



UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY



PEDECIBA
Geociencias

Facultad de Ciencias, Universidad de la República
Instituto de Ciencias Geológicas
PEDECIBA Geociencias
Tesis de Maestría

ASPECTOS PETROLÓGICOS DEL MAGMATISMO ALCALINO DEL NOROESTE DEL
URUGUAY (Departamentos de Salto y Tacuarembó)

Autor: Lic. Lucía Olivera Ichazo
Orientador: Dra. Rossana Muzio Sauer

Montevideo, Uruguay

Noviembre del 2022

El tribunal evaluador de la presente tesis estuvo conformado por:

Dra. Leda Sánchez (presidenta), Dr. Pedro Oyhantçabal y Dra. Elena Peel.

RESUMEN

Históricamente, la actividad magmática presente en la Cuenca Norte uruguaya ha sido relacionada con los basaltos de la Formación Arapey y con los cuerpos hipoabisales de la Formación Cuaró, ambos de naturaleza tholeítica y edad Cretácica Temprana. Recientemente, se realizó el hallazgo de tres *plugs* subvolcánicos ultrabásicos de naturaleza alcalina sódica en los alrededores de la localidad de Pepe Núñez (Salto), que por su edad (Paleógeno/Eoceno), representan hoy el magmatismo más joven de la Cuenca Norte y del Uruguay. La presencia de este magmatismo, hasta entonces inédito en el país, motivó la ampliación del área de estudio de ese hallazgo y la caracterización de nuevos cuerpos alcalinos que permitieran comprender las características de este evento. Los estudios petrográficos y litogeoquímicos realizados en el presente trabajo reafirma la ocurrencia de un evento alcalino en la Cuenca Norte, sumando un total de nueve *plugs* subvolcánicos alcalinos para la zona del límite departamental Salto - Tacuarembó. Macroscópicamente, las litologías presentan una textura afanítica a ocasionalmente subfanerítica, y una tonalidad negra oscura que la diferencia de los basaltos correspondientes a la Formación Arapey. Fueron identificados megacristales de nefelina, piroxeno, y xenocristales/xenolitos de composición cuarzosa, uno de ellos caracterizado como arenisca correspondiente a la Formación Tacuarembó. Microscópicamente, presentan una textura inequigranular porfirítica, subidiomórfica e hipocristalina, presentando una baja proporción de vacuolas. La mineralogía común en estas litologías está compuesta por augita, plagioclasa, olivino, nefelina, analcima, carbonatos y Ti-magnetita. Desde el punto de vista químico, las rocas fueron clasificadas como tefritas, traquibasaltos y basaltos alcalinos, aumentando la variedad litológica alcalina presente en el área de estudio. Según las edades K^{40} - Ar^{40} en roca total y a la concentración de elementos mayores, menores y traza, los primeros pulsos esta actividad alcalina corresponden al Cretácico Tardío y están caracterizados por una composición básica y menos enriquecida en elementos incompatibles, a diferencia de los últimos cuerpos que presentan una composición ultrabásica y más enriquecida en elementos incompatibles. El intervalo de edades entre 79,5 Ma y 51,5 Ma indica que este evento tectono-magmático comenzó en el Cretácico Tardío y culminó en el Paleógeno (Eoceno).

Palabras clave: *plugs* alcalinos, ^{40}K - ^{40}Ar , Cretácico Tardío-Paleógeno, Cuenca Norte.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quisiera agradecer a Rossana, cuya dedicación, generosidad y mirada crítica me ha ayudado a crecer de manera profesional y académica, es realmente un placer trabajar juntas. Asimismo, quiero extender mi agradecimiento a Santi, con su elocuencia y humor ha hecho de mi camino más que llevadero y me ha guiado en mi trayectoria. También quiero agradecer a Emiliano que por ayudarme a muestrear dejó un poco de sí...

A su vez, quiero agradecer a la *Agencia Nacional de Investigación e Innovación*, a la *Comisión Académica de Posgrado* por las becas de maestría y finalización, a Facultad de Ciencias y a *PEDECIBA Geociencias*, su apoyo fue indispensable para el desarrollo de la presente investigación.

Por otro lado, agradezco al equipo del Laboratorio de laminación y molienda del Instituto de Ciencias Geológicas (Cami y Picchi), el cual atendió de manera inmediata a cualquiera de mis consultas y elaboró de manera ágil las láminas delgadas y cortes solicitados. Además, doy las gracias al chofer Mauri por hacer disfrutables las salidas de campo, siempre atento a cualquier inconveniente que surja.

Quiero agradecer al grupo de amigos/familia que he conformado tanto en fcien como en la vida, cuya compañía ha sido y será VITAL para cualquiera de las actividades que decida emprender.

Y finalmente, agradezco fundamentalmente a mi familia que me ha apoyado constantemente, soportando algún que otro mal humor...esperando retribuirles algo de su esfuerzo con estos logros. Particularmente, quisiera agradecer a mis abuelas, que tanto me han enseñado y tanto cariño me han brindado; a mi papá, que siempre me llena el alma con su eterna paciencia, simpatía y cariño; a mi hermana que quiero con todo mi corazón; y a mi mamá que amo inmensamente. Han sido tiempos un tanto difíciles, que han ayudado a revalorizar lo que tenemos...así que espero que el cumplimiento de este logro sirva como un pequeño reconocimiento a todo su amor y esfuerzo.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1. Área de estudio	2
CAPÍTULO 2: OBJETIVOS	4
CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA	5
3.1. Etapa de gabinete	5
3.2. Etapa de campo	5
3.3. Etapa de laboratorio	5
CAPÍTULO 4: ANTECEDENTES	8
4.1. Contexto geológico regional	8
4.1.1. La Provincia Magmática Paraná-Etendeka (PMP-E).....	8
4.1.2. Magmatismo alcalino de la Provincia Magmática Paraná.....	10
4.2. Contexto geológico local.....	13
4.2.1. Magmatismo Mesozoico del Uruguay.....	13
CAPÍTULO 5: MORFOLOGÍA Y ESTRUCTURAS	16
5.1. Geometría de los cuerpos	17
5.2. Estructuras	20
CAPÍTULO 6: PETROGRAFÍA	22
6.1. Análisis macroscópico y microscópico en luz transmitida	22
6.1.1. Litologías alcalinas.....	22
6.1.2. Litologías no alcalinas.....	31
6.2. Análisis petrográfico con MEB - <i>EDS</i>	33
6.2.1. Caracterización petrográfica en bloques pulidos	33
6.2.2. Caracterización mineralógica de megacristales	38
CAPÍTULO 7: GEOQUÍMICA	41
7.1. Contenido en sílice	41
7.2. Contenido en álcalis	41
7.3. Clasificación litogeoquímica	43
7.4. Cálculo normativo.....	44
7.5. Diagramas de variación tipo Harker.....	48
7.6. Comportamiento de elementos Tierras Raras	50
7.7. Diagrama multielementos	51
7.8. Caracterización de la fuente magmática.....	52
7.9. Caracterización del contexto geotectónico	54
CAPÍTULO 8: GEOCRONOLOGÍA	55

CAPÍTULO 9: DISCUSIÓN.....	57
9.1. Consideraciones generales	57
9.2. Litogeoquímica	65
9.3. Fuente magmática y procesos asociados.....	66
9.4. Consideraciones finales.....	73
CAPÍTULO 10: CONCLUSIONES.....	76
BIBLIOGRAFÍA.....	78
ANEXO A	91

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

El magmatismo presente de la Provincia Magmática Paraná-Etendeka (PMP-E; Peate, 1997), representa uno de los mayores eventos de actividad magmática a nivel intraplaca continental relacionado con la apertura del Océano Atlántico Sur, hacia el Cretácico Temprano (Bellieni *et al.*, 1984; Erlank *et al.*, 1984). En la actualidad, se preserva aproximadamente 1.000.000 km³ de material principalmente basáltico (Cordani y Vadoros, 1967), emplazado tanto en Sudamérica (Brasil, Paraguay, Argentina y Uruguay), como en África (Namibia) (Melfi *et al.*, 1988; White y McKenzie, 1989; Peate, 1997). La edad del principal evento magmático se encuentra entre los 133 - 132 Ma (Piccirillo *et al.*, 1988), estimándose una duración total de entre 2 a 10 Ma (Renne *et al.*, 1992). En Sudamérica, esta provincia es denominada como Provincia Magmática Paraná (PMP), y está representada principalmente por derrames de basaltos tholeíticos (Melfi *et al.*, 1988; Piccirillo *et al.*, 1988). Además, ocurren numerosos registros de actividad magmática alcalina anterior, simultánea y posterior al principal evento eruptivo (Ulbrich y Gomes, 1981; Marsh *et al.*, 1991; Huang *et al.*, 1995; Milner *et al.*, 1995; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007a, b; Gomes *et al.*, 2011; Ernst, 2014).

El campo de esfuerzos extensionales establecidos a inicios del Mesozoico, asociado a una perturbación térmica mantélica de carácter regional (Bellieni *et al.*, 1984; Piccirillo *et al.*, 1988), provocó la reactivación de debilidades preexistentes en el basamento cristalino y la consecuente liberación de grandes volúmenes de lava a través de estructuraciones corticales NE, NS y NOO (Almeida, 1983). Estas estructuras suelen ser, los sitios de emplazamiento de las provincias ígneas alcalinas, saturadas o subsaturadas en SiO₂ (Gomes y Comin-Chiaramonti, 2005), dando lugar a cuerpos intrusivos e hipoabisales, de edades Permo-Triásicas a Paleógenas (Gomes *et al.*, 1996, 2003; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1991, Gomes y Comin-Chiaramonti, 2005). En Argentina, las rocas alcalinas más cercanas al Uruguay, se encuentran en la unidad Sierra Chica (Córdoba) asociadas al Sistema de Rift Central de dirección NNO (Ramos 1999; Rossello y Mozetic 1999; Lagorio *et al.*, 2016a), presentando edades entre 136 a 115 Ma (Lagorio *et al.*, 2016a). En Brasil, la provincia alcalina más cercana a Uruguay es la Provincia Piratini (Rio Grande do Sul). Está conformada esencialmente por fonolitas cuyas edades varían entre 99 y 76 Ma (Barbieri *et al.*, 1987), relacionadas al Graben Moirão, de dirección NE-SO (Riccomini *et al.*, 2005). En Paraguay, las Provincias Central, Misiones y Asunción son las más cercanas a nuestro territorio, con edades promedio de 126 Ma, 118 Ma y 59 Ma, respectivamente (Gomes *et al.*, 2013). Las Provincias Central y Asunción se encuentran vinculadas al Rift de Asunción (DeGraff, 1985), de dirección general NO-SE (Velázquez *et al.*, 1998). Por otro lado, la Provincia Misiones se encuentra asociada al graben de Santa Rosa (Velázquez *et al.*, 2002, *apud.* Velázquez *et al.*, 2006).

En Uruguay, los registros del magmatismo de la PMP se encuentran en la porción norte del territorio, en la denominada Cuenca Norte (Ucha y de Santa Ana, 1994), donde la Formación Arapey (Bossi, 1966) y la Formación Cuaró (Preciozzi, 1985), constituyen las unidades geológicas representativas del magmatismo tholeítico correspondiente al Cretácico Temprano. Por otro lado, asociados al lineamiento Santa Lucía - Aiguá - Merín (Rossello *et al.*, 2000),

existen registros de actividad magmática alcalina sobresaturada en SiO₂ en el Macizo Alcalino de Valle Chico y en la Serie Alcalina de Lascano (Muzio, 2000; Lustrino, 2005; Cernuschi *et al.*, 2015). Estudios recientes han permitido identificar los primeros registros de magmatismo alcalino en la Cuenca Norte uruguaya representando el evento ígneo más reciente del Uruguay (Olivera, 2019; Muzio *et al.*, 2020). Estos cuerpos se localizan aproximadamente 6 km al norte de la localidad de Pepe Núñez, en el departamento de Salto, 50 km al noroeste de la ciudad de Tacuarembó. Los mismos fueron caracterizados como *plugs* subvolcánicos o intrusiones hipoabisales cilíndricas (Jerram y Bryant, 2018), y denominados localmente como cerro de la Virgen, cerro Bonito y cerro Picazo (figura 01). De acuerdo a los estudios petrográficos iniciales, los mismos se encuentran constituidos por tefritas con nefelina, con edades de 63,7 Ma y 51,5 Ma (Muzio *et al.*, 2020), recortando a los basaltos de la Formación Arapey (Olivera y Muzio, 2019).

El interés de profundizar en el conocimiento de este magmatismo yace en el carácter inédito de este evento tectono-magmático, y por otro lado el posible valor económico asociado a cuerpos de naturaleza alcalina (Ulbrich y Gomes, 1981; Marsh *et al.*, 1991; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007a,b; Gomes *et al.*, 2011; Ernst, 2014).

1.1. Área de estudio

El área de estudio se encuentra localizada principalmente en el departamento de Salto, abarcando una porción del sector noroeste del departamento de Tacuarembó (figura 01). La misma se ubica 14 km al noroeste de la ciudad de Tacuarembó (capital departamental), en los alrededores de las localidades de Pepe Núñez y Quintana (departamento de Salto). Comprende un área de aproximadamente 2.000 km², accediendo a la misma desde la ruta 31 (ruta "Coronel Gorgonio Aguiar"), y realizando su relevamiento a través de caminos departamentales y vecinales.

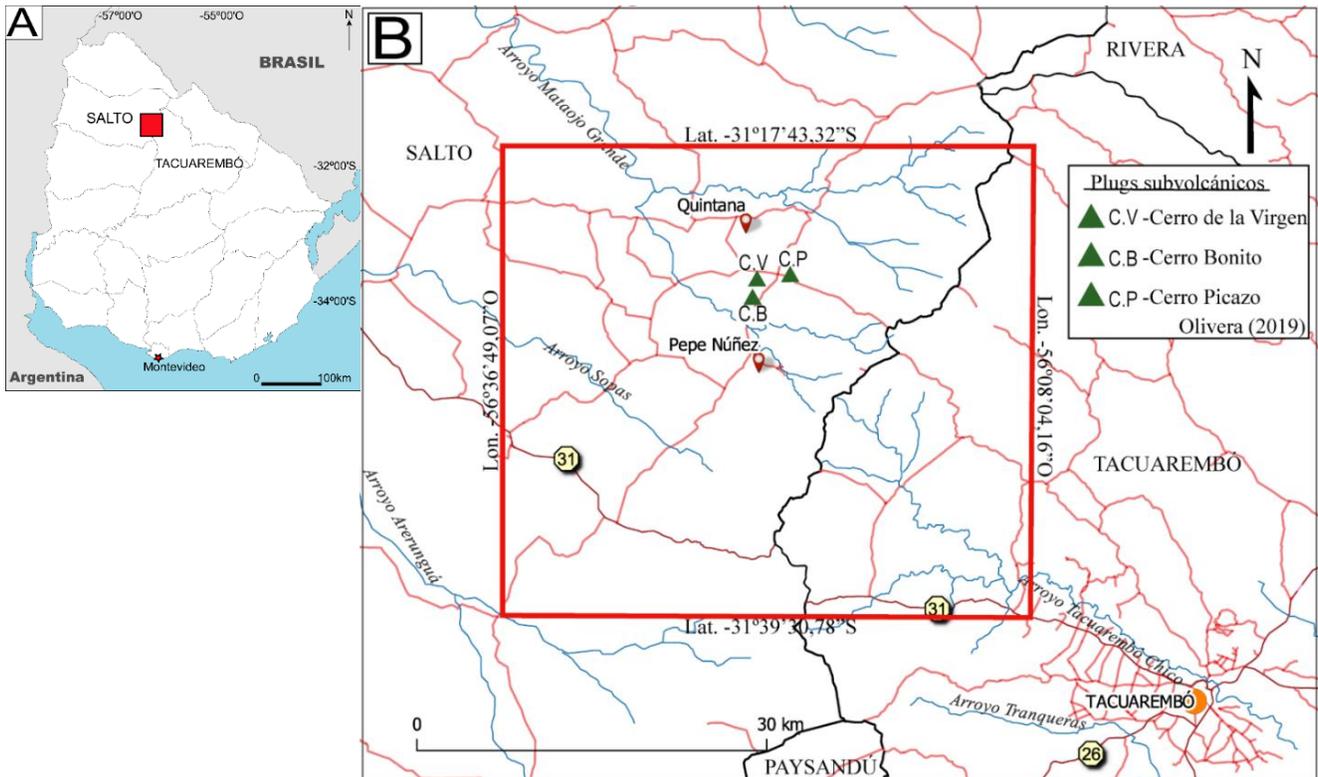


Figura 01. A) Ubicación del área de estudio dentro del Uruguay (rectángulo rojo) (Fuente: modificado de d-maps.com). B) Localización en detalle del área de estudio (recuadro rojo).

CAPÍTULO 2: OBJETIVOS

El objetivo general del presente trabajo estuvo orientado a la profundización del conocimiento de este evento magmático alcalino inédito para el país, recientemente identificado por Olivera (2019), localizado principalmente en el departamento de Salto (figura 01). Particularmente, se identificaron las características litogeoquímicas del magma del cual provienen los diferentes cuerpos, los posibles procesos de cristalización y/o contaminación asociados, el posible contexto tectónico de su génesis y su relación con los principales lineamientos estructurales del área. Por lo tanto, el objetivo principal fue ampliar el estudio petrogenético del magmatismo alcalino presente en la Cuenca Norte a través del estudio morfológico, estructural, petrográfico, litogeoquímico, así como geocronológico de los nuevos cuerpos alcalinos reconocidos.

La información obtenida permitió estimar la petrogénesis de estos cuerpos alcalinos, y ajustar el contexto geotectónico de la Cuenca Norte.

Como objetivos específicos se plantearon los siguientes:

1. Identificar nuevos cuerpos alcalinos en imágenes satelitales.
2. Caracterizar su morfología, estructuras presentes, petrografía y litogeoquímica.
3. Datar por el método ^{40}K - ^{40}Ar (roca total) los cuerpos subvolcánicos aún sin registro de edad.

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA

3.1. Etapa de gabinete

En esta etapa se incluye el relevamiento bibliográfico de los diferentes cuerpos alcalinos relacionados con la PMP y su asociación con rocas de afinidad tholeítica, haciendo énfasis en los registros más cercanos al área de estudio y en aquellos que presentan edades similares a los ya identificados por Olivera (2019).

Por otro lado, se realizó el análisis de imágenes satelitales (software *Google Earth Pro 2021*), y de hojas topográficas a escala 1/50.000 (hojas L-9, K-9, K-10, K-11; del Servicio Geográfico Militar de Uruguay), con el fin de generar una base de datos para todos los cuerpos muestreados.

3.2. Etapa de campo

En la etapa de campo se realizó el análisis morfológico, estructural, y mineralógico-textural de los posibles cuerpos alcalinos, seleccionados en la etapa anterior. Para el análisis morfológico se realizó el registro fotográfico para posterior comparación con imágenes satelitales, y se midieron alturas de los diferentes cuerpos con el GPS *Garmin*. Para el análisis estructural se identificaron estructuras primarias, las cuales fueron medidas con brújula tipo *Brunton* y con cinta métrica. Para el análisis mineralógico-textural en campo se utilizaron herramientas como lupa de mano, escala centimétrica y ácido clorhídrico diluido al 10%. Por otro lado, se realizó el muestreo de material para posterior análisis petrográfico, litogeoquímico y geocronológico. El registro fotográfico en campo fue realizado con las cámaras digitales de los dispositivos *Samsung Neo 7* y *Xiaomi Redmi 10*.

3.3. Etapa de laboratorio

Esta etapa incluye el procesamiento de los materiales colectados para su posterior estudio con diferentes técnicas de análisis.

Metodología empleada para el análisis petrográfico

Fueron seleccionadas 45 rocas frescas y representativas, tanto de los cuerpos alcalinos como de litologías cercanas a estos, en particular de las rocas encajantes. Las muestras siguieron para su procesamiento el protocolo del Laboratorio de laminación y molienda del Instituto de Ciencias Geológicas de Facultad de Ciencias.

Las secciones delgadas fueron analizadas mediante microscopio petrográfico (Nikon Eclipse 50iPOL) (figura 02-A) y la toma de imágenes se realizó a través del software *NIS-Elements* (versión 3.00 sp7). El reconocimiento de minerales y micro-texturas fue realizado siguiendo a los siguientes autores: Kerr (1972), MacKenzie y Guilford (1980), MacKenzie *et al.* (1982), Pichler *et al.* (1997), McPhie *et al.*, (1993), y Deer *et al.*, (2013). La estimación de la abundancia de los minerales presentes en las litologías se realizó

a partir de la utilización de comparadores visuales gráficos, diseñados por Philpotts (1989) y Terry y Chilingar (1955).

Metodología empleada para la preparación de muestras para análisis con Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)

Para el análisis con MEB se realizó la selección de 10 respaldos de láminas delgadas. Los bloques, de dimensiones aproximadas de 7 cm x 5 cm x 0,5 cm, fueron pulidos en la marmolería *ANIBAL ABBATE*. A su vez, se seleccionaron nueve fragmentos de roca sin pulir, con minerales de interés y posibles xenolitos/xenocristales para el posterior análisis químico cualitativo puntual, evitando la pérdida del material de interés en la etapa de pulido.

Para el análisis cualitativo de la mineralogía, zonaciones minerales, y la caracterización de óxidos, se utilizó el Microscopio Electrónico de Barrido SEM-EDS (JEOL JSM-5900lv) (figura 02-B) de Facultad de Ciencias. Los espectros de dispersión de energía fueron obtenidos a partir del análisis puntual en zonas seleccionadas, los cuales son posteriormente comparados con los espectros de rayos X estandarizados para diferentes minerales, según Severin (2004) y Reed (2005).

Metodología aplicada para el análisis litogeoquímico

Para el análisis litogeoquímico en roca total (elementos mayores, menores y traza), se realizó la selección de 39 rocas frescas, pertenecientes a los diferentes cuerpos identificados como alcalinos y a sus rocas encajantes. Estas rocas fueron fragmentadas con mazas para ser posteriormente molidas con molino de hierro *Retsch BB100 rostfrei* (figura 02-C) y finalmente con el molino de anillos oscilantes de carburo de tungsteno *Retsch RS 100* (figura 02-D). Los 39 recipientes rotulados fueron enviados al laboratorio *ACTLABS* (Ontario, Canadá) para el análisis químico de roca total.

De acuerdo a los objetivos establecidos y al procedimiento analítico del laboratorio externo seleccionado, el análisis de los elementos mayores y menores fue realizado con espectrometría de emisión por plasma de acoplamiento inductivo (ICP-OES, plasma acoplado inductivamente con espectrometría de emisión óptica) y para el análisis de elementos traza se realizó espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS, plasma acoplado inductivamente con espectroscopía de masas). Se utilizaron calibradores certificados por la *USGS (United States Geological Survey)* y *CANMET (Canadian Centre for Mineral and Energy Technology)*. En el "Anexo A" se adjuntan los límites de detección del procedimiento.

Los resultados obtenidos fueron transferidos a una planilla Excel 2016, donde se recalcularon los óxidos a una base anhidra debido a los valores de *LOI (Loss On Ignition)*, obtenidos (entre un 0,6% a un 2,8%). El cálculo normativo (*CIPW* en base anhidra), y la generación de diagramas geoquímicos se realizó utilizando el software libre *GCDkit 6.0 (Janoušek et al., 2006)*, siendo posteriormente editados en *Adobe Illustrator Lite Portable 2016*.

Metodología empleada para geocronología

Para determinar la edad de las muestras seleccionadas se utilizó el método ^{40}K - ^{40}Ar en roca total debido a la litogeoquímica de las mismas y a sus características texturales, siendo analizadas en el laboratorio *ACTLABS*. Fueron elegidas 5 muestras de rocas frescas de diferentes cuerpos confirmados como alcalinos según el análisis litogeoquímico. El material seleccionado como representativo fue texturalmente homogéneo y fresco, evitando posibles alteraciones, amígdalas o concentraciones de cristales; además de coleccionar las muestras con un tamaño adecuado para obtener bloques de 7 cm x 6 cm x 6 cm aproximadamente. En el laboratorio *ACTLABS* se utilizaron dos estándares mundialmente aceptados para la calibración de *spike* de ^{38}Ar (muscovita P-207 y matriz de riolita "Asia" 1/65).

Los análisis de la mineralogía, litoquímica y geocronología, permitieron la caracterización del magma, así como la determinación de afinidades químicas, relaciones temporales y genéticas entre las distintas litologías analizadas.

Los trabajos realizados en el marco de esta tesis contaron con el apoyo del PEDECIBA Geociencias, del proyecto ANII FCE 2019–1–156437, de la Comisión Académica de Posgrado (CAP) y de Facultad de Ciencias.

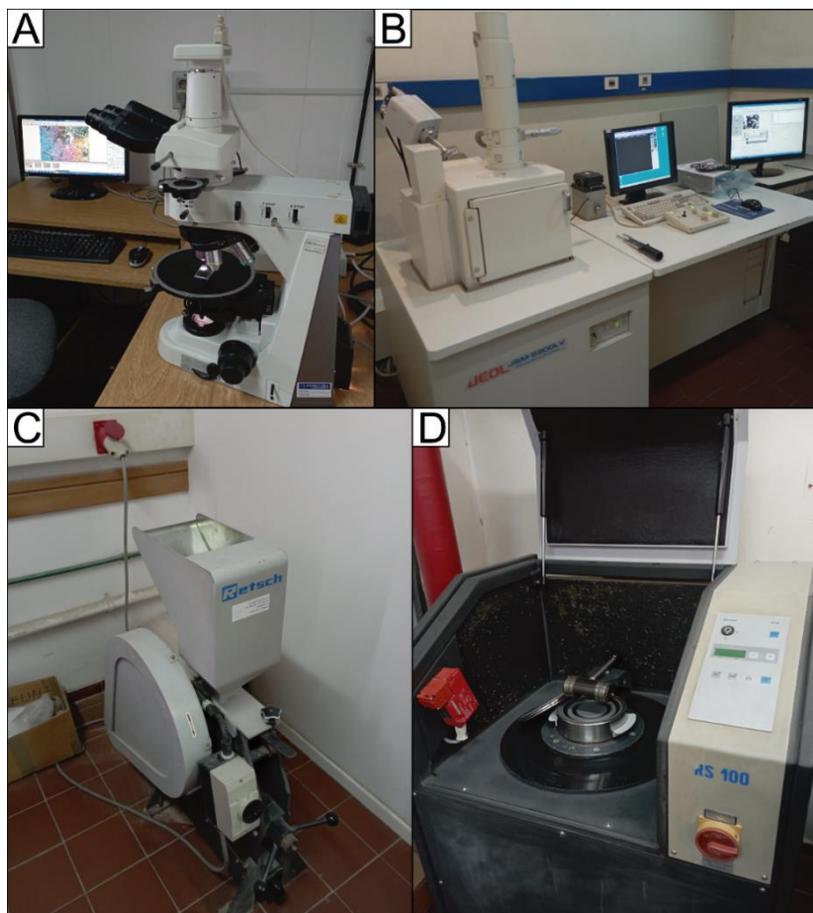


Figura 02. A) Microscopio petrográfico (Nikon Eclipse 50IPOL). B) Microscopio Electrónico de Barrido SEM-EDS (JEOL JSM-5900IV). C) Molino de hierro *Retsch BB100 rosfrei*. D) Molino de anillos oscilantes de carburo de tungsteno *Retsch RS 100*.

CAPÍTULO 4: ANTECEDENTES

4.1. Contexto geológico regional

4.1.1. La Provincia Magmática Paraná-Etendeka (PMP-E)

Las grandes provincias ígneas (*Large Igneous Provinces*; LIP, Peate 1997) son definidas como extensos volúmenes de magma ($> 100.000 \text{ km}^3$), liberados en relativamente cortos períodos de tiempo, entre 1 a 5 Ma (Coffin y Eldholm, 1994; Bryan y Ernst, 2008). El magmatismo predominante suele ser básico (a ultrabásico) encontrando productos intrusivos, subvolcánicos y volcánicos (Bryan *et al.* 2002, Ernst *et al.*, 2014). La Provincia Magmática Paraná-Etendeka (PMP-E; White y McKenzie, 1989; Peate, 1997) representa uno de los mayores eventos eruptivos a nivel intraplaca continental, y constituye uno de los ejemplos mundiales más destacados.

La PMP-E está vinculada a una serie de eventos geodinámicos que provocaron la ruptura de Gondwana Occidental y la apertura del Océano Atlántico Sur (Gallagher y Hawkesworth, 1994; Turner *et al.*, 1994) (figura 03). Su origen se encuentra relacionado con la instalación de una perturbación térmica mantélica, de carácter regional, desarrollada en el Paleozoico y acentuada en el Cretácico (Bellieni *et al.*, 1984; Piccirillo *et al.*, 1988; Piccirillo y Melfi, 1988). En este contexto, comienza a generarse un levantamiento regional (Asmus, 1975), promoviendo la extensión litosférica y liberación de grandes volúmenes de vulcanismo basáltico, hacia el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Santero *et al.*, 1988). Hacia el Cretácico Inferior, se inicia la etapa de rifteamiento, donde el Océano Atlántico Sur comienza a abrirse de sur a norte (Brune, 2016), caracterizada por la generación de intrusiones gabroicas, derrames basálticos y magmatismo ácido (Betton y Cox, 1979). En las etapas finales, hacia el Cretácico Superior-Terciario, ocurre la extrusión localizada de basaltos particularmente bajos en TiO_2 (Bellieni *et al.*, 1984; Piccirillo *et al.*, 1988). Finalmente, sucede la ruptura continental entre Sudamérica y África, seguida por expansión oceánica, creando nuevas cuencas de sedimentación (Renne *et al.* 1992; Santero *et al.*, 1988; Turner *et al.*, 1994).

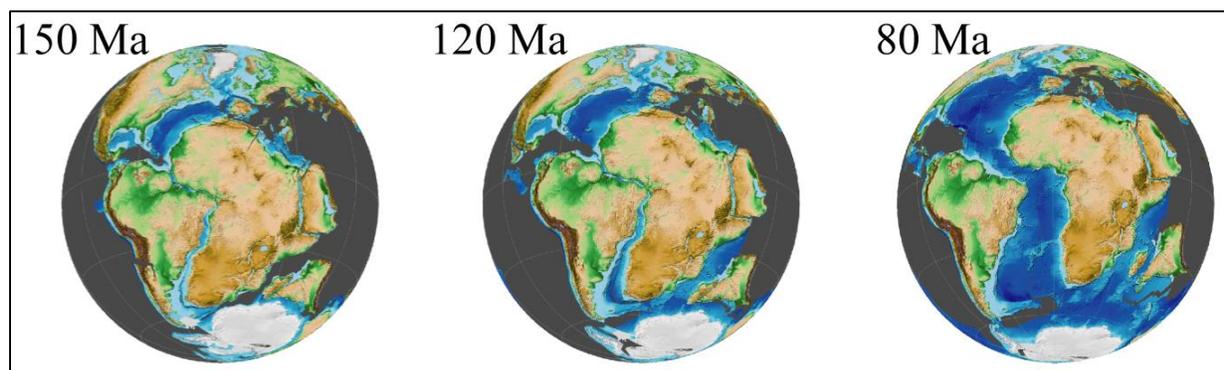


Figura 03. Evolución de la apertura del Océano Atlántico Sur. (Tomado de: Brune, 2016).

En la actualidad, se encuentran preservados $1,0 \times 10^6 \text{ km}^3$ de volumen de este magmatismo, distribuido tanto en Sudamérica como en África (Namibia) (White y McKenzie, 1989; Peate, 1997; figura 04). Las dataciones recientes realizadas por los métodos ^{40}Ar - ^{39}Ar y U-Pb, indican

que el principal evento extrusivo sucedió entre los $135,5 \pm 0,4$ y $133,2 \pm 0,3$ Ma, teniendo una duración de entre 1,6 a 3 Ma (Gomes y Vasconcelos, 2021). La naturaleza química del mismo es principalmente tholeítica, existiendo también rocas volcánicas, hipoabisales, e intrusiones de carácter químico alcalino, tanto previas como coetáneas y posteriores al principal evento efusivo tholeítico (Ulbrich y Gomes, 1981; Marsh *et al.*, 1991; Huang *et al.*, 1995; Milner *et al.*, 1995; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007a; Gomes *et al.*, 2011; Ernst, 2014). Según Buono *et al.* (2020), la generación de magmas alcalinos se encuentra relacionada con la fusión de dominios mantélicos ricos en volátiles (H_2O y CO_2) y elementos incompatibles. Los procesos de subducción, ocurridos en el Neoproterozoico durante la formación de Gondwana (Almeida *et al.*, 1981), probablemente enriquecieron el manto litosférico con volátiles y elementos incompatibles, provocando el metasomatismo del manto litosférico subcontinental (*subcontinental lithospheric mantle; SCLM*) (Smith y Lewis, 1999, Heilbron y Machado, 2003; Ruberti *et al.*, 2012). Posteriormente, la instalación de la perturbación térmica regional en Gondwana Occidental, habría promovido la fusión de diferentes dominios mantélicos heterogéneos y metasomatizados debajo de la plataforma Sudamericana, asociados a la generación de magmatismo tholeítico y alcalino (Ferreira *et al.*, 2022). Por otro lado, Almeida (1983), propone que una baja tasa de fusión de manto astenosférico durante la ruptura de Gondwana durante el Mesozoico, pudo haber sido suficiente para la generación de este tipo de magmas alcalinos.

En Sudamérica, los derrames de basaltos tholeíticos correspondientes a la Provincia Magmática Paraná (PMP; Peate, 1997), cubren un área de $1,2 \times 10^6$ km², y se encuentran distribuidos en Brasil, Uruguay, Paraguay y Argentina (Melfi *et al.*, 1988; Piccirillo *et al.*, 1988) (figura 04). Asociados a estos derrames, se hallan diques y *sills* básicos y rocas efusivas ácidas a intermedias, de afinidad tholeítica. Desde el punto de vista químico, existe un dominio de los basaltos de alto titanio en el sector norte de la PMP ($TiO_2 > 2$ %p.), y una predominancia de basaltos de bajo titanio en el sur ($TiO_2 < 2$ %p.) (Piccirillo *et al.*, 1988).

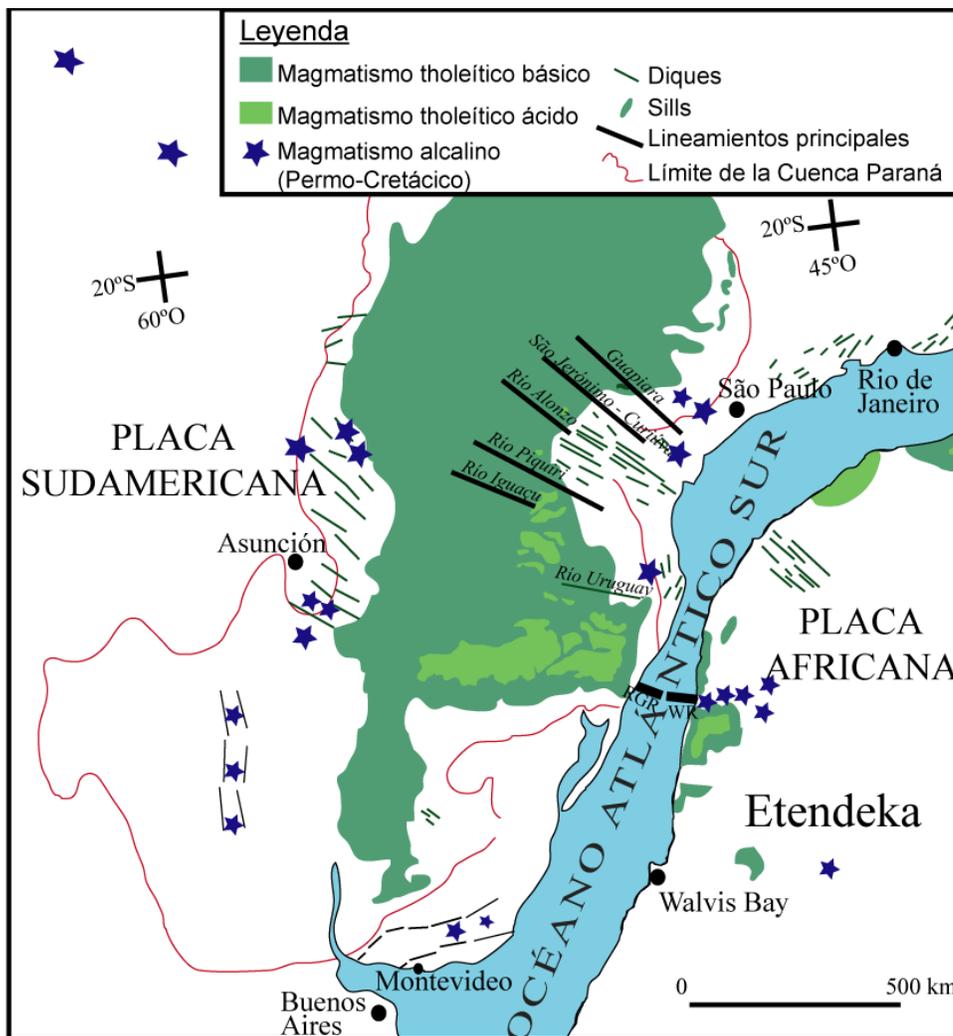


Figura 04. Provincia Magmática Paraná-Etendeka en relación al rift proto-Atlántico (entre los 135-130 Ma). Lineamientos principales y ubicación de Rio Grande Rise (RGR) y Walvis Ridge (WR). Fuente: Modificado de Machado *et al.* (2018); coordenadas de etapa proto-oceánica: Rossetti *et al.* (2018); distribución del magmatismo toleítico y lineamientos principales: Piccirillo y Melfi (1988), Rossello *et al.* (2000); distribución de cuerpos alcalinos Permo-Cretácicos: Muzio (2000); Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a, b); de Riccomini *et al.* (2005); Lagorio *et al.* (2016a); Gibson *et al.* (2006); Cernuschi *et al.* (2015), Beccaluva *et al.*, (2020).

4.1.2. Magmatismo alcalino de la Provincia Magmática Paraná

El magmatismo alcalino y álcali-carbonatítico asociado a la PMP se encuentra distribuido en los países de Bolivia, Paraguay, Argentina, Brasil y Uruguay (Riccomini *et al.*, 2005). El emplazamiento de este magmatismo suele estar asociado a estructuras como rifts (Serra do Mar en Brasil; Asunción-Sapucai-Villarrica y Amambay en Paraguay; Mercedes en Bolivia), arcos (Rio Verde-Iporá, Alto Paranaíba, Ponta Grossa y Rio Grande en Brasil) y lineamientos estructurales (Lages-Anitápolis y Taiúva-Cabo Frio en Brasil; Alto Paraguay y Santa Rosa en Paraguay; Velasco en Bolivia; Valle Chico en Uruguay) (Gomes y Comin-Chiaramonti, 2005). Se estima que la reactivación Mesozoica de lineamientos tectónicos NE, NS y NOO, presentes en el basamento Precámbrico, así como la existencia de arcos transversales y marginales a la Cuenca de Paraná, facilitaron el emplazamiento de estos magmas alcalinos (Gomes y Comin-

Chiaramonti, 2005). Riccomini *et al.* (2005), asoció el contexto tectónico a 15 provincias alcalinas de la Cuenca de Paraná: Alto Paraguay, Arco de Ponta Grossa, Valle Chico, Misiones, Paraguay Central, Amambay y Rio Apa, en los bordes de la Cuenca; el Anticlinal de Rondonópolis y Minas-Goiás, a lo largo de los bordes de la Cuenca Bauru; Serra do Mar y Piratini, adyacentes a los bordes de las cuencas Santos y Pelotas, respectivamente; Asunción, vinculada al Sistema de *rift* Cenozoico; el Lineamiento Magmático Cabo Frio; Velasco y Candelaria; en Bolivia, dentro del Cratón Amazónico (figura 05). Los registros más antiguos de este magmatismo alcalino datan del Permo-Triásico (250-240 Ma), correspondiendo a rocas sieníticas de la Provincia Alto Paraguay (Gomes *et al.*, 1996). Es común encontrar cuerpos álcali-carbonatíticos del Cretácico Temprano, de aproximadamente 130 Ma, en Brasil (ej. Jacupiranga), así como cuerpos alcalinos asociados al graben Asunción-Sapucaí-Villarica en Paraguay, y rocas sieníticas de Velasco (Bolivia), y Valle Chico (Uruguay). Hacia el Cretácico Temprano, se desarrollaron las provincias de Misiones (120-116 Ma) en Paraguay (Velázquez *et al.*, 2003), y los complejos Banhadão e Itapirapuã (110-100 Ma) en Brasil. Los cuerpos más numerosos suelen presentar edades del Cretácico Tardío al Eoceno (90 a 50 Ma).

En Argentina, el magmatismo alcalino se encuentra conformado por basanitas, basaltos alcalinos, ankaratritas, fonotefritas, predominantemente potásicas, en la unidad Sierra Chica (Córdoba), a 500 km oeste de la Cuenca Paraná (Lagorio *et al.*, 2016b). Este magmatismo se encuentra asociado al Sistema de Rifts Centrales de dirección NNO (Rossello y Mozetic 1999; Ramos 1999), aprovechando para su emplazamiento suturas y lineamientos estructurales previos del basamento cristalino. Las edades obtenidas por el método ^{40}K - ^{40}Ar en roca total señalan un rango entre 136 - 115 Ma (Lagorio *et al.*, 2016b), indicando una edad Cretácica Temprana para este magmatismo, siendo más joven que el evento magmático tholeítico principal ($134,7 \pm 1$ Ma, ^{40}Ar - ^{39}Ar), (Lagorio *et al.*, 2016a).

El magmatismo alcalino más reciente de Sudamérica está representado por la Provincia Asunción, con edad entre 66 - 39 Ma (Comin-Chiramonti *et al.*, 1991, 1997, 2013; Gomes *et al.*, 2003), y por la Provincia Serra do Mar, en el margen este de Brasil, con edades entre 80 - 44 Ma (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997; Guedes *et al.*, 2005; Brotzu *et al.*, 2005).

Según Riccomini *et al.* (2005), el magmatismo alcalino Mesozoico y Cenozoico ocurrió en tres etapas principales relacionadas con la apertura del Océano Atlántico Sur. La primera etapa se correlaciona con la etapa *rift* en las cuencas marginales del Atlántico, durante el Jurásico Tardío al Cretácico Temprano. La segunda, durante el Maastrichtiano hasta el Paleógeno, asociada a la etapa de desarrollo oceánico (Asmus y Guazelli, 1981); y finalmente, una tercera etapa, a partir del Paleógeno, dada por la instalación de cuencas tafrogénicas del sureste de Brasil (Almeida, 1976).

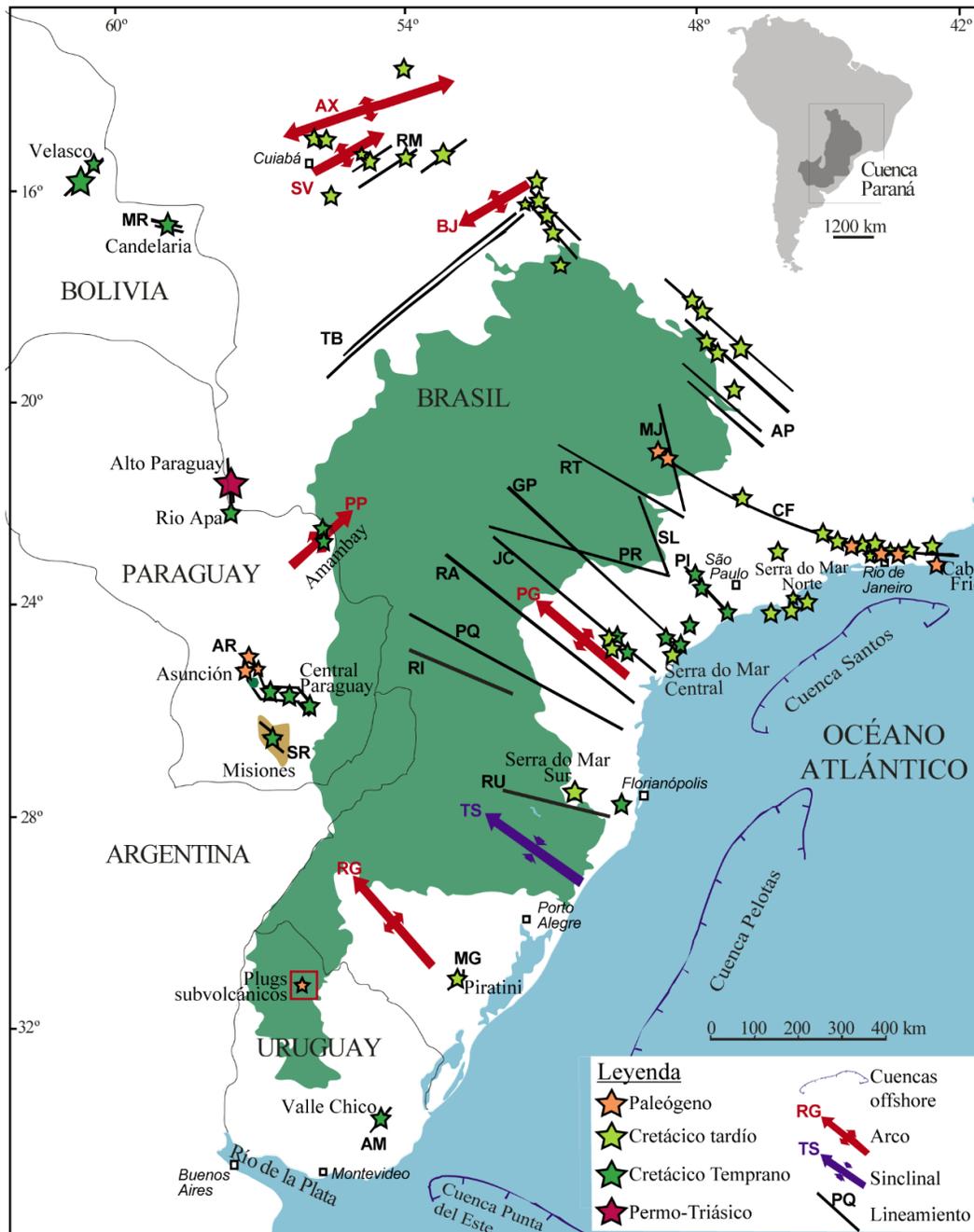


Figura 05. Magmatismo alcalino (estrellas) en la Provincia Magmática Paraná (área aflorante en verde), latitud y longitud actuales. Área de estudio de maestría en recuadro rojo. Rifts: MR, Mercedes; RM, Rio das Mortes; MG, Moirão; SR, Santa Rosa; AR, Asunción; Lineamientos: TB, Transbrasiliano; AP, Alto Paranaíba; MJ, Moji-Guaçu; CF, Cabo Frio; RT, Rio Tietê; SL, São Carlos-Leme; PR, Paranapanema; PI, Piedade; GP, Guapiara; JC, São Jerônimo-Curiúva; RA, Rio Alonzo; PQ, Rio Piquiri; RI, Rio Iguaçu; RU, Rio Uruguay; AM, Santa Lucía-Aiguá-Merín; Arcos: AX, Alto Xingu; SV, São Vicente; BJ, Bom Jardim de Goiás; PG, Ponta Grossa; RG, Rio Grande; PP, Ponta Porã; Sinclinal: TS, Torres Sinclinal. (Fuente: Modificado de Riccomini *et al.* (2005) y Gomes y Comin-Chiaramonti, (2005), Información: Cuenca Punta del Este, Ucha *et al.*, (2004); magmatismo alcalino en Argentina, Lagorio *et al.*, 2016a; *plugs* subvolcánicos, Olivera, 2019, Olivera y Muzio, 2019).

4.2. Contexto geológico local

4.2.1. Magmatismo Mesozoico del Uruguay

En Uruguay, el magmatismo Mesozoico está dividido en dos regiones de acuerdo a su distribución espacial; una septentrional, relacionada con la evolución de la Cuenca Norte y una meridional, asociada a la evolución tectónica de cuencas tipo rift (Muzio, 2004) (figura 06).

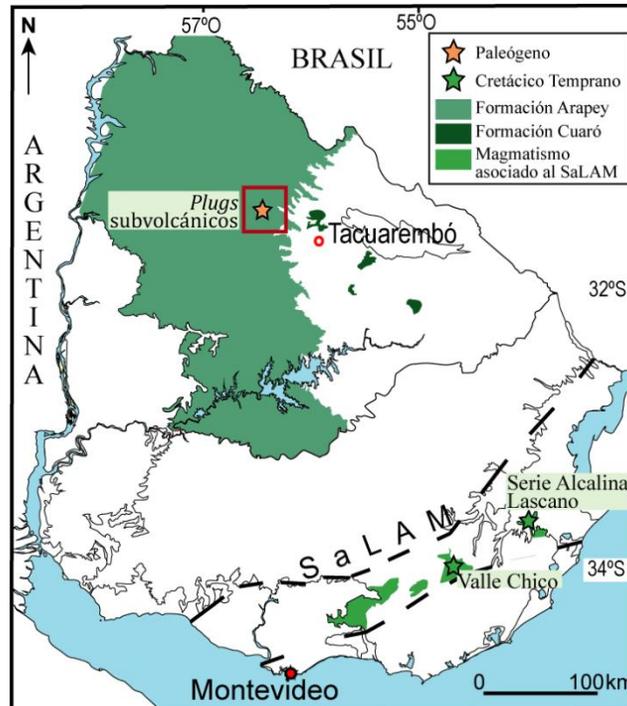


Figura 06. Magmatismo tholeítico (áreas en verde) y alcalino (estrellas) asociado a la PMP en Uruguay. Área de estudio del trabajo de Maestría señalada en recuadro rojo. (Fuente: Modificado de Muzio *et al.* (2013). Información: Lustrino *et al.*, 2005; Muzio, 2000; Cernuschi *et al.*, 2015; Rossello *et al.*, 1999; Olivera, 2019; Olivera y Muzio, 2019.

En la región meridional, el magmatismo se encuentra circunscripto al lineamiento tectónico Santa Lucía - Aiguá - Merín (SaLAM; Rossello *et al.*, 1999), de dirección general N 70 (figura 06). Asociado al relleno y periferia de las fosas tectónicas del lineamiento (Precciozi *et al.*, 1985), se encuentra el magmatismo de la Formación Puerto Gómez, constituida por lavas basálticas (subordinadamente andesíticas) (Bossi y Schipilov, 1998), de carácter tholeítico (Bossi y Ferrando, 2001), cuya edad ha sido determinada por método ^{40}K - ^{40}Ar entre los $165,6 \pm 16,6$ Ma (Veroslavsky, 1999) y los $120 \pm 3,2$ Ma (Muzio, 2000). Dentro del sector central del lineamiento, se encuentran afloramientos correspondientes a la Formación Arequita, conformada por términos efusivos riolíticos, dacíticos y granofíricos (Bossi y Ferrando, 2001), de naturaleza peralcalina-alcalina (Muzio y Sánchez, 1998; Muzio, 2000), con una edad ^{40}K - ^{40}Ar de entre $133,5 \pm 3,1$ Ma (Muzio, 2000) a 124 ± 4 Ma (Umpierre, 1965, *apud.* Bossi 1966). Por otro lado, existen registros de actividad magmática alcalina dentro del macizo Valle Chico y la Serie Alcalina Lascano, ambas localizadas en el departamento de Lavalleja (Lustrino *et al.*, 2005; Muzio, 2000; Cernuschi *et al.*, 2015). El complejo Valle Chico se encuentra localizado en Mariscal, integrado por litologías saturadas y sobresaturadas en SiO_2 como sienitas, cuarzo-sienitas, granitos y traquitas, de entre 120 a 133 Ma, relacionado a la formación de la

PMP-E y a las primeras etapas de apertura del Océano Atlántico sur (Lustrino *et al.*, 2005). Por otro lado, la Serie Alcalina Lascano comprende *sills* y diques de traquiandesitas, traquidacitas, traquibasaltos y gabros, de alrededor de 128 Ma (Cernuschi *et al.*, 2015).

Dentro de la región septentrional se encuentran los registros de actividad magmática correspondientes al extremo sur de la Cuenca de Paraná, denominada como Cuenca Norte en Uruguay (Ucha y de Santa Ana, 1994). La misma ocupa un área de 100.000 km² de nuestro territorio, siendo su relleno rocas sedimentarias y volcano-sedimentarias, de edad Devónica a Cretácica Tardía (de Santa Ana y Veroslavsky, 2004). Se trata de una cuenca, cuya génesis se encuentra relacionada con los esfuerzos compresivos que afectaron el margen occidental de Gondwana durante el Ordovícico (Milani y Ramos, 1998; Fulfaro *et al.*, 1982).

Los derrames de lava e intrusiones básicas localizados en la Cuenca Norte, ocupan un área de 40.000 km², están representados por los basaltos tholeíticos de la Formación Arapey (Bossi, 1966), y por los cuerpos hipoabisales básicos tholeíticos de la Formación Cuaró (Preciozzi *et al.*, 1985) (figura 07). La Formación Arapey se encuentra constituida por basaltos y basalto-andesitas, cuyas edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar en plagioclasa, se encuentran entre los 132,9 ± 1,3 y 129,9 ± 1,1 Ma (Féraud *et al.*, 1999). Esta unidad geológica está comúnmente interdigitada por las areniscas cuarzosas del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano (Perea *et al.*, 2001), correspondientes a la Formación Tacuarembó (Bossi, 1991). Este vulcanismo se correlaciona con el vulcanismo básico de la Formación Serra Geral en Brasil (Preciozzi *et al.* 1985), lo cual está soportado por su posición estratigráfica y continuidad de afloramientos, datos litogeoquímicos e isotópicos (Turner *et al.*, 1999; Kirstein *et al.*, 2000). La Formación Cuaró integra una manifestación subvolcánica de diques y sills de diabasas tholeíticas, cuyas edades ⁴⁰K-⁴⁰Ar y ⁴⁰Ar-³⁹Ar obtenidas han sido de entre 132 a 121 Ma (Féraud *et al.*, 1999; de Santa Ana y Veroslavsky, 2004; Umpierre 1965 *apud.* Bossi 1966). Los datos isotópicos disponibles indican similitudes con los basaltos de bajo titanio encontrados en el sur de Brasil, siendo productos de fusión mantélica cuya naturaleza sugiere una anterior subducción o asimilación cortical (Muzio *et al.*, 2017), representando posibles diques alimentadores de la Formación Arapey, tal como sucede con los derrames basálticos de la PMP (Bellieni *et al.*, 1984; Peate *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1994).

A partir del trabajo realizado por Soto (2014), en el cual se resalta la presencia de litotipos poco frecuentes para el común del vulcanismo cretácico presente en la Cuenca Norte, estudios posteriores realizados por Olivera *et al.*, (2018), Olivera (2019), Muzio *et al.* (2019) y Olivera y Muzio (2019) confirman la presencia de magmatismo ultrabásico alcalino dentro de la cuenca, en el departamento de Salto. Olivera (2019) realiza una caracterización petrogenética de este primer registro magmático alcalino para la Cuenca Norte uruguaya, representado por tres cuerpos ultrabásicos subsaturados en SiO₂, ubicados en los alrededores de la localidad de Pepe Núñez (Depto. de Salto) y conocidos como cerro de la Virgen, cerro Bonito y cerro Picazo (figura 07). Los mismos fueron caracterizados como *plugs* subvolcánicos y están constituidos por tefritas con nefelina. Estas litologías presentan un color negro oscuro y una textura afanítica a ocasionalmente subfanerítica; en lámina delgada se distingue una textura inequigranular pofirítica, estando conformada por macrocristales de augita de hasta 2 mm, los cuales se

encuentran inmersos en una matriz constituida por augita, olivino magnesiano, nefelina, apatito y opacos (ulvoespínela y piritita) (Olivera, 2019; Olivera y Muzio, 2019). Estos cuerpos son intrusivos en la Formación Arapey y su litogeoquímica indica una fuente de tipo *OIB* (Olivera, 2019). Muzio *et al.* (2020), realizan estudios geocronológicos ^{40}K - ^{40}Ar (roca total) en dos muestras de estos cerros, obteniendo edades de $63,7 \pm 2,5$ Ma y $51,5 \pm 1,7$ Ma, que representan el primer registro de magmatismo Cenozoico para el Uruguay. Posteriormente, Olivera *et al.* (2022), presentan edades que expanden el registro del magmatismo alcalino para la zona, obteniendo un rango de entre $79,2 \pm 2,5$ Ma a $51,5 \pm 1,7$ Ma por método ^{40}K - ^{40}Ar en roca total. Los estudios isotópicos realizados en estos tres cerros revelaron similitud con rocas alcalinas de la Provincia Asunción, en Paraguay, indicando una fuente para estos magmas con signatura isotópica dentro del campo *DM – PREMA* (Muzio *et al.*, 2022). Se considera entonces que ampliar el conocimiento de este evento magmático alcalino es clave para la comprensión de la evolución tectónica y magmática de la Cuenca Norte y del extremo sur de la Provincia Paraná, a escala regional.

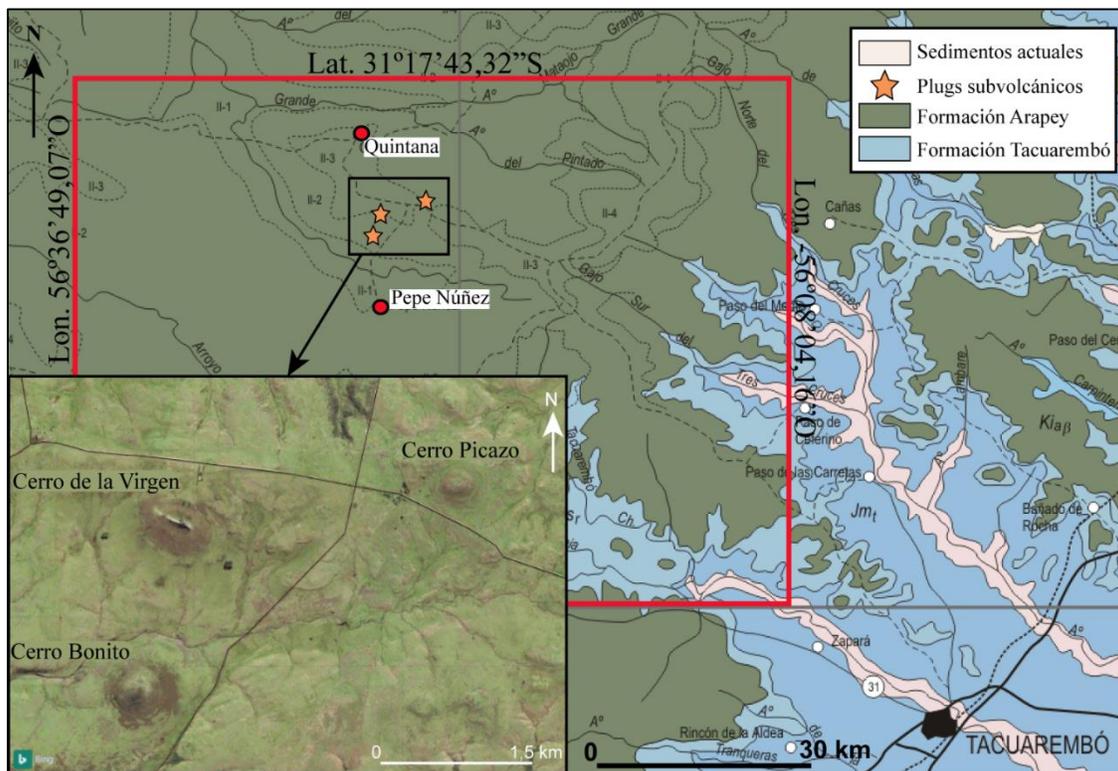


Figura 07. Extracto de mapa geológico del Uruguay a escala 1:500.000 con *plugs* subvolcánicos caracterizados por Olivera (2019), área de estudio de maestría en recuadro rojo. (Fuente: Modificado de Bossi y Ferrando, 2001).

CAPÍTULO 5: MORFOLOGÍA Y ESTRUCTURAS

En base al análisis de imágenes satelitales (*software Google Earth Pro 2021*), hojas topográficas (hojas L-9, K-9, K-10, K-11; del Servicio Geográfico Militar de Uruguay), y a partir de referencias presentes en Soto (2014), se distinguió un conjunto de cuerpos posiblemente alcalinos en el área de estudio (figura 08). Estos se destacan por su altura y su morfología circular a elipsoidal, siendo similares a los anteriormente caracterizados por Olivera (2019).

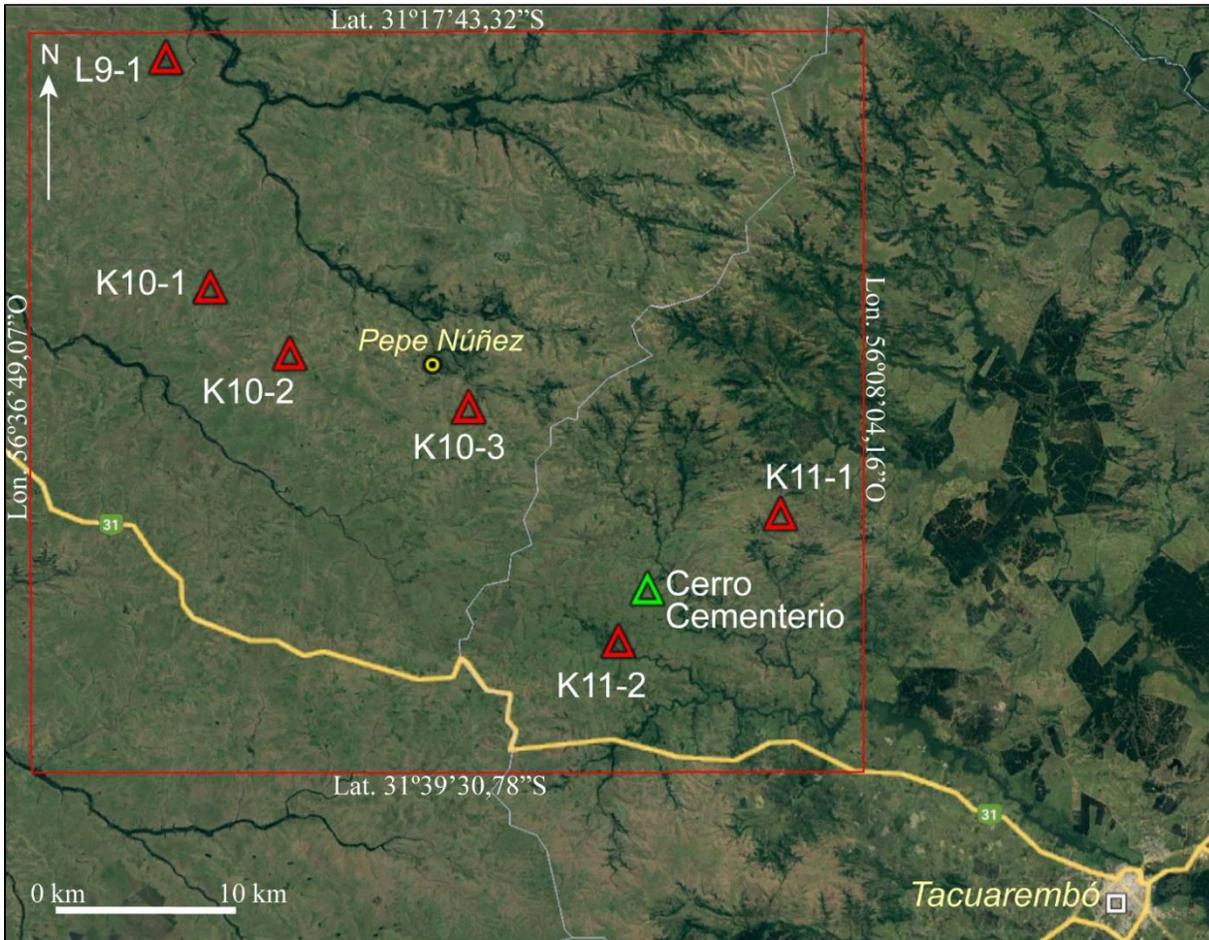


Figura 08. Localización de los nuevos cuerpos relevados en el área de estudio (Fuente: Google Earth Pro 2021).

Los cerros denominados como K10-1, K11-1, cerro Cementerio y K11-2 fueron identificados exclusivamente a través de imágenes satelitales y hojas topográficas como posibles cuerpos alcalinos.

Los cuerpos aquí descritos como L9-1 (cerro Cololó), K10-2 y K10-3 fueron mencionados por Soto (2014), dentro del conjunto de cuerpos indicados como “necks cilíndricos”, cuya litología fue denominada por el autor mencionado como basaltos “B”: “basaltos negros afaníticos con disyunción columnar”. Los cuerpos K10-2 y K10-3 fueron denominados como “cerro innominado” y “cerro Charrúa” en Soto (2014), respectivamente.

En la siguiente tabla (tabla 01), se presenta la localización geográfica y los nombres otorgados a los nuevos cuerpos analizados:

Nombre del cuerpo	Nombre en hoja topográfica	Latitud	Longitud	Departamento
L9-1	cerro Cololó	31°18'27.37"S	56°32'4.23"O	Salto
K10-1	-	31°25'13.48"S	56°30'33.28"O	Salto
K10-2	-	31°27'11.71"S	56°27'48.98"O	Salto
K10-3	-	31°28'46.41"S	56°21'38.81"O	Salto
K11-1	cerro de los Muchachos	31°31'55.06"S	56°10'54.47"O	Tacuarembó
K11-2	cerro del Paso	31°35'40.01"S	56°16'29.69"O	Tacuarembó
cerro Cementerio	cerro Cementerio	31°34'7.15"S	56°15'29.68"O	Tacuarembó

Tabla 01. Nombre y localización de los cuerpos relevados. Coordenadas geográficas.

Los cerros presentan alturas desde los 222 hasta los 320 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.).

El cuerpo K11-2 (cerro del Paso), es el cerro de menor altura, alcanzando los 222 m.s.n.m., partiendo de una cota base de 170 m.s.n.m. El cerro Cementerio posee una altura de 240 m.s.n.m, partiendo de una cota base de 200 m.s.n.m. El cerro Cololó (L9-1) posee una altura de 260 m.s.n.m., partiendo de una cota base de 190 m.s.n.m. El que le sigue en altura es el cuerpo K10-2, el cual posee una altitud de 275 m.s.n.m., siendo la cota del terreno de 240 m.s.n.m. Luego, el cuerpo K10-1 posee una altura de hasta 279 m.s.n.m., partiendo de una cota base de 220 m.s.n.m. El cerro denominado como cerro de los Muchachos (K11-1), posee una altura de 317 m.s.n.m., presentando una cota base de 260 m.s.n.m. El cerro que presenta mayor altitud es el cuerpo K10-3, con 320 m.s.n.m. partiendo de una cota base de 240 m.s.n.m.

5.1. Geometría de los cuerpos

La geometría es generalmente circular en vista satelital (figura 09), siendo el cuerpo K10-1 levemente elipsoidal con el eje mayor orientado en sentido NO-SE (figura 09-B).

Los diámetros de los cuerpos varían entre los 80 a 450 metros de distancia, siendo los cuerpos K10-2 y L9-1 los de menor y mayor diámetro, respectivamente. En el caso del cuerpo K10-1, su eje mayor es de 190 metros aproximadamente, con un eje menor de 120 metros.

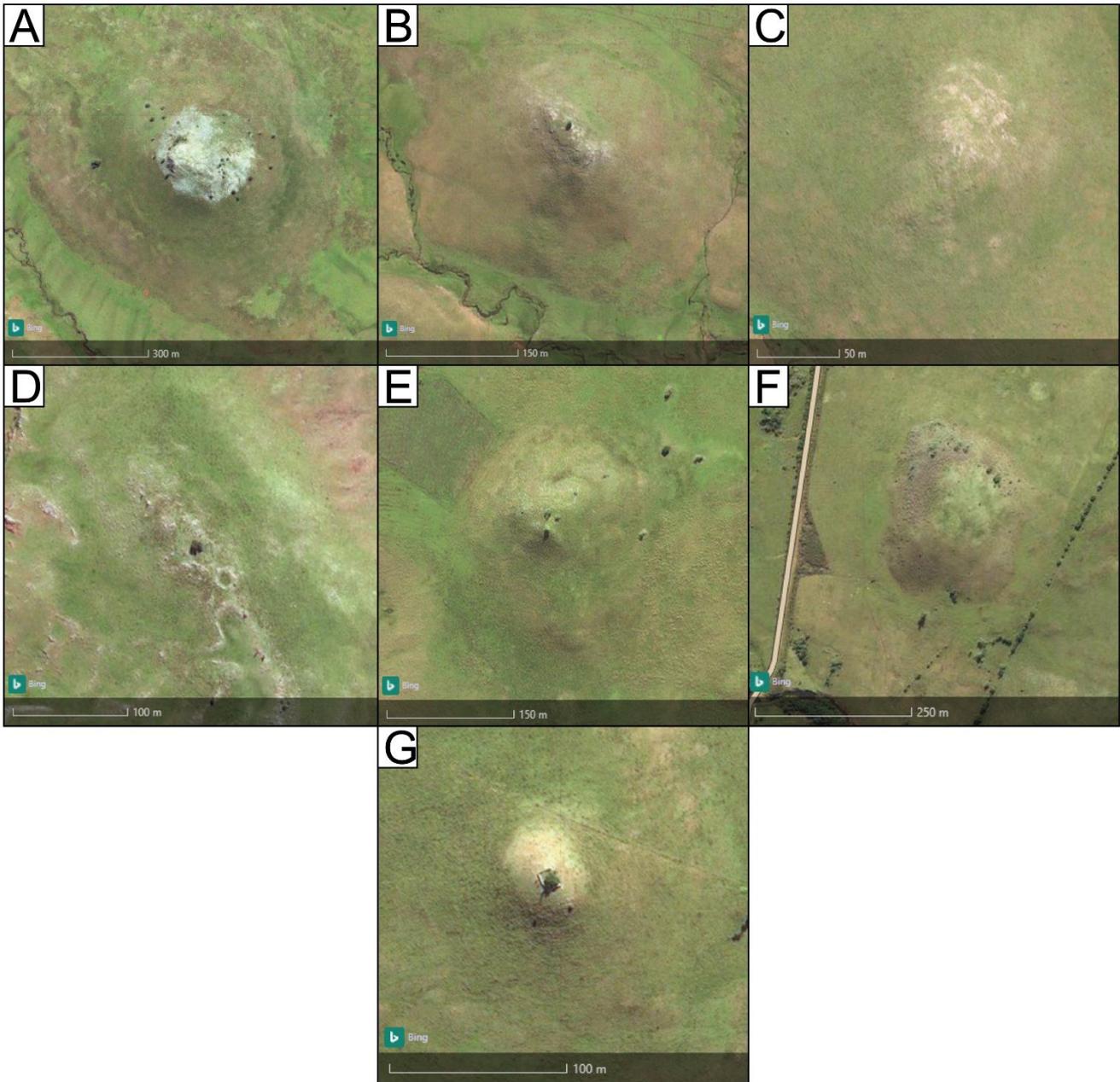


Figura 09. Imagen satelital de los cuerpos analizados (Fuente: Bing Aerial Maps 2022), A) L9-1 (cerro Cololó); B) K10-1; C) K10-2; D) K10-3; E) K11-1 (cerro de los Muchachos); F) K11-2 (cerro del Paso), G) cerro Cementerio.

En campo, los cuerpos exhiben pendientes bajas y topes redondeados (figura 10-A/D) a chatos (figura 10-E y F). Los afloramientos *in situ* suelen encontrarse hacia el tope de los cuerpos (figura 10-A/G), tratándose de una roca predominantemente afanítica, negra oscura y masiva, descrita en mayor detalle en el capítulo siguiente. En la base de los cerros, se ha encontrado generalmente basalto violáceo vacuolar y amigdaloides. Sin embargo, en el cuerpo K10-3 se encontró un afloramiento de arenisca cuarzosa a unos 260 m.s.n.m (figura 10-H). Hasta el momento no se ha encontrado el contacto *in situ* entre las litologías de interés del presente estudio y las otras litologías mencionadas debido a la cobertura edáfica.

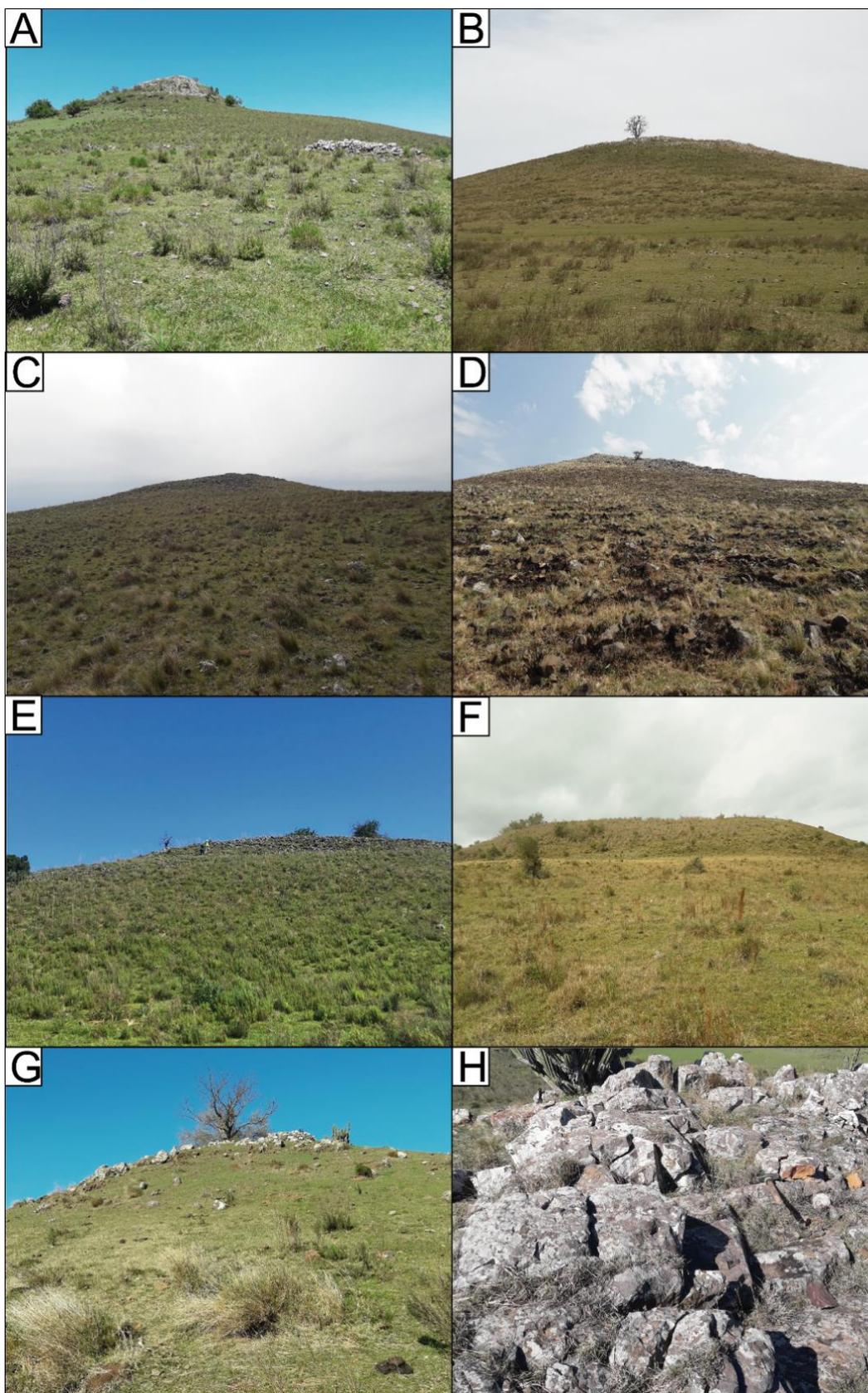


Figura 10. Imágenes en campo de los cuerpos analizados. A) L9-1 (cerro Cololó); B) K10-1; C) K10-2; D) K10-3; E) K11-1 (cerro de los Muchachos); F) K11-2 (cerro del Paso); G) cerro Cementerio. H) Afloramiento de arenisca en cuerpo K10-3.

5.2. Estructuras

Todos los cuerpos aquí descritos poseen disyunción columnar, presentando un mejor desarrollo en su geometría y tamaño hacia el tope de los mismos. El tipo de facies predominante de disyunción columnar es la de tipo *colonnade*, en donde se generan columnas regulares, paralelas y de tamaños similares (figura 11-C/H). En los cuerpos K10-1 y K10-2 se identificaron ciertos niveles de disyunción columnar tipo *entablature*, donde la individualización de columnas se hace más difícil debido a su irregularidad (figura 11-A,B). La clasificación y nomenclatura en ambos casos se basa en Tomkeieff (1940) y Spry (1962).

Es común encontrar fragmentos de columnas en los niveles inferiores de los cerros, las cuales suelen presentar bases con geometría irregular a rectangular/cuadrada, ocasionalmente pseudo hexagonales. Estas presentan dimensiones de entre 15 cm a 30 cm de ancho por 30 a 40 centímetros de largo.

Hacia el tope, estos fragmentos aumentan su tamaño, exhibiendo bases cuadradas y pseudo hexagonales de entre 30 cm a 40 cm de ancho, y medio metro de largo. A su vez, se encuentran algunas columnas *in situ*, verticales y con inclinaciones de 20° a 65°, hacia el noreste y suroeste (cuerpos K10-1 y K10-2) (figura 11-C).

En la mayoría de los cuerpos, los mejores y más abundantes afloramientos se encuentran en el tope de los mismos, en donde las columnas poseen su mejor desarrollo de geometría y tamaño, presentando bases pseudo hexagonales a hexagonales, y alturas centimétricas (K10-3) hasta los 6 metros sobre el nivel del suelo (L9-1). El cerro del Paso (K11-2), como excepción, no presenta una gran abundancia de afloramientos en el tope, pero es común encontrar columnas aisladas con bases pseudo hexagonales y con alturas centimétricas respecto al nivel del suelo (figura 11-D).

El cuerpo que mejor exhibe el desarrollo de disyunción columnar es el cerro Cololó (L9-1), en donde se encuentra un paredón de aproximadamente 6 metros de altura de columnas verticales el cual encuentra diaclasado con *sets* de fracturas horizontales. (figura 11-E), con bases pseudo hexagonales a hexagonales de 40 cm de ancho (figura 11-F).

Como características particulares, se ha encontrado ocasionalmente la presencia de estrías en las caras laterales de las columnas (figura 11-G). Asimismo, se han observado niveles de columnas lajosas de 2 a 20 centímetros de espesor, con una dirección de buzamiento al suroeste y hasta 10° de inclinación (K10-1) (figura 11).

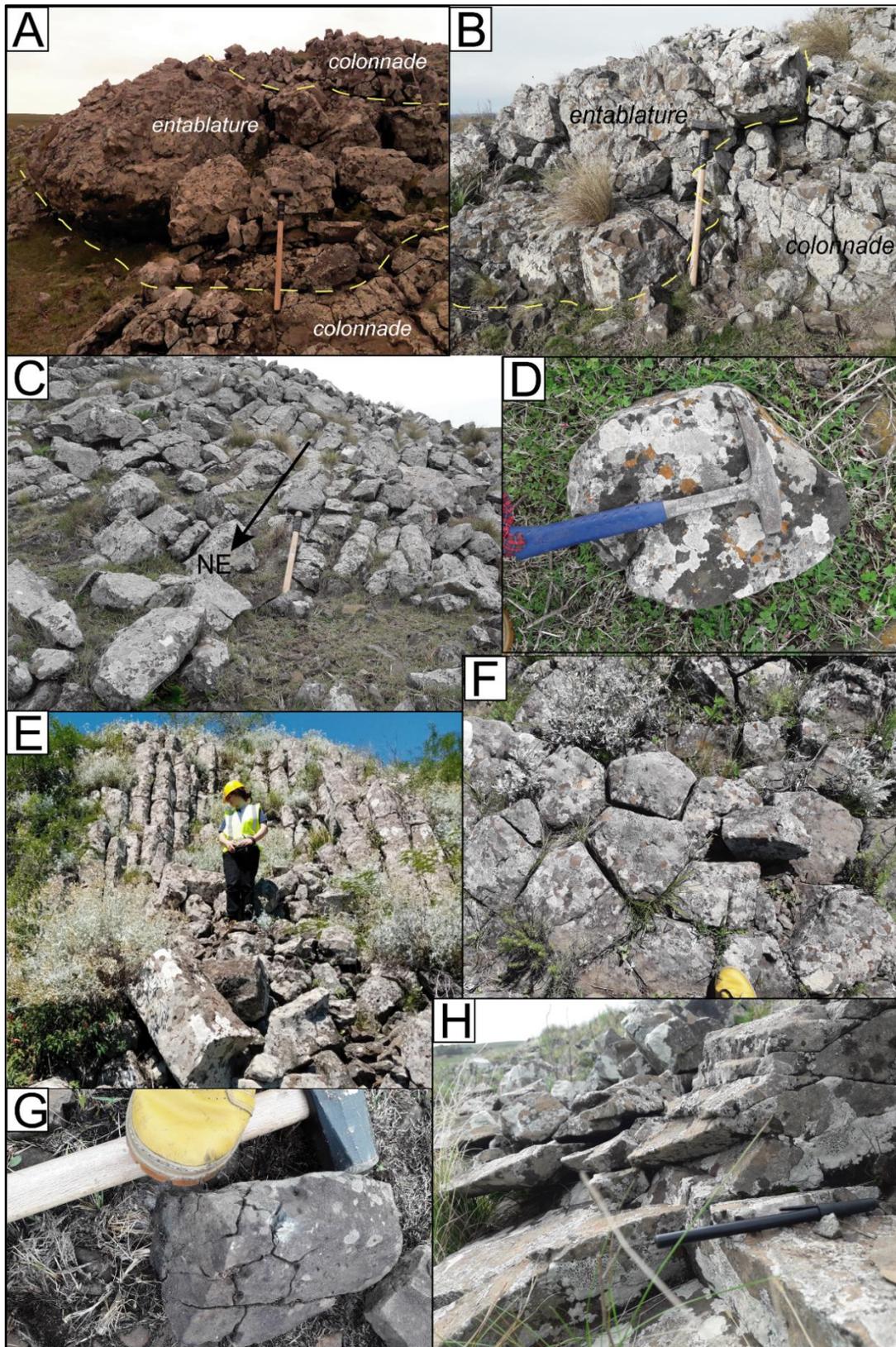


Figura 11. A) Nivel de *entablature* en cuerpo K10-2; B) Nivel de *entablature* en cuerpo K10-1; C) Columnas tipo *colonnade* con 20° de inclinación hacia el NE en cuerpo K10-2. D) Columnas aisladas en cuerpo K11-2, vista en planta. E) Paredón vertical de cerro Cololó (L9-1); F) Vista en planta de columnas en el tope del cerro Cololó (L9-1); G) Estrías en cara lateral de columna en cuerpo K10-3; H) Estructuras lajosas en cerro K10-1.

CAPÍTULO 6: PETROGRAFÍA

En este capítulo se presenta la descripción macroscópica y petrográfica de las litologías extraídas en campo. De acuerdo a la diferencia de tamaño cristalino se realiza la distinción entre megacristales (3,00 cm – 1,00 cm), macrocristales (3,00 mm – 1,00 mm), y microcristales (< 1,00 mm). Se ha evitado el término “fenocristal”, debido a su connotación genética.

6.1. Análisis macroscópico y microscópico en luz transmitida

6.1.1. Litologías alcalinas

En muestra de mano, las rocas de los cuerpos L9-1, K10-1, K10-2, K10-3, K11-1 y K11-2 poseen características petrográficas y texturales similares, sin embargo, existen algunas diferencias respecto a la abundancia de megacristales de composición variada, así como respecto a la presencia de xenocristales y xenolitos (figura 12). Estas litologías exhiben una tonalidad negra intensa, clasificando como melanócratas (Le Maitre, 2002a). En general, poseen una textura afanítica, ocasionalmente subfanerítica ya que presentan megacristales de piroxeno subautomorfo de hasta 1,50 cm, y megacristales de nefelina de entre 1,00 a 3,00 cm (K10-3, K11-1, K11-2). Son predominantemente masivas, esporádicamente poseen vacuolas alargadas de hasta medio centímetro rellenas de cuarzo. Asimismo, presentan xenolitos angulosos a redondeados de composición cuarzosa, de hasta 2,00 cm de diámetro (L9-1, K10-2 y K11-1). Particularmente, en el cuerpo K11-1, se encontraron xenocristales redondeados de augita de hasta 2,50 cm, y un megacristal subautomorfo de 1,00 cm de Ti-magnetita (figura 12-E).

En lámina delgada, se aprecian algunas diferencias petrográficas respecto al tamaño de cristales, la presencia o no de plagioclasa y/o nefelina en determinadas litologías. Por otro lado, es común para el conjunto de litologías analizadas la presencia de augita y olivino como minerales esenciales.

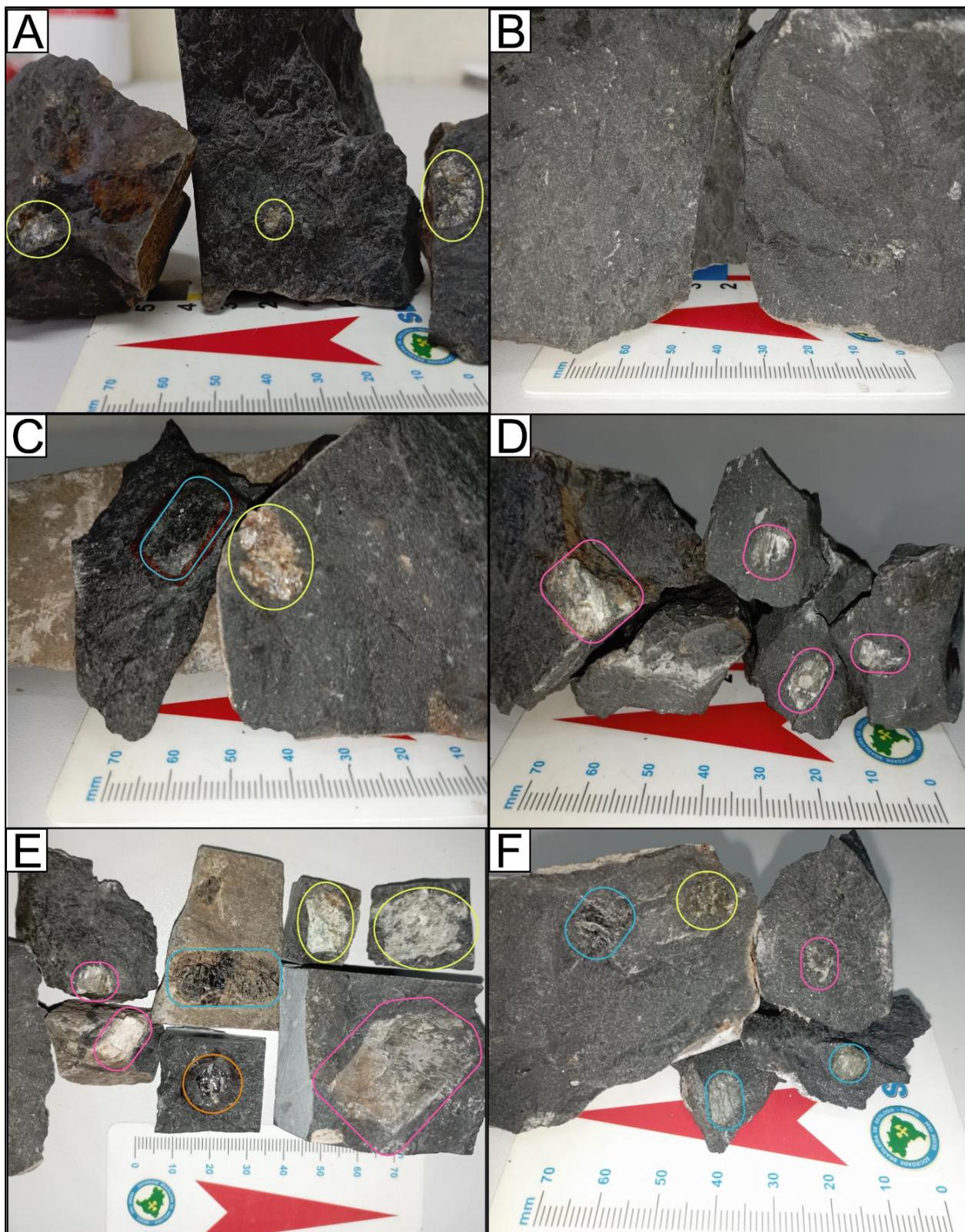


Figura 12. A) Xenolitos de composición cuarzosa en cuerpo L9-1. B) Textura en muestras de mano del cuerpo K10-1. C) Megacrystal de augita (señalada con celeste) y xenolito de composición cuarzosa (señalado con amarillo) en cuerpo K10-2. D) Megacristales de nefelina en cuerpo K10-3. E) Megacristales de nefelina (fucsia), xenocristal de augita (celeste), xenocristal de Ti-magnetita (naranja), y xenolitos cuarzosos del cuerpo K11-1. F) Megacristales de augita (en celeste), nefelina (en fucsia), y xenolito cuarzoso (amarillo) en cuerpo K11-2.

6.1.1.1. Caracterización petrográfica de litologías con bajo o nulo porcentaje de plagioclasa

Este tipo de litologías fueron encontradas en los cuerpos K10-3 y K11-1 (cerro de los Muchachos).

En lámina delgada las rocas poseen una textura inequigranular porfirítica y glomeroporfirítica, cuyos cristales mayores son cristales de augita subautomorfa de hasta 2,70 mm (tamaño medio), existiendo esporádicamente, cristales xenomorfos de hasta 3,00 mm formando parte de glomérulos. Poseen textura hipocristalina y subidiomórfica, encontrando esporádicamente vacuolas rellenas de cuarzo de hasta 1,70 cm. A su vez, es común la presencia de parches de carbonatos dispersos en la matriz, y estructuras globulares con la asociación de carbonato y nefelina (figura 13-A,B), así como la asociación de cristales prismáticos con orientación radial de augita, xenomorfos de nefelina y minerales opacos fibrosos (figura 13-C,D). Ocasionalmente ocurren xenocristales subautomorfos de plagioclasa de hasta 1,50 cm, xenocristales de cuarzo de hasta 1,00 mm con bordes irregulares y xenolitos de arenisca cuarzosa con clastos subredondeados a subangulares (figura 14-A).

Augita

Es el mineral más abundante en la roca, alcanzando un 45% a 50% en el volumen total de roca. El mismo es incoloro a pardo en luz polarizada plana, con relieve moderado, y clivaje ocasionalmente perceptible paralelo a {110}. Se encuentra comúnmente fracturado y con textura cribada o en tamiz (González, 2015), con una coloración usualmente verde hacia el centro (figura 14-B). Suele presentar bordes aserrados y golfos de corrosión. En observación con polarizadores cruzados los máximos valores de birrefringencia corresponden a valores de birrefringencia de entre 0,024 a 0,025, y presenta ángulos de extinción entre 40° - 47°, y zonación concéntrica. Es común el desarrollo de macla simple paralela a {100}. Los cristales mayores se presentan en un 3% de abundancia, encontrando macrocristales de entre 1,00 mm a 2,70 mm, siendo xenomorfos a subautomorfos romboides y octagonales. Por otro lado, aproximadamente con un 10% de abundancia, se encuentran microcristales de entre 0,10 mm a 1,00 mm, subautomorfos romboides, hexagonales y octagonales. Los cristales pertenecientes a la matriz, aproximadamente un 27%, poseen geometría subautomorfa principalmente romboide.

Olivino

Se encuentra constituyendo hasta un 10% de la roca. Los cristales poseen un relieve alto y son incoloros a rojizos-verdosos en luz plana polarizada, especialmente entre las fracturas cuando se encuentran iddingsitizados. Presenta valores máximos de birrefringencia de 0,035 aproximadamente. Los macrocristales se presentan en un tamaño de entre 0,40 mm a 0,80 mm, siendo cristales xenomorfos a subautomorfos rectangulares y hexagonales. También se encuentran cristales xenomorfos a ocasionalmente automorfos (figura 14-C), menores a 0,10 mm formando parte de la matriz.

Plagioclasa

En la mayoría de las muestras no se encontraron cristales de plagioclasa. En el cuerpo K11-1 aparece exclusivamente en dos glomérulos junto con augita (figura 14-D), representando aproximadamente un 1% en la composición modal.

Nefelina

Se encuentra dentro de estructuras globulares, asociada comúnmente a carbonato, aproximadamente en un 15% de abundancia modal. En luz polarizada plana es incolora, posee un relieve negativo respecto a la resina, y es xenomorfa. En polarizadores cruzados presenta una birrefringencia baja, con un índice de birrefringencia de 0,005. Ocasionalmente se encuentran secciones isótropas, pudiendo estar alterada a analcima.

Carbonatos

Se encuentran presentes en un 14% aproximadamente de abundancia modal. Los carbonatos aparecen en forma de cristales xenomorfos a subautomorfos, romboides, de hasta 0,20 mm asociados a estructuras globulares, y en forma de parches dispersos en la matriz.

Minerales opacos

Se encuentran en un porcentaje aproximado de un 10%. Los cristales mayores son xenomorfos a subautomorfos octagonales y rectangulares de entre 0,20 mm a 0,30 mm. En mayor medida se encuentran cristales subautomorfos rectangulares a hexagonales de aproximadamente 0,01 mm a 0,02 mm.

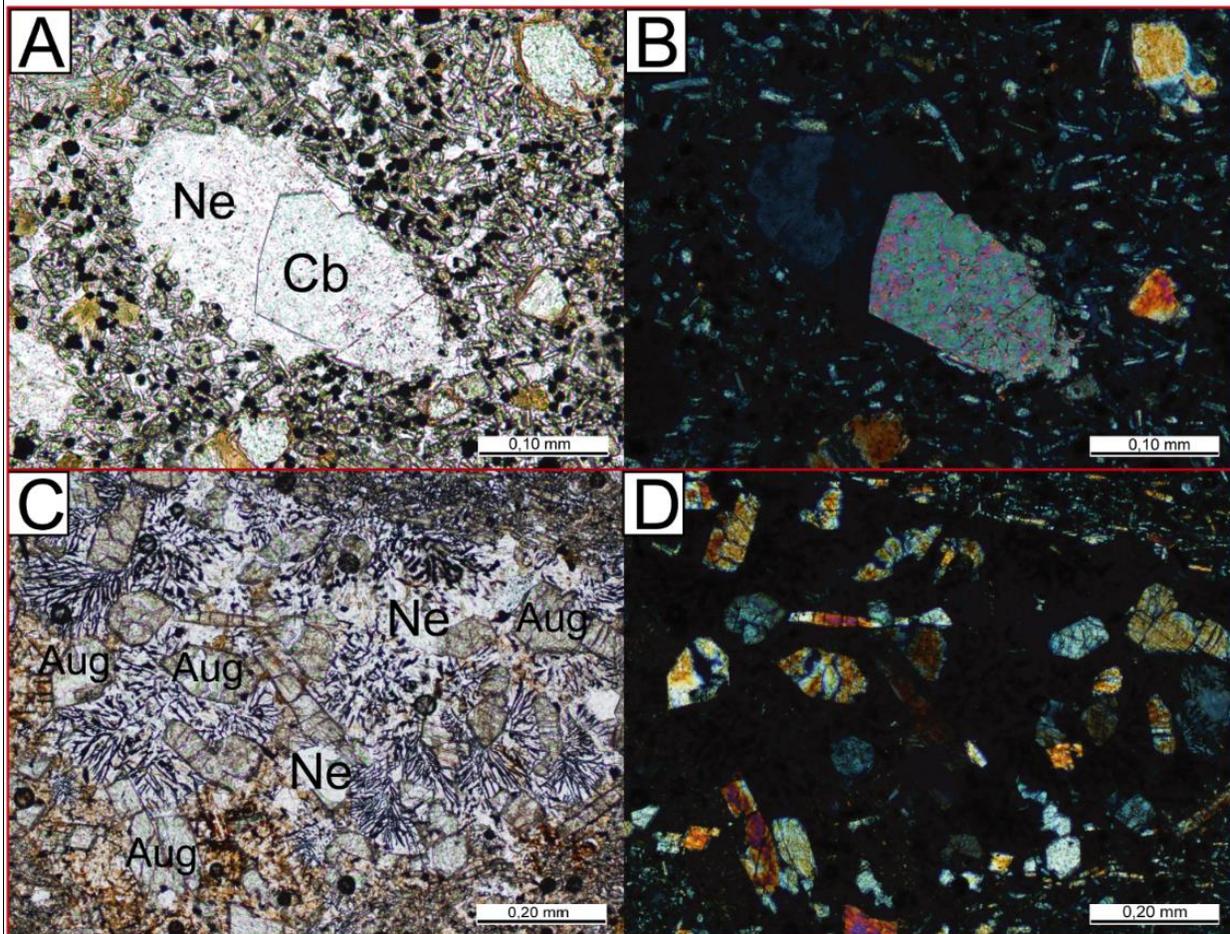


Figura 13. Imágenes de litologías con bajo o nulo porcentaje de plagioclasa en microscopio petrográfico. A) Estructura globular de nefelina-carbonato (en luz polarizada) B) Estructura globular de nefelina-carbonato (en polarizadores cruzados). C) Estructura globular de augita-nefelina-opacos fibrosos (en luz polarizada plana). D) Estructura globular de augita-nefelina-opacos fibrosos (en polarizadores cruzados). Abreviaturas: augita (Aug), nefelina (Ne), carbonato (Cb).

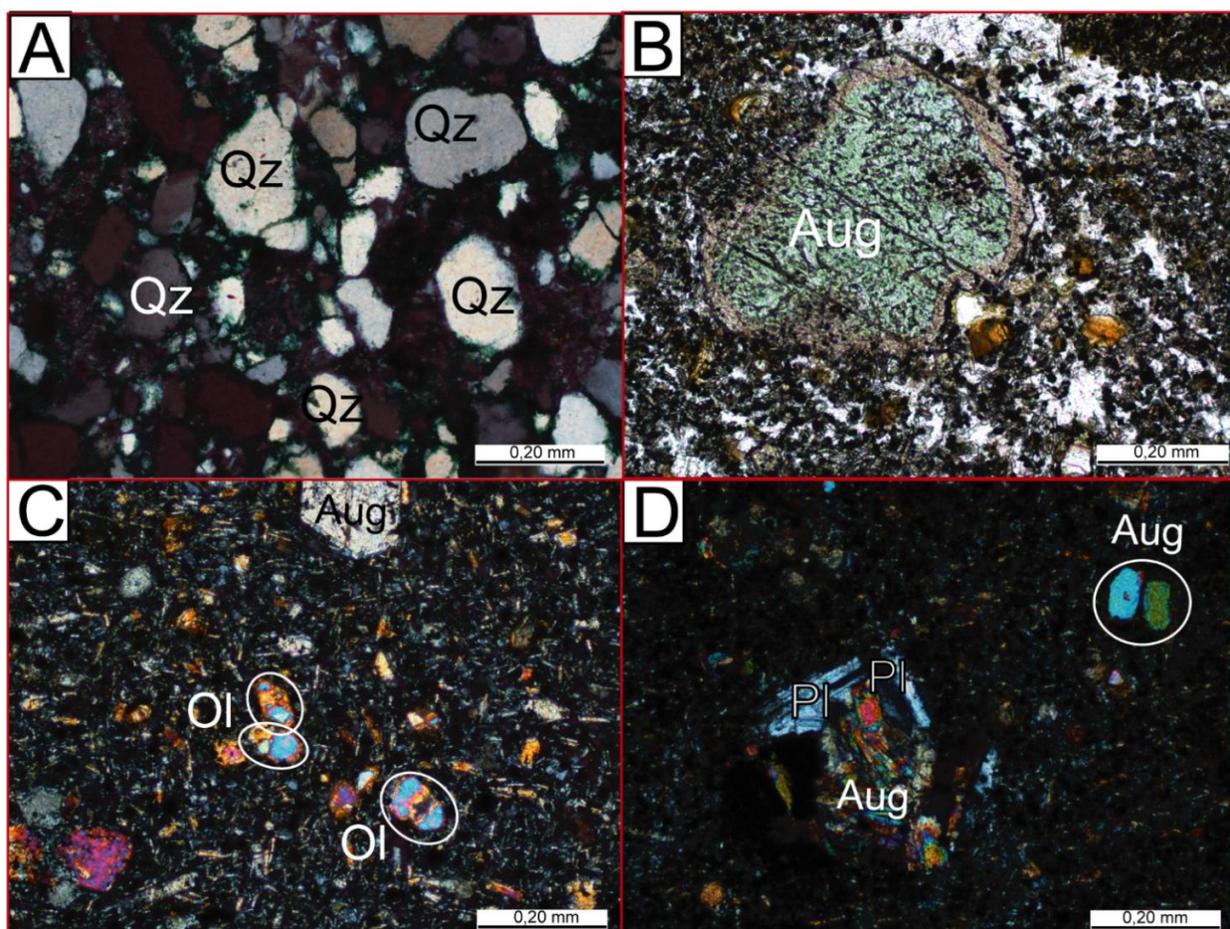


Figura 14. Imágenes de litologías con bajo o nulo porcentaje de plagioclasa en microscopio petrográfico. A) Xenolito de arenisca cuarzosa (en polarizadores cruzados). B) Augita subautomorfa con coloración verdosa y textura cribada (en luz plana polarizada). C) Olivinos xenomorfos y automorfo rómbico (en polarizadores cruzados). D) Plagioclasa en textura glomeroporfírica (en polarizadores cruzados). Abreviaturas: augita (Aug), olivino (Ol), plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz).

6.1.1.2. Caracterización petrográfica de litologías con presencia de plagioclasa

Grupo 1 – Litologías con el mayor porcentaje modal de plagioclasa

En lámina delgada las litologías de este conjunto poseen una textura inequigranular porfírica, cuyos cristales mayores alcanzan los 2,50 mm de tamaño (tamaño medio), correspondiendo a macrocristales xenomorfos a subautomorfos de augita (figura 15-A). Este presenta textura subidiomórfica e hipocristalina, con vidrio alterado de coloración verdosa y amarroada. En general, los cristales de la matriz poseen un tamaño homogéneo, a excepción de los cuerpos K10-2 y K11-2, en donde se encuentra que la población de menor tamaño de cristales de plagioclasa posee entre 0,30 mm a 0,40 mm (figura 15-A,B), encontrando a su vez cristales mayores de olivino (figura 15-C). Ocasionalmente, se encuentran vacuolas rellenas de cuarzo y estructuras globulares con carbonato y posible analcima (figura 15-D). Localmente se identificaron xenocristales redondeados de augita zoneada de hasta medio centímetro (figura 15-E) y xenocristales redondeados de plagioclasa de hasta 3 mm.

Plagioclasa

Se encuentra en un 30% a 40% de abundancia modal. Los cristales mayores son subautomorfos con geometría tabular, entre 0,40 mm a 0,20 mm de tamaño, encontrándose ocasionalmente, cristales mayores de hasta 0,50 mm de largo con signos de reabsorción. En luz polarizada plana, los cristales poseen un aspecto límpido, siendo incoloros y de relieve bajo. En polarizadores cruzados presentan índices de birrefringencia cercanos a 0,008, con la característica macla polisintética. En un 2% de abundancia, se encontraron minerales xenomorfos con bordes de reabsorción de hasta 0,20 mm (figura 15-F). Es común el desarrollo de textura glomeroporfirítica con este tipo de minerales, así como textura subofítica en relación a la augita. El estudio de la composición de plagioclasa a través del método Michel-Levy dio una composición de andesina.

Augita

Se encuentra constituyendo un 30% a 33% de abundancia modal. La misma suele presentar un relieve moderado, ligero color pardo a verdoso hacia el centro del cristal en luz polarizada plana, y clivaje levemente perceptible en las secciones laterales, aproximadamente paralelas a la cara {010}. En polarizadores cruzados los valores máximos de birrefringencia son de 0,024 aproximadamente, así como maclas simples en {100}, ángulo de extinción de entre 40° y 48°, y zonación concéntrica observable en las secciones basales. Dentro de esta población se distingue un 2% de macrocristales xenomorfos de entre 3,00 mm a 1,40 mm con textura cribada o en tamiz y con golfos de corrosión (figura 15-A). En un 10% se encuentran cristales de entre 1,00 mm a 0,40 mm de augita xenomorfa a subautomorfa de secciones laterales rectangulares y romboides, y secciones basales octagonales. Por otro lado, el 23% del total de cristales de augita corresponden a cristales menores a 0,10 mm pertenecientes a la matriz, siendo cristales subautomorfos con secciones basales octagonales a hexagonales, y secciones laterales romboides. Es común encontrar glomérulos de hasta 2,00 mm de tamaño con cristales de augita con bordes irregulares.

Olivino

El olivino representa entre un 10% a un 15% del volumen de la roca. Suelen ser cristales xenomorfos a automorfos con geometría rómbica, de 0,50 mm a 0,10 mm, encontrando ocasionalmente, macrocristales xenomorfos de hasta 0,80 mm (en un 1% de abundancia). En luz polarizada plana los cristales no presentan clivaje, se destacan por su relieve alto y tienen aspecto límpido incoloro a levemente verdoso. Este último color está preferencialmente asociado a sus fracturas. En polarizadores cruzados presentan una alta birrefringencia, con valores máximos de 0,035.

Analcima

En un 2% de abundancia, se han encontrado posibles cristales de analcima. Estos se están comúnmente asociados a estructuras globulares junto con carbonato (figura 15-D). Asimismo, existen cristales subautomorfos aislados asociados a augita y carbonatos (figura 15-G,H). Los cristales de analcima poseen relieve negativo respecto a la resina y son isótropos.

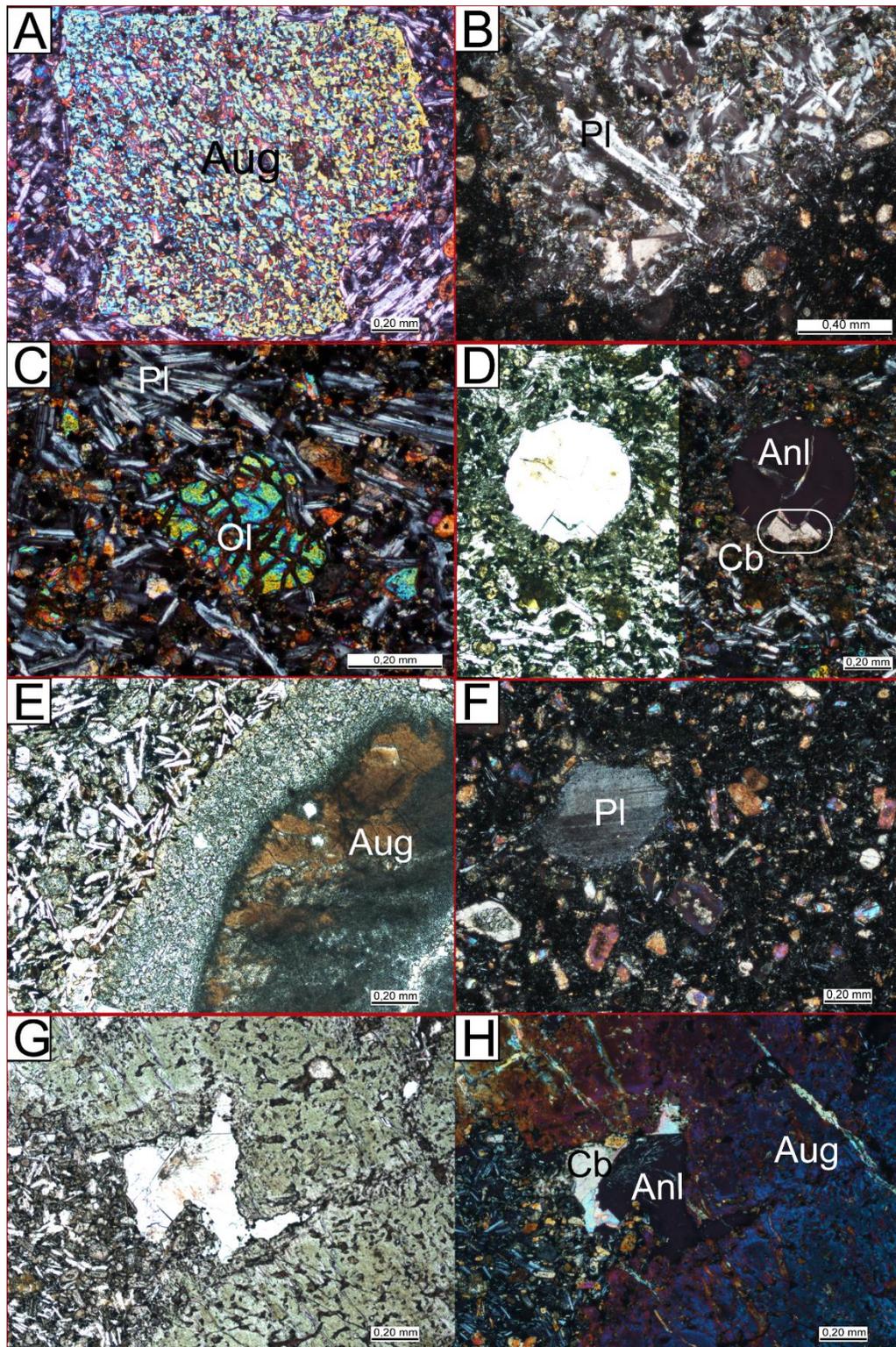


Figura 15. Litologías con el mayor porcentaje de plagioclasa. A) Macrocristal de augita subautomorfa con textura cribada (en polarizadores cruzados). B,C) Variación en el tamaño de grano (en polarizadores cruzados). D) Estructura globular con analcima y carbonato subautomorfo (en luz polarizada plana/polarizadores cruzados). E) Megacristal de augita (luz plana polarizada). F) Macrocristal de plagioclasa con bordes redondeados por reabsorción (en polarizadores cruzados). G) Analcima y carbonato asociado a megacristal de augita (en luz polarizada plana). H) Analcima y carbonato asociado a megacristal de augita (en polarizadores cruzados). Abreviaturas: augita (Aug), plagioclasa (Pl), olivino (Ol), analcima (Anl), carbonato (Cb).

Minerales opacos

Los minerales opacos representan aproximadamente un 10% de la composición modal. Las variedades de mayor tamaño alcanzan los 0,15 mm, siendo principalmente xenomorfos. Se presentan con mayor abundancia en la matriz, siendo cristales xenomorfos a subautomorfos de secciones rectangulares, triangulares y octogonales, de entre 0,10 mm a 0,05 mm.

Grupo 2- Litologías con menor porcentaje de plagioclasa

En lámina delgada se observa que estas rocas tienen textura inequigranular porfírica y glomeroporfírica, cuyos cristales mayores corresponden a macrocristales de hasta 3 mm (tamaño medio) de augita subautomorfa a xenomorfa (figura 16-A). Poseen una textura subidiomórfica e hipocristalina. En general, las litologías son homogéneas en tamaño cristalino, presentando una matriz con cristales que poseen hasta 0,20 mm de largo; excepcionalmente, se encontraron litologías con cierta variación en el tamaño de grano (figura 16-B), siendo pertenecientes a los cuerpos L9-1 y K10-1, cuyos cristales menores poseen 0,40 mm de largo y 0,20 mm de ancho. Ocasionalmente, se hallaron estructuras globulares rellenas de posible analcima o nefelina junto con cristales prismáticos de augita orientados de manera radial, así como estructuras globulares únicamente rellenas de carbonato y/o nefelina (figura 17-A). A su vez, existe un 3% de vacuolas rellenas de cuarzo.

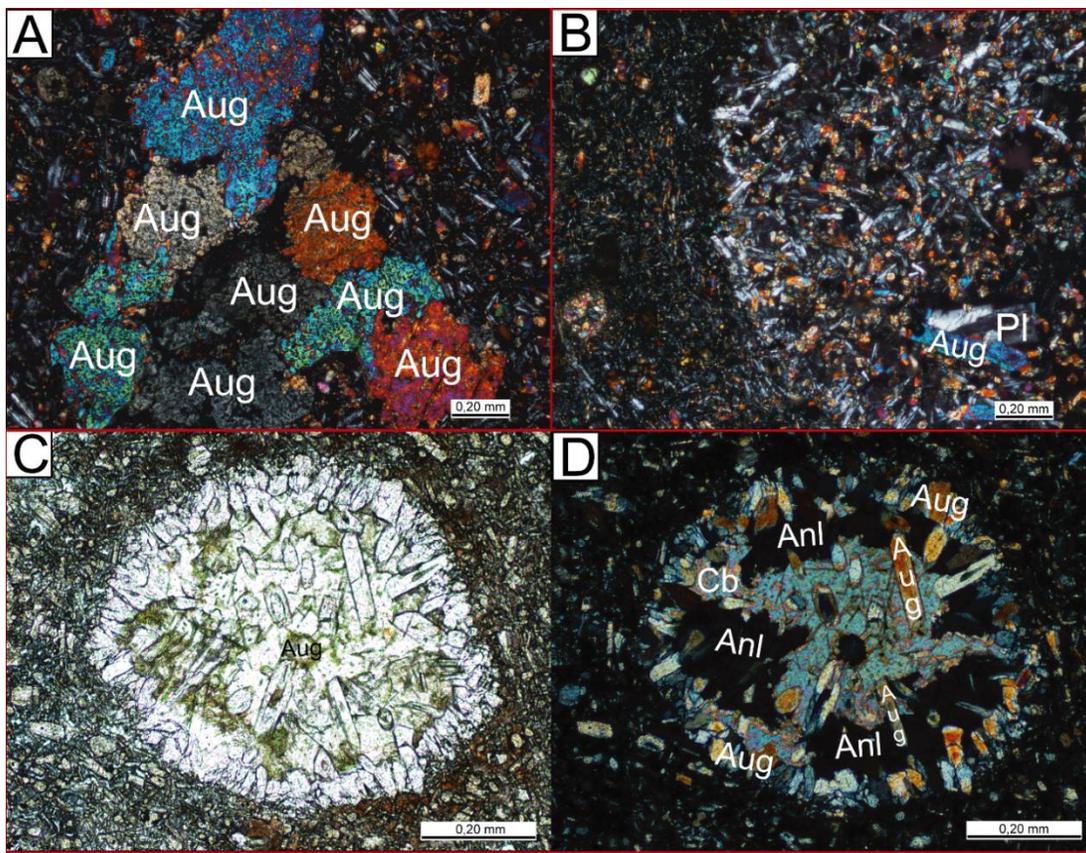


Figura 16. A) Textura glomeroporfírica conformada por augita xenomorfa (en polarizadores cruzados). B) Variación del tamaño de cristales (en polarizadores cruzados). C) Estructura globular con analcima, augita y carbonato (en luz plana polarizada/polarizadores cruzados). D) Estructura globular con analcima, augita y carbonato (en polarizadores cruzados). Abreviaturas: augita (Aug), plagioclasa (Pl), analcima (Anl), carbonato (Cb).

Augita

Es el mineral de mayor abundancia en la roca (30% a 34%). En luz polarizada plana es incoloro a levemente pardo, con coloración verdosa hacia el centro y textura cribada o en tamiz. Posee un relieve moderado y clivaje levemente marcado en la dirección {110}. En polarizadores cruzados suelen observarse maclas simples, paralelas a {100}, ángulo de extinción de entre 40° y 48°, y valores máximos de birrefringencia de entre 0,023 a 0,024. Los cristales suelen exhibir zonación concéntrica, así como extinción ondulada concéntrica y es común el desarrollo de glomérulos. La población de menor abundancia dentro de este grupo mineral son macrocristales de entre 1,30 mm a 3 mm, xenomorfos a subautomorfos rectangulares, en un 2%. En una abundancia de un 10% se encuentran cristales con tamaño entre 0,10 mm a 0,80 mm, subautomorfos romboides, hexagonales y octaédricos. El porcentaje de minerales de augita restante corresponde a los cristales menores a 0,10 mm pertenecientes a la matriz, los cuales suelen ser subautomorfos romboides.

Plagioclasa

Este mineral se encuentra presente en un 20% a un 30%. Los cristales son subautomorfos tabulares, incoloros en luz polarizada plana y de relieve bajo. En polarizadores cruzados poseen las maclas polisintéticas características y colores de interferencia del gris al blanco de primer orden. Los cristales mayores suelen poseer un tamaño de entre 0,20 mm a 0,40 mm, existiendo algunos cristales subautomorfos de 1 mm con textura de reabsorción (figura 17-B), el resto de cristales son menores a 0,10 mm y pertenecen a la matriz. Genera textura subofítica y glomeroporfírica en relación a la augita. El estudio de la composición de plagioclasa a través del método Michel-Levy dio una composición entre andesina y oligoclasa.

Olivino

Suele presentarse en una abundancia de entre un 10% a un 20%. En luz polarizada plana son incoloros a amarillentos, especialmente alrededor de las fracturas, y poseen un relieve alto. En polarizadores cruzados presenta un índice máximo de birrefringencia de 0,035. Posee un hábito xenomorfo a automorfo rómbico, presentando tamaños de entre 0,10 mm a 0,40 mm.

Nefelina

Se encuentra en un 5% de abundancia, asociada a estructuras globulares conjuntamente con carbonatos (1%), y junto con augita posiblemente alterada a analcima (figura 16-C). La misma suele presentar secciones xenomorfas a automorfas cuadradas a octogonales (figura 17-C).

Anfíbol

En un 1% se encuentran cristales de anfíbol subautomorfo de hasta 0,20 mm.

Minerales opacos

Los minerales opacos representan un 10% aproximadamente de la composición mineralógica. Las variedades de mayor tamaño alcanzan el milímetro, siendo principalmente xenomorfos. Se presentan en mayor abundancia en la matriz, correspondiendo a cristales xenomorfos a subautomorfos de secciones rectangulares, triangulares y octagonales, de entre 0,10 mm a 0,05 mm.

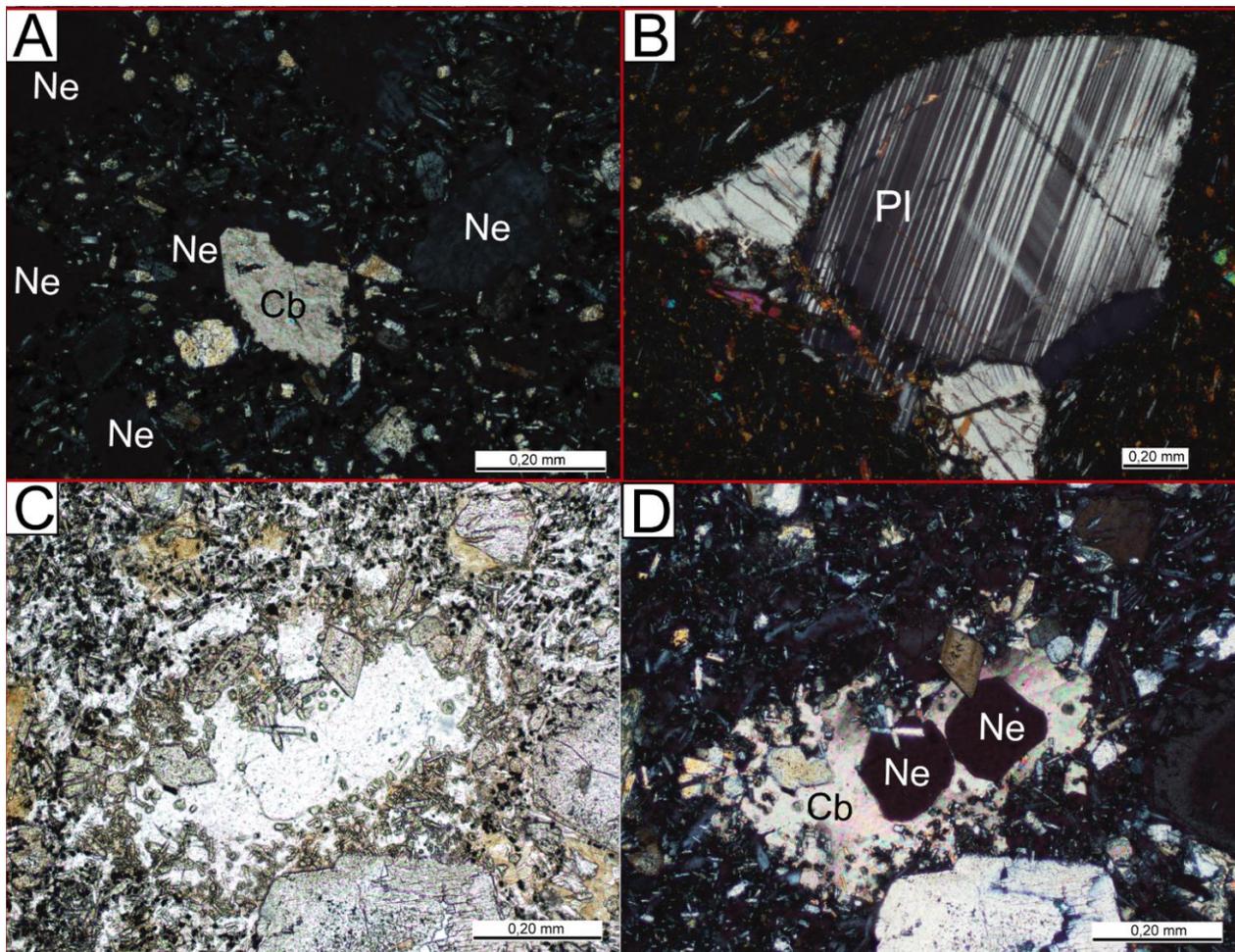


Figura 17. A) Estructuras globulares de nefelina y nefelina-carbonato (en polarizadores cruzados). B) Macrocristal de plagioclasa reabsorbida (en polarizadores cruzados). C) Secciones basales de nefelina automorfa en estructura globular, asociada a carbonato (en luz plana polarizada). D) Secciones basales de nefelina automorfa en estructura globular, asociada a carbonato (en polarizadores cruzados). Abreviaturas: nefelina (Ne), carbonato (Cb), plagioclasa (Pl).

6.1.2. Litologías no alcalinas

Las rocas extraídas del cerro Cementerio y en los alrededores de los cuerpos anteriormente mencionados, poseen textura afanítica y un color gris oscuro, violáceo y rosáceo, siendo de color más claro que las anteriormente descritas, aun clasificándose como melanócratas y de textura masiva. No se han encontrado xenolitos o xenocristales en estas litologías.

En muestra de mano presentan textura afanítica y amigdaloides, cuyas vacuolas de hasta medio centímetro se encuentran rellenas de carbonato. Poseen un color gris claro, con ocasionales tonalidades violáceas y rosadas (figura 18-A).

En lámina delgada, poseen una textura equigranular a inequigranular porfirítica, hipocristalina, subidiomórfica y glomeroporfirítica. Se encuentran conformados por cristales mayores de plagioclasa subautomorfa, de entre 0,60 mm a 1 mm de largo (figura 18) (35%-40%) y clinopiroxeno subautomorfo prismático a xenomorfo de hasta 0,60 mm (34%), inmersos en una

matriz conformada por cristales menores de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino iddingsitizado (5%), cuarzo intesticial (5%-10%), anfíbol (figura 18-B,C) (1%), y minerales opacos (10%).

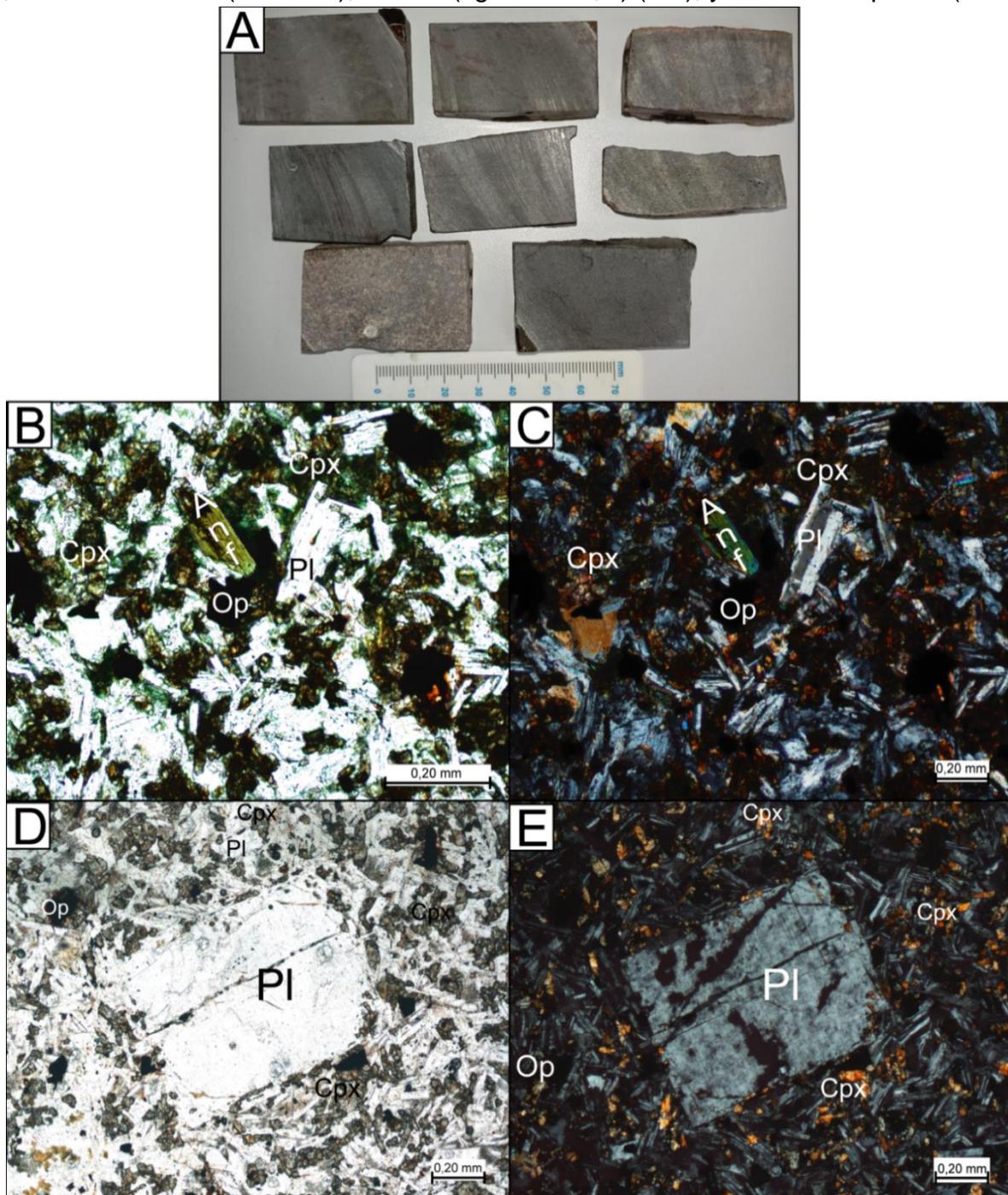


Figura 18. A) Litologías no alcalinas en muestra de mano. B,C) Anfíbol, clinopiroxeno, plagioclasa y minerales opacos en muestra de cerro Cementerio, en luz plana polarizada y polarizadores cruzados respectivamente. D-E) Macrocristal de plagioclasa en muestra de la base del cuerpo K10-2, en luz plana polarizada y polarizadores cruzados respectivamente.

6.2. Análisis petrográfico con MEB - EDS

A partir del análisis con Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) junto con el análisis de los espectros obtenidos a partir de la Espectroscopia de Dispersión de rayos X (*Energy Dispersive Spectroscopy, EDS*), se comprobó la existencia de nefelina y/o analcima en algunas litologías, además, la variación de la composición dentro de los cristales de augita, la identificación de óxidos, y la confirmación de megacristales de nefelina, augita, Ti-magnetita, y xenolitos de composición cuarzosa (figura 19).

Los espectros EDS obtenidos fueron comparados con los estándares presentes en los libros: *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology* (Reed, 2005) (figura 19), y *Energy Dispersive Spectrometry of Common Rock Forming Minerals* (Severin, 2004).

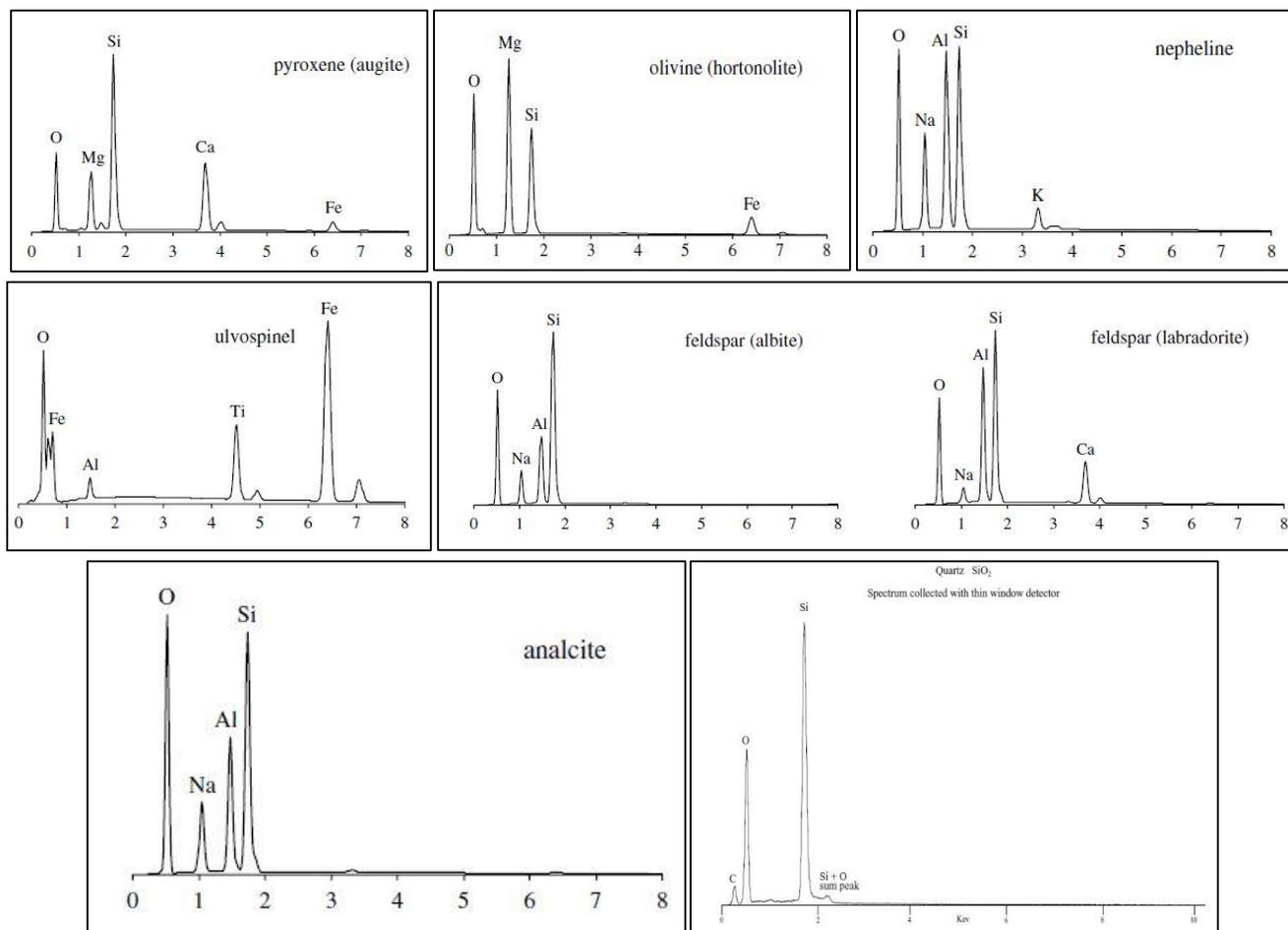


Figura 19. Estándares de espectros EDS para los diferentes minerales identificados en el presente trabajo, extraídos de Reed (2005) (píroxeno, olivino, nefelina, ulvoespinela, albíta y labradorita, analcima) y Severin (2004) (cuarzo).

6.2.1. Caracterización petrográfica en bloques pulidos

Augita

El clinopíroxeno analizado es una augita. La misma se encuentra en todas las litologías, con geometrías subautomorfas a xenomorfas, y un ligero zoneamiento composicional debido a una mayor concentración de calcio hacia los bordes del mineral (figura 20-A,B). A su vez, la textura

cribada o en tamiz, también se identifica en el mapeo composicional del elemento calcio, indicando un borde de reacción especialmente pronunciado en la figura 20-B, cuyo cristal corresponde al megacrystal de augita identificado en la figura 15-E.

Olivino

El olivino presenta una marcada respuesta durante el análisis con MEB-EDS debido a su alta conductividad (figura 20-C). Posee una alta concentración en magnesio, clasificándolo como olivino magnesiano, siendo encontrado en todas las litologías.

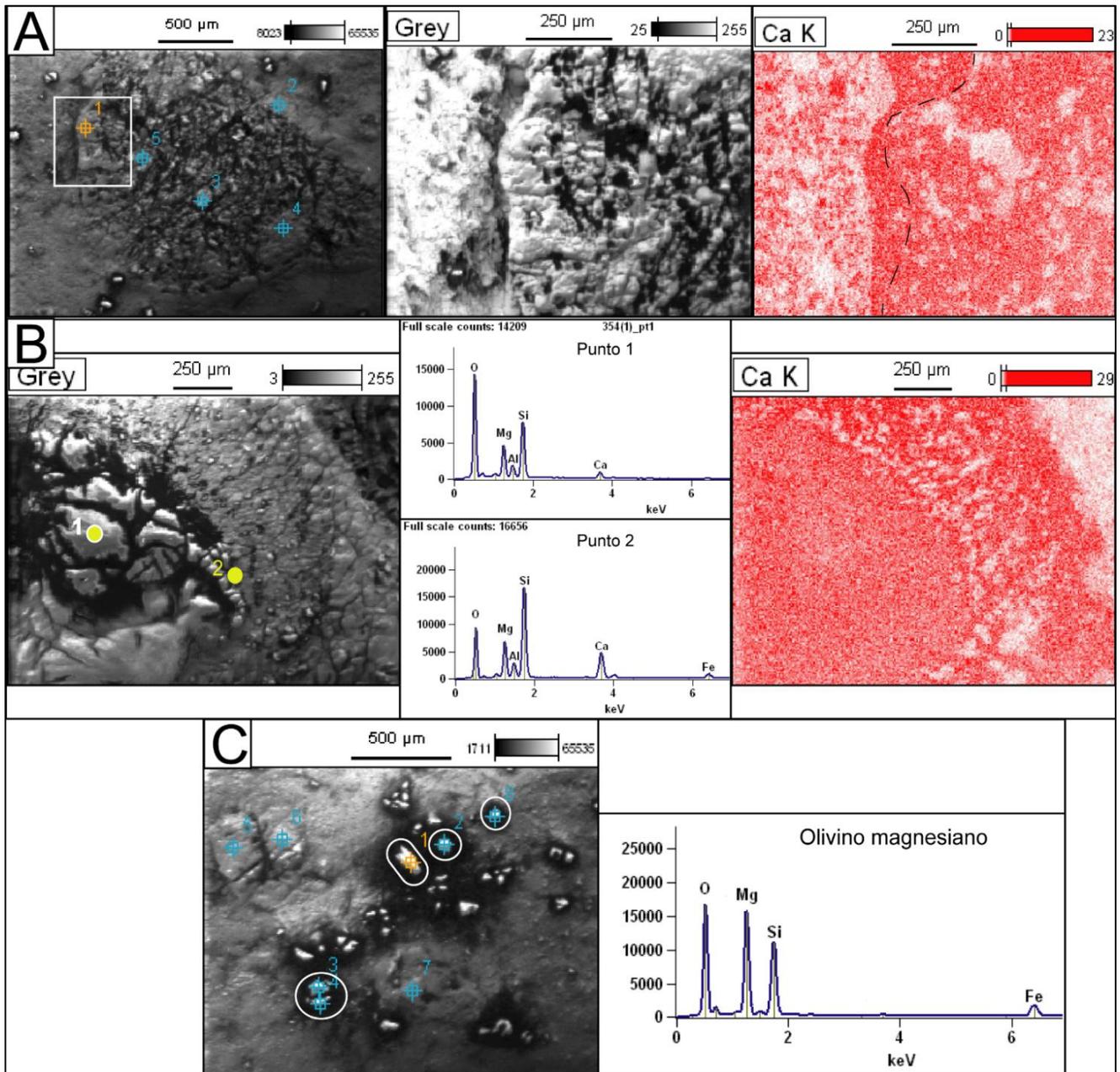


Figura 20. Imágenes obtenidas a través de electrones secundarios en MEB, junto con gráficos de dispersión de rayos X obtenidos de: A) Macrocrystal de augita equivalente al cristal de la figura 14-B con mapa composicional del elemento calcio; B) Megacrystal equivalente al observado en figura 15-E, con mapa composicional del elemento calcio. C) Macrocrystal de olivino magnesiano.

Plagioclasa

La plagioclasa suele presentar una geometría tabular en las imágenes obtenidas con el Microscopio Electrónico de Barrido, la cual fue distinguida en las litologías con mayor abundancia, siendo caracterizada en las muestras de los cuerpos K10-2 (código 3) y K11-2 (código 354). Posee picos mayores de calcio respecto al sodio, pero estos picos no son lo suficientemente altos para ser caracterizada como labradorita (figura 21-A); incluso se han encontrado plagioclasas con valores similares de calcio y sodio (figura 21-B), exhibiendo una composición intermedia entre labradorita y andesina.

Nefelina

La nefelina fue encontrada debido a su alta concentración en sodio y baja concentración de silicio. La misma exhibe formas subautomorfas prismáticas a xenomorfas (figura 22-A), estando presente en las litologías que poseen nulo a bajo porcentaje de plagioclasa y en las litologías que poseen el porcentaje más alto en plagioclasa. Fue distinguida en dos muestras, una perteneciente al cuerpo K10-2 (código 35) y otra al cuerpo K10-3 (código 330).

Óxidos

Los óxidos se presentan tanto en forma de cristales mayores, xenomorfos de hasta 0,40 mm, como en cristales correspondientes a la matriz, con geometrías subautomorfas a automorfas cuadradas de 0,012 mm (figura 22-B). Se caracterizan como magnetitas ricas en titanio, o titano-magnetitas (Ti-magnetitas), siendo conocida también como ulvoespinela.

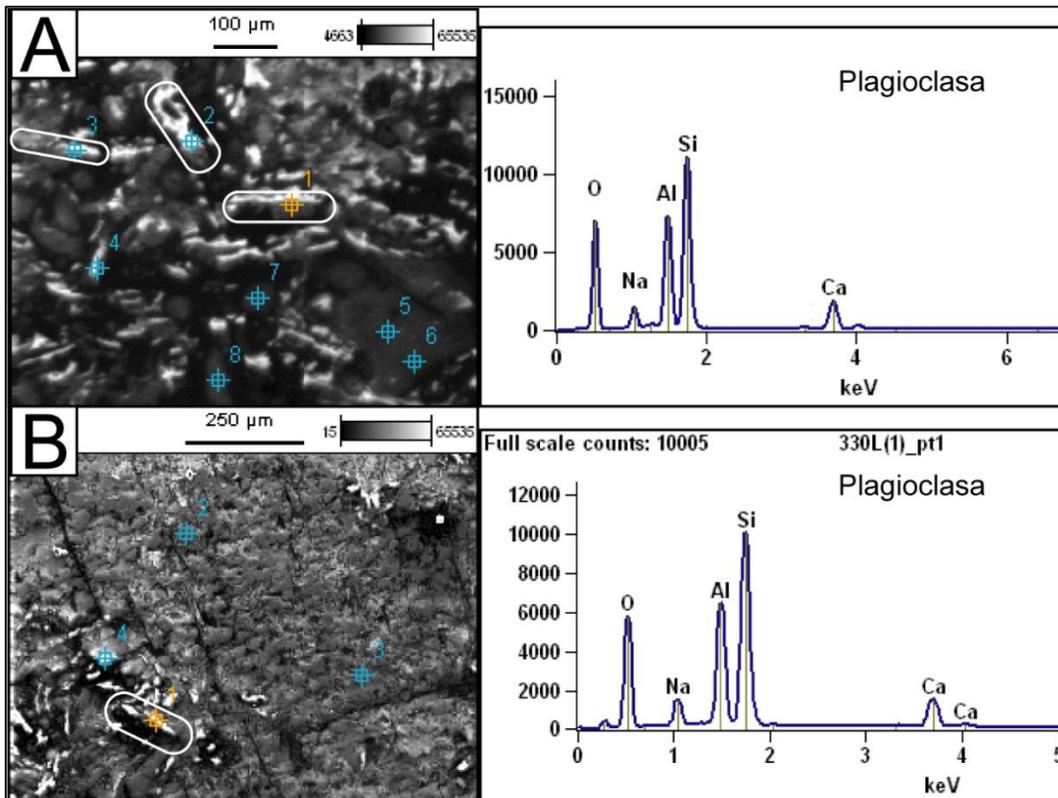


Figura 21. Imágenes obtenidas a través de electrones secundarios en MEB, junto con gráficos de dispersión de rayos X obtenidos de: A) Cristales de plagioclasa con mayor proporción de calcio respecto a sodio. B) Cristal de plagioclasa con similares proporciones de calcio y sodio.

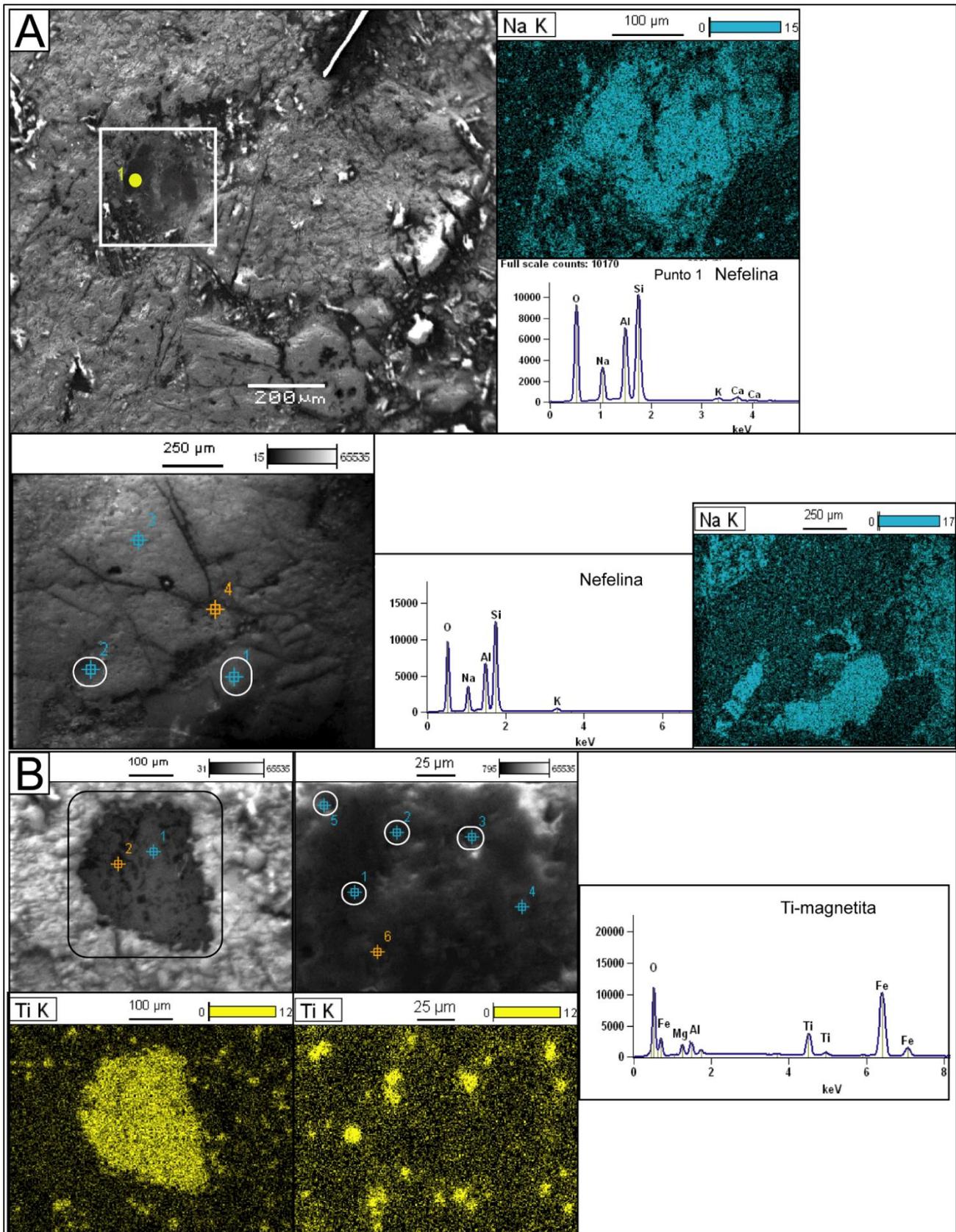


Figura 22. Imágenes obtenidas a través de electrones secundarios en MEB, junto con gráficos de dispersión de rayos X y mapas composicionales de: A) Cristales de nefelina. B) Cristales de Ti-magnetita.

Estructuras globulares

Las estructuras descritas anteriormente como estructuras globulares con cristales de augita, carbonato y nefelina (posiblemente analcima en algunos casos), fueron confirmadas como tales. En particular la estructura circular correspondiente a la figura 23-A, fue observada en el separado anterior como figura 15-D, presentando analcima (distinguiéndose de la nefelina por ser isótropa en microscopio petrográfico), y carbonato rico en magnesio, o dolomita. Asimismo, la estructura analizada en la figura 16-C, es similar a la exhibida en la figura 23-B, presentando cristales de augita y de nefelina o posiblemente analcima.

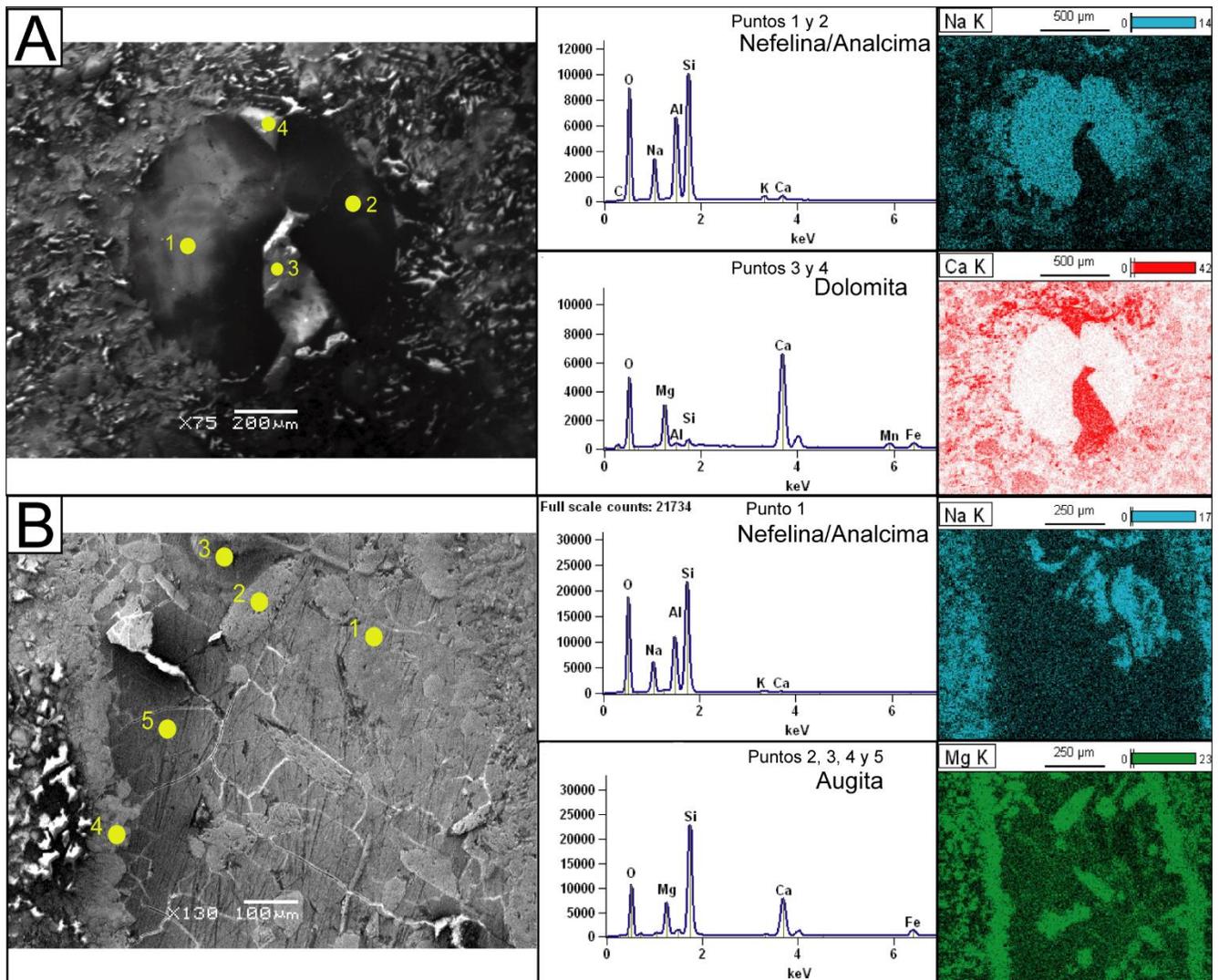


Figura 23. Imágenes obtenidas a través de electrones secundarios en MEB, junto con gráficos de dispersión de rayos X y mapas composicionales de: A) Estructura globular de analcima y dolomita equivalente a estructura de figura 15-D. B) Estructura globular de nefelina/alcima y augita similar a estructura de figura 16-C.

6.2.2. Caracterización mineralógica de megacristales

A partir del análisis con MEB-EDS de los diferentes megacristales en las litologías de interés del presente estudio, se pudo corroborar la presencia de nefelina en los cuerpos K10-3, K11-1 y K11-2 (figura 24-A,B,C), de augita en los cuerpos K11-1 y K11-2 (figura 25-A,B), de Ti-magnetita en el cuerpo K11-1 (figura 25-C), y xenolitos de composición cuarzosa en los cuerpos K10-2 y K11-1 (figura 25-D,E).

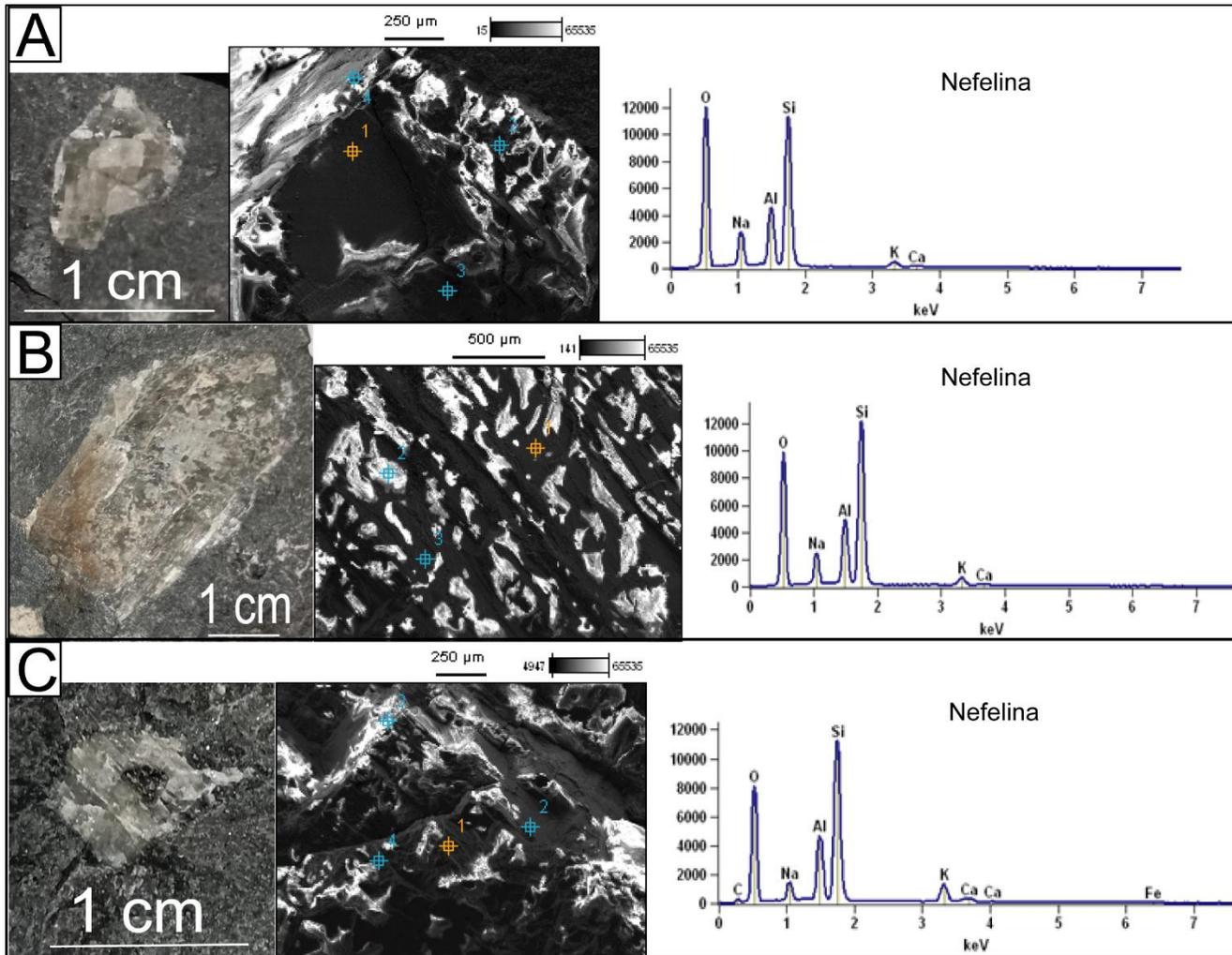


Figura 24. Megacristales de nefelina con imagen de dispersión de rayos X y respectivos gráficos de espectros de dispersión de energía. A) Megacristal de nefelina de cuerpo K10-3. B) Megacristal automorfo de cuerpo K11-1. C) Megacristal de nefelina de cuerpo K11-2.

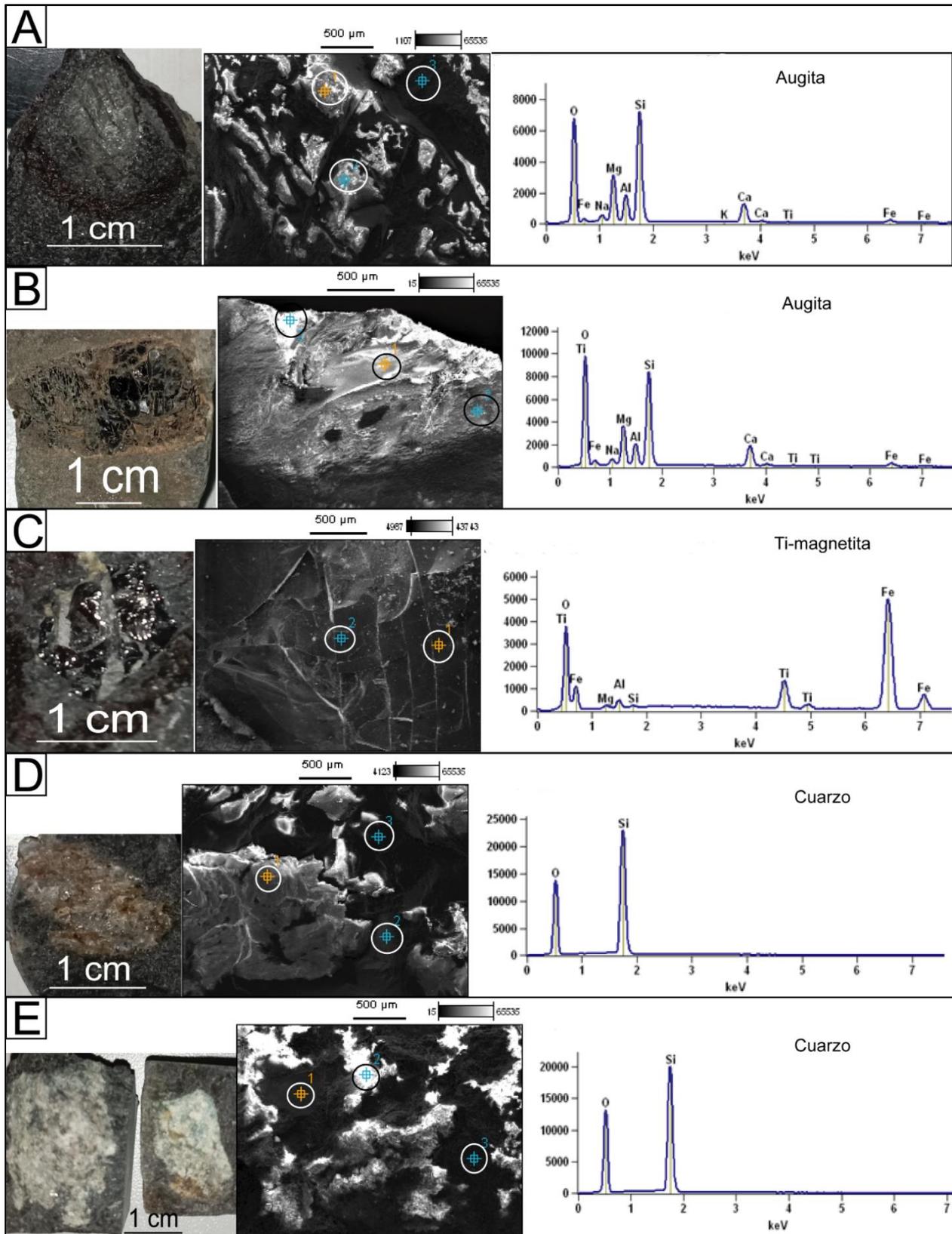


Figura 25. Megacristales de augita, magnetita y xenolitos cuarzosos con imagen de dispersión de rayos X y respectivos gráficos de espectros de dispersión de energía. A) Megacrystal de augita de cuerpo K11-2. B) Megacrystal de augita redondeado de cuerpo K11-1. C) Megacrystal subautomorfo de Ti-magnetita de cuerpo K11-1. D) Xenolito cuarzoso de cuerpo K10-2. E) Xenolitos cuarzosos de cuerpo K11-1.

Cuadro de síntesis de la petrografía/mineralogía analizada en los diferentes cuerpos

	Litologías Alcalinas			Litologías no alcalinas
Plagioclasa	0% - 1%	20% - 30%	30% - 40%	35% - 40%
Augita	45% - 50%	30% - 34%	30% - 33%	34%
Olivino	10% (magnesiano)	10% - 20% (magnesiano)	10% - 15% (magnesiano)	5%
Nefelina/analcima	15%	5%	2% (analcima)	0%
Anfíbol	0%	1%	0%	1%
Cuarzo	1% (en vacuolas)	2% (en vacuolas)	5% (en vacuolas)	5% - 10% (intersticial)
Carbonatos	14% (en estructuras globulares y parches en matriz)	1%	1% (asociado a analcima)	En vacuolas
Opacos	10% (Ti-magnetita)	10% (Ti-magnetita)	10% (Ti-magnetita)	10%
Estructuras ocelares	Nefelina+carbonato, augita+nefelina/ analcima+opacos fibrosos	Nefelina, nefelina+carbonato, analcima/nefelina+ carbonato+augita	Analcima+dolomita	No
Color	Negro oscuro	Negro oscuro	Negro oscuro	Gris violáceo a rosáceo
Textura	Inequigranular porfirítica+ subidiomórfica+ hipocristalina +amigdalavacuolar	Inequigranular porfirítica+ subidiomórfica+ hipocristalina +amigdalavacuolar	Inequigranular porfirítica+ subidiomórfica+ hipocristalina +amigdalavacuolar	Equigranular/Inequigranular porfirítica+ subidiomórfica+ hipocristalina+ amigdalavacuolar
Tamaño máximo de megacristales/macrocrisales	3 cm/3 mm (macrocrisales de augita)	2 cm/3 mm (macrocrisales de augita)	2 cm/2,5 mm (macrocrisales de augita)	1 mm (macrocrisales de plagioclasa)
Megacristales de:	Nefelina, augita, Ti-magnetita	Augita, nefelina.	Augita	No
Xenolitos	Cuarzosos, arenisca cuarzosa.	Cuarzosos	Cuarzosos	No
Cuerpos	K10-3 y K11-1	L9-1, K10-1, K10-2, K11-2	K10-1, K10-2, K11-2	cerro Cementerio y base de cuerpos anteriores (ej. K10-2)

Tabla 02. Cuadro de síntesis de la petrografía/mineralogía analizada en los diferentes cuerpos.

CAPÍTULO 7: GEOQUÍMICA

7.1. Contenido en sílice

Las muestras analizadas presentan un rango de porcentaje en peso de sílice que varía entre un 40,86% a un 55,66% (figura 26-A), clasificando según su acidez como ultrabásicas a intermedias (Le Bas *et al.*, 1986). Los términos menos diferenciados se encuentran en los cuerpos K11-1 (43,56%p. a 44,77%p. de SiO₂) y K10-3 (40,86%p. a 41,47%p. de SiO₂), clasificando según su acidez como ultrabásicas (Le Bas *et al.*, op. cit.). Las litologías restantes clasifican como básicas, con un rango de porcentaje en peso de sílice de entre 45,69%p. a 48,41%p. (cuerpos L9-1, K10-1, K10-2 y K11-2). La roca más diferenciada corresponde al basalto violáceo extraído del denominado Cerro Cementerio, clasificando con una acidez intermedia (55,66%p. de SiO₂).

Respecto al número de magnesio (mg#, porcentaje molar: $[\text{MgO}/(\text{FeO}+\text{MgO})]\times 100$), el valor mínimo lo posee la muestra de acidez intermedia (cerro Cementerio), dado por un valor de 34. Las muestras básicas y ultrabásicas presentan un rango entre 50 a 57. Las muestras pertenecientes al cuerpo K11-2 son las que poseen los mayores valores de mg# (55 - 57) (figura 26-A).

7.2. Contenido en álcalis

Las rocas ultrabásicas del cuerpo K10-3 presentan la mayor concentración de álcalis (K₂O+Na₂O%p.), conteniendo entre un 6,96%p. hasta un 7,11%p. Por otro lado, el conjunto de rocas ultrabásicas pertenecientes al cuerpo K11-1 poseen una concentración en álcalis, desde un 5,64%p. hasta un 6,16%p., compartiendo un rango similar de contenido en álcalis con las rocas básicas del cuerpo L9-1. La litología de acidez intermedia (cerro Cementerio), presenta una suma de álcalis de 4,62%p.

El índice alcalino de las diferentes muestras (I.A; razón molar: $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$), proporcionó un valor entre 0,62 y 0,83 para las muestras ultrabásicas (cuerpos: K10-3 y K11-1; un rango entre 0,49 y 0,63 para las muestras básicas (cuerpos: L9-1, K10-1, K10-2, K11-2), y un valor de 0,47 para la muestra de composición intermedia (cerro Cementerio).

El conjunto de muestras analizadas clasifica como metaluminosas ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}>1$: $\text{A}/\text{NK}>1$; $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}<1$: $\text{A}/\text{CNK}<1$), siguiendo el índice de aluminosaturación de Shand *et al.* (1943) (figura 26-B); concordando con la mineralogía marcadamente alcalina que suelen presentar las rocas (nefelina y augita). Las muestras ultrabásicas poseen valores A/NK entre 1,21 y 1,62, y valores de A/CNK entre 0,39 y 0,48; las rocas básicas presentan valores A/NK entre 0,58 a 2,05, y valores A/CNK entre 0,45 a 0,53; la muestra intermedia posee un valor de 2,11 y 0,66 de A/NK y A/CNK, respectivamente.

Siguiendo el diagrama de clasificación de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997) (modificado de Middlemost, 1975) (figura 26-C), para la diferenciación entre rocas alcalinas según su contenido en Na₂O vs. K₂O, las muestras presentan una afinidad principalmente sódica ($\text{Na}_2\text{O}-2\geq\text{K}_2\text{O}$), con tendencia a transicional ($\text{Na}_2\text{O}-2 < \text{K}_2\text{O}$ y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}\leq 1$). Las rocas pertenecientes

al cuerpo L9-1 presentan una única muestra sódica frente a tres muestras transicionales, lo mismo sucede con el cuerpo K10-2 el cual posee una única muestra francamente sódica. Por otro lado, el cuerpo K10-1 presenta una única muestra francamente transicional, y el cuerpo K11-2 posee una única muestra en el límite entre el campo transicional a lo sódico, el resto de muestras poseen una composición sódica. Los cuerpos K10-3 y K11-1 poseen una afinidad marcadamente sódica.

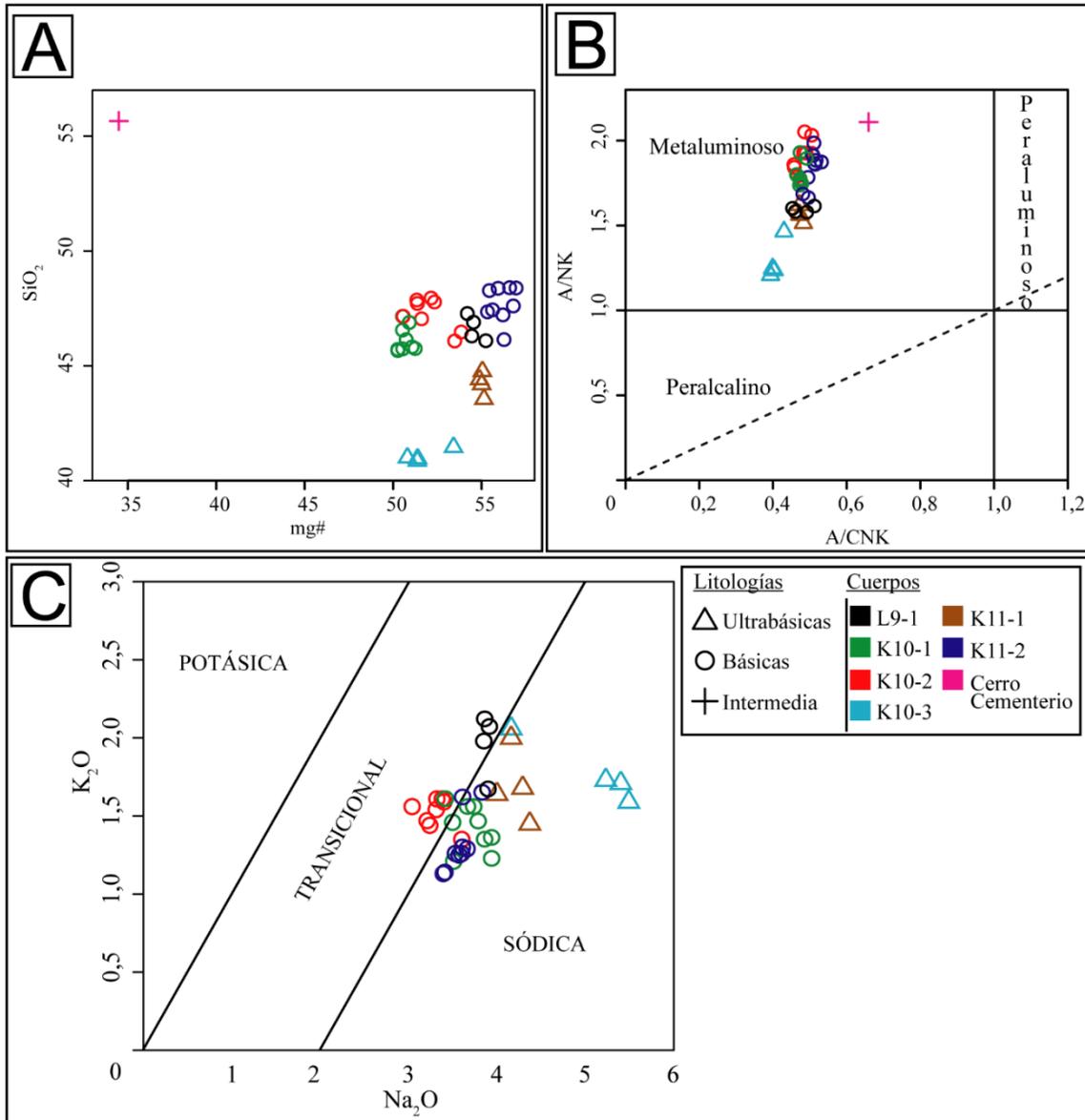


Figura 26. A) Variación del número de magnesio (mg#: porcentaje molar: $[MgO]/(FeO+MgO) \times 100$), respecto al contenido en silice. B) Diagrama del índice de aluminosaturación de Shand *et al.* (1943), para las muestras estudiadas. Razón molar de A/CNK vs. razón molar de A/NK: $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ vs. Al_2O_3/Na_2O+K_2O . C) Diagrama de afinidad alcalina (Comin- Chiaramonti *et al.* (1997), modificado de Middlemost, 1975).

7.3. Clasificación litogeoquímica

Siguiendo el diagrama clasificatorio de Le Bas *et al.* (1986) (figura 27), en base al contenido en sílice respecto a la suma de álcalis, las muestras ultrabásicas y básicas pertenecen a la serie alcalina, y la muestra intermedia corresponde a la serie subalcalina/tholeítica. Dentro del conjunto de rocas con afinidad alcalina, las rocas ultrabásicas clasifican claramente como tefritas/basanitas (cuerpos: K10-2 y K11-1), las rocas básicas clasifican como traquibasaltos y basaltos alcalinos (cuerpos: L9-1, K10-1, K10-2, K11-2). La única muestra de naturaleza química intermedia clasifica como basalto-andesita (cerro Cementerio).

Existen algunas diferencias litogeoquímicas que permiten la clasificación de diferentes litologías en un mismo cuerpo. En el caso de los cuerpos K10-1 y K11-2, se encuentran tanto basaltos alcalinos como traquibasaltos. Por otro lado, los cuerpos L9-1, K10-2, K10-3 y K11-1, poseen una litogeoquímica relativamente homogénea, existiendo una litología transicional en el cuerpo L9-1 entre traquibasalto y basanita/tefrita.

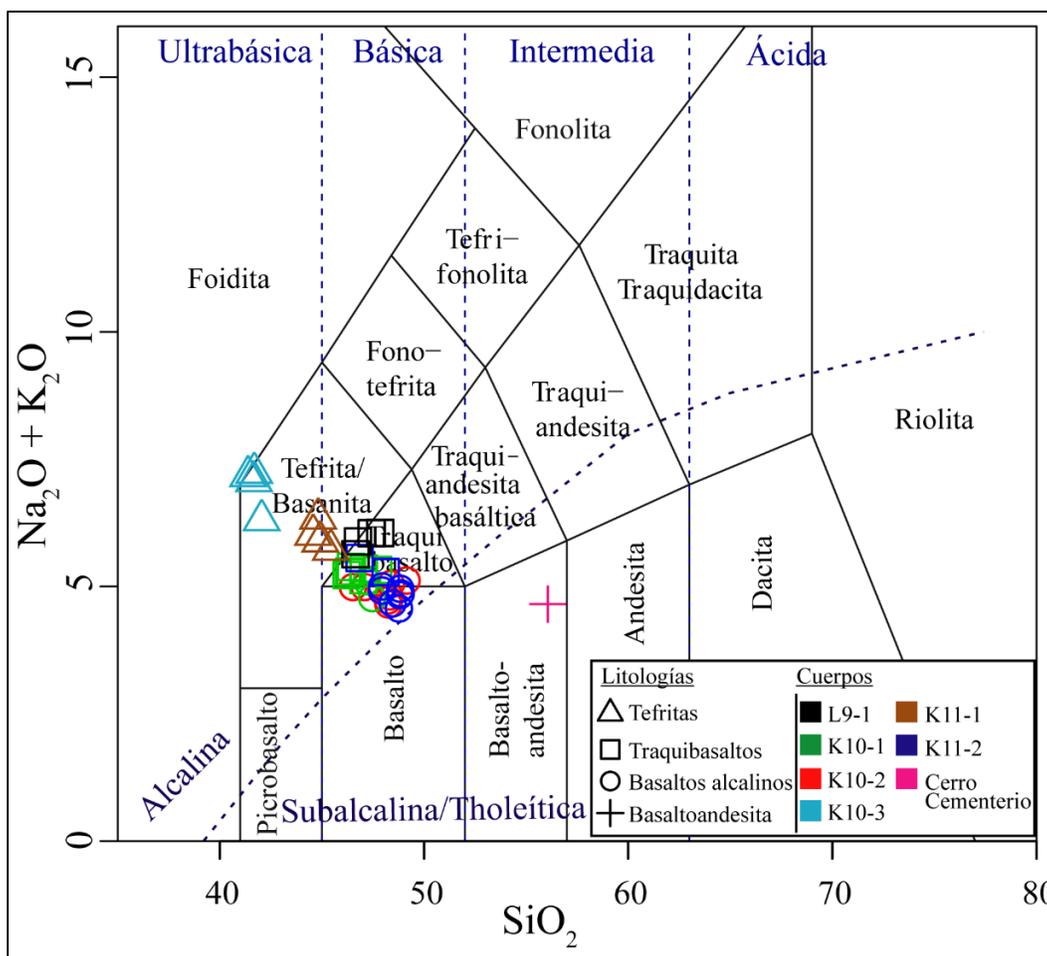


Figura 27. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas según el contenido en sílice y la suma de álcalis (TAS: Total Alkali Silica; Le Bas *et al.*, 1986).

Según Le Maitre (2002a), es necesaria la caracterización normativa de las litologías para definir el nombre de las mismas. Por ello, en el siguiente apartado se presenta el cálculo normativo.

7.4. Cálculo normativo

Para el cálculo normativo se utilizó el software libre GCDkit 6.0 (Janoušek *et al.*, 2006), utilizando la norma C.I.P.W. (Cross *et al.*, 1902), en base anhidra.

Dentro del conjunto de litologías ultrabásicas y básicas, se destaca la ausencia de cuarzo normativo, y la presencia de nefelina normativa en la mayoría de las rocas.

Las basanitas/tefritas poseen el mayor porcentaje de nefelina normativa (entre un 5,4% a un 19,5%), y el mayor porcentaje de perovskita normativa (4,0% a 4,2%). Poseen valores intermedios de olivino normativo (4,6% a 7,9%). Por otro lado, no presentan hipersteno normativo o titanita normativa. Particularmente, las tefritas/basanitas del cuerpo K10-3 presentan los mayores porcentajes de diópsido normativo (21,6% a 26,5%) y hematita normativa (14,1% a 14,3%), ilmenita normativa (0,4% a 0,5%), apatito normativo (4,34% a 4,4%), y los menores porcentajes de albita normativa (10,1% a 11,9%) y anortita normativa (6,1% a 11,5%).

Los traquibasaltos presentan entre 0,6% a 4,7% de nefelina normativa y no poseen hipersteno normativo ni titanita normativa. Por otro lado, presentan diópsido en cantidades similares a los basaltos alcalinos (19,2% a 22,0%), entre 4,5% a 8,0% de olivino normativo, y entre 3,0% a 3,3% de perovskita normativa. Poseen menos anortita normativa respecto a los basaltos alcalinos (13,5% a 17,0%), y similares concentraciones de albita normativa respecto a estos (24,0% a 29,6%). El contenido de hematita normativa e ilmenita normativa suelen ser menores en el cuerpo L9-1 (12,1% a 13,4% y 0,4% a 0,4%, respectivamente), y presenta los mayores valores de otroclasa normativa y apatito normativo (8,6% a 12,5% y 1,8% a 3,2%, respectivamente), del conjunto de traquibasaltos.

La mayoría de los basaltos alcalinos se destacan por la ausencia de nefelina normativa, a excepción de tres litologías cercanas al campo de los traquibasaltos, las cuales poseen entre 1,1% a 3,1%. Sin embargo, poseen los mayores valores de anortita normativa (15,7% a 19,3%), albita normativa (24,8% a 31,0%) (siendo el cuerpo K11-2 con el mayor contenido dentro del conjunto de basaltos alcalinos), y titanita normativa (0,5% a 4,5%), a excepción de los basaltos alcalinos que se encuentran cercanos al campo de los traquibasaltos y no la presentan. Algunas litologías no presentan hipersteno normativo, en otras lo hacen con un porcentaje de 0,05% a 4,4%; lo mismo sucede con la perovskita, cuando se presenta lo hace en un porcentaje de un 0,3% a un 3,1%. Poseen un porcentaje de olivino normativo entre 3,2% a 8,3%.

Cuerpo	Litología	Código	Qz	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	OI	Il	Hm	Tn	Pf	Ap
L9-1	Traquibasalto	L9-313	0	12,2	26,2	13,7	3,7	19,2	0	6,6	0,4	12,2	0	3,2	2,7
	Traquibasalto	L9-314	0	9,9	25,0	13,5	4,3	21,9	0	6,4	0,4	12,4	0	3,3	3,2
	Traquibasalto	L9-315	0	12,5	27,5	14,5	2,8	17,9	0	6,8	0,4	12,1	0	3,1	2,5
	Traquibasalto	L9-316	0	11,7	24,0	13,5	4,7	21,5	0	5,9	0,4	12,3	0	3,3	3,1
K10-1	Traquibasalto	K10-009	0	8,0	25,8	16,0	4,1	22,0	0	4,5	0,4	13,0	0	3,2	2,7
	Traquibasalto	K10-010	0	8,0	26,3	16,4	3,5	21,5	0	4,8	0,4	13,1	0	3,3	2,8
	Traquibasalto	K10-011	0	7,3	26,4	16,6	3,8	21,8	0	4,9	0,4	13,4	0	3,2	2,7
	Traquibasalto	K10-343	0	9,5	27,0	18,0	1,1	20	0	5,0	0,4	12,7	0	3,1	2,7
	Traquibasalto	K10-332	0	9,2	27,3	16,2	2,4	21,4	0	4,7	0,4	13,0	0	3,1	2,7
	B. alcalino	K10-341	0	8,6	27,5	16,0	1,1	21,5	0	4,7	0,4	12,7	0	3,1	2,8
	Traquibasalto	K10-337	0	8,7	29,6	16,0	1,3	21,3	0	4,5	0,4	12,7	0	3,0	2,7
	Traquibasalto	K10-342	0	9,2	24,9	17,0	3,4	21,1	0	5,2	0,4	13,0	0	3,1	2,8
	B. alcalino	K10-333	0	7,2	29,7	18,0	0	21,4	0	4,7	0,4	12,8	0,7	2,6	2,7
K10-2	B. alcalino	K10-002	0	9,1	28,0	18,0	0	20,3	0	4,9	0,4	12,7	3,1	1,0	2,4
	B. alcalino	K10-003	0	8,7	27,2	19,3	0	19,6	1,9	4,0	0,4	12,6	4,3	0	2,2
	B. alcalino	K10-005	0	8,0	24,8	17,0	3,1	23,6	0	5,2	0,4	12,7	0	3,1	2,7
	B. alcalino	K10-326	0	9,4	28,8	15,8	0	21,9	0,3	4,0	0,4	11,7	4,1	0	2,4
	B. alcalino	K10-324	0	9,2	25,7	19,2	0	20,7	2,8	3,2	0,4	12,3	4,3	0	2,5
	B. alcalino	K10-327	0	9,5	28,6	18,4	0	18,9	0	5,2	0,4	12,2	4,4	0	2,5
	B. alcalino	K10-330	0	9,5	25,3	16,9	1,5	23,0	0	5,2	0,4	12,3	0	3,1	2,7
	B. alcalino	K10-322	0	8,5	27,4	17,4	0	20	1,8	3,9	0,4	12,4	4,4	0	2,5
K10-3	B./Tefrita	K10-031	0	9,4	10,5	6,9	19,5	25,6	0	5,0	0,4	14,3	0	4,2	4,4
	B./Tefrita	K10-032	0	10,2	10,8	7,0	18,1	25,7	0	4,7	0,5	14,3	0	4,2	4,4
	B./Tefrita	K10-034	0	12,2	11,9	11,5	12,6	21,6	0	7,3	0,5	14,2	0	4,1	4,3
	B./Tefrita	K10-035	0	10,1	10,2	6,1	19,3	26,5	0	4,6	0,4	14,2	0	4,1	4,4
K11-1	B./Tefrita	K11-226	0	9,7	23,9	14,1	5,4	18,8	0	7,6	0,4	12,7	0	4,1	3,2
	B./Tefrita	K11-228	0	8,6	23,6	13,5	7,3	18,8	0	7,7	0,4	12,9	0	4,2	3,3
	B./Tefrita	K11-227	0	9,9	21,2	13,6	8,2	19,0	0	7,8	0,4	13,0	0	4,2	3,3
	B./Tefrita	K11-230	0	11,8	20	12,6	8,2	17,8	0	7,9	0,4	12,6	0	4,1	3,2
K11-2	B. alcalino	K11-017	0	7,4	30,5	17,6	0	19,1	0	7,7	0,4	12,7	0,5	2,7	1,5
	B. alcalino	K11-018	0	7,6	31,0	17,7	0	17,7	0	8,3	0,4	12,7	0,8	2,5	1,6
	Traquibasalto	K11-019	0	9,8	25,2	14,7	3,9	20,1	0	8,0	0,4	12,8	0	3,2	1,8
	B. alcalino	K11-347	0	7,4	29,9	16,9	0	18,6	1,9	7,0	0,4	12,3	4,2	0	1,8
	B. alcalino	K11-354	0	6,7	28,7	18,3	0	19,0	4,4	4,4	0,4	12,5	4,2	0	1,8
	Traquibasalto	K11-346	0	9,6	29,4	14,4	0,6	20,6	0	7,7	0,4	12,5	0	3,1	2,0
	B. alcalino	K11-352	0	7,4	30,2	17,0	0	18,7	1,7	6,6	0,4	12,4	4,1	0	1,7
	B. alcalino	K11-353	0	7,7	30,5	15,7	0	20,2	0	7,7	0,4	12,4	3,8	0,3	1,7
B. alcalino	K11-350	0	6,7	28,9	17,0	0	18,7	2,0	6,8	0,4	12,5	4,2	0	1,6	

Tabla 03. Resultado del cálculo en base anhidra a partir del software GCDkit 6.0 (Janoušek *et al.*, 2006). Qz: cuarzo; Or: ortoclasa; Ab: albita; An: anortita; Ne: nefelina; Di: diópsido; Hy: hipersteno; Ol: olivino; Il: ilmenita; Hm: hematita; Tn: titanita; Pf: perovskita; Ap: apatito; B. alcalino: basalto alcalino; B./Tefrita: basanita/tefrita.

De acuerdo al análisis normativo, las litologías que clasifican como tefritas/basanitas en Le Bas (1989), deben ser denominadas como tefritas debido a que no superan el 10% en olivino normativo, tal como lo establece Le Maitre (2002a). Los traquibasaltos son subdivididos en traquibasaltos potásicos según $\text{Na}_2\text{O} - 2,0 < \text{K}_2\text{O}$ y en hawaiitas si $\text{Na}_2\text{O} - 2,0 \geq \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 2002a). De las muestras claramente identificadas como traquibasaltos, hay cinco traquibasaltos potásicos y ocho hawaiitas, siendo el cerro L9-1 con tres hawaiitas y un traquibasalto potásico; el cerro K10-1 con seis hawaiitas y un traquibasalto potásico; y el cerro K11-2 con un traquibasalto potásico y una hawaiita. Los basaltos alcalinos son denominados como tal si presentan nefelina normativa en la norma CIPW, lo cual está basado en la clasificación a partir del tetraedro para basaltos de (Yoder y Tilley, 1962). El diagrama TAS de Le Bas (1986) no permite la determinación de la saturación de sílice en el caso de los basaltos, ya que no existe superficie perpendicular en este diagrama que sea, a su vez, perpendicular al plano de saturación del tetraedro para los basaltos. Por ello, Bellieni *et al.* (1983) realizaron la subdivisión entre basaltos alcalinos y subalcalinos según el diagrama de la figura 28-A, a partir del análisis de 7594 muestras de basaltos. Como resultado, los basaltos que grafican en el campo de basaltos alcalinos, tienen un 97% de posibilidades de ser correctamente clasificados como tales, las muestras que grafican en la superposición poseen tres veces más posibilidades de ser un basalto alcalino que subalcalino, y las muestras que grafican en el campo de basaltos subalcalinos poseen un 89% de posibilidades de ser clasificados con esa denominación. En este caso, la mayoría de basaltos están comprendidos en el campo de los basaltos alcalinos y seis muestras dentro de la superposición (cerros K10-2 y K11-2) (figura 28-B). A continuación, se resume la clasificación para el conjunto de muestras en la tabla 04.

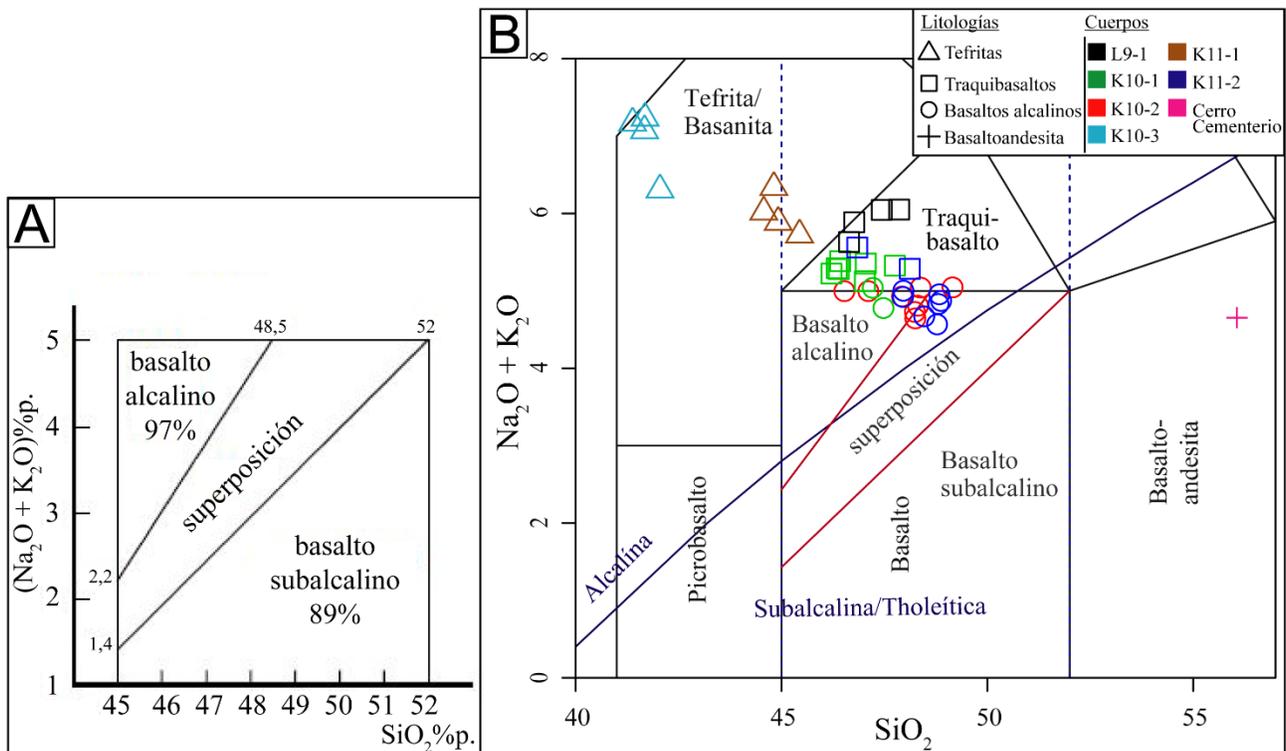


Figura 28. A) Clasificación entre basaltos alcalinos y subalcalinos modificado de Bellieni *et al.* (1983) (Fuente: Le Maitre, 2002a). B) Clasificación según diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986) con campos de basaltos alcalinos y subalcalinos según Bellieni *et al.* (1983).

Cuerpo	Clasificación geoquímica	Código
L9-1	Traquibasalto (traquibasalto potásico)	L9-313
	Traquibasalto (Hawaiiita)	L9-314
	Traquibasalto (traquibasalto potásico)	L9-315
	Traquibasalto (traquibasalto potásico)	L9-316
K10-1	Traquibasalto (Hawaiiita)	K10-009
	Traquibasalto (Hawaiiita)	K10-010
	Traquibasalto (Hawaiiita)	K10-011
	Traquibasalto (traquibasalto potásico)	K10-343
	Traquibasalto (Hawaiiita)	K10-332
	Basalto alcalino	K10-341
	Traquibasalto (Hawaiiita)	K10-337
	Traquibasalto (Hawaiiita)	K10-342
	Basalto alcalino	K10-333
K10-2	Basalto alcalino	K10-002
	Basalto alcalino	K10-003
	Basalto alcalino	K10-005
	Basalto alcalino	K10-326
	Basalto alcalino	K10-324
	Basalto alcalino	K10-327
	Basalto alcalino	K10-330
	Basalto alcalino	K10-322
K10-3	Tefrita	K10-031
	Tefrita	K10-032
	Tefrita	K10-034
	Tefrita	K10-035
K11-1	Tefrita	K11-226
	Tefrita	K11-228
	Tefrita	K11-227
	Tefrita	K11-230
K11-2	Basalto alcalino	K11-017
	Basalto alcalino	K11-018
	Traquibasalto (Hawaiiita)	K11-019
	Basalto alcalino	K11-347
	Basalto alcalino	K11-354
	Traquibasalto (traquibasalto potásico)	K11-346
	Basalto alcalino	K11-352
	Basalto alcalino	K11-353
	Basalto alcalino	K11-350
cerro Cementerio	Basalto-andesita	K11-025

Tabla 04. Clasificación geoquímica de las litologías analizadas, siguiendo Le Bas *et al.* (1986) y Le Maitre (2002a).

7.5. Diagramas de variación tipo Harker

Si bien se han encontrado ciertas heterogeneidades en las concentraciones de elementos mayores, menores y traza (figuras 29 y 30), la cantidad de muestras analizadas por cerro y ocasional dispersión de datos, hace dificultosa la determinación de tendencias evolutivas.

Particularmente, se observa que las tefritas del cuerpo K10-3 son las más enriquecidas en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, TiO_2 , P_2O_5 , Na_2O , Nb, Sm, Sr, La, Nd y Th respecto al conjunto de muestras alcalinas. Además, presentan una alta concentración de U junto con el cuerpo K11-2.

Adicionalmente, el cuerpo K11-2 posee la menor concentración de P_2O_5 , K_2O , Sm, Nd, Sr y La, y posee las mayores concentraciones de U, Cr y Ni. Posee concentraciones similares de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, CaO, Ni y Co a las tefritas del cuerpo K11-1, el cual es el cerro más cercano a este (localizado a 11,3 km al NE, también en el departamento de Tacuarembó).

Por otro lado, las litologías de los cuerpos K10-1 y K10-2, los cuales se encuentran separados por una distancia de 6 km, poseen concentraciones muy similares de óxidos, elementos menores y traza, siendo las rocas del cerro K10-1 generalmente más enriquecidas respecto al cuerpo K10-2, excepto en U, Cr, Ni y Co.

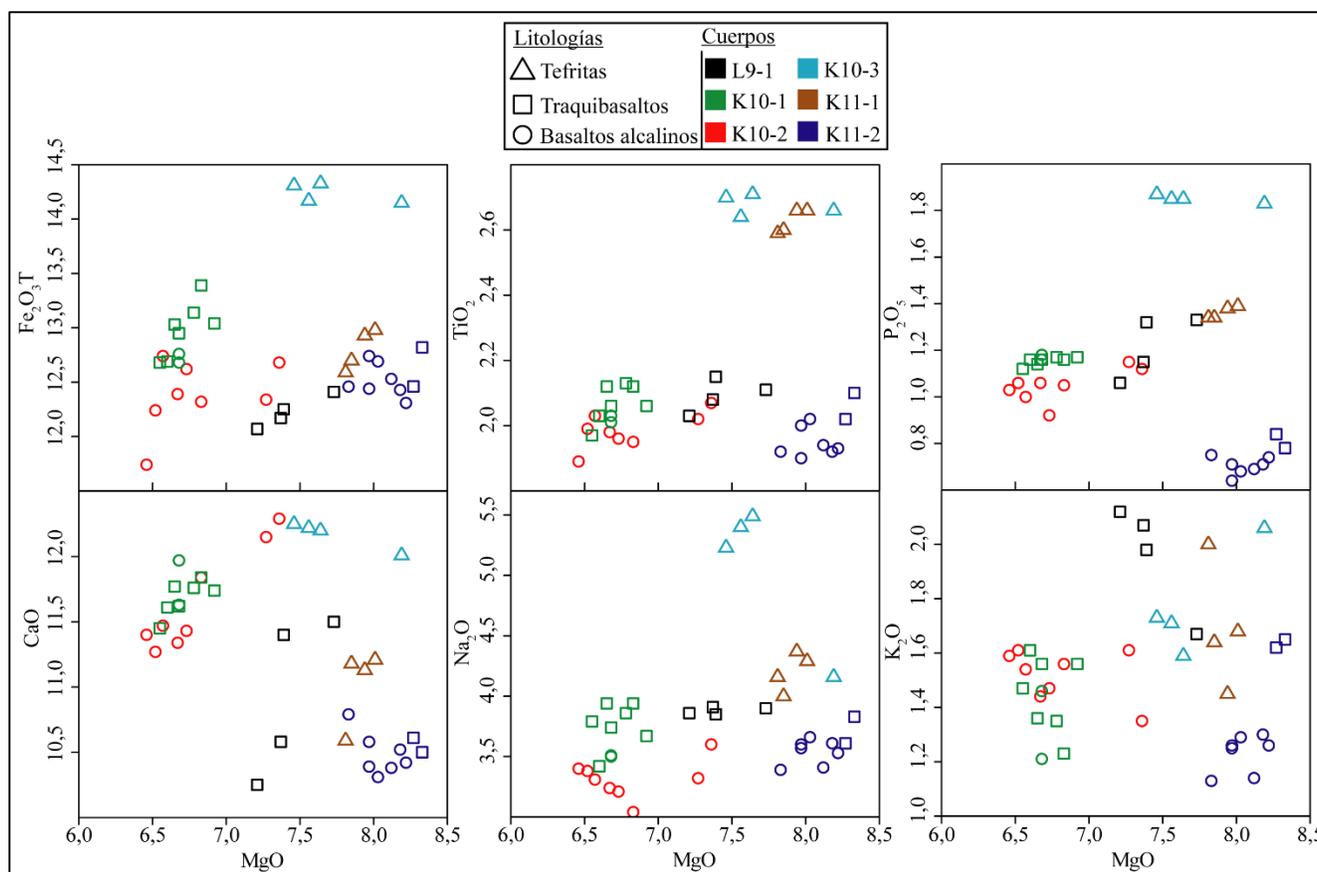


Figura 29. Diagramas de variación tipo Harker para elementos mayores respecto al óxido de magnesio (en %p.).

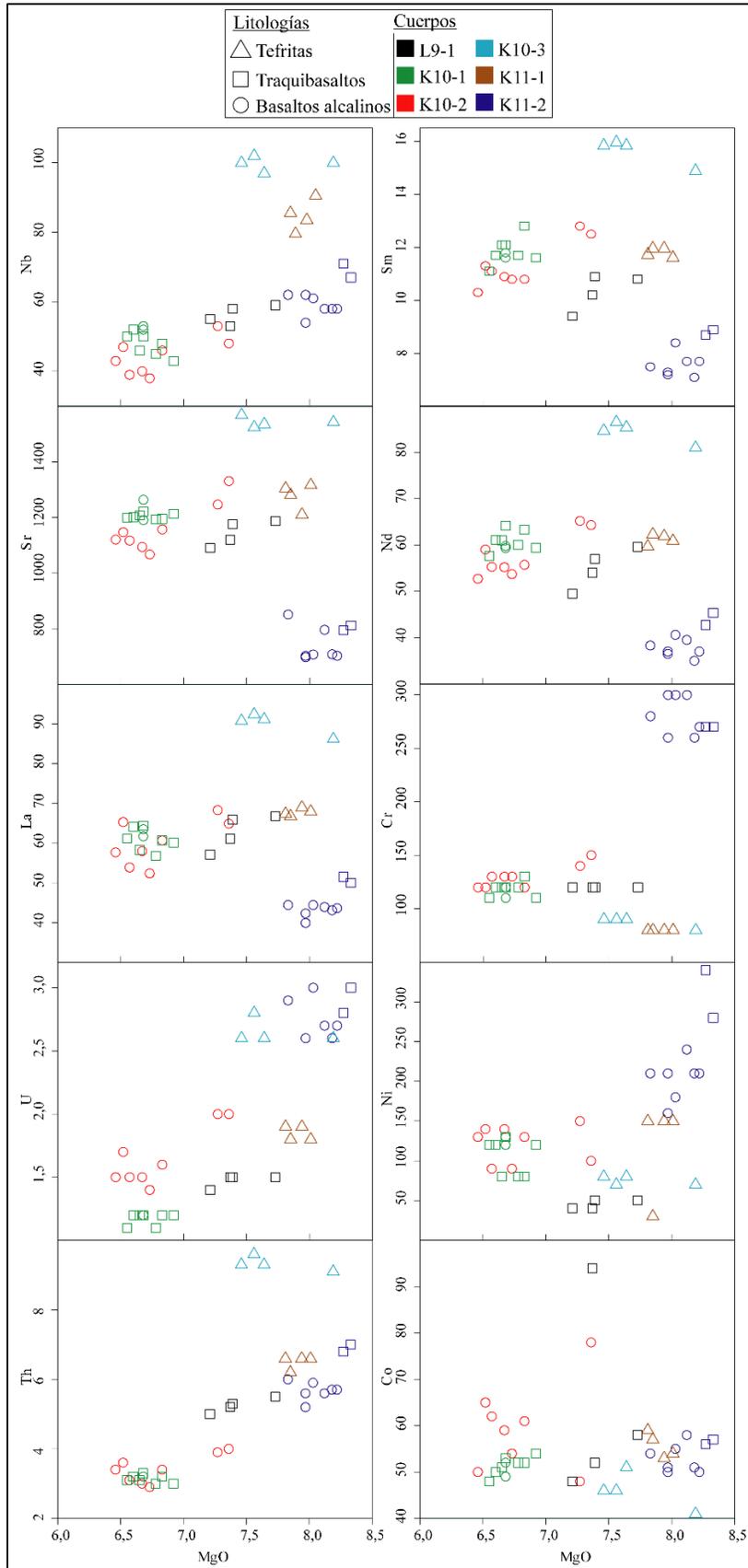


Figura 30. Diagramas de variación tipo Harker para elementos menores y traza (en ppm) respecto al óxido de magnesio (en %p.).

7.6. Comportamiento de elementos Tierras Raras

El análisis de los Elementos Tierras Raras se realizó a partir del diagrama tipo *spider* utilizando el condrito (Boynton *et al.*, 1984) como estándar de normalización.

Las rocas alcalinas presentan un patrón similar de elementos tierras raras (figura 31). Estas se encuentran fuertemente enriquecidas en elementos tierras raras livianas, presentando valores de $(La/Yb)_N$ de 14,16 a 28,32; $(La/Sm)_N$ de 2,98 a 3,89 y $(Gd/Lu)_N$ de 2,61 a 4,98. No poseen anomalía negativa de europio respecto al Condrito, obteniendo valores de $Eu/Eu^* (Eu_N/[Sm_N \times Gd_N]^{0,5}) = 0,99$ a 1,08. Los basaltos alcalinos y traquibasaltos son las rocas alcalinas menos enriquecidas en elementos tierras raras, siendo los basaltos alcalinos del cuerpo K11-2 los menos enriquecidos del conjunto. Por otro lado, las tefritas presentan el mayor enriquecimiento en tierras raras, especialmente las del cuerpo K10-3. Las litologías de los cuerpos K10-1 y K10-2 demuestran un comportamiento muy similar entre ellas, siendo las litologías del cuerpo K10-1 ligeramente más enriquecidas. Los traquibasaltos del cuerpo L9-1 poseen un enriquecimiento menor a los cuerpos K10-1 y K10-2, pero mayor al cuerpo K11-2; a excepción de un enriquecimiento menor en Yb y Lu, similar al cuerpo K11-1.

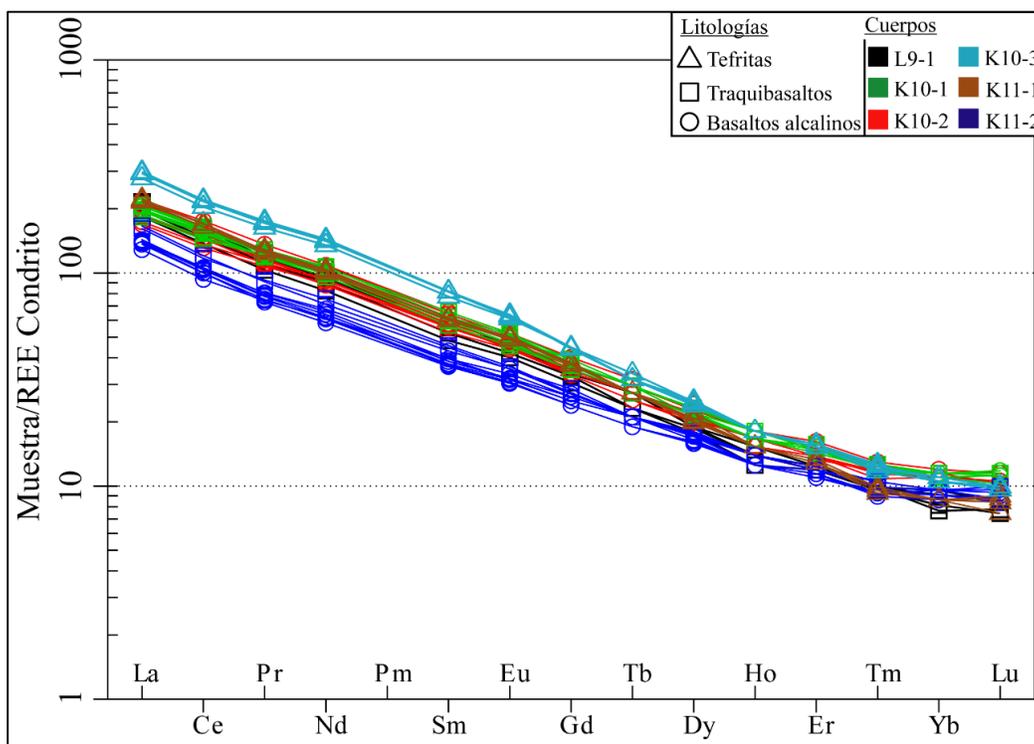


Figura 31. Diagrama de distribución de Elementos Tierras Raras normalizado a Condrito (Boynton, 1984).

7.7. Diagrama multielementos

El análisis de elementos incompatibles se realizó a partir del diagrama tipo *spider* utilizando el Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989) como estándar de normalización.

En este caso también se observa que el conjunto de rocas alcalinas presenta un patrón generalmente similar de elementos incompatibles (figura 32), siendo separados en función de su contenido y variación en tres grupos: el grupo que reúne las tefritas del cuerpo K10-3, el grupo que reúne los traquibasaltos y basaltos alcalinos de los cerros L9-1, K10-1, K10-2 y K11-1; y el grupo que reúne los traquibasaltos y basaltos alcalinos del cuerpo K11-2. En general, el conjunto de litologías alcalinas suele presentar anomalías negativas de Rb, Th, K, y Ti; y anomalías positivas de Nb, La y P.

Las tefritas de los cuerpos K10-3 y K11-1 se encuentran preferencialmente enriquecidas en elementos incompatibles, en especial las tefritas correspondientes al cuerpo K10-3. Tres de las cuatro litologías de este cuerpo no poseen la anomalía negativa de Rb que sí está presente en el conjunto de muestras alcalinas. La muestra que sí la presenta lo hace con un valor similar a los traquibasaltos y basaltos alcalinos de los cuerpos K10-1 y K11-2 (siendo 42 veces mayor que el Manto Primitivo). Asimismo, poseen una leve anomalía negativa de Th, en vez de la anomalía marcadamente negativa de Th que presenta el conjunto de rocas alcalinas. Las litologías de los cuerpos K10-3 y K11-1 poseen un enriquecimiento mayor e igual a 100 veces el Manto Primitivo en Cs, Ba, Nb y La. Las tefritas correspondientes al cuerpo K10-3, poseen a su vez, un enriquecimiento de Rb, Th, U y Ce mayor o igual a 100 veces el Manto Primitivo, y una anomalía positiva de P (promedio de $P_N = 85$ ppm), mayor a las tefritas del cuerpo K11-1 (promedio de $P_N = 63$ ppm).

Los traquibasaltos y basaltos alcalinos de los cuerpos K10-1 y K10-2 suelen presentar un comportamiento muy similar de elementos incompatibles. Se separan por diferencias en Cs (siendo el cuerpo K10-1 más enriquecido respecto al cuerpo K10-2), el Rb es levemente menos enriquecido en el cuerpo K10-1, el Nb es levemente menor en K10-2, el K es ligeramente menor en K10-1; y en general, el cuerpo K10-1 es levemente más enriquecido en HFSE respecto a las litologías del cerro K10-2.

Los traquibasaltos del cuerpo L9-1 poseen un menor enriquecimiento general respecto a las tefritas de los cuerpos K10-3 y K11-1, y un enriquecimiento generalmente mayor en elementos incompatibles a las litologías de los cuerpos K10-1 y K10-2, a excepción de un enriquecimiento marcadamente menor de Yb y Lu respecto al conjunto de rocas alcalinas.

Los traquibasaltos y basaltos alcalinos del cuerpo K11-2 poseen un comportamiento diferente dentro del conjunto de rocas alcalinas. Suelen exhibir un enriquecimiento menor en K-Nd, Sm, Eu y Dy respecto al conjunto de muestras alcalinas, presentando el menor valor de la anomalía negativa de K (levemente menor al enriquecimiento del cuerpo K10-1); y una anomalía negativa de Rb y una positiva de U, con similar enriquecimiento respecto a las tefritas del cuerpo K10-3.

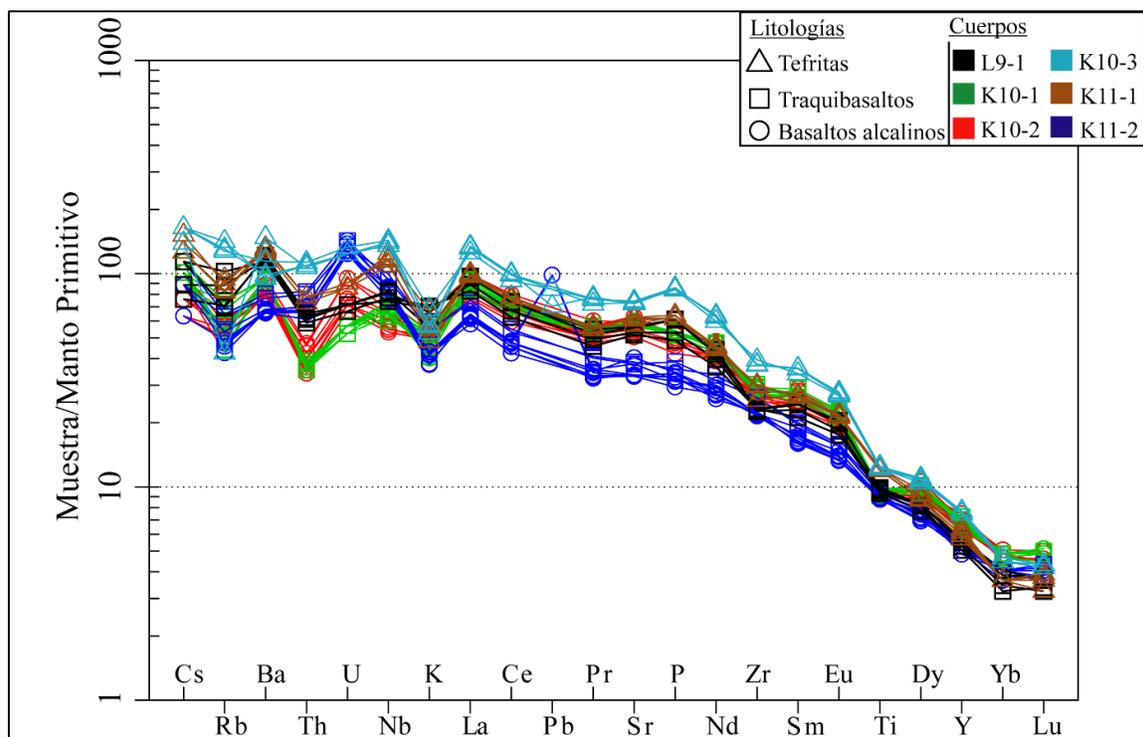


Figura 32. Diagrama de distribución de Elementos Incompatibles normalizado a Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989).

7.8. Caracterización de la fuente magmática

Para la caracterización de la fuente magmática según la litogeoquímica de las rocas analizadas, se utilizaron los diagramas universales de Pearce (2008), los cuales tienen en cuenta el contenido de los elementos incompatibles como el Th, Nb, Yb, y el TiO_2 . Estos elementos son útiles para la distinción entre campos de estabilidad de fundidos dentro del manto y corteza, estimando la profundidad de fusión del fundido originario.

En el diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb (figura 33-A), se observa que el conjunto de muestras alcalinas grafica dentro del campo MORB-OIB, encontrándose más cercanas a una fuente de tipo OIB que E-MORB o N-MORB. En el mismo se observa que este conjunto se divide en dos subgrupos, uno más enriquecido en las razones Th/Yb y Nb/Yb, y otro más empobrecido.

En el primer subgrupo se encuentran las rocas correspondientes a los cuerpos L9-1, K10-3, y K11-1, siendo las más enriquecidas las tefritas de los cuerpos K10-3 y K11-1. En el segundo subgrupo se encuentran las rocas pertenecientes a los cuerpos K10-1 y K10-2.

En el diagrama de Nb/Yb vs. TiO_2/Yb (figura 33-B), las rocas alcalinas grafican dentro del campo OIB (de fusión profunda), y particularmente, dentro del campo de rocas alcalinas cercanas a una fuente tipo OIB. En este conjunto se visualiza una similar razón de Nb/Yb y TiO_2/Yb entre los cuerpos K10-1 y K10-2, L9-1 y K11-2, y K11-1 separado de K10-3. Dentro del primer grupo, las litologías del cuerpo K10-3 son más enriquecidas en Nb/Yb; entre el cuerpo L9-1 y K11-2, las rocas del cuerpo L9-1 poseen una mayor concentración en TiO_2/Yb ; los cuerpos K10-3 y K11-1 grafican ligeramente separados uno de otro siendo más enriquecido en ambas relaciones Nb/Yb y TiO_2/Yb en el caso del cuerpo K11-1.

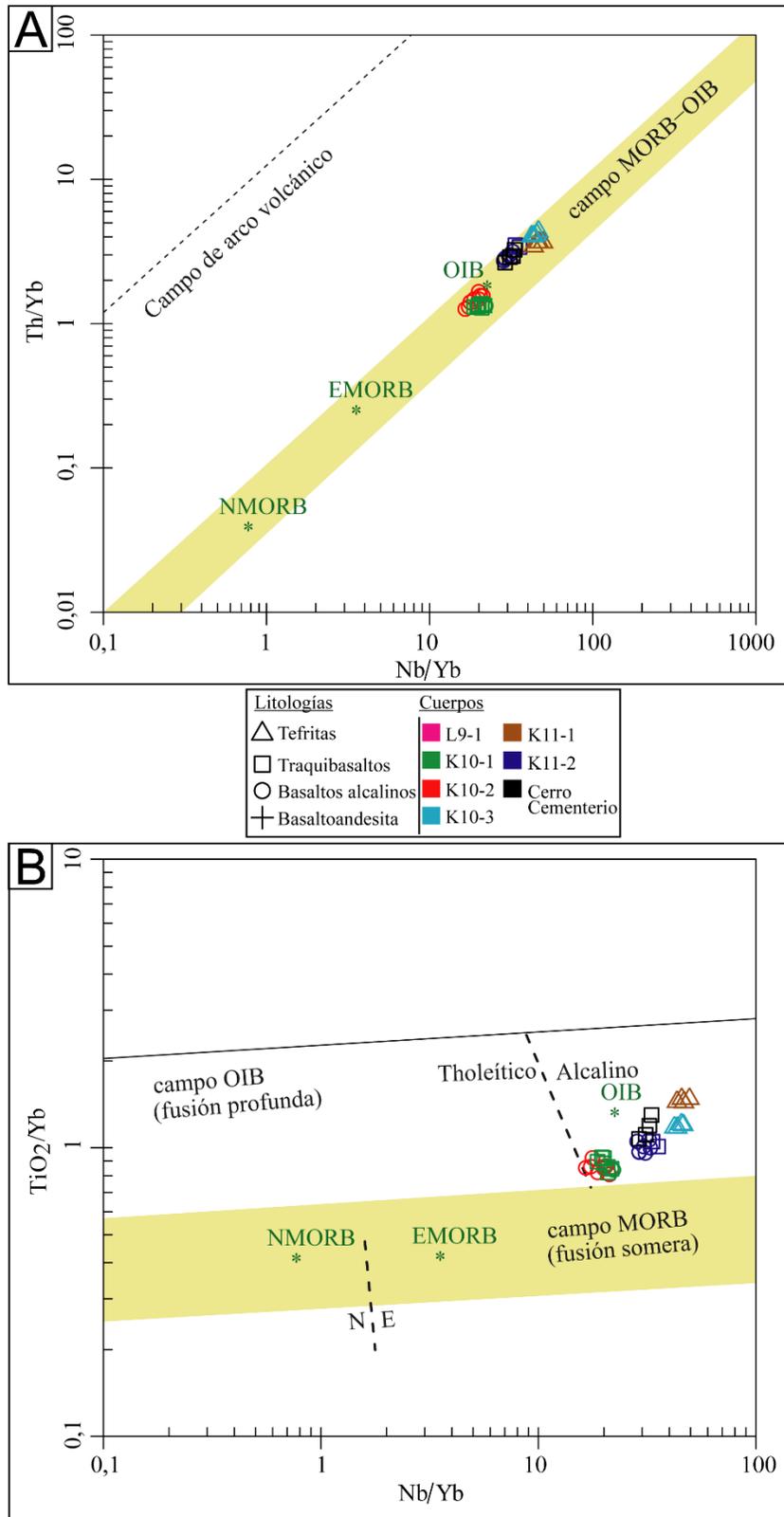


Figura 33. Diagramas de fuente magmática según Pearce (2008). A) Diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb. B) Nb/Yb vs. TiO₂/Yb.

7.9. Caracterización del contexto geotectónico

Siguiendo los diagramas de Meschede (1986) y Cabanis y Lecolle (1989) (figura 34), las rocas alcalinas se encuentran relacionadas a un contexto intraplaca continental - anorogénico. Las litologías pertenecientes a los cuerpos L9-1, K10-1, K10-2 y K10-3 grafican dentro del campo intraplaca, y las litologías del cerro K11-2 grafican dentro del campo de contexto anorogénico, siendo las litologías del cuerpo K10-1 transicionales entre ambos campos. En ambos diagramas se resalta el carácter alcalino de las litologías.

En el caso del diagrama de Meschede (1986) (figura 34-A), se observa la división entre dos subgrupos, diferenciando los cerros K10-1 y K10-2 de los cuerpos L9-1, K10-3, K11-1 y K11-2, siendo estos últimos más enriquecidos en Nb.

En el caso del diagrama de Cabanis y Lecolle (1989) (figura 34-B) se observa una tendencia cóncava y continua desde el campo anorogénico alcalino hacia el campo intraplaca.

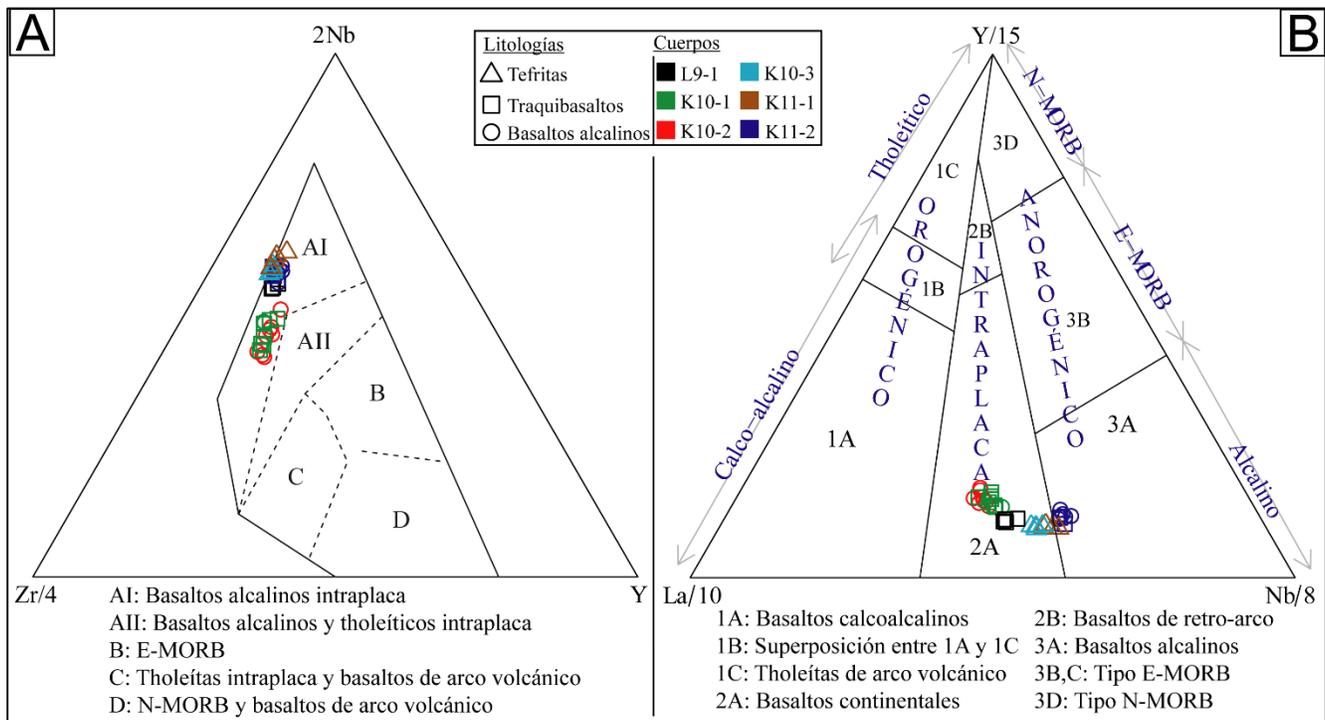


Figura 34. Diagramas de contexto geotectónico. A) Diagrama triangular Nb-Zr-Y según Meschede (1986); B) Diagrama triangular Y-La-Nb según Cabanis y Lecolle (1989).

CAPÍTULO 8: GEOCROLOGÍA

Cinco muestras identificadas como alcalinas a partir del análisis litogeoquímico fueron datadas por el método ^{40}K - ^{40}Ar en roca total.

Los resultados del análisis geocronológico de las muestras analizadas en el presente trabajo se indican en la siguiente tabla:

Nombre del cuerpo	Coordenadas geográficas (Lat./Lon.)		K (%)	^{40}Ar rad. (ng/g)	% ^{40}Ar aire	Edad (Ma)	Error
L9-1 (cerro Cololó)	31°18'27.90"S	56°32'5.60"O	1,45 ± 02	7,33 ± 05	27,7	71,5	2,1 (2 σ)
K10-1	31°25'11.42"S	56°30'33.20"O	1,08 ± 02	5,220 ± 027	21,3	68,5	2 (2 σ)
K10-2	31°27'12.27"S	56°27'50.15"O	1,30 ± 02	7,24 ± 03	11,3	78,5	5 (2 σ)
K10-3	31°28'46.51"S	56°21'39.22"O	1,24 ± 02	5,74 ± 02	12,6	65,5	4 (2 σ)
K11-2 (cerro del Paso)	31°35'37.18"S	56°16'30.30"O	1,07 ± 02	6,01 ± 03	23,5	79,2	2,5 (2 σ)

Tabla 05. Edades de los cuerpos alcalinos analizados.

Los errores obtenidos a partir del análisis geocronológico se encuentran en un rango entre 2 y 2,5, siendo un rango aceptable para la consideración de estos resultados.

Las edades obtenidas para dos de los tres cuerpos caracterizados como alcalinos en Olivera (2019), corresponden a $63,7 \pm 2,5$ Ma (cerro de la Virgen), y $51,5 \pm 1,7$ Ma (cerro Bonito). A partir de estas nuevas edades en los cuerpos caracterizados como alcalinos, es posible distinguir dos etapas de actividad magmática alcalina en la Cuenca Norte, una a partir del Cretácico Tardío y otra en el Paleógeno (figura 35). Se diferencian los cuerpos K11-2, K10-2, L9-1 y K10-1 como claramente pertenecientes al Cretácico Tardío; mientras que los cuerpos K10-3 y el cerro de la Virgen son transicionales entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno; el cerro Bonito es claramente de edad Paleógena (figura 35).

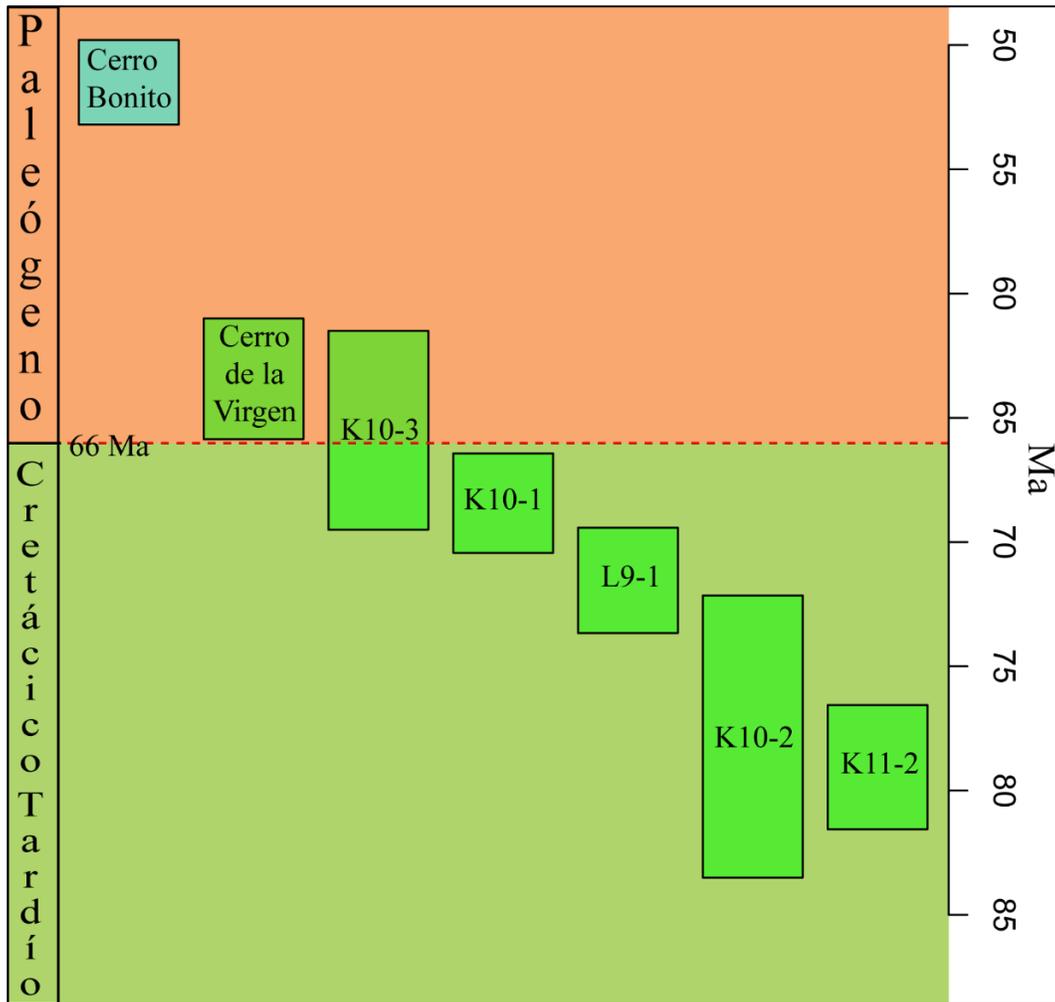


Figura 35. Distribución de las edades de los cuerpos analizados en el presente trabajo, considerando sus errores analíticos. Se adicionaron las edades obtenidas para los cuerpos alcalinos caracterizados por Olivera (2019).

CAPÍTULO 9: DISCUSIÓN

9.1. Consideraciones generales

Los cuerpos alcalinos estudiados suelen destacar frente a la penillanura basáltica por su topografía elevada, su geomorfología circular a elipsoidal y sus afloramientos de coloración blanquizca en imágenes satelitales (figura 09, capítulo 5, sección 5.2.), respecto a las rocas circundantes. La generación de topografías positivas (conformando cerros), suele ser una característica para los afloramientos de naturaleza alcalina aquí caracterizados, y también en Olivera (2019), sugiriendo una erosión diferencial para estas litologías respecto a la Formación Arapey circundante. Sin embargo, el cerro Cementerio exhibe características geomorfológicas y estructurales similares a los cuerpos alcalinos, a pesar de presentar afinidad química tholeítica. Asimismo, este último presenta un grado de acidez intermedia, entendiéndose que la erosión diferencial del mismo es coherente respecto a los derrames básicos que lo rodean. Teniendo en cuenta que los cuerpos aquí estudiados presentan una acidez menor que los basaltos circundantes de la Formación Arapey, se esperaría que estos ostenten una topografía menos marcada frente a estos derrames. Sin embargo, la diferencia de edad de extrusión entre ambas unidades es de aproximadamente 64 Ma, siendo la Formación Arapey la que fue mayormente afectada por los procesos de denudación. Los extensos derrames de lava generados por la Formación Arapey presentan una modalidad de emplazamiento muy diferente respecto a este magmatismo alcalino, el cual se encuentra restringido a la ubicación geográfica del cerro. Por otro lado, las rocas alcalinas suelen ser más masivas y menos amigdaloides que los derrames basálticos dominantes en la región, influyendo en su menor tasa de meteorización.

Un rasgo estructural importante, presente y reiterado en todos los cerros de rocas alcalinas estudiados, es la existencia de estructuras columnares. Según Phillips *et al.* (2013), la disyunción columnar en rocas ígneas suele darse en un amplio rango de composiciones (rocas félsicas o máficas), en condiciones subaéreas a subglaciales, en diques y sills, e incluso en algunas rocas piroclásticas. Este tipo de estructuras suele generarse por la contracción que sufre un derrame de lava o intrusión somera durante su enfriamiento (Budkewitsch y Robin, 1994). Según estos autores, la superficie de enfriamiento comienza a generar fracturas hacia el interior del derrame. Esto sucede una vez que el fundido excede el esfuerzo de tensión, lo que comenzaría por debajo de una temperatura de 980°C aproximadamente (Lamur *et al.*, 2018). Estas fracturas avanzan generalmente de manera perpendicular a las isotermas del flujo, o lo que es igual a las superficies en donde el esfuerzo de tensión es igual en todas las direcciones (Spry, 1962; Budkewitsch y Robin, 1994) (figura 36-A). En la superficie de contacto con el aire o la roca encajante, suelen generarse geometrías pentagonales a hexagonales, las cuales liberarían de manera más eficiente el esfuerzo de tensión (Mallet, 1875), desarrollando fracturas que se propagan con ángulos de 120° grados (figura 36-B). El grado de hexagonalidad y el tamaño del diámetro de los polígonos de las caras basales de las columnas suelen estar asociados a una mayor madurez de la estructura, lo que significa una tasa menor de enfriamiento (Budkewitsch y Robin, 1994).

Asimismo, Tomkeieff (1940) y Spry (1962), definieron dos tipos de zonas dentro de un derrame con disyunción columnar, una zona caracterizada por el desarrollo de fracturas irregulares y columnas menos definidas orientadas al azar, denominada *entablature*; y una zona caracterizada por el desarrollo de columnas paralelas bien definidas, igualmente espaciadas, denominada como *colonnade* (figura 36-C). Esta última suele desarrollarse en los niveles inferiores del derrame, mientras que la zona *entablature* suele estar relacionada con niveles más someros, sometidos a la posible interacción con el agua de lluvia (Saemundsson, 1970). Todos los cuerpos analizados presentan el desarrollo de disyunción columnar, exhibiendo la facies *colonnade* como predominante, indicando un enfriamiento relativamente lento del magma como para la generación de columnas bien definidas. Solo en los cuerpos K10-1 y K10-2 se encontraron facies *entablature* en los niveles intermedios, y *colonnade* tanto en la base como en el tope (figura 36-D, E). Según Budkewitsch y Robin (1994) y Spry (1962) esto sucede por la intercepción de dos sets opuestos de fracturación, resultando en el desarrollo de columnas irregulares.

Las litologías encontradas en los niveles inferiores de los cerros exhiben columnas de menor tamaño y con menor hexagonalidad respecto a las comúnmente encontradas hacia el tope, indicando un aumento de madurez de la estructura hacia el centro del cuerpo (Budkewitsch y Robin, 1994). Esto sugeriría una diferencia en la tasa de enfriamiento desde el centro a la periferia, lo cual es típico de derrames o intrusiones someras emplazadas con geometría esférica a elipsoidal (*plugs* y *necks*) (Spry, 1962).

El cerro L9-1, posee las columnas con mayor hexagonalidad y diámetro del presente estudio, estimándose así una menor tasa de enfriamiento para el fundido que conformó las actuales litologías expuestas (figura 36-F). Sin embargo, el cuerpo denominado cerro Bonito en Olivera (2019), exhibe una hexagonalidad aún mayor hacia el tope (figura 36-G), indicando la zona con menor tasa de enfriamiento hasta ahora estudiada en el conjunto de cuerpos alcalinos de la Cuenca Norte. A su vez, las estrías presentes en las caras laterales de las columnas de los cuerpos K10-1 y K10-3 y los niveles lajosos del cuerpo K10-1, estarían sugiriendo un incremento local en la tasa de enfriamiento (Ryan y Sammis, 1978; Budkewitsch y Robin, 1994).

La presencia de un nivel *colonnade* bien desarrollado hacia el tope de los cerros, sugiere la existencia de un nivel más vesicular superior que fue erosionado y/o roca encajante por encima de este nivel que permitiera la formación de la facies (Long y Wood, 1986; Moraes *et al.*, 2020). Asimismo, se encuentran columnas orientadas hacia el centro de los cuerpos K10-1 y K10-2, sugiriendo una orientación radial de las mismas, existiendo un contacto subvertical con la roca caja, asemejándose a un cuerpo con forma de “abanico invertido” (*inverted fan*; Spry, 1962). Según el autor, este tipo de orientación de columnas es común en *necks* y *plugs*.

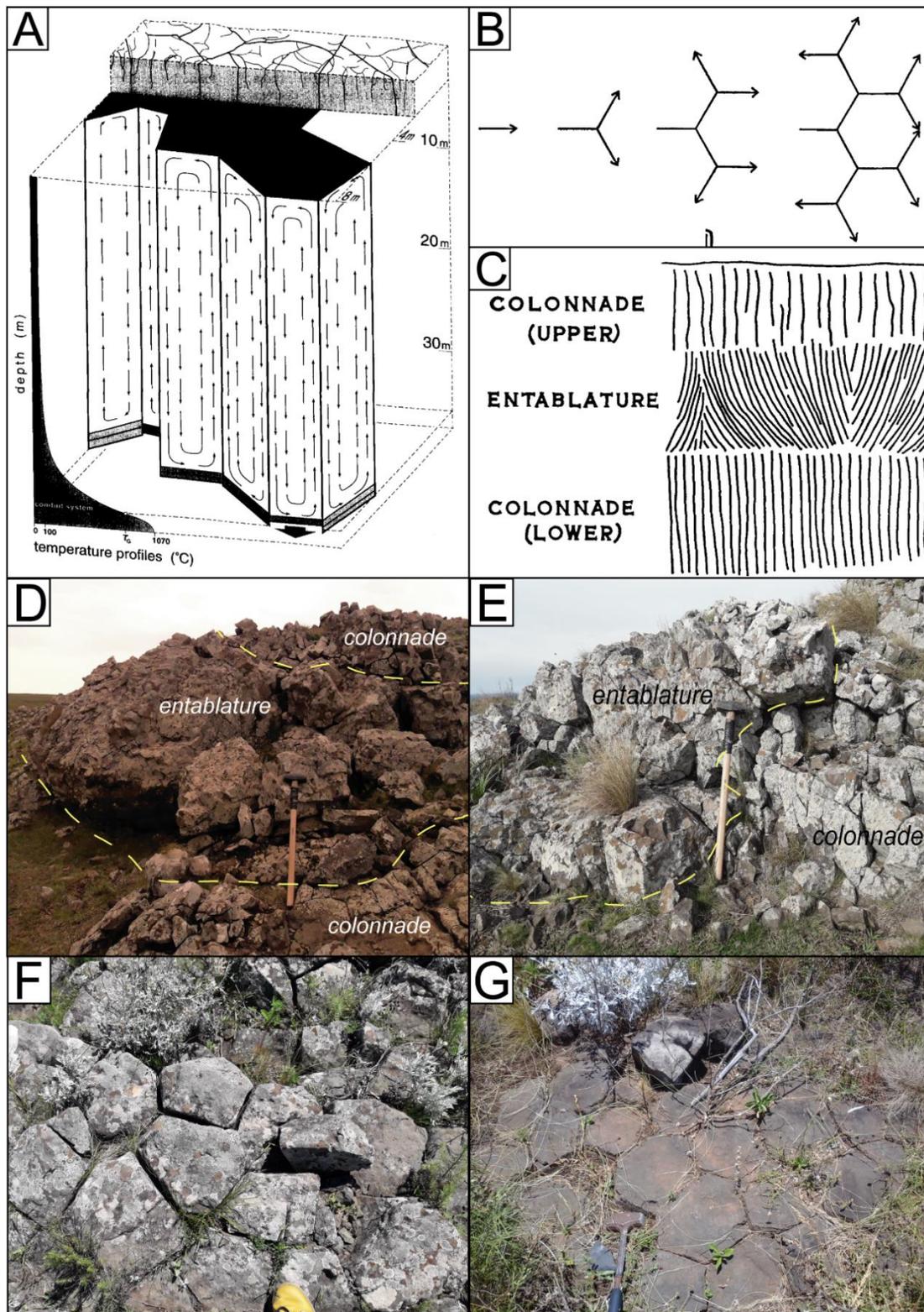


Figura 36. A) Propagación de la disyunción columnar en un flujo de lava (fuente: Budkewitsch y Robin, 1994); B) Hipótesis de la propagación de fracturas en planta para la formación de caras basales hexagonales en disyunción columnar (fuente: Spry, 1962); C) Esquema de las divisiones entablature y colonnade en un derrame de la Provincia Columbia River (fuente: Spry, 1962); D) Nivel de *entablature* en cuerpo K10-2; E) Nivel de *entablature* en cuerpo K10-1. F) Disyunción columnar vista en planta, al tope del cuerpo L9-1; G) Disyunción columnar vista en planta, tope del cerro Boinito (fuente: Olivera, 2019).

Los cuerpos alcalinos conocidos como cerro Bonito, cerro de la Virgen y cerro Picazo (Olivera, 2019), fueron postulados como *plugs* debido a que cumplen características como presentar disyunción columnar sub-vertical y/o subhorizontal, la cual puede ser radial, concéntrica o poligonal; poseer mayor cantidad de xenolitos y xenocristales que los flujos de lava que los rodean; son petrográficamente diferentes de los flujos de lava que los rodean, a la misma elevación; se meteorizan a una tasa menor que los flujos de lava y las rocas pertenecientes al basamento; poseer forma cónica o con tope redondeado, y en planta suelen ser circulares a elipsoidales; y se encuentran posicionados generalmente sobre fracturas y lineamientos del basamento (Roach *et al.*, 1994). Los cerros aquí estudiados cumplen con las mismas características, caracterizándose como *plugs* (figura 37), siendo cuerpos aislados, circulares a elipsoidales en planta, que funcionan como conductos verticales de material ígneo. Diversos autores han identificado varios *plugs* alcalinos dentro la PMP (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1991, 1992; Velázquez *et al.*, 2003, 2006; Brod *et al.*, 2004; Gomes *et al.*, 2011, entre otros).

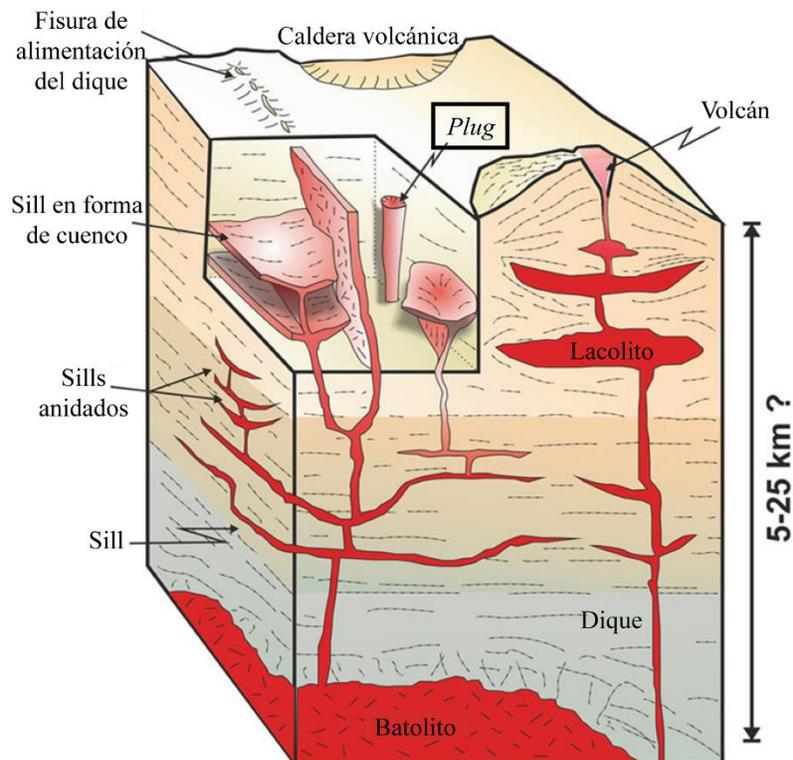


Figura 37. Sistema magmático con diferentes cuerpos asociados, entre ellos el *plug* (Fuente: modificado de Jerram y Bryan, 2018).

Mineralogía, petrografía y procesos asociados

Las rocas alcalinas estudiadas presentan megacristales (3 cm – 1 cm), macrocristales (3 mm - 1 mm), microcristales (< 1 mm) y vidrio, sugiriendo diferentes etapas de enfriamiento dentro de la misma roca. Esta variación en el tamaño cristalino no es extraña en sistemas magmáticos, donde varios eventos de enfriamiento y cristalización suceden en distintos momentos o a través de diferentes pulsos, generando una textura heterogénea de cristales con diferente evolución (Jerram *et al.*, 2018). Esta textura inequigranular porfírica indicaría que el ascenso del magma hacia la superficie fue interrumpido por períodos de cristalización

en cámaras magmáticas más profundas (Gill, 2010a). La población de mayor tamaño habría comenzado su formación y crecimiento en sectores más profundos respecto a los cristales correspondientes a la matriz, siendo algunos de estos cristales mayores de augita probables xenolitos/xenocristales. Asimismo, se han encontrado xenolitos de composición cuarzosa (en los cuerpos L9-1, K10-2, K11-1 y K11-2), siendo el xenolito del cuerpo K11-1 correlacionado con las areniscas de la Formación Tacuarembó debido a sus características texturales y mineralógicas (Leites, 2020), lo que sugiere una posible asimilación cortical que será evaluada más adelante (sección 9.2: Litogeoquímica). El resto de los xenolitos cuarzosos podrían pertenecer a esta unidad, sin embargo, no se descarta la presencia de xenolitos del basamento.

Por otro lado, las estructuras vacuolares y amigdalas son poco abundantes (3%) y muy esporádicas en este tipo de rocas, siendo un valor bajo respecto al común de los derrames basálticos de la unidad que los rodea (Formación Arapey). Sin embargo, el contenido de volátiles presente en este tipo de magmas no suele ser bajo como para impedir el desarrollo de vesículas (Dixon *et al.*, 1997), lo cual es soportado por la presencia de carbonatos.

La inexistencia de texturas de desvitrificación, la diversidad en el tamaño cristalino, la textura subidiomórfica y el bajo porcentaje de vidrio y vesículas, descarta la posibilidad de que estas litologías correspondan al enfriamiento de un derrame subaéreo. Tanto las estructuras columnares como texturales sugieren que el magma que originó estas litologías fue emplazado dentro de niveles someros de la corteza (< 3 km) (Rocchi y Breitreuz, 2018; Westerman *et al.*, 2018).

Jerram y Martin (2008), indican que pueden ser reconocidos cuatro elementos principales en una roca ígnea: fenocristales, xenocristales, antecristales y microlitones. Según los autores los fenocristales presentan la connotación genética de haber cristalizado del magma en el cual se encuentran hospedados, estando en equilibrio con la matriz, presentando un mayor tamaño respecto a esta y una geometría automorfa (Gill *et al.*, 2006); los xenocristales se encuentran en desequilibrio con el magma hospedero y el propio sistema magmático, indicando procesos de asimilación, presentando comúnmente bordes de reacción; los antecristales derivan del mismo sistema magmático pero han cristalizado de manera temprana o han sido retenidos en diferentes zonas del sistema magmático, presentando un origen en común pero pasando por diferentes procesos dentro del sistema; los microlitones se forman durante la erupción de un magma, debido a la desvolatilización, presentando tamaños menores al milímetro. Gill *et al.* (2006), indica que puede ser difícil la diferenciación de antecristales y xenocristales, ya que los xenocristales podrían pertenecer a rocas vinculadas con el mismo sistema magmático; a su vez, los antecristales pueden ser confundidos por fenocristales si ambos se forman de manera similar, pero muy separados en el tiempo.

Los cristales mayores de augita y plagioclasa poseen texturas de reabsorción (núcleo con textura cribada y/o bordes redondeados) (figura 38), indicando que los cristales reaccionaron con un líquido de diferentes condiciones termodinámicas y/o físico-químicas (Gill, 2010b). Los procesos de reabsorción conllevan la remoción parcial de material cristalino, la cual puede ocurrir en el exterior de cristales automorfos, generando bordes cristalinos redondeados; y/o

afectar a todo el cristal generando una estructura “celular”, también conocida como textura cribada o *sieve texture* (Streck, 2008). Los cristales de plagioclasa presentan disolución de tipo superficial, generando cristales redondeados; mientras que los cristales de augita poseen tanto disolución superficial como reabsorción pervasiva (figura 38). Asimismo, algunos de estos cristales presentan un núcleo con una coloración verdosa en luz polarizada plana y un borde de color pardo (en cuerpos K10-2 y K11-1) (figura 38-A). Este tipo de núcleo cristalino es común en piroxenos de magmas alcalinos, los cuales indican un zoneamiento inverso, asociado a procesos de sistema abierto (mezcla de magmas o contaminación) (Brooks y Printzlau, 1978; Barton y Bergen, 1981; Da Silva *et al.*, 2020). La presencia de este tipo de cristales ha sido explicada por: a) el aumento de la fugacidad del oxígeno y/o agua (Borely *et al.*, 1981) b) mezcla de magmas (Brooks y Printzlau, 1978) c) corresponden a xenocristales incorporados al fundido (Barton y Bergen, 1981). Un megacristal encontrado en el cuerpo K11-2 (“grupo 1” en capítulo 6: Petrografía, sección 6.1.1.2.), posee un núcleo de coloración marrón oscura en luz plana polarizada (figura 38-B), posiblemente relacionado a una mayor concentración de TiO_2 , Na_2O , elementos incompatibles y menores relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (Neumann, 2019). El borde alrededor de los núcleos con reabsorción pervasiva, desarrolla en menor medida esta textura y presenta bordes subautomorfos a aserrados, con ocasionales golfos de corrosión. Este tipo de zona indica un recrecimiento cristalino en nuevas condiciones de equilibrio; sin embargo, los bordes aserrados y con golfos de corrosión indican que estos cristales no alcanzaron el completo equilibrio con el líquido hospedero. Excepcionalmente, el cristal de núcleo marrón anteriormente mencionado posee una zona intermedia entre el núcleo marrón y el contacto con los cristales de la matriz, presentando un fuerte desarrollo de textura cribada, sugiriendo tres etapas de reabsorción y recrecimiento cristalino (figura 38-B). Asimismo, el análisis con MEB indica una mayor concentración de CaO hacia el borde del cristal, soportando la hipótesis de la zonación inversa en estos cristales con núcleos de coloración verdosa.

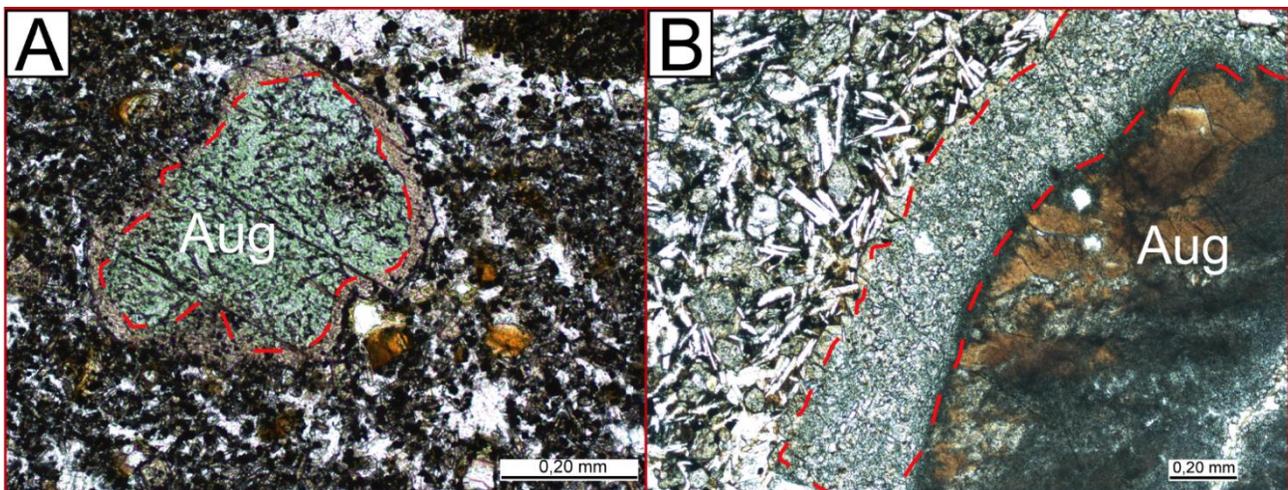


Figura 38. Minerales de augita con textura cribada. A) Cristal de augita con núcleo verdoso y borde pardo, presentando una superficie con signos de reabsorción entre núcleo y borde (indicada en rojo). B) Megacristal de augita con núcleo de coloración marrón, con dos superficies de reabsorción entre núcleo y borde (indicada en rojo).

En síntesis, el conjunto de rocas alcalinas presenta evidencias que sugieren el desequilibrio entre los cristales mayores y la matriz en la cual se encuentran, por lo tanto, los cristales mayores no serían fenocristales. Para diferenciarlos entre antecristales y xenocristales se requiere aplicación de otra metodología, por ejemplo, conocer la composición química de los minerales (núcleo y borde) y de la matriz (Larrea *et al.*, 2012).

Por otro lado, como fuera mencionado en el Capítulo 6, en estas litologías suelen ocurrir estructuras globulares con nefelina, nefelina-carbonato, analcima-carbonato, nefelina-augita-opacos y analcima-carbonato-augita. Estas estructuras son identificadas como vesículas formadas previo al enfriamiento completo del fundido (Smith, 1967), denominadas como ocelos (*ocelli*). Como características generales, estas estructuras presentan formas elipsoidales a subesféricas con un contacto neto con la matriz, minerales radial- o tangencialmente ordenados alrededor de estos, con ocasional textura variolítica y presencia de vidrio, minerales opacos esqueléticos y un núcleo con carbonato (Smith, 1967; Phillipotts, 1990; Demeny y Harangi, 1996). Son comunes en lamprófidos, rocas alcalinas y carbonáticas (Cooper, 1979; Foley, 1984; Macciota *et al.*, 1990; Rock, 1991; Demeny *et al.*, 1997; Nédil y Tóht, 2003; Nosova *et al.*, 2021). Su origen ha sido explicado por inmiscibilidad durante la cristalización (Phillipotts 1976), o por la segregación de fluidos tardíos o amígdalas (Azbej *et al.* 2006), los cuales suelen ser zoneados con un interior de analcima-carbonato y una periferia con minerales pertenecientes a la matriz (Foley, 1984).

La aparición reiterada de este tipo de estructuras sugiere un contenido alto en volátiles en el magma que dio origen a las litologías alcalinas, siendo el CO₂ uno de los volátiles importantes en el mismo. Debido a la descompresión que ocurre en este magma rico en volátiles durante el ascenso, los fluidos se sobresaturan y son exueltos, generando la formación de las estructuras ocelares.

Según Nosova *et al.* (2021), los minerales primarios nunca ocurren dentro de este tipo de estructuras, explicando la presencia de minerales como la augita por la invasión de minerales pertenecientes a la matriz. Esto sugiere una disolución del ocelo en el fundido tardío debido a la disminución de la presión y un escape de CO₂, y aumento de la solubilidad del fundido, pudiendo redissolver parte del fluido carbonático que ha sido exuelto (Brooker *et al.*, Mauger, 1988). La invasión de minerales correspondientes a la matriz en este tipo de estructuras descarta la posibilidad de que sean amígdalas. Asimismo, la presencia de vidrio y minerales opacos, observada en luz transmitida, con textura fibrosa indica un sobreenfriamiento en estas estructuras (Blander *et al.*, 1976).

A partir de este estudio se confirma la presencia modal de nefelina en los cuerpos alcalinos de la Cuenca Norte. Estos cristales se encuentran en forma de megacristales automorfos a subautomorfos de hasta 3 cm, automorfos y xenomorfos de aproximadamente 0,20 mm comúnmente dentro de los ocelos y también asociada con carbonatos. Ocelos de nefelina y carbonato han sido interpretados como resultado de la inmiscibilidad de líquido silicatado-carbonatado (Kjarsgaard y Peterson 1991; Roedder, 1997). Asimismo, a partir del análisis con microscopio petrográfico y MEB, se distinguieron cristales de analcima aislados y asociados a estos ocelos. Las analcimas pueden aparecer como resultado de alteración de feldespatoides

en rocas ígneas, así como resultantes de procesos hidrotermales (Wikinson y Hensel, 1994). Otros autores postulan que la analcima xenomorfa y anisótropa en rocas ígneas puede ser considerada como primaria (Pirsson, 1896; Washington 1898) o como producto de desvitrificación de vidrio volcánico (Rock, 1977). Según Wikinson y Hensel (1994), es posible la conversión de nefelina a analcima en condiciones subsólidas, lo que es común en cuerpos intrusivos someros conformados por doleritas con nefelina como mineral original. Asimismo, Harangi (1994) señala que las analcimas primarias son automorfas y que provienen de un magma hidratado, rico en sodio.

Las analcimas aquí estudiadas poseen una geometría xenomorfa dentro de los ocelos, a ocasionalmente automorfa, encontrando pequeñas fracturas dentro de los cristales que podrían indicar un rápido enfriamiento (Blander *et al.*, 1976). Sin embargo, para definir si son primarias o si fueron generadas por fluidos hidrotermales se necesitaría el análisis de la química mineral y la utilización de isótopos estables, además del análisis textural (Demeny *et al.*, 1997).

Clasificación y nomenclatura

Las litologías clasificadas como tefritas (capítulo 7: Geoquímica, sección 7.3.), se caracterizan por la ausencia de plagioclasa y presencia de nefelina como feldespatóide principal, siendo correctamente clasificadas como tefritas con nefelina de acuerdo a los criterios establecidos por Le Maitre (2002a). Por otro lado, las litologías identificadas como “Grupo 1 – Litologías con el mayor porcentaje modal de plagioclasa” (capítulo 6: Petrografía, sección 6.1.1.2.), corresponden a las variedades de basaltos alcalinos caracterizados en el capítulo 7: Geoquímica; mientras que las litologías correspondientes al “Grupo 2- Litologías con menor porcentaje de plagioclasa” (capítulo 6: Petrografía, sección 6.1.1.2.), fueron clasificados geoquímicamente como traquibasaltos. Según Le Maitre (2002a), los traquibasaltos deberían denominarse como traquibasaltos con nefelina, y los basaltos alcalinos como basaltos alcalinos con analcima. El tipo de plagioclasa presente en los traquibasaltos, clasificada como andesina/oligoclasa por Michel-Levy, es común en las Hawaiiitas (Le Maitre, 2002b). Por otro lado, los basaltos alcalinos presentan la plagioclasa de tipo labradorita/andesina, siendo lo habitual este tipo de plagioclasa para estas litologías (Le Maitre, 2002b).

Mineralógicamente, todas las litologías estudiadas están constituidas esencialmente de augita y olivino, con abundante presencia de plagioclasa en los basaltos alcalinos y traquibasaltos, nefelina y/o analcima, y carbonatos. Esta mineralogía es típica de rocas máficas insaturadas (Gill, 2010c), y es similar a la asamblea mineral que presentan las tefritas de los cuerpos alcalinos ultrabásicos previamente caracterizados por Olivera (2019). Asimismo, la coloración negro oscura es el común denominador de este tipo de litologías, lo que permite la rápida distinción entre las litologías alcalinas y los basaltos correspondientes a la Formación Arapey en muestra de mano. Esta asamblea mineral es coherente con las concentraciones de los principales óxidos, dado por una baja concentración general de SiO₂ y altas concentraciones de Na₂O, CaO y TiO₂. El carácter máfico de estas litologías se encuentra representado fundamentalmente por la alta abundancia de augita modal $(Ca(Mg,Fe)(SiO_3)_2[(Al,Fe)_2O_3]_x)$;

30% a 50% modal), y cierto porcentaje de olivino magnesiano (Mg_2SiO_4 , 10% a 20%) y Ti-magnetita ($TiFe_2O_4$, 10% modal). El carácter sódico está reflejado por la presencia de nefelina y/o analcima ($NaAlSiO_4$, 2% a 15% modal), y plagioclasa en el caso de los traquibasaltos y basaltos alcalinos ($(Na,Ca)(Si,Al)_3O_8$; de 20% a 40% modal). Particularmente, las tefritas, del cuerpo K10-3 presentan el mayor porcentaje en peso de Na_2O , identificado hasta un 15% de nefelina y/o analcima modal y la ausencia de plagioclasa. Asimismo, estas litologías poseen hasta 19,5% de nefelina normativa (tabla 03, capítulo 7: Geoquímica, sección 7.4.), existiendo la probabilidad de que la matriz microcristalina sea rica en sodio, como sucede en las tefritas caracterizadas por Olivera (2019).

9.2. Litogeoquímica

Las litologías analizadas poseen valores relativamente bajos de LOI (*Loss On Ignition*); entre 0,6% y 2,8%, y la concentración general en elementos que presentan son similares a los rangos de concentración de óxidos, elementos menores y traza de otras litologías alcalinas no alteradas (Gill, 2010c). Asimismo, las observaciones petrográficas indican que las rocas no se encuentran alteradas.

El análisis de datos litogeoquímicos permite confirmar nuevamente, la presencia de una unidad geoquímicamente diferente respecto a la Formación Arapey. La muestra identificada como subalcalina/tholeítica es correlacionable con esta última unidad ($SiO_2=55,66\%p.$; $K_2O+Na_2O=4,62\%p.$) (Piccirillo y Melfi, 1988; Turner *et al.*, 1999; Kirstein *et al.*, 2000).

Los datos químicos de las muestras extraídas de los *plugs* ($SiO_2=40,86\%p.$ - $48,41\%p.$, $mg\#=50 - 57$), de afinidad alcalina preferentemente sódica (figura 26, capítulo 7: Geoquímica, sección 7.2.) sugieren que se encuentran emparentadas con una fuente de origen mantélica poco diferenciada. Este conjunto de rocas alcalinas comprende términos ultrabásicos y básicos (figura 27, capítulo 7: Geoquímica, sección 7.1.). Las muestras correspondientes a los cuerpos K10-3 y K11-1 ($SiO_2=40,86\%p.$ - $44,77\%p.$, $mg\#=0,51 - 0,55$) sugieren una relación más directa con un magma poco evolucionado. Si bien el contenido de MgO , $mg\#$, Cr y Ni , especialmente en las rocas ultrabásicas, sugiere que estas litologías provienen de magmas poco diferenciados, estos valores son relativamente bajos como para relacionarlos directamente a una fuente primitiva (Hart y Davies, 1978). Por otro lado, el fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno podría explicar dichos valores (Jung *et al.*, 2006).

Las litologías analizadas presentan, en general, similares concentraciones de óxidos mayores, elementos menores y traza, sugiriendo una fuente magmática común para el conjunto de litologías. Algunas leves variaciones, especialmente en los elementos incompatibles (figura 32, capítulo 7: Geoquímica, sección 7.8.), permiten la distinción de tres grupos dentro del conjunto. Por un lado, las tefritas del cuerpo K10-3 son las menos evolucionadas y generalmente más enriquecidas en la mayoría de elementos incompatibles; las tefritas, traquibasaltos y basaltos alcalinos de los cuerpos L9-1, K10-1, K10-2 y K11-1 presentan concentraciones intermedias, y los traquibasaltos y basaltos alcalinos del cuerpo K11-2 poseen el menor enriquecimiento general, a excepción de la mayor concentración en U , Cr y Ni . Esta diferencia composicional

podría estar relacionada con diferentes pulsos o etapas magmáticas, siendo las rocas ultrabásicas, más enriquecidas en elementos incompatibles, el último evento hasta ahora reconocido para este evento tectono-magmático alcalino, de acuerdo a las edades que presentan. Por otro lado, las litologías levemente más evolucionadas y menos enriquecidas en elementos incompatibles se encuentran asociadas, temporalmente, a las primeras etapas o pulsos de esta actividad magmática a partir del Cretácico Tardío, siendo el cuerpo K11-2 el menos enriquecido en elementos incompatibles y el más antiguo de todos (79,2 Ma).

Tanto el relativamente alto contenido en TiO_2 (1,89 a 2,71 %) como la anomalía positiva de Nb, podría estar relacionado a bajas tasas de fusión (menos del 10%), de corteza oceánica reciclada (Prytulak y Elliott, 2007), fusión de manto metasomatizado (Pilet, 2015), o baja tasa de fusión de Manto Primitivo o del DMM (Peters y Day, 2014).

El empobrecimiento en HREE respecto a los LREE que poseen las rocas alcalinas (figura 31, capítulo 7: Geoquímica, sección 7.7.) sugiere la existencia de granate y/o ortopiroxeno en la fuente, o la incorporación de una fase mineral concentradora de este tipo de REE, como el apatito o la allanita (Rollinson, 1993). Asimismo, las muestras analizadas no presentan anomalía negativa de Eu^*/Eu , indicando que la elevada fugacidad del oxígeno al momento de la cristalización favoreció Eu^{3+} ante Eu^{2+} , impidiendo su incorporación a la estructura de la plagioclasa (Henderson, 1984; Rollinson, 1993).

Respecto a las anomalías negativas presentes en el diagrama multielementos tipo *spider*, la anomalía fuertemente negativa de K junto con la anomalía negativa de Rb indicaría una fase residual en la fuente que estaría reteniendo el elemento, siendo la flogopita o el anfíbol dos posibles fases (Clague y Frey, 1982; Class y Goldstein, 1997; Frey *et al.*, 2000). Por otro lado, la anomalía negativa de Ti puede ser explicada por la retención preferencial de piroxeno y/o granate, así como por el fraccionamiento de titanomagnetita (Wilson, 1989). La anomalía negativa de Zr que presentan las litologías del cuerpo L9-1 podría estar relacionada con la presencia de un clinopiroxeno rico en aluminio en la fuente, el cual retuvo el Zr en su estructura, debido a que la solubilidad del Zr en el piroxeno está relacionada con los contenidos de Al_2O_3 y también estaría relacionado con la profundidad de la fusión (Davies y Macdonald, 1987). Asimismo, la marcada anomalía positiva de P en las litologías del cuerpo K10-3 puede ser explicada por la presencia de apatito en la fuente (Rollinson, 1993).

9.3. Fuente magmática y procesos asociados

Las litologías alcalinas presentan un fuerte fraccionamiento de HREE respecto a los MREE y LREE. A su vez, las razones $\text{Dy}/\text{Yb} > 2$ en este tipo de magmas suele indicar un origen asociado a la fusión parcial de peridotita en el campo de estabilidad del granate, soportado por la fusión profunda, superior a los 80 km de profundidad (Willbod y Stracke, 2006; Pearce, 2008).

El ambiente relacionado con este magmatismo es de tipo intraplaca continental, sugiriendo esfuerzos distensivos en la región desde el Cretácico Tardío al Cenozoico (edades presentadas en este trabajo, Capítulo 8: Geocronología). Los esfuerzos distensivos que fueron

caracterizados por la liberación de gran volumen de magma a los 132 Ma, habrían culminado con reactivaciones locales hacia inicios del Cenozoico en la Cuenca Norte.

De acuerdo a los diagramas de Pearce (2008) (figura 33, capítulo 7: Geoquímica, sección 7.9.), las rocas alcalinas se encuentran emparentadas con una fuente de tipo OIB, asociada a fusión profunda. Asimismo, el enriquecimiento general de elementos trazas, las relaciones altas de HFSE/HREE, y la inexistencia de anomalías negativas de HFSE en la mayoría de muestras en el diagrama multi-elementos (figura 32, capítulo 7: Geoquímica, sección 7.8.), soporta una fuente enriquecida en elementos incompatibles y/o bajo grado de fusión, lo que es común en magmas de tipo OIB (Hoffman, 2003; Pearce, 2008; Sun y Mc Donough, 1989) (figura 39). El bajo grado de fusión en un contexto intraplaca continental estaría relacionado a fuentes litosféricas empobrecidas que fueron posteriormente enriquecidas a partir de procesos metasomáticos (McKenzie y O’Nions, 1995). El metasomatismo mantélico es el reemplazo mineralógico que ocurre en la peridotita preexistente por minerales con elementos más móviles o volátiles, como biotita y anfíboles, quedando enriquecido en elementos litófilos (H, C, F, Na, Al, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Fe, Rb, Y, Zr, Nb, Ba, Tierras Raras) (Bailey, 1987). El enriquecimiento en elementos incompatibles que presentan las litologías alcalinas suele estar asociado a procesos de metasomatismo ocurridos en el manto (Menzies y Murthy, 1980; Pilet, 2015). El ingreso de fluidos y volátiles desde la astenósfera hacia el manto litosférico puede generar “venas” en el manto (Foley, 1992), que explicarían la heterogeneidad química de las litologías tanto tholeíticas como alcalinas de la PMP (Gibson *et al.*, 1995; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997; Chaves *et al.*, 2016).

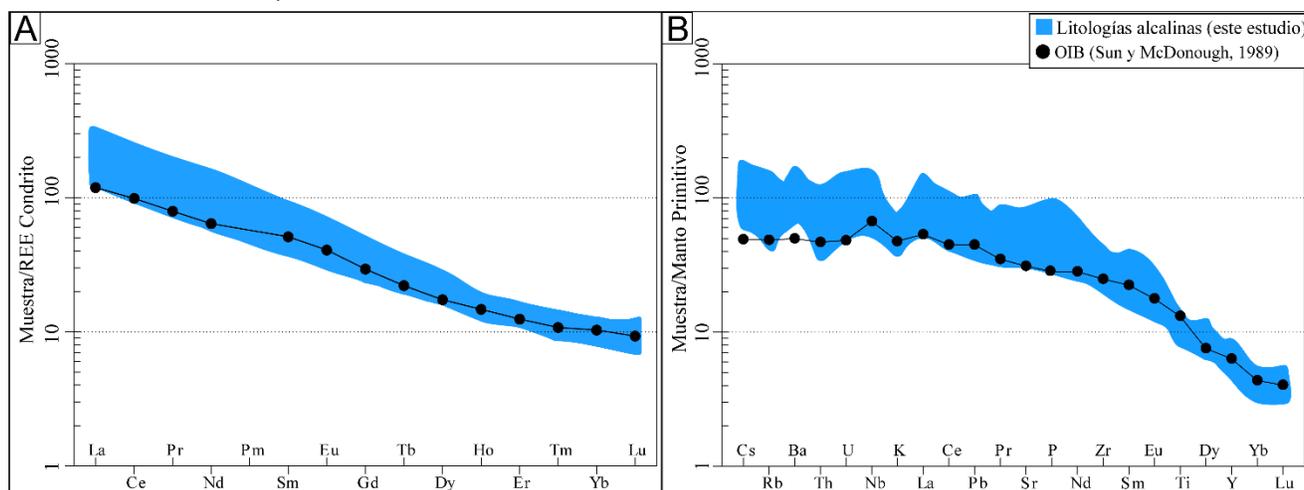


Figura 39. Comportamiento de elementos incompatibles de las alcalinas del presente estudio y la composición promedio para los *Ocean Island Basalts* (OIB; Sun y McDonough, 1989). A) Diagrama de distribución de Elementos Tierras Raras normalizado a Condrito (Boynton, 1984); B) Diagrama de distribución de Elementos Incompatibles normalizado a Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989).

De acuerdo con diferentes autores, el ingreso de fluidos puede ser provocado por procesos de subducción previos relacionados a la amalgamación de Gondwana durante el Neoproterozoico (Heilbron y Machado, 2003; Ruberti *et al.*, 2012), o debido al bajo grado/tasa de fusión de la astenósfera dentro del ambiente distensivo durante el Mesozoico (Almeida, 1983; Comin-Chiaramonti y Gomes, 2005b).

Según edades T_{DM} disponibles, las rocas alcalinas y carbonatíticas del sudeste de Brasil presentan edades de 1,1 y 0,5 Ga, estando posiblemente relacionadas con la orogenia Brasileña; mientras que las rocas alcalinas de Paraguay presentan una edad de 1,5 Ga, sugiriendo una relación con la formación del Cratón del Río de la Plata – Luis Alves (Gibson *et al.*, 1996; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1996, 1997). Asimismo, el magmatismo alcalino sódico máfico a particularmente ultrabásico ha sido explicado por el bajo grado de fusión del manto, localmente metasomatizado por ingreso de fluidos (Pilet, 2015). Las edades T_{DM} obtenidas para las tefritas caracterizadas por Olivera (2019) son de 0,741 a 0,661 Ga, con ϵNd_i de +0,56 a +1,14, sugiriendo que pueden estar relacionadas a posibles procesos de ingreso de fluidos asociados al evento de amalgamación de Gondwana en el Neoproterozoico (Muzio *et al.*, 2022). Sería interesante obtener edades modelo para las nuevas litologías caracterizadas en el presente trabajo, para poder establecer su vínculo (o no) con posibles eventos de metasomatismo.

A partir del análisis petrográfico se observó la presencia de xenolitos de composición cuarzosa (en cerros L9-1, K10-2, K11-1 y K11-2), siendo algunos identificados como arenisca cuarzosa, correlacionable con la Formación Tacuarembó. Los relictos conservan su textura original, sugiriendo que la asimilación de este material no fue completa dentro del magma. A continuación, se evalúan distintas relaciones geoquímicas que permiten señalar o descartar procesos de contaminación cortical.

Para estimar la posible contaminación de las litologías se utilizó la relación La/Nb (figura 40-A), la cual es sensible a la contaminación para rocas derivadas del manto, esto es debido a la alta relación de LREE/HFSE presente para la corteza continental (Taylor y McLennan, 1985). Las razones La/Nb para muestras tipo OIB suelen ser de aproximadamente 0,80 ppm (OIB; Hofmann *et al.*, 1986; Sun y McDonough, 1989; Weaver, 1991). Asimismo, De Paolo y Daley (2000), consideran que las razones La/Nb < 1 se encuentran asociadas a una fuente astenosférica, mientras que valores mayores a la unidad reflejan una fuente litosférica.

Los cuerpos K10-1 y K10-2 poseen valores La/Nb de 1,22 a 1,45 ppm (a excepción de una única muestra con un valor de 1,16 ppm), siendo muy superiores a las razones OIB, sugiriendo una posible contaminación cortical en estos magmas. Los valores más bajos de La/Nb se presentan en los cuerpos K11-2, K10-3 y K11-1 (0,68 – 0,94 ppm), siendo los más cercanos a una fuente de tipo OIB sin contaminación cortical. Sin embargo, en estas muestras han aparecido xenolitos de composición cuarzosa, sugiriendo que el grado de asimilación cortical no fue significativo. Por otro lado, las litologías de los cuerpos K10-1 y K10-2 poseen razones Zr/Nb relativamente altos (5,25 a 7,77 ppm) (figura 40-B), siendo valores superiores a los comúnmente conocidos para rocas alcalinas de tipo OIB (de 2 a 4 ppm; Weaver, 1991), mientras que la corteza continental presenta valores de entre 8 a 14 ppm (Weaver, 1991).

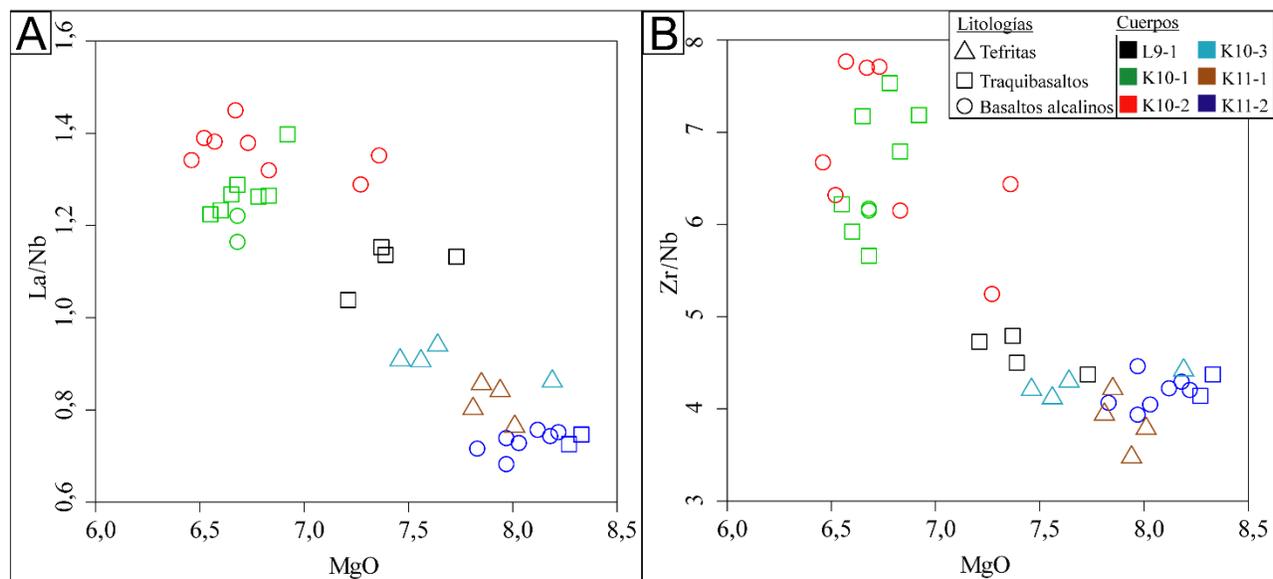


Figura 40. Análisis de posibles eventos de contaminación cortical. A) Diagrama MgO vs. La/Nb; B) Diagrama MgO vs. Zr/Nb.

En base a análisis isotópicos, los cuerpos alcalinos caracterizados por Olivera (2019) no demuestran indicios de contaminación cortical significativa (Muzio *et al.*, 2022), y los valores La/Nb y Zr/Nb obtenidos para estas se encuentran entre los 1,08 - 1,18 ppm y los 4,96 y 5,76 ppm, respectivamente. Por lo tanto, los valores superiores presentes en las litologías aquí analizadas podrían representar una posible contaminación cortical (cuerpos K10-1 y K10-2). Futuros datos isotópicos en las nuevas muestras aquí estudiadas podrían ayudar a esclarecer la magnitud de la posible contaminación involucrada.

Diferencias y similitudes con las tefritas de Olivera (2019)

A partir del presente trabajo se identificaron nuevos cuerpos con signatura química alcalina, corroborando y expandiendo a partir de las edades K-Ar obtenidas, la presencia de un evento tectono-magmático alcalino inédito en la estratigrafía uruguaya, particularmente para la Cuenca Norte y en la región. En este conjunto de nuevas muestras se han encontrado grandes cristales de nefelina, analcima y carbonatos, así como xenolitos cuarzosos y en particular de arenisca. Además, se describieron nuevas litologías alcalinas como traquibasaltos y basaltos alcalinos, los cuales se distinguen por la presencia de plagioclasa a diferencia de la ausencia de la misma en las tefritas. Finalmente, también se identificó la presencia de estructuras globulares tipo *ocelli*, típicas de magmas ricos en volátiles. A continuación, se realizará una comparación entre las muestras analizadas en el presente trabajo y aquellas estudiadas inicialmente en la misma región por Olivera (2019).

Respecto al comportamiento de óxidos mayores y elementos menores y traza, las tefritas caracterizadas por Olivera (2019) presentan concentraciones similares a las tefritas de los cerros K10-3 y K11-1, indicando que corresponderían a una fuente magmática con similares características (figura 41). Sin embargo, se evidencia que las litologías del cuerpo K10-3 se encuentran más enriquecidas en Fe_2O_3T , TiO_2 , P_2O_5 , Na_2O , Nb y Nd. Si bien las tefritas caracterizadas por Olivera (2019) se encuentran generalmente más enriquecidas en

elementos Tierras Raras respecto a las litologías aquí analizadas, las tefritas del cuerpo K10-3 suelen presentar un enriquecimiento mayor de Pr, Nd y Sm (figura 41-A), siendo el cuerpo alcalino más cercano a una fuente primitiva hasta ahora identificado en el área. Lo mismo sucede con el enriquecimiento de elementos incompatibles (figura 41-B), en donde las litologías del cuerpo K10-3 presentan el mayor enriquecimiento general de elementos incompatibles respecto al conjunto de litologías alcalinas del área de estudio.

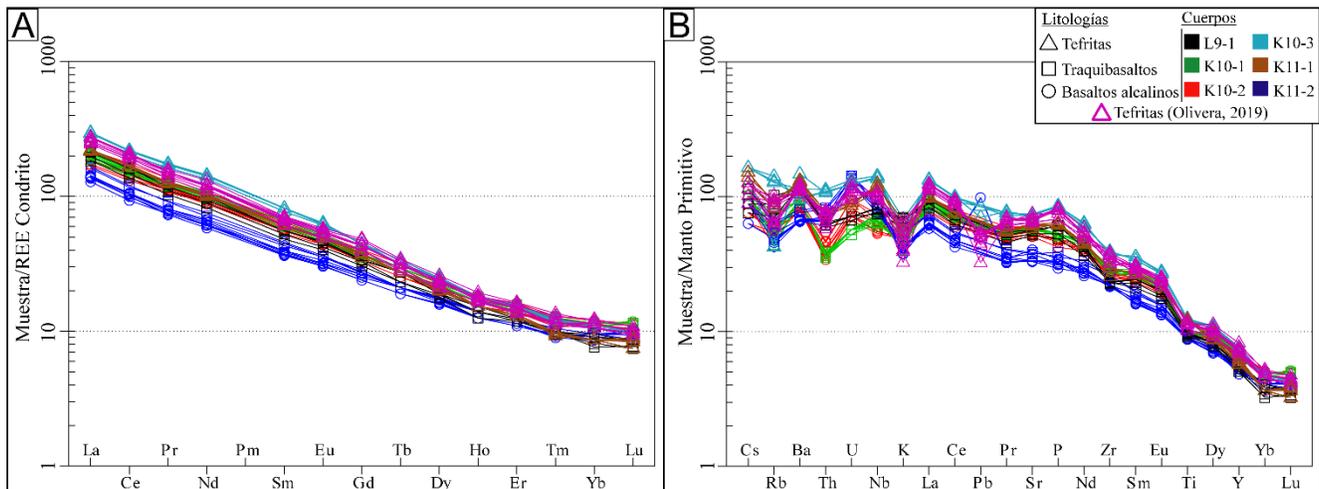


Figura 41. Comportamiento de elementos incompatibles de las litologías alcalinas del presente estudio y las tefritas caracterizadas por Olivera (2019). A) Diagrama de distribución de Elementos Tierras Raras normalizado a Condrito (Boynton, 1984); B) Diagrama de distribución de Elementos Incompatibles normalizado a Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989).

De acuerdo a la concentración de elementos incompatibles y a las edades de los *plugs*, se sugiere una primera etapa de magmatismo alcalino básico en el Cretácico Tardío (traquibasaltos y basaltos alcalinos) a partir de los 79,2 Ma (cuerpos K11-2, K10-2, L9-1 y K10-1), con el menor enriquecimiento general en elementos mayores, menores y traza; y otra etapa a partir del límite Cretácico-Cenozoico (65,5 Ma, cuerpos K10-3, cerro de la Virgen y cerro Bonito), donde las litologías tienden a ser ultrabásicas (tefritas), y generalmente mucho más enriquecidas en la mayoría de elementos mayores, menores y traza. Esto podría sugerir (una primera etapa de magmatismo más diferenciado y una segunda etapa de magmatismo más primitivo), una posible disminución del grado/tasa de fusión de la fuente alcalina con el tiempo, o una fuente diferente para el magmatismo más ultrabásico (primitivo).

A su vez, litologías de los cuerpos L9-1 y K11-2 presentan firmas Nb/Yb, Th/Yb y TiO_2/Yb , similares a las identificadas por Olivera (2019), y un contexto intraplaca similar a ese conjunto de litologías alcalinas.

De acuerdo a los datos isotópicos disponibles, las muestras caracterizadas por Olivera (2019) se asocian al campo *DM - PREMA* (*Depleted Mantle-Prevalent Mantle*; Stracke, 2012; Muzio *et al.*, 2022). Esta signatura isotópica es similar a la que presentan las litologías de la Provincia Asunción, las cuales poseen una tendencia entre componentes mantélicos *HIMU* (*High μ mantle component*, $\mu = ^{238}U/^{204}U$) y *EM I* (*Enriched Mantle I*) (Gomes *et al.*, 2013). En síntesis, este magmatismo ha heredado la signatura litogeoquímica de un manto sublitosférico

enriquecido, con posible metasomatismo local (Muzio *et al.*, 2022). Esto hace interesante la incorporación de una mayor base de datos de isótopos de este magmatismo alcalino, incorporando a futuro, datos isotópicos de estos nuevos cuerpos aquí caracterizados, para evaluar de manera más certera la fuente asociada al magmatismo alcalino sódico recientemente identificado para el Uruguay, así como posibles procesos de contaminación, fraccionamiento o metasomatismo.

Relación con rocas alcalinas de la región

Las tefritas caracterizadas en el presente trabajo poseen un comportamiento de Tierras Raras e incompatibles similares a las litologías alcalinas pertenecientes a las Provincias Misiones (120 - 116 Ma) y Asunción (66 - 39 Ma), del Paraguay (Velázquez *et al.*, 2006; Gomes *et al.*, 2013); así como también con volcánicas alcalinas de Sierra Chica (136 - 115 Ma), en Córdoba, Argentina (Lagorio *et al.*, 2016b), sugiriendo una posible fuente con características similares. En particular, la signatura isotópica descrita para las tefritas caracterizadas por Olivera (2019) es similar a la obtenida para las litologías de la Provincia Asunción, siendo estas últimas más cercanas a una fuente tipo HIMU (Muzio *et al.*, 2022), fortaleciendo la hipótesis de una fuente enriquecida similar o afectada por procesos similares. Comin-Chiaramonti *et al.* (1991), explican el origen de esta Provincia a partir del bajo grado de fusión de peridotita granatífera, cuyo enriquecimiento en elementos incompatibles se asocia a procesos de metasomatismo, lo que podría sugerir la existencia de procesos similares para las litologías alcalinas ultrabásicas presentes de la Cuenca Norte.

Por otro lado, poseen un comportamiento de elementos incompatibles muy diferente a las rocas alcalinas cercanas del sur de Brasil, correspondientes a la Provincia Piratini (99 – 76 Ma, Rio Grande do Sul), Complejo de Anitápolis (132-131 Ma) y Lages (77-70 Ma) (Barbieri *et al.*, 1987; Sonoki y Garda, 1988; Gibson *et al.*, 1991); indicando un origen diferente respecto a las alcalinas aquí estudiadas, a pesar de su cercanía espacial y similitud geocronológica.

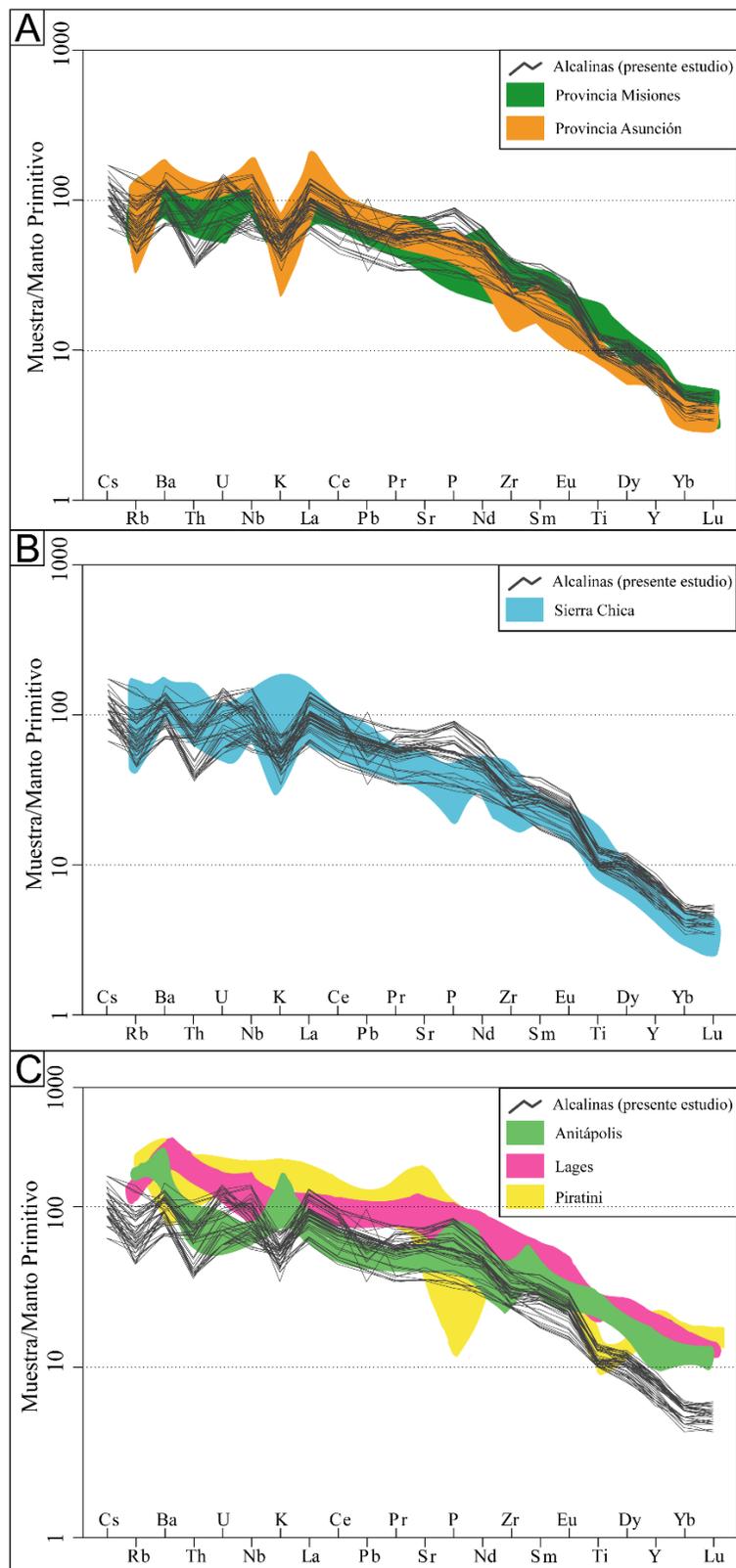


Figura 42. Comportamiento de elementos incompatibles de las alcalinas del presente estudio y de la región (diagrama normalizado a Manto Primitivo de Sun y McDonough, 1989). A) Provincias alcalinas Misiones (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1992), y Asunción (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1991, 2013); B) Alcalinas de Sierra Chica (Lagorio *et al.*, 2016b); C) Complejos alcalinos del sur de Brasil: Anitápolis y Lages (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1992), Piratini (Philipp *et al.*, 2004).

9.4. Consideraciones finales

Teniendo en cuenta la distribución espacial y la edad de los diferentes cuerpos, no es posible establecer la trayectoria de emisión a partir del lineamiento NO-SE aparente en la zona de trabajo (figura 43). Los cuerpos más jóvenes tienden a presentar una composición ultrabásica alcalina hacia el centro del área de estudio (K10-3, cerro Bonito, cerro de la Virgen) (figura 43), mientras que los cuerpos más antiguos se encuentran dispuestos en la periferia (L9-1, K10-1, K10-2, K11-2), correspondientes a las litologías básicas alcalinas. De acuerdo al enriquecimiento de elementos incompatibles, la fuente magmática asociada a la génesis de los cuerpos centrales del área de estudio, podría haber sido más profunda y/o estar sometida a un grado de fusión menor respecto a la fuente magmática que generó los primeros cuerpos alcalinos menos enriquecidos.

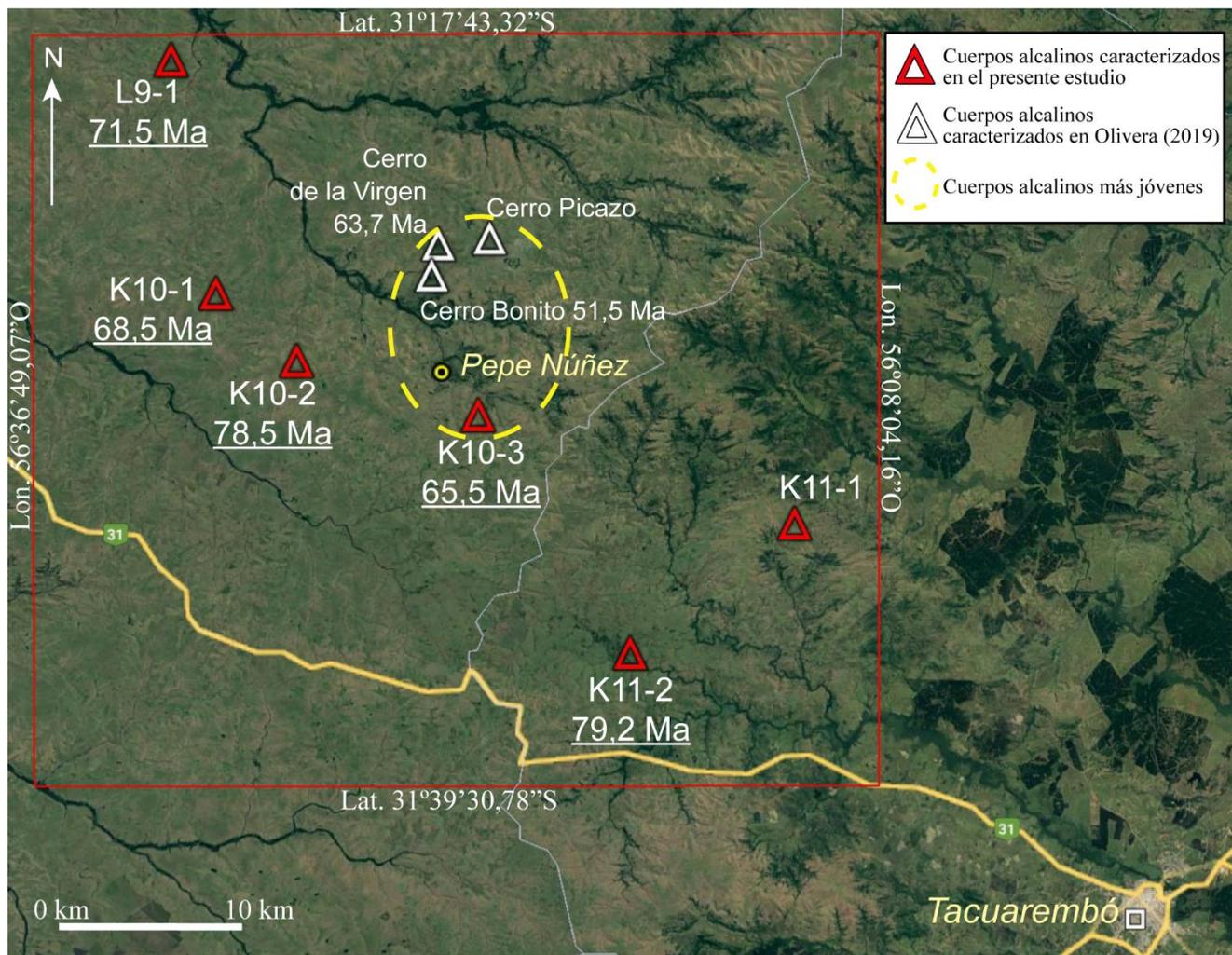


Figura 43. Imagen satelital del área de estudio con los cuerpos alcalinos identificados para la Cuenca Norte sus respectivas edades (Fuente: *Google Earth*).

Los estudios gravimétricos realizados en el área de Pepe Núñez evidencian estructuraciones de sentido NO y SE (Soto, 2014), coincidiendo con la orientación de la red de drenaje, y el alineamiento general de los cuerpos alcalinos aquí caracterizados. A partir del mapa de la anomalía de Bouguer (figura 44-A), se determina que estos cuerpos se encuentran en zonas donde el basamento es más somero o está mayormente expuesto (cuerpo L9-1), en zonas donde el basamento es más profundo (cuerpo K10-3), y en sectores donde ocurre un contraste gravimétrico los cuales suelen indicar posibles fallas (cuerpos: K10-1, K10-2, cerro de la Virgen, cerro Bonito, cerro Picazo, K11-1).

Asimismo, Soto (2014) indica la presencia de un bloque hundido denominado como “Bloque Pepe Núñez” (figura 44-B), el cual posee una dirección NO-SE, similar a la alineación general de los cuerpos con composición alcalina aquí estudiados. Dentro de este bloque estarían los cuerpos K10-1, K10-2, K10-3 y K11-2; mientras que los cuerpos L9-1, cerro de la Virgen, cerro Bonito, cerro Picazo y K11-1 se localizarían en el bloque denominado “Bloque Quintana”.

Este tipo de estructura se asemeja a los corredores extensionales de dirección NO del Sistema Asunción-Sapucaí-Villarica y Amambay, y a los sistemas de falla JEJUI-Aguaray-Guazu y Asunción-Encarnación, en Paraguay, los cuales agrupan el magmatismo alcalino del Este de Paraguay, reflejando la presencia de lineamientos en el basamento cristalino que controlan el emplazamiento de los cuerpos alcalinos (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1999).

La presencia de magmatismo alcalino del Cretácico Tardío al Cenozoico en la región ha sido explicada por movimientos de antiguos bloques litosféricos, que provocaron la descompresión y fusión localizada de manto superior metasomatizado con presencia de H₂O y CO₂ (Turner *et al.*, 1994; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1999; Thybo, 2006; Almeida, 2000). En este contexto, las debilidades existentes en el basamento cristalino reactivadas a partir del Cretácico Tardío, podrían haber funcionado como zonas de emplazamiento del magmatismo alcalino sódico de la Cuenca Norte.

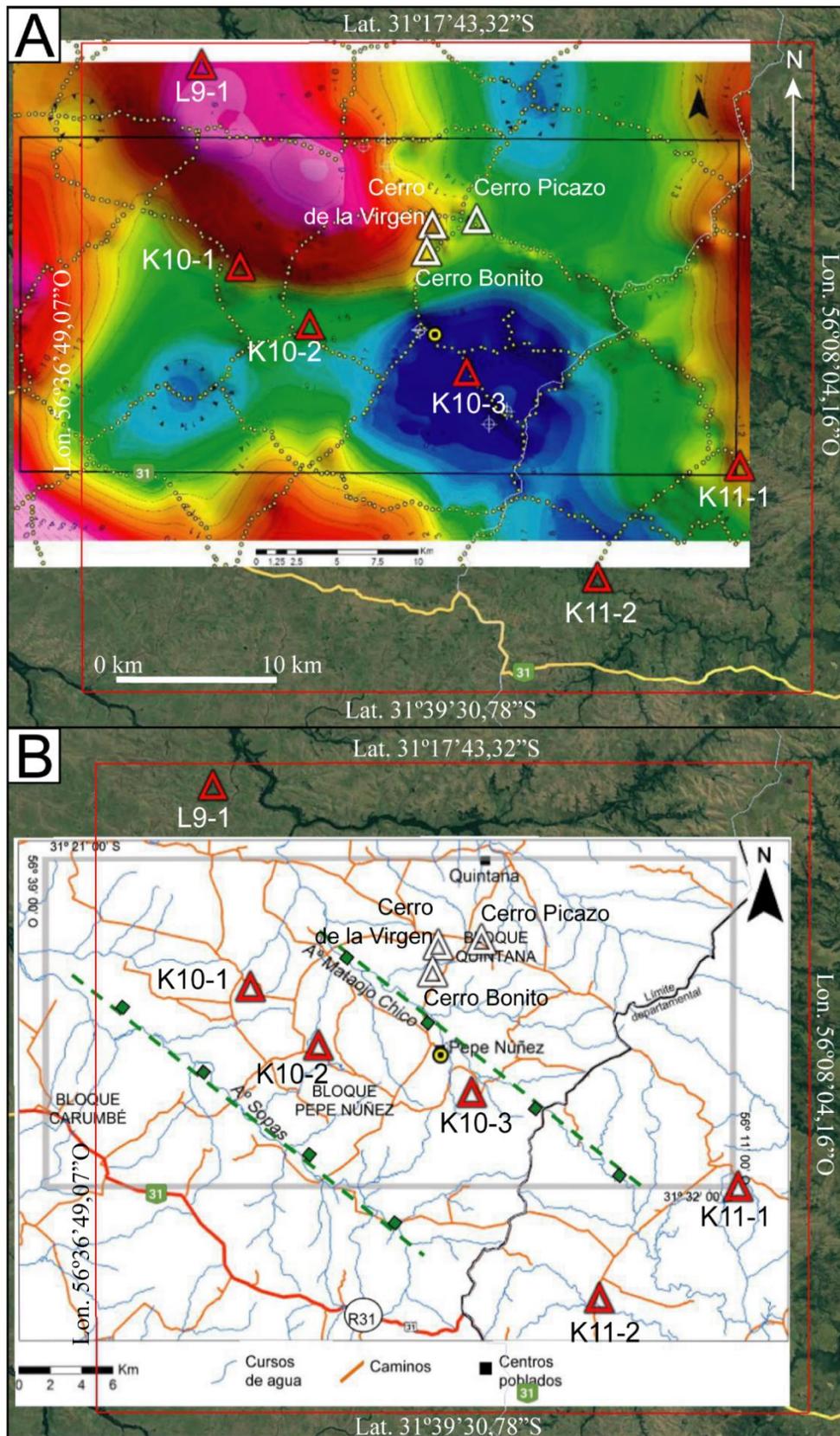


Figura 44. A) Mapa de la anomalía gravimétrica Bouguer (en mgal) y relación con los cuerpos alcalinos del área de estudio (fuente: Soto, 2014); B) Mapa de las estructuras interpretadas por Soto (2014) y los cuerpos alcalinos del presente estudio.

CAPÍTULO 10: CONCLUSIONES

En el presente estudio se realiza una primera caracterización geomorfológica, estructural, petrográfica, litogeoquímica y geocronológica de nuevos cuerpos alcalinos localizados en la Cuenca Norte.

A continuación, se enumeran las principales conclusiones:

- En el presente trabajo fueron reconocidos seis cuerpos de naturaleza alcalina dentro de la Cuenca Norte uruguaya, sumando un total de nueve cuerpos de naturaleza alcalina predominantemente sódica hasta ahora encontrados dentro de la misma.
- En base a las características geomorfológicas, estructurales y texturales, los cuerpos L9-1, K10-1, K10-2, K10-3, K11-1 y K11-2 son caracterizados como *plugs* subvolcánicos. La presencia de disyunción columnar es común en todos ellos, siendo la facies *colonnade* la dominante, desestimando un rápido enfriamiento.
- A partir del análisis petrográfico se reconoció por primera vez nefelina y analcima modal en estas litologías, así como xenolitos de arenisca correlacionable con la Formación Tacuarembó. Asimismo, fueron reconocidas estructuras ocelares que soportan la naturaleza hidratada de estos magmas.
- Los análisis litogeoquímicos determinaron la existencia de nuevas variedades alcalinas asociadas a estos tipos de cuerpos, incluyendo traquibasaltos y basaltos alcalinos. Estas variaciones litológicas coinciden con las diferencias en la abundancia de plagioclasa.
- En base al análisis litogeoquímico y geocronológico se determinan al menos dos pulsos o etapas de actividad magmática alcalina para la Cuenca Norte, una que comienza con el magmatismo menos enriquecido en elementos incompatibles desde el Cretácico Tardío (79,2 Ma); y otra hacia el Paleógeno, caracterizada por un magmatismo más ultrabásico y enriquecido en elementos incompatibles. Estos datos geocronológicos aumentan el rango temporal de magmatismo alcalino para la Cuenca Norte.
- La composición química de estas rocas ígneas permite establecer su origen a partir del bajo grado de fusión de manto sublitosférico, dentro del campo de estabilidad del granate (> 80 km de profundidad). Este origen es similar al explicado para la Provincia Asunción (Paraguay), la cual es muy similar composicionalmente y geocronológicamente.

- Diferentes firmas litogeoquímicas señalan una posible fuente enriquecida de origen profundo (tipo OIB) para este evento magmático ó una fuente enriquecida a partir de metasomatismo del manto sublitosférico. Estos procesos metasomáticos podrían haber generado enriquecimiento local de H₂O y CO₂, a partir de los diferentes eventos de subducción ocurridos durante la amalgamación de Gondwana, los cuales fueron mencionados anteriormente por diversos autores para el magmatismo de la PMP.
- El emplazamiento de este magmatismo podría estar relacionado a estructuras NO-SE existentes en el basamento de la Cuenca que fueron reactivadas a partir del Cretácico Tardío.
- Futuros análisis permitirán la determinación de posibles procesos de fraccionamiento, contaminación y/o metasomatismo, así como un mayor detalle en el tipo de fuente magmática, su origen y profundidad de emplazamiento.

BIBLIOGRAFÍA

- Almeida, F.F.M. (1976) The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48 (suplemento), 15-26.
- Almeida, F.F.M. (1983) Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. *Rev. Bras. Geociências* 13 (3), 139–158.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; de Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. (1981) Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17 (1-2), 1–29.
- Asmus, H.E. (1975) Controle estrutural da deposição Mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências.*, (5), 160-175.
- Asmus, H.E. y Guazelli, W. (1981). Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes, hipótese sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. In: *Estruturas e tectonismo da margem continental sul brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais. Petrobrás, Série Projeto REMAC 9*, 187-269.
- Azbej, T.; Szabó, C.; Bodnár, R.J.; Dobosi, G. (2006) Genesis of carbonate aggregates in lamprophyres from the northeastern Transdanubian Central Range, Hungary: magmatic or hydrothermal origin?. *Mineral Petrol* 88:479–497.
- Bailey, D.K. (1987) Mantle metasomatism—perspective and prospect. En: *Alkaline igneous rocks* (ed) J G Fitton and B G J Upton, (Geological Society Special Publication) 30 1–13.
- Barbieri, M., Beccaluva, L., Brotzu, P., Conte, A., Garbarino, C., Gomes, C.B., Loss, E.L., Macciotta, G., Morbidelli, L., Scheibe, L.F., Tamura, R.M. & Traversa, G. (1987) Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 1. The phonolite suite from Piratini RS. *Geochimica Brasiliensis* 1, 109-138.
- Barton, M. y van Bergen, M.J. (1981) Green clinopyroxenes and associated phases in a potassium-rich lava from the Leucite Hills, Wyoming. *Contrib Mineral Petrol* 77:101-114.
- Beccaluva, L.; Bianchini, G.; Natali, C.; Siena, F. (2020) Plume-related Paraná-Etendeka igneous province: An evolution from plateau to continental rifting and breakup, *Lithos*, Volumes 362–363, 2020, 105484, ISSN 0024-4937, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105484>.
- Bellieni, G.; Comin-Chiaromonte, P.; Marques, L.S.; Melfi, A.J.; Piccirillo, E.M.; Nardy, A.J.R.; Roisenberg A. (1984) High- and low-Ti flood basalts from the Parana plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *N. Jb. Miner. Abh.*, 150, pp. 272-306.
- Betton, P.J. y Cox, K.G. (1979) Production of rhyolites at continental margin: an example from the Lebombo monocline. *Geocongress 79*, 18th Congress geol. Soc. S.Africa. Abstract volumen, pp. 29-32
- Blander, M.; Planner, H. N.; Keil, K.; Nelson, L. S.; Richardson, N. L. (1976) The origin of chondrules: experimental investigation of metastable liquids in the system $Mg_2SiO_4-SiO_2$. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 889-896.

- Borley, G.D.; Suddaby, P.; Scott, P. (1971) Some Xenoliths from the alkalic rocks of Teneriffe, Canary Islands. *Contr. Mineral. and Petrol.* 31, 102–114.
- Bossi, J. (1966) *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 469 pp.
- Bossi, J. y Ferrando, L. (2001). *Carta geológica del Uruguay a escala 1/500.000*. Versión CD-ROM, Geo-Editores SRL, Montevideo.
- Bossi, J. y Schipilov, A. (1998) *Rocas ígneas básicas del Uruguay. Volumen I*. Facultad de Agronomía, Universidad de la República. Montevideo. 245 pp.
- Brod, J.; Barbosa, E.; Junqueira-Brod, T. C.; Gaspar, J.C.; Senna Diniz Pinto, H.; Sgarbi, P.; Petrinovic, I. (2005) The late Cretaceous Goiás alkaline province (GAP), central Brazil. *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. 261-316.
- Brooker, R.A.; Kjarsgaard, B.A. (2011) Silicate-carbonate liquid immiscibility and phase relations in the system $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-Co}_2$ at 01-25 GPa with applications to carbonatite genesis. *J. Petrol.* 2011, 52, 1281–1305.
- Brooks, C.K. y Printzlau, I. (1978) Magma mixing in mafic alkaline volcanic rocks: the evidence from relict phenocryst phases and other inclusions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 4, Issues 3–4, 1978, 315-331 pp.
- Brotzu, P.; Melluso, L.; d'Amelio, F.; Lustrino, M. 2005. Potassic dykes and intrusions of the Serra do Mar Igneous Province (SE Brazil). En: Comin-Chiaramonti, P. y Gomes, C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP/FAPESP. São Paulo, Brazil, pp. 443-472.
- Brune, S. (2016) *Rifts and Rifted Margins: A Review of Geodynamic Processes and Natural Hazards*. Geophysical Monograph Series. 219. 11-37. [10.1002/9781119054146.ch2](https://doi.org/10.1002/9781119054146.ch2).
- Bryan, S.E. y Ernst, R.E. (2008) Revised definition of large igneous provinces (LIPs). *Earth Sci. Rev.* 86 (1–4), 175–202. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.008>
- Bryan, S.E.; Riley, T.R.; Jerram, D.A.; Leat, P.T.; Stephens, C.J. (2002) Silicic volcanism: an undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. In: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), *Magmatic Rifted Margins*. Geological Society of America Special Paper, vol. 362, pp. 99–118
- Budkewitsch, P. y Robin, P-Y. (1994) Modeling the evolution of columnar joints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 59. 219-239. [10.1016/0377-0273\(94\)90092-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90092-2).
- Buono, G.; Fanara, S.; Macedonio, G.; Palladino, D.M.; Petrosino, P.; Sottili, G.; Pappalardo, L. (2020) Dynamics of degassing in evolved alkaline magmas: Petrological, experimental and theoretical insights. *Earth Sci. Rev.* 211, 103402. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103402>
- Cernuschi, F.; Dilles, J.H.; Kent, A.J.; Schroer, G.; Raab, A.K.; Conti, B.; Muzio R. (2015) *Geology, Geochemistry and Geochronology of the Cretaceous Lascano East Intrusive Complex and Magmatic Evolution of the Laguna Merín Basin, Uruguay*. *Gondwana Research*, (28), pp. 837-857.

- Chaves, C.; Ussami, N.; Ritsema, J. (2016) Density and P-wave velocity structure beneath the Paraná Magmatic Province: Refertilization of an ancient lithospheric mantle, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 17, 3054– 3074.
- Clague D.A. y Frey F.A. (1982) Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii. *J. Petrol.* 23, 447-504.
- Class C. y Goldstein S.L. (1997) Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, 245-260.
- Coffin, M. y Eldholm, O. (1994) Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Rev. Geophys.* 32 (1), 1–36. <https://doi.org/10.1029/93RG02508>.
- Comin-Chiaramonti, P. y Gomes, C.B. (1996). Alkaline magmatism in central-eastern Paraguay. Relationships with coeval magmatism in Brazil. São Paulo, Edusp-Fapesp, 464p.
- Comin-Chiaramonti, P. y Gomes, C.B. (2005). Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. EDUSP/FAPESP. São Paulo, Brazil, p. 737.
- Comin-Chiaramonti, P.; Civetta, L.; Petrini, R.; Piccirillo, E.M.; Bellieni, G.; Censi, P.; Bitschene, P.; Demarchi, G.; De Min, A.; Gomes, C.B.; Castillo, A.M.C.; Velázquez, J.C. (1991) Tertiary nephelinitic magmatism in Eastern Paraguay: petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with associated spinelperidotite xenoliths. *European Journal of Mineralogy* 3, 507-525.
- Comin-Chiaramonti, P.; Cundari, A.; Piccirillo, E.M.; Gomes, C.B.; Castorina, F.; Censi, P.; De Min, A.; Marzoli, A.; Speziale, S.; Velázquez, V.F. (1997) Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiites. *J. Petrol.* 38, 495–528. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.4.495>.
- Comin-Chiaramonti, P.; De Min, A.; Cundari, A.; Girardi, V.; Ernesto, M.; Gomes, C.; Riccomini, C. (2013) Magmatism in the asunción-sapucaí-villarrica graben (Eastern Paraguay) revisited: petrological, geophysical, geochemical, and geodynamic inferences. *J. Geol. Res.* <https://doi.org/10.1155/2013/590835>. Article ID 590835, 22p.
- Comin-Chiaramonti, P.; Gomes, C.B.; Cundari, A.; Castorina, F.; Censi, P. (2007a). A review of carbonatitic magmatism in the Paraná-Angola-Namibia (PAN) system. 2007. *L PERIODICO DI MINERALOGIA. An International Journal of MINERALOGY, CRYSTALLOGRAPHY, GEOCHEMISTRY, ORE DEPOSITS, PETROLOGY, VOLCANOLOGY and applied topics on Environment, Archaeometry and Cultural Heritage* (76), pp. 2-3, pp. 25-78.
- Comin-Chiaramonti, P.; Marzoli, A.; Gomes, C.B.; Milan, A.; Riccomini, C.; Velásquez, V.; Mantovani, M.; Renne, P.; Tassinari, C.C.G.; Vasconcelos, P. (2007b). The origin of post-Paleozoic magmatism in Eastern Paraguay. *Special Paper of the Geological Society of America*. 430. [10.1130/2007.2430\(29\)](https://doi.org/10.1130/2007.2430(29)).
- Cooper, A. F. (1979) Petrology of ocellar lamprophyres from Western Otago, New Zealand. *J. Petrology*, 20, 139-163.
- Cordani, U. G. y Vandomos, P. (1967) Basaltic rocks of the Paraná basin, in *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Eds.: J. J. Bigarella, R. D. Becker, y J. D. Pinto, pp. 207-231.

- Davies, G. R. y Macdonald, R. (1987) Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basalt-comendite complex: combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints. *Journal of Petrology*, 28: 1009-1031
- de Santa Ana, H. y Veroslavsky, G. (2004) La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay. Edad Jurásico-Cretácico Temprano. En: Veroslavsky, G.; Ubilla, M. y Martínez, S. (Eds.). *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales. Mesozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 53-77.
- DeGraff, J.M. (1985) Late Mesozoic crustal extension and rifting on the western edge of the Paraná Basin, Paraguay. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 17, p. 560. depocentros cretácicos continentales del centro—oeste argentino. *Boletim do 5º Simpósio*
- Demény, A. y Harangi, S. (1996) Stable isotope studies and processes of carbonate formation in Hungarian alkali basalts and lamprophyres: evolution of magmatic fluids and magma-sediment interactions. *Lithos* 37. 335-349.
- Demény, A.; Harangi, S.; Fórizs, I.; Nagy, G. (1997) Primary and secondary features of analcimes formed in carbonate-zeolite ocelli of alkaline basalts (Mecsek Mts., Hungary): Textures, chemical and oxygen isotope compositions. *GEOCHEMICAL JOURNAL*. 31. 37-47. 10.2343/geochemj.31.37.
- DePaolo, D.J. y Daley, E.E. (2000) Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, vol. 169, no. 1-2, pp. 157–185, 2000.
- Dixon, J.E.; Clague, D.A.; Wallace, P.; Poreda, R. (1997) Volatiles in Alkalic Basalts from the North Arch Volcanic Field, Hawaii: Extensive Degassing of Deep Submarine-erupted Alkalic Series Lavas, *Journal of Petrology*, Volume 38, Issue 7, July 1997, 911–939.
- Erlank, A.J.; Marsh J.S.; Duncan A. R.; Miller, R.M.; Hawkesworth C.J.; Betton P.J.; Rex D.C. (1984) Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from South West Africa Namibia, *Geol. Sac. S. Afr. Spec. Publ.*, 13, pp. 195-246.
- Ernst, R. (2014) Chapter 1: Introduction, definition, and general characteristics. En: *Large Igneous Provinces*. Cambridge: Cambridge University Press, pp 40-55.
- Féraud, G.; Bertrand, H.; Martínez, M.; Ures, C.; Schipilov, A.; Bossi, J. (1999) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and geochemistry of the southern extension of Paraná traps in Uruguay. *Actas II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, Córdoba, pp. 57-59.
- Ferreira, A.C.D.; Conceição, R.V.; Mizusaki, A.M.P. (2022) Mesozoic to Cenozoic alkaline and tholeiitic magmatism related to West Gondwana break-up and dispersal, *Gondwana Research*, Volume 106, 2022, Pages 15-33, ISSN 1342-937X, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.01.005>.
- Foley, S. F. (1992) Vein plus wall-rock melting mechanism in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, 28: 435-453.
- Foley, S.F. (1984) Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador. *Lithos*, 17 (1984) 127-137 pp.

- Frey F.A.; Clague D.; Mahoney J.J.; Sinton J.M. (2000) Volcanism at the edge of the Hawaiian plume: Petrogenesis of submarine alkali lavas from the North Arch volcanic field. *J. Petrology* 41, 667-691.
- Fulfaro, V.J.; Saad, A.R.; Santos, M.V.; Viana, R.B. (1982) Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(4): 590-610.
- Gallagher, K. y Hawkesworth, C. (1994) Mantle plumes, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 123, Issues 1–3: pp. 105-117.
- Gibson, S. A.; Thompson, R. N.; Leonardos, O. H.; Dickin, A. P.; Mitchell, J. G. (1995) The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brasil. *Journal of Petrology*, 36: 189-229.
- Gibson, S.A.; Thompson, R.N.; Day, J.A. (2006) Timescales and mechanisms of plume–lithosphere interactions: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná–Etendeka large igneous province, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 251, Issues 1–2, 2006, Pages 1-17, ISSN 0012-821X, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.08.004>.
- Gibson, S.A.; Thompson, R.N.; Dickin, A.P.; Leonardos, O.H. (1996) Erratum to “High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis”. *Earth and Planetary Science Letters*, 141: 325-341.
- Gibson, S.A.; Thompson, R.N.; Leonardos, O.H.; Dickin, A.P.; Mitchell, J.G. (1999) The limited extent of plume–lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 137:147-169.
- Gill, J.; Reagan, M.; Tepley, F.; Malavassi, E. (2006) Arenal Volcano, Costa Rica. Magma genesis and volcanological processes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 157(1–3):1–8.
- Gill, R. (2010a). An introduction to magmas and magmatic rocks. En: Gill, R (Ed.) *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell. Cap. 1, pp. 1-19.
- Gill, R. (2010b). Andesite, Dacite and Rhyolite. En: Gill, R (Ed.) *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell. Cap. 6, pp. 161-208 pp.
- Gill, R. (2010c) Alkali rocks. En: Gill, R (Ed.) *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell. Cap. 9, pp. 291-346.
- Gomes, A.S. y Vasconcelos, P.M. (2021) Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province, *Earth-Science Reviews*, Volume 220, 2021, 103716, ISSN 0012-8252.
- Gomes, C.B. y Comin-Chiaramonti P. (2005) An introduction to the alkaline and alkaline-carbonatitic magmatism in and around the Paraná-Basin En: Comin- Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*, pp. 21–29. Edusp/Fapesp, São Paulo.
- Gomes, C.B.; Comin-Chiaramonti, P.; Velázquez, V.F. (2013) A synthesis on the alkaline magmatism of Eastern Paraguay. *Braz. J. Geol.* 43, 745–761. <https://doi.org/10.5327/Z2317-488920130004000012> v.4.

- Gomes, C.B.; Laurenzi, M.A.; Censi, P.; De Min, A.; Velázquez, V.F.; Comin-Chiaramonti, P. (1996) Alkaline magmatism from northern Paraguay (Alto Paraguay): a Permo-Triassic Province. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C.B. (eds.) Alkaline magmatism in centraleastern Paraguay. Relationships with coeva magmatism in Brazil. São Paulo: Edusp-Fapesp, pp. 223-230.
- Gomes, C.B.; Milan, A.; Velázquez, V.F.; Riccomini, C.; Comin-Chiaramonti, P.; Vasconcelos, P.M.; Tassinari, C.C.G. (2003) Magmatismo alcalino na porção centro-oriental do Paraguai: novos dados geocronológicos para as rochas das Províncias Central e Assunção. 7º Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Maputo, Moçambique, Resumos, p. 34.
- Gomes, C.B.; Ruberti, E.; Comin-Chiaramonti, P.; Azzone, R.G. (2011) Alkaline magmatism in the Ponta Grossa Arch, SE Brazil: A review 2011. *Journal of South American Earth Sciences*. (32), pp. 152-168.
- González, P.D. 2015. Textura de los cuerpos ígneos. En: Llambías, E. J. (Coord.) *Geología de los cuerpos ígneos. Edición Especial 70º Aniversario de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 31. 4ta. Edición. Capítulo 12, 167-195. Buenos Aires.*
- Guedes, E.; Heilbron, M.; Vasconcelos, P.M.; de Morisson Valeriano, C.; Horta de Almeida, J.C.; Teixeira, W.; Thomaz Filho, A. (2005) K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. *J. South Americ. Earth Sci.* 18 (3-4), 371–382. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.008>.
- Harangi, S.Z. (1994) Trace element geochemistry and petrogenesis of the continental rift-type Mecsek Volcanics, South Hungary. *Lithos* 33, 303-321.
- Hart, S. R. y Davis, K. E. (1978) Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 203–219.
- Heilbron, M. y Machado, N. (2003) Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Res.* 125 (1–2), 87–112.
- Henderson, P. (1984) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 510 p., Amsterdam.
- Hofmann, A. (2003) Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements. *The Mantle and Core*, 61-101 (2003). 2. 10.1016/B0-08-043751-6/02123-X.
- Hofmann, A.W.; Jochum, K.P.; Seufert, M.; White, M.W. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79, 33–45.
- Huang, H-M.; Hawkesworth, C.J.; Van Calsteren, P.; Mcdermott, F. (1995) Geochemical characteristics and origin of the Jacupiranga carbonatites, Brazil. *Chemical Geology* 119, pp. 79-99.
- 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): pp. 1255-1259.
- Jerram, D. y Bryan, S. (2018) Plumbing systems of shallow level intrusive complexes. En: Rocchi, S y Breikreuz, C (Eds.) *Physical geology of shallow magmatic systems: Dykes, sills and laccoliths (Advances in Volcanology)*. Springer, Switzerland, pp. 39-60.

- Jerram, D.; Dobson, K.; Morgan, D.; Pankhurst, M. (2018) The Petrogenesis of Magmatic Systems: Using Igneous Textures to Understand Magmatic Processes. En: Steffi Burchardt (Ed.) Volcanic and Igneous Plumbing Systems: Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust. Elsevier. 192-224 pp.
- Jerram, D.A., Martin, V.M. (2008) Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system. En: Annen, C., Zellmer, G.F. (Eds.), Dynamics of Crustal Magma Transfer, Storage and Differentiation. Geological Society, London, Special Publications, 133–148 pp.
- Jung, C.; Jung, S.; Hoffer, E.; Berndt, J. (2006) Petrogenesis of Tertiary Mafic Alkaline Magmas in the Hoheifel, Germany, *Journal of Petrology*, Volume 47, Issue 8, August 2006, Pages 1637–1671.
- Kirstein, L.A.; Peate, D.W.; Hawkesworth, C.J.; Turner, S.P.; Harris, C.S.; Mantovani, M.S. (2000) Early Cretaceous Basaltic and Rhyolitic Magmatism in Southern Uruguay Associated with the Opening of the South Atlantic. *Journal of Petrology*. (41.), pp. 1413-1438.
- Kjarsgaard, B. y Peterson, T.D. (1991) Nephelinite-carbonatite liquid immiscibility at Shombole volcano, East Africa: Petrographic and experimental evidence. *Mineralogy and Petrology*. 43. 293-314.
- Lagorio, S.L.; Vizán, H.; Geuna, S.E. (2016a). Cap. 1: Introduction, En: Early Cretaceous Volcanism in Central and Eastern Argentina During Gondwana Break-Up. Springer Briefs in Earth System Sciences. Springer., pp. 1-5.
- Lagorio, S.L.; Vizán, H.; Geuna, S.E. (2016b) Cap 2. Early Cretaceous Volcanism in Central Argentina, En: Early Cretaceous Volcanism in Central and Eastern Argentina During Gondwana Break-Up. Springer Briefs in Earth System Sciences. Springer.
- Lamur, A.; Lavallée, Y.; Iddon, F.E.; Hornby, A. J.; Kendrick, J.E.; von Aulock F. W.; Wadsworth, F.B. (2018) Disclosing the temperature of columnar jointing in lavas. *Nature Communications*. 7 pp.
- Larrea, P.; França, Z.; Lago San José, M.; Widom, E.; Gale, C.; Ubide, T. (2012) Magmatic Processes and the Role of Antecrysts in the Genesis of Corvo Island (Azores Archipelago, Portugal). *Journal of Petrology*. 54. 769-793 pp.
- Le Maitre, R. W. (2002a). Classification and nomenclature. En: R.W. LE MAITRE (Ed) *Igneous rocks – a classification and glossary of terms. Recommendations of the IUGS subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press . 2nd edn . Cap.2. pp. 3-42.
- Le Maitre, R. W. (2002b).Glossary. En; R.W. LE MAITRE (Ed) *Igneous rocks – a classification and glossary of terms. Recommendations of the IUGS subcommission on the Systematics of Igneous Rocks* . Cambridge : Cambridge University Press . 2nd edn . Cap. 3.3, pp. 49-158.
- Leites, L. (2020) Rocas Ornamentales Sedimentarias del Uruguay: potencialidad, viabilidad y estado de deterioro. Trabajo Final de Grado, Universidad de la República, Uruguay. 109 pp.
- Long, P. y Wood, B. (1986) Structures, textures, and cooling histories of Columbia River Basalt flows. *Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL*. 97. 10.1130/0016-7606(1986)97<1144:STACHO>2.0.CO;2.

- Lustrino, M.; Melluso, L.; Brotzu, P.; Gomes, C.B.; Morbidelli, L.; Muzio, R.; Ruberti, E.; Tassinari, C.C.G. (2005). Petrogenesis of the Early Cretaceous Valle Chico igneous complex (SE Uruguay): relationships with Paraná-Etendeka felsic rocks. *Lithos.* (82.), pp. 407-434.
- Macciotta, G.; Almeida, A; Barbieri, M.; Beccaluva, L.; Brotzu, P.; Coltorti, M.; Conte, A.; Garbarino, C.; Gomes, C. B.; Morbidelli, L.; Ruberti, E.; Siena, F.; Traversa, G. (1990) Petrology of the tephrite-phonolite suite and cognate xenoliths of the Fortaleza district (Ceara, Brazil). *European Journal of Mineralogy* 1990; 2 (5): 687–709 pp.
- Machado, F.; Rocha-Júnior, E.; Marques, L.; Nardy, A.; Zezzo, L.; Marteleto, N. (2018) Geochemistry of the Northern Paraná Continental Flood Basalt (PCFB) Province: implications for regional chemostratigraphy. *Brazilian Journal of Geology.* 48. 177 - 199. 10.1590/2317-4889201820180098.
- Mallet, R. (1875) On the origin and mechanism of production of the prismatic (or columnar) structure of basalt, *Philos. Mag.*, 50, pp. 122 – 135, pp. 201 – 226.
- Marsh, J.S.; Erlank A.J.; Duncan A.R. (1991) Report: Preliminary geochemical data for dolerite dykes and sills of the southern part of the Etendeka Igneous Province. *Communs geol. Surv. Namibia*, (7.), pp. 77-80.
- Mauger, R.L. (1988) Ocelli: Transient Disequilibrium Features in Lower Carboniferous Minette near Concord, North Carolina. *Can.Miner.* 1988, 26, 117–131.
- Mckenzie, D. y O'nions, R. K. (1995) The Source Regions of Ocean Island Basalts, *Journal of Petrology*, Volume 36, Issue 1, February 1995, Pages 133–159
- Melfi, A.; Piccirillo, E.; Nardy, A. (1988) Geological and magmatic aspects of the Parana basin - an introduction. In *Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin*. São Paulo: USP-IAG.
- Menzies, M. y Murthy, V.R. (1980) Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas-isotopic evidence. *Am. J. Sci.* 280-A, 622–638.
- Milani, E.J. y Ramos, V.A. (1998) Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4): 473-484.
- Milner, S.C.; le Roex, A.P.; O'Connor, J.M. (1995) Age of Mesozoic igneous rocks in northwestern Namibia, and their relationship to continental break-up, *J. Geol. Soc. Lond.*, 152, pp. 97-104. *Minerales, Geología Argentina, Anales* 29(24):715–784, Buenos Aires
- Moraes, L. C.; Seer, H.J.; Janasi, V.A.; Neto, F.C.V. (2020) Lithostratigraphy and volcanic facies architecture of the Paraná Continental Magmatic Province in its NE edge with the Alto Paranaíba Arch, Minas Gerais State, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* [online]. 2020, v. 50, n. 03.
- Muzio, R. (2000) *Evolução petrológica e geocronologia do maciço alcalino Valle Chico, Uruguai*. Ph.D. Thesis, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 171 pp.
- Muzio, R. (2004) El magmatismo Mesozoico en Uruguay y sus recursos minerales asociados. En Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds.) *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales-Mesozoico*, DIRAC-Facultad de Ciencias 4: pp. 77-102, Montevideo.

- Muzio, R. y Sánchez, L. (1998) Caracterización de la secuencia volcano-sedimentaria Juro–Cretácica en la región de Minas (Lavalleja, Uruguay). Anais XL Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, p. 96.
- Muzio, R.; Olivera, L.; Fort, S.; Peel, E. (2022) Petrological features of the first Cenozoic alkaline magmatic event recorded in northwestern Uruguay, southern extreme of the Paraná basin, Journal of South American Earth Sciences, Volume 116,2022, 103796, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103796>.
- Muzio, R.; Olivera, L.; Peel, E. (2020) K-Ar Geochronology on Alkaline Volcanic Rocks, Southern Paraná Basin, Uruguay. Resúmen, En: Goldschmidt Conference, Hawaii.
- Muzio, R.; Peel, E.; Porta, N.; Scaglia, F. (2017) Mesozoic dykes and sills from Uruguay: Sr - Nd isotopes and trace element geochemistry. J. S. Am. Earth Sci. 77, 92–107. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.016>.
- Muzio, R.; Scaglia, F.; Masquelin, H. (2013) Titaniferous magnetite and barite from the San Gregorio de Polanco dike swarm, Earth Sci. Res. J. Vol. 17, No. 2: pp. 151-158.
- Nédli, Z. y Tóth, M.T. (2003) Petrography and mineral chemistry of Rhönite in ocelli of alkali basalt from Villány Mts., SW Hungary. 44. 51-56.
- Neumann, E-R. (2019) Origin and evolution of the early magmatism in the Oslo Rift (Southeast Norway): Evidence from multiple generations of clinopyroxene, Lithos, Volumes 340–341, 2019, 139-151 pp
- Nosova, A.A.; Sazonova, L.V.; Kargin, A.V.; Dubinina, E.O.; Minervina, E.A. (2021) Mineralogy and Geochemistry of Ocelli in the Damtjernite Dykes and Sills, Chadobets Uplift, Siberian Craton: Evidence of the Fluid–Lamprophyric Magma Interaction. Minerals. 2021; 11(7):724.
- Olivera, L. (2019) Petrología de rocas volcánicas al Norte de Pepe Núñez (Depto. de Salto). Tesis de Grado. Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias, UdelaR, Montevideo, p. 97.
- Olivera, L. y Muzio, R. (2019) Petrografía del magmatismo alcalino en la Cuenca Norte uruguaya (Departamento de Salto). Artículo completo, En: Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, Nº 22 (2019), Sociedad Uruguaya de Geología ISSN: 2730-485X (en línea), 22 pp.
- Olivera, L.; Muzio, R.; Fort, S.; Peel, E.; Morales, E. (2018) Petrografia do vulcanismo alcalino do NW de Uruguai. Resúmen, 49º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro.
- Olivera, L.; Muzio, R.; Peel, E.; Fort, S.; Varela, E.; Scaglia, F. (2022) Expanded range of K-AR ages for the youngest alkaline magmatism of Uruguay. Abstract. Goldschmidt 2022, Honolulu, Hawaii.
- Pearce, J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos 100, pp. 14–48.
- Peate, D.W. (1997) The Paraná–Etendeka Province. En: Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. J.J.Mahoney,M.F. Coffin(Eds.). American Geophysical Union. (100), pp. 217-245.

- Peate, D.W.; Hawkesworth C.J.; Mantovani M.S.M. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution, *Bull. Volcano!*, 55, pp. 119-139.
- Perea, D.; Ubilla, M.; Rojas, A.; Goso, C. (2001) The west Gondwanan occurrence of the hybodontid shark *Priohybodus* and the Late Jurassic – Early Cretaceous age of Tacuarembó Formation Uruguay. *Paleontology* 44: pp. 1227-1235.
- Peters, B. J. y Day, J. M. D. (2014) Assessment of relative Ti, Ta, and Nb (TITAN) enrichments in ocean island basalts, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 4424– 4444, doi:10.1002/2014GC005506.
- Philipp, R.P.; Viero, A.P.; Comin-Chiaramonti, P.; Gomes, C.B. (2005) Mesozoic alkaline rocks of Rio Grande do Sul. En: *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP/FAPESP. São Paulo, Brazil, 573-590 pp.
- Phillips, J. C.; Humphreys, M. C. S; Daniels, K. A.; Brown, R.J.; Witham, F. (2013) The formation of columnar joints produced by cooling in basalt at Staffa, Scotland. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. *Bull Volcanol.* 17 pp.
- Phillips, W.J. (1973) Interpretation of crystalline spheroidal structures in igneous rocks. *Lithos*, 6: 235-244 pp.
- Philpotts, A. R. (1990). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Prentice-Hall. 498 pp.
- Philpotts, A.R. (1976) Silicate liquid immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance. *Am J Sci* 276:1147–1177
- Piccirillo, E.M. y; Melfi, A. (1988) ANEXO. En: Piccirillo, E.M. y Melfi A.J.(Eds.). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Universidade de São Paulo. Cap. XI. pp. 285-295.
- Piccirillo, E.M.; Melfi, A.J.; Comin-Chiaramonti, P.; Bellieni, G.; Ernesto, M.; Marques, L.S.; Nardy, A.J.R.; Pacca, I.G.; Roisenberg, A.; Stolfa, D. (1988) Continental Flood Volcanism From the Paraná Basin (Brazil). En: Macdougall, J.D. (Ed.). *Continental Flood Basalts: Petrology and Structural Geology*, San Diego, California, USA. pp. 195-238.
- Pilet, S. (2015) Generation of low-silica alkaline lavas: Petrological constraints, models, and thermal implications. 514. 281-304. 10.1130/2015.251417.
- Pirsson, L.V. (1986) On the monchiquites or analcite group of igneous rocks. *J Geol* 4:679-690 pp.
- Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W.; Rossi, P. (1985). *Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500 000*. DINAMIGE-M.I.E.M. Montevideo, 90 pp.
- Prytulak, J. y Elliott, T. (2007) TiO₂ enrichment in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*. 263. 388-403. 10.1016/j.epsl.2007.09.015.
- Ramos, V.A. (1999) Evolución tectónica de la Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Geología Argentina, *Anales* 29(24):715–784, Buenos Aires.
- Reed, J. (2005) *Electron Microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. Cambridge University Press, New York, 216 pp.

- Renne, P.R.; Ernesto, M.; Pacca, I.G.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prévot, M.; Perrin, M. (1992). The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary, *Science*. 258, pp. 975-979.
- Riccomini, C.; Velázquez F.V.; Gomes, C. (2005) Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. 31-55.
- Roach, I.C.; McQueen, K.G.; Brown M.C. (1994) Physical and petrological characteristics of basaltic eruption sites in the Monaro Volcanic Province, southeastern New South Wales, Australia. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 15 (3), pp. 381-394.
- Rocchi, S. y Breikreuz, C. (2018) Physical Geology of Shallow-Level Magmatic Systems—An Introduction. En: Steffi Burchardt (Ed.) *Volcanic and Igneous Plumbing Systems: Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust*. Elsevier. 1-10 pp.
- Rock, N.M.S. (1977) The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions, and derivations. *Earth-Sci Rev.* 13:123 169 pp.
- Rock, N.M.S. (1991) *Lamprophyres*. Blackie and Son, Glasgow- London-New York, 43-46.
- Roedder, E. (1979) Silicate liquid immiscibility in magmas. *The Evolution of the Igneous Rocks, Fiftieth Anniversary Perspectives* (Yoder, H. S., ed.), 1557, Princeton Univ. Press.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation*. Longman Group, England, 352 pp.
- Rossello, E.; Mozetic M.E. (1999) Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro—oeste argentino. *Boletim do 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, UNESP—Campus de Rio Claro/SP: 107–113*.
- Rossello, E.A.; de Santa Ana, H.; Veroslavsky, G. (1999) El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): Un rifting Transensivo Mesozoico abortado durante la apertura Atlántica? En: *UNESP/SBC, Serra Negra-Brasil, 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil y 1º Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, Anais: pp. 443-448*.
- Rossetti, L.; Lima, E.F.; Waichel, B.L.; Hole, M.J.; Simões, M.S.; Scherer, C.M.S. (2018) Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in Southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 355, 2018, Pages 98-114, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.008>.
- Ruberti, E.; Enrich, G.E.R.; Azzone, R.G.; Comin-Chiaramonti, P.; De Min, A.; Gomes, C. B. (2012) The Banhadão alkaline complex, southeastern Brazil: source and evolution of potassic SiO₂-undersaturated high-Ca and low-Ca magmatic series. *Mineral. Petrol.* 104 (1-2), 63–80. <https://doi.org/10.1007/s00710-011-0171-9>
- Ryan, M.P. y Sammis, C.G. (1978) Cyclic fracture mechanisms in cooling basalt, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, pp. 1295 – 1308.
- Saemundsson, K. (1970) Interglacial lava flows in the lowlands of southern Iceland and the problem of two-tiered columnar jointing. *Jokull* 20: pp. 62–77.

- Santero, P.; Zadro, M.; Blitzkow, D.; de Sá, N.C. (1988) Gravimetric analysis of the Goiânia flexure, Northern Paraná basin. En: E.M. Piccirillo, A.J Melfi (Eds.). The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects, Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Brazil. pp. 257-269.
- Severin, K.P. (2004) Energy Dispersive Spectrometry of Common Rock Forming Minerals. Department of Geology and Geophysics, University of Alaska Fairbanks, U.S.A. 228 pp.
- Silva, J.C.L. da.; Azzone, R.G.; Chmyz, L.; Guarino, V.; Machado Lima, N. (2020) Mafic macrocrysts of ultrabasic alkaline dikes from the Mantiqueira Range, SE, Brazil: tracers of a complex plumbing system. Brazilian Journal of Geology [online]. 2020, v. 50, n. 03
- Smith, A.D. y Lewis, C. (1999) The planet beyond the plume hypothesis. Earth Sci. Rev. 48, 135–182. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00049-5](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00049-5).
- Smith, R. E. (1967) Segregation vesicles in basaltic lava. American Journal of Science Oct 1967, 265 (8) 696-713 pp.
- Sonoki, I.K. y Garda, G.M. (1988) Idades K/Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. Bol. IG-USP, Série Cient., 19:63-87.
- Soto, M. (2014) Geología, geofísica y geoquímica de la región de Pepe Núñez, Cuenca Norte (Uruguay), Universidad de la República, Facultad de Ciencias, Instituto de Ciencias Geológicas. 248 pp.
- Spry, A. (1962) The origin of columnar jointing, particularly in basalt flows. Aust J Earth Science 8: pp. 191–216.
- Streck, M. (2008). Mineral Textures and Zoning as Evidence for Open System Processes. Reviews in Mineralogy & Geochemistry - REV MINERAL GEOCHEM. 69. 595-622 pp.
- Streckeisen, A. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks (Final Report of an Inquiry). Neues Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen. Vol.107, p.144–214.
- Thybo, H. (2006) The heterogeneous late mantle velocity zone. Tectonophysics 416, 53-79.
- Tomkeieff, S.I. (1940) The basalt lavas of the Giant's Causeway district of Northern Ireland. Bull Volcanol 6: pp. 89–143.
- Turner, S.P.; Peate, D.W.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M. (1999) Chemical stratigraphy of the Paraná basalt succession in western Uruguay: further evidence for the diachronous nature of the Paraná magma types. Journal of Geodynamics 28: pp. 459-469.
- Turner, S.P.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M. (1994) Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. Earth and Planetary Science Letters 121: pp. 333-348.
- Ucha, N. y de Santa Ana, H. (1994) Exploration Perspectives and Hydrocarbon Potential of the Uruguayan Sedimentary Basins, p. 90. ANCAP Reporte, Montevideo.
- Ucha, N.; de Santa Ana, H.; Veroslavsky, G. (2004) Capítulo VIII : La Cuenca Punta del Este. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds.) Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología,

paleontología y recursos naturales-Mesozoico, DIRAC-Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 173-192.

Ulbrich, H.H.G.J. y Gomes, C.B. (1981) Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Science Reviews*, 17: pp. 135-154.

Velázquez, V.F.; Comin-Chiaramonti, P.; Cundari, A.; Gomes, C.B.; Riccomini, C. (2006) Cretaceous Na-Alkaline Magmatism from the Misiones Province (Paraguay): Its Relationships with the Paleocene Na-Alkaline Analog from Asunción and Geodynamic Significance. *The Journal of Geology*, Vol. 114, No. 5 (September 2006), pp. 593-614.

Velázquez, V.F.; Gomes, C.B.; Riccomini, C.; Comin-Chiaramonti, P.; Brumatti, M.; Vasconcelos, P.; Tassinari, C.C.G. (2003) Características isotópicas e idades $40\text{Ar}/40\text{Ar}$ para as rochas alcalinas da Província Misiones, Paraguai Meridional. 7° Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Maputo, Moçambique, Resumos, p.39.

Velázquez, V.F.; Riccomini, C.; Gomes, C.B.; Figueredo, L.B.; Figueredo, C. (1998) Relações tectônicas do magmatismo alcalino do Paraguai Oriental. *Revista do Instituto Geológico*.

Veroslavsky, G. (1999) Geologia da Bacia de Santa Lucía-Uruguai. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 152pp.

Washington, H.S. (1898) Svsbergite and tinguaitite from Essex Country, Mass, *Am J Sci* 156:176-187 pp.

Weaver, B.L. (1991) The origin of ocean island end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 381–397.

Westerman, D.; Rocchi, S.; Breikreuz C.; Stevenson, C.; Wilson, P. (2018) Structures Related to the Emplacement of Shallow-Level Intrusions. En: *Physical Geology of Shallow-Level Magmatic Systems*. Elsevier. 83-118 pp.

White, R. S. y McKenzie, D. P. (1989) Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*. (94.), pp. 7685-7729.

Wilkinson, J. F. G., y Hensel, H. D. (1994) Nephelines and analcimes in some alkaline igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(1), 79–91.

Willbold, M. y Stracke, A. (2006) Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v.7 (2006). 7. 10.1029/2005GC001005.

Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 466 p.