34.0	37.0	<20	<20	<20	<20	20.0										<20
Sc	18.0	9.0	19.0	12.0	6.0	16.0	9.0										10.0
C																	
S																	
CO2																	
H2O+																	
LOI	1.7	2.6	0.9	0.9	0.8	0.9	0.5	0.1	0.2	0.3	0.8	1.1	0.7	1.0	0.7	0.8	1.2
Sum	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.6	99.7	99.7	99.8	99.6	99.6	99.6	99.7	99.5	99.8
Ba	97.0	181.0	340.0	484.0	538.0	453.0	418.0	549.4	555.0	629.0	635.7	539.3	515.6	563.4	856.5	749.3	602.0
Be	1.0	1.0	2.0	1.0	1.0	1.0	<1										1.0
Co	26.1	19.4	20.9	12.2	8.2	17.7	13.6	3.0	5.0	2.0	15.0	11.0	10.0	10.0	<2	<2	3.2
Cs	0.4	1.3	3.4	6.0	4.8	4.2	6.8	5.3	2.6	1.2	1.2	4.2	4.0	1.4	1.9	1.7	3.7
Ga	21.8	21.4	19.6	16.7	18.3	18.2	20.6										18.5
Hf	0.9	1.4	5.5	4.8	8.8	4.8	6.5	9.3	8.5	8.1	3.7	4.0	4.3	4.1	8.4	8.9	8.9
Nb	1.1	1.7	5.4	4.1	8.1	6.6	6.3	8.0	8.8	8.8	7.7	7.9	7.9	7.2	15.1	16.0	10.7
Rb	3.8	27.4	59.9	78.7	158.4	68.4	116.2	203.0	191.0	107.0	85.0	33.0	61.0	61.0	136.0	122.0	135.5
Sn	<1	<1	1.0	1.0	2.0	1.0	1.0										1.0
Sr	771.5	853.6	495.9	317.1	311.4	431.1	432.8	277.5	242.9	274.3	566.3	641.8	636.4	503.4	119.3	137.2	239.8
Ta	<0.1	0.1	0.4	0.4	0.7	0.5	0.4	0.7	0.7	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.9	1.0	0.6
Th	0.4	1.5	6.4	10.1	19.9	10.9	14.4	15.6	18.5	17.2	10.0	4.6	4.6	5.6	13.6	14.7	13.0
U	<0.1	0.6	1.7	2.1	4.1	3.4	3.4	6.1	6.7	4.0	1.8	1.1	1.2	1.3	3.4	3.5	3.3
V	199.0	116.0	210.0	113.0	56.0	162.0	112.0	81.8	69.6	64.0	106.1	85.2	109.9	82.2	<5	<5	21.0
W	<0.5	<0.5	0.6	1.3	1.7	0.8	0.6										1.3
Zr	29.5	53.9	187.4	157.5	327.2	189.6	263.3	359.6	335.7	326.8	154.5	175.1	176.3	169.6	367.1	378.0	356.9
Y	6.0	6.5	20.2	18.2	20.1	25.6	15.1	20.7	28.0	27.1	13.1	15.7	17.7	15.7	46.5	50.0	32.7
La	3.9	8.5	17.3	14.9	25.8	19.0	21.2	14.3	15.2	17.4	33.2	28.2	31.7	25.6	48.8	51.8	31.6
Ce	9.3	18.0	37.9	32.8	55.3	43.1	46.7	30.7	34.1	45.4	65.6	57.7	62.5	52.0	102.2	109.1	67.7
Pr	1.3	2.3	4.8	3.9	6.3	5.6	5.7	3.8	4.4	5.9	7.1	6.8	7.2	5.9	12.0	12.8	8.4
Nd	6.8	9.5	18.5	16.0	24.6	21.8	21.0	17.2	20.6	27.7	28.5	28.5	30.5	24.5	51.7	54.2	33.9
Sm	1.5	2.0	4.0	3.4	4.4	5.0	4.3	3.5	4.6	5.3	4.6	4.8	5.2	4.2	9.2	9.8	7.2
Eu	0.7	0.8	1.1	0.8	0.8	1.1	0.9	0.9	0.8	0.9	1.3	1.4	1.4	1.2	1.6	1.5	1.5
Gd	1.5	1.9	3.7	3.2	4.0	4.9	3.5	3.2	4.1	4.3	3.4	3.8	4.1	3.3	8.0	8.4	6.9
Tb	0.2	0.2	0.6	0.5	0.6	0.8	0.5	0.5	0.7	0.7	0.5	0.5	0.6	0.5	1.3	1.4	1.0
Dy	1.0	1.5	3.8	2.7	3.8	4.5	2.6	3.0	4.1	4.0	2.4	2.8	3.1	2.5	7.4	8.0	6.3
Ho	0.3	0.2	0.7	0.7	0.6	0.8	0.5	0.7	0.9	0.8	0.5	0.5	0.6	0.5	1.6	1.8	1.2
Er	0.7	0.5	1.9	1.5	1.7	2.5	1.3	1.9	2.6	2.4	1.2	1.4	1.6	1.4	4.4	4.8	3.3
Tm	0.1	0.1	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.6	0.7	0.5
Yb	0.5	0.7	2.1	1.9	2.0	2.4	1.5	1.9	2.6	2.4	1.1	1.3	1.4	1.3	4.1	4.6	3.4
Lu	0.1	0.1	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.6	0.7	0.6
TOT/C	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02										0.1
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02										<0.02

Tabla 15: Análisis químico de muestras del Mioceno medio (16-14 Ma)

Edad (Ma)	Complejo Intrusivo Chalinga, Fase 3 (Mioc medio, 16-14 Ma)			Intrusivos Hipabisales de Río Santa Cruz (Mioc med, 15-14 Ma)	
	16.5+0.3/-0.2 PEL201	15.1+0.6-0.6 PEL103	14.3±0.2 PEL311	15.0±0.3 PEL66	15.4±0.4 PEL65
SiO2	58.9	63.0	65.8	63.1	66.9
Al2O3	17.0	16.2	16.1	16.3	16.6
Fe2O3	7.0	5.2	4.2	4.7	3.5
MgO	3.0	2.1	1.5	2.5	1.0
CaO	5.6	4.2	3.8	4.2	3.3
Na2O	4.1	4.2	4.2	4.3	3.2
K2O	3.0	3.5	2.9	2.2	2.7
TiO2	0.9	0.7	0.5	0.7	0.4
P2O5	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cr2O3	0.0	0.0	0.0		
Ni	<20	<20	<20		
Sc	14.0	9.0	5.0		
C					
S					
CO2					
H2O+					
LOI	0.2	0.5	0.5	1.5	1.8
Sum	99.8	99.8	99.8	99.6	99.6
Ba	462.0	466.0	487.0	694.6	614.1
Be	2.0	<1	<1		
Co	18.2	11.1	8.7	11.0	11.0
Cs	8.4	8.6	2.6	3.9	1.0
Ga	18.8	19.2	18.8		
Hf	7.5	7.2	3.4	3.4	3.0
Nb	6.4	6.7	6.2	6.8	5.3
Rb	118.2	132.9	91.8	55.0	63.0
Sn	2.0	2.0	<1		
Sr	483.4	413.0	502.8	548.2	681.4
Ta	0.4	0.6	0.6	0.5	0.4
Th	12.7	17.2	12.1	5.1	5.1
U	3.4	2.4	3.6	1.3	1.0
V	147.0	102.0	71.0	113.9	101.0
W	1.4	2.0	1.1		
Zr	302.4	236.4	130.5	149.6	121.2
Y	17.5	15.6	10.5	10.5	9.2
La	21.2	24.7	19.0	25.3	24.6
Ce	45.6	54.1	40.8	47.5	46.4
Pr	5.4	6.1	4.8	5.3	5.1
Nd	20.8	24.4	17.4	21.7	20.4
Sm	4.8	4.6	3.1	3.6	3.4
Eu	1.0	0.9	0.8	1.1	1.0
Gd	4.2	3.8	2.4	2.6	2.4
Tb	0.6	0.5	0.4	0.3	0.3
Dy	3.4	3.0	1.8	1.8	1.6
Ho	0.6	0.5	0.3	0.3	0.3
Er	1.9	1.7	0.9	0.9	0.8
Tm	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1
Yb	1.8	1.5	1.0	0.8	0.7
Lu	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1
TOT/C	0.0	<0.02	<0.02		
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02		

Tabla 16: Análisis químico de muestras del Mioceno superior.

Edad (Ma)	Pórfidos Cerro Bayo del Cobre (Mioc sup, 12-10 Ma)		Pórfidos Asociados a la Mineralización de Los Pelambres (Mioc sup, 12-8 Ma)										Pórf. El Altar (Mioc sup. 11-10 Ma)
	PEL23	11.8±0.3 PEL25	PEL301	PEL302	PEL303	DDH303	DDH2439	DDH2433	DDH2268	DDH1089	DDH1012	DAM3	ALD57
SiO2	61.2	62.6	66.6	65.6	65.2	68.5	67.2	65.1	65.0	63.3	63.3	65.2	64.8
Al2O3	17.5	17.6	16.7	16.4	17.2	16.5	16.9	15.8	16.6	16.2	16.2	17944.0	16.4
Fe2O3	4.8	3.6	3.4	3.6	3.2	1.3	2.1	2.7	1.3	2.4	1.9	2.7	2.0
MgO	2.6	2.2	1.0	2.1	1.7	1.4	1.5	1.4	1.2	1.4	1.3	1.4	1.1
CaO	4.8	3.1	0.3	2.4	3.1	0.9	2.0	4.7	3.8	3.7	3.7	2.1	3.5
Na2O	4.7	6.6	2.2	4.9	4.6	5.4	5.7	4.7	5.5	5.8	4.8	6.0	5.2
K2O	2.5	0.5	5.0	3.1	2.7	4.6	2.9	2.4	3.6	3.2	5.1	3.2	2.9
TiO2	0.7	0.6	0.5	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
P2O5	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1
MnO	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr2O3			0.0	0.0	0.0								
Ni			<20	<20	<20								
Sc			4.0	6.0	6.0								
C													
S													
CO2													
H2O+													
LOI	0.5	2.6	2.3	0.5	0.9	0.5	0.6	2.4	2.2	3.0	2.7	0.3	3.3
Sum	99.6	99.6	98.2	99.5	99.3	99.8	99.6	99.7	99.9	99.7	99.7	99.6	99.9
Ba	677.4	119.6	442.0	423.0	573.0	538.1	489.7	372.5	466.7	469.3	415.6	577.1	508.7
Be			4.0	2.0	<1								
Co	10.0	5.0	6.9	8.5	7.2	3.0	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Cs	1.3	1.1	7.2	6.3	5.4	2.3	2.4	3.7	1.9	4.2	3.5	2.3	2.2
Ga			20.4	18.2	19.7								
Hf	3.1	3.1	4.1	2.7	4.1	2.7	2.6	2.9	3.0	2.9	3.3	3.3	3.3
Nb	7.1	7.6	5.8	4.6	6.0	<5	<5	<5	5.0	<5	<5	4.9	5.1
Rb	64.0	17.0	161.6	120.4	96.0	109.0	91.0	85.0	82.0	87.0	121.0	73.0	58.0
Sn			3.0	1.0	1.0								
Sr	655.3	451.4	163.5	568.6	634.2	486.8	599.3	537.1	627.8	612.5	529.8	701.9	602.9
Ta	0.5	0.5	0.5	0.4	0.6	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4
Th	5.6	6.1	8.8	5.2	7.4	4.7	4.0	4.9	5.8	5.1	16.3	4.9	3.1
U	1.4	1.7	2.8	1.7	2.8	1.9	1.0	1.5	1.4	1.8	1.7	1.1	0.9
V	110.6	84.4	82.0	97.0	81.0	64.7	82.5	69.6	82.7	83.5	85.9	83.7	63.1
W			33.7	11.1	11.4								
Zr	122.7	127.7	136.2	107.0	125.2	105.1	109.2	82.0	115.6	110.1	78.5	120.0	113.2
Y	13.0	12.4	5.2	5.4	7.0	3.3	4.6	8.4	5.7	5.9	5.6	4.6	5.6
La	25.3	26.0	19.1	13.0	20.0	17.9	17.1	20.1	22.3	19.9	31.1	19.0	20.8
Ce	51.1	50.3	39.4	27.0	40.5	34.9	34.8	40.3	43.2	39.5	63.1	37.6	42.7
Pr	5.9	5.6	4.4	3.2	4.7	3.8	3.8	4.6	4.8	4.7	7.0	4.1	4.8
Nd	24.2	22.7	16.7	12.8	17.8	15.2	15.3	19.3	19.3	19.0	28.4	16.4	19.5
Sm	4.1	3.6	2.7	2.2	3.0	2.1	2.3	3.1	2.8	2.7	3.8	2.2	2.7
Eu	1.1	1.1	0.7	0.8	0.8	0.5	0.7	0.9	0.8	0.8	0.9	0.7	0.8
Gd	3.2	2.7	2.1	1.7	2.3	1.2	1.4	2.2	1.8	1.8	2.2	1.4	1.7
Tb	0.5	0.4	0.2	0.2	0.3	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2
Dy	2.4	2.0	1.0	1.2	1.2	0.6	0.8	1.5	1.1	1.1	1.2	0.9	1.0
Ho	0.5	0.4	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Er	1.3	1.1	0.4	0.5	0.7	0.3	0.4	0.7	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5
Tm	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	1.3	1.0	0.6	0.7	0.6	0.3	0.4	0.7	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4
Lu	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
TOT/C			<0.02	<0.02	<0.02								
TOT/S			1.3	0.1	0.2								