

Trabajo Final de la Licenciatura en Geología Universidad de la República (Uruguay)

Petrología de rocas volcánicas al Norte de Pepe Núñez (Depto. de Salto)



Estudiante: LUCÍA OLIVERA ICHAZO
Tutora: DRA. ROSSANA MUZIO SAUER

Montevideo
2019

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a todas las personas que, de alguna manera u otra, contribuyeron a que haya podido llegar hasta este momento.

En primer lugar, agradezco a Rossana por su buena onda y dedicación; pero particularmente, por sus invaluable y francas correcciones que enriquecieron mi Trabajo Final de Grado. Doy las gracias a Santi y a Fer, por compartir conocimiento transcendental para la elaboración del presente estudio. A Mauri (el chofer), que me ayudó a piquetear y muestrear bolsas y bolsas de rocas, a 34°C en el soleado departamento de Salto. Y al personal del laboratorio de MEB de FCien, por su disposición y paciencia.

Agradezco a cada docente de Facultad de Ciencias que me formó y enseñó a maravillarme por la Geología.

A los amigos...los amigos esenciales que tengo de toda la vida (mi familia), los amigazos que hice durante mi vida como estudiante de Geología (la banda de la torta de fiambre), los amigos de trabajo/almuerzos en FCien, la gente que me ha regalado su amistad. Gracias por tantas risas y vivencias, cada momento existido, me lo llevo para siempre.

Y finalmente, agradezco a MI FAMILIA. A mis padres, que me brindan todo su cariño y apoyo, que me han consentido, más de lo necesario, para que pudiera dedicarme de manera exclusiva a lo que me gusta, esta es una manera de devolver parte de su sacrificio. A mi hermanita Nati, la cual será siempre mi compinche, y nunca dejará de maravillarme. A las abuelas, que han sido mis maestras, me han regalado su cariño, simpatía y paciencia de una manera extraordinaria. A las tías y tíos, que con su cariño no dejaron de estar atentos a mi formación desde pequeña. A los primos, que me regalaron diversión y anécdotas para toda la vida. A mis sobrinitos que me deleitan con su ángel. Y a mi pareja, que ha dado vuelta mis fundamentos, me ha hecho muy feliz, y me trae a la vida cada amanecer.

Comparto con ustedes esta obra, haciéndoles saber, que cada uno...aportó.

¡GRACIAS!

RESUMEN

El propósito del presente trabajo, es la caracterización petrológica de tres cuerpos volcánicos localizados al norte de la localidad de Pepe Núñez (departamento de Salto). Para ello, se realizaron relevamientos de imágenes satelitales, descripción *in situ* de las rocas aflorantes (análisis de estructuras y texturas), descripciones petrográficas (a través de microscopio petrográfico y MEB-EDS), y análisis litogeoquímicos (de elementos mayores, menores y traza).

Estos cuerpos (Cerro de la Virgen, Cerro Bonito y Cerro Picazo), se encuentran rodeados por los derrames basálticos de la Formación Arapey, la cual forma parte del sector sur de la Provincia Magmática Paraná y está asociada a la apertura del Océano Atlántico Sur hacia el Cretácico Temprano.

El análisis de imágenes satelitales del área de estudio, permitió identificar la morfología elipsoidal a circular que poseen estos cuerpos. Los tres poseen alturas entre los 303 m y los 325 m sobre el nivel de mar. En afloramiento, se identificaron rocas melanócratas, con texturas afaníticas a ocasionalmente porfiríticas, presentando fenocristales de augita. Asimismo, se identificó la presencia de xenolitos/xenocristales de composición olivínica y augítica. Fue observado también desarrollo de disyunción columnar, siendo posible la identificación de hasta 4 niveles de disyunción columnar en el caso del Cerro de la Virgen.

Los estudios petrográficos, tanto por microscopía óptica como por MEB-EDS, permitieron identificar y diferenciar mineralógicamente, las rocas pertenecientes a los cerros de aquellas extraídas de la base de los mismos y alrededores. Las rocas volcánicas negras masivas, poseen una textura hipocristalina, inequigranular porfirítica, subidiomórfica a idiomórfica, vacuolar y amigdaloides. La mineralogía presente es la siguiente: augita +forsterita +nefelina ±onfacita ±apatito ±opacos (ulvoespinela/pirita).

El análisis litogeoquímico de los cerros estudiados también permitió diferenciar a estas rocas volcánicas de aquellas extraídas de la base y alrededores. Las rocas volcánicas negras masivas son ultrabásicas, de naturaleza alcalina, y clasifican dentro de la suite tefrita-basanita. Sin embargo, las rocas volcánicas de los alrededores son rocas básicas a intermedias, de afinidad química tholeítica, correlacionables composicionalmente con la Formación Arapey. Los datos químicos y mineralógicos de las rocas volcánicas de los cerros estudiados permiten clasificarlas como tefritas con nefelina. Asimismo, el comportamiento de elementos incompatibles de estas tefritas es similar al de otras rocas alcalinas presentes en la Provincia. La concentración de estos elementos indica procesos de fusión profunda, afines a una fuente tipo OIB, mostrando un origen diferente al conocido para la Formación Arapey.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	2
1.2. Localización del área de estudio	2
CAPÍTULO 2	5
METODOLOGÍA	5
2.1. Etapa de gabinete	5
2.2. Etapa de campo.....	5
2.3. Etapa de laboratorio.....	5
2.4. Métodos empleados	7
2.4.1. Fundamentos de Microscopía Electrónica de Barrido (SEM-EDS).....	7
CAPÍTULO 3	9
GEOLOGÍA REGIONAL Y ANTECEDENTES	9
3.1. Contexto Geológico Regional	9
3.1.1. Antecedentes geológicos del área	13
3.2. Magmatismo alcalino en la Provincia Magmática Paraná-Etendeka	17
3.2.1. Magmatismo alcalino asociado a la tectónica mesozoica en Uruguay	22
CAPÍTULO 4	24
GEOMORFOLOGÍA, ESTRUCTURAS Y TEXTURAS	24
4.1. Cerro de la Virgen.....	24
4.2. Cerro Bonito	26
4.3. Cerro Picazo.....	27
CAPÍTULO 5	29
CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA	29
5.1. Petrografía macroscópica y microscópica.....	29
5.1.1. Base del Cerro de la Virgen (muestra CV01)	29
5.1.2. Cerro de la Virgen	31
5.1.3. Cerro Bonito	33
5.1.4. Base del Cerro Picazo (muestra CP01).....	37
5.1.5. Cerro Picazo.....	39
5.1.6. Cerro Charrúa (muestra CH01).....	42
5.2. Microscopía Electrónica de Barrido (SEM-EDS)	44

CAPÍTULO 6	52
CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA.....	52
6.1. Elementos Mayores y Menores	52
6.1.1. Diagramas Clasificatorios	54
6.1.2. Norma CIWP.....	56
6.2. Elementos Incompatibles	58
6.2.1. Elementos incompatibles vs. SiO ₂	58
6.2.2 Diagrama de Elementos Tierras Raras.....	59
6.2.3 Diagrama Multi-elementos.....	60
6.2.4. Diagramas Petrogenéticos.....	61
CAPÍTULO 7	62
DISCUSIÓN.....	62
7.1. Morfología de los cuerpos y estructuras presentes	62
7.2. Petrografía.....	64
7.3. Geoquímica	67
7.3.1. Elementos Mayores.....	67
7.3.2 Elementos Incompatibles	68
CAPÍTULO 8	72
CONCLUSIONES.....	72
BIBLIOGRAFÍA	74
ANEXO.....	86

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig.1 Localización general de área de estudio, punto rojo. (Fuente: Wikimedia Maps).....	3
Fig.2 A) Acceso, área de estudio en recuadro rojo. (Fuente: Google Earth 2019). B) Detalle de la ubicación de cerros: 1.Cerro Bonito; 2.Cerro de la Virgen; 3.Cerro Picazo (Fuente: Google Earth 2016).....	4
Fig.3 A) Microscopio petrográfico, Facultad de Ciencias. Marca: Nikon Eclipse 50iPOL. B) Microscopio Electrónico de Barrido. Facultad de Ciencias. Marca: JEOL JSM-5900lv.	6
Fig.4 A) Mortero de hierro Miners. B) Molino de Facultad de Ciencias. Marca: Retsch RS 100.....	6
Fig.5 Espectro de rayos X (Intensidad) vs. fotones (energía). Diferencia entre espectro continuo y espectro característico de rayos X. (Fuente: Reed, 2005).	8
Fig.6 Distribución de Provincia Paraná-Etendeka en relación al rift proto-Atlántico (Latitud y Longitud actual). (Fuente: Muzio 2004; modificado de Peate 1997).	10
Fig.7 Mapa-esquema general de la Cuenca Paraná (Fuente: Piccirillo et al., 1988b).....	11
Fig. 8 A) Localización de la Formación Arapey y Formación Cuaró (Fuente: Muzio, 2004). B) Principales controles estructurales que operaron durante la evolución Mesozoica en la Cuenca Norte (Fuente: De Santa Ana et al., 2001).	13
Fig. 10 A) Ubicación del magmatismo de la Cuenca Norte uruguaya en la Cuenca Paraná (Fuente: Muzio et al., 2011). B) Localización de la Formación Arapey en mapa geológico del Uruguay (Fuente: Bossi y Ferrando, 2001).	16
Fig. 11 Provincias alcalinas del centro-sur de la Plataforma Brasileira y sus relaciones con estructuras tectónicas (Fuente: Riccomini et al., 2005).	19
Fig.12 Suite Piratini y lineamientos principales asociados al escudo sul-río-grandense (Fuente: Philipp et al., 2005).....	21
Fig.13 Localización de los tres afloramientos de rocas alcalinas Cretácicas en la provincia Sierra Chica, Argentina (Fuente: Lagorio et al., 2016b).....	22
Fig. 14 Cerro de la Virgen en campo A) B) C) D) E) F)	25
Fig. 15 Cerro Bonito en campo A) B)	26
Fig. 15 Cerro Bonito en campo C) D) E) F)	27
Fig. 16 Cerro Picazo en campo A) B) C) D) E) F)	28
Fig. 17 Petrografía óptica de la base del Cerro de la Virgen A) B) C) D) E)	30
Fig. 18 Petrografía óptica del Cerro de la Virgen A) B) C)	32
Fig. 18 Petrografía óptica del Cerro de la Virgen D) E) F) G) H)	33
Fig. 19 Petrografía óptica del Cerro Bonito A) B) C)	35
Fig. 19 Petrografía óptica del Cerro Bonito D) E) F) G) H)	36
Fig. 20 Petrografía óptica de la base del Cerro Picazo A) B) C) D) E)	38
Fig. 21 Petrografía óptica del Cerro Picazo A) B) C)	40
Fig. 21 Petrografía óptica del Cerro Picazo D) E) F) G) H)	41
Fig. 22 Petrografía óptica del Cerro Charrúa A) B) C) D) E) F)	43
Fig. 23 Estándares de espectros EDS para los diferentes minerales identificados en el presente trabajo, extraídos de Reed (2005).....	44
Fig. 24 MEB Augita A) B)	45
Fig 24 MEB Augita C) D)	46
Fig. 25 MEB Olivino C) D) E)	47
Fig. 26 MEB Matriz A) B) C)	48
Fig. 26 MEB Matriz D) E)	49
Fig. 27 MEB Metálicos A) B) C)	49
Fig. 27 MEB Metálicos D)	50

Fig. 28 MEB Características Particulares A) B) C)	50
Fig. 28 MEB Características Particulares D) E)	51
Fig. 29 Diagramas Harker de elementos mayores para: ○-Cerro de la Virgen, ◇-Cerro Bonito, △-Cerro Picazo, ☒-CV01, ▣-CH01.	53
Fig. 30 Diagrama K ₂ O vs. Na ₂ O (%p.) de Comin-Chiaramonti et al. (1997).	54
Fig. 31 A) Diagrama SiO ₂ vs. Na ₂ O+K ₂ O (%p.), según Le Bas et al. (1986). B) Diagrama SiO ₂ vs. Na ₂ O+K ₂ O (%p.), según Cox et al. (1979).	55
Fig. 32 Diagrama R1[4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)] vs. R2 [6Ca+2Mg+Al], según De la Roche et al. (1980).	55
Fig. 33 Diagrama A/CNK (razón molar: Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O) vs. A/NK (razón molar: Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O)), Shand (1943). En amarillo se indica el comportamiento diferencial entre tefritas-basanitas y basalto-andesitas.	56
Fig. 34 Índice de Diferenciación vs. elementos mayores para: ○-Cerro de la Virgen, ◇-Cerro Bonito, △-Cerro Picazo, ☒-CV01, ▣-CH01.	58
Fig. 35 Contenido de SiO ₂ vs. elementos incompatibles para: ○-Cerro de la Virgen, ◇-Cerro Bonito, △-Cerro Picazo, ☒-CV01, ▣-CH01.	59
Fig. 36 Diagrama de distribución de Elementos Tierras Raras normalizado a condrito (Boynton, 1984).	59
Fig. 37 Diagrama de distribución de Elementos Incompatibles normalizado a Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989).	60
Fig. 38. A) Diagrama Nb/Yb vs. Th/Nb (Pearce, 2008). B) Diagrama Nb/Yb vs. TiO ₂ /Yb (Pearce, 2008).	61
Fig. 39 Óxidos de hierro y titanio (Fuente: Sial y McReath, 1984).	66
Fig. 40 Diagrama ETR (Boynton, 1984), comparando las tefritas de Uruguay con rocas similares de Brasil. Tefritas del presente estudio (○), tefritas-basanitas de la Provincia Serra do Mar (Brotzu et al., 2005)(○), basanitas de la Provincia Alcalina de Goiás (Junqueira-Brood, 1998)(○).....	68
Fig. 41 Diagrama Nb vs. La para: ○-Cerro de la Virgen, ◇-Cerro Bonito, △-Cerro Picazo, ☒-CV01, ▣-CH01.	69
Fig. 42. Diagrama spider de Sun y McDonough (1989), para las basalto-andesitas del presente estudio (○), basaltos pertenecientes al tipo Gramado de la Provincia Paraná Sur (Peate, 1997)(○), basalto-andesitas pertenecientes a la Formación Vale do Sol de Río Grande do Sul (Rossetti et al., 2018)(○).....	70

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla I. Coordenadas de los cuerpos volcánicos. Sistema de referencia: coordenadas geográficas sexagesimales.	3
Tabla II. Valores de mg# (razón molar: $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$), razón molar $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, suma de álcalis en porcentaje en peso ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$), I.A (índice de alcalinidad, razón molar: $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$).	54
Tabla III. Norma CIWP, base anhidra, y valores de D.I (Differentiation Index; Índice de Diferenciación: suma de Q+Or+Ab+Ne normativos).	57

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

El magmatismo asociado a las grandes provincias volcánicas (*Large Igneous Provinces*, LIPs; Peate, 1997), se caracteriza por ser una de las mayores expresiones volcánicas a nivel intraplaca continental; en un breve intervalo de tiempo de 2 a 10 Ma (Renne *et al.*, 1992), conservándose en la actualidad varias de estas provincias con volúmenes próximos a 1.000.000 km³ (Cordani y Vandomos, 1967).

En Sudamérica, el denominado campo de lavas de Paraná por Peate en 1997 ("*lava field*"), ocupa un área de 1.2 x 10⁶ km², localizándose en el Sur de Brasil, en el Este de Paraguay y en el Norte de Uruguay y Argentina (Cordani y Vandomos, 1967). En África, este magmatismo aflora en un área menor, cercana a los 0.8 x 10⁵ km². Erlank *et al.* (1984) y Bellieni *et al.* (1984), postularon que estos campos de lavas hoy separados por el Océano Atlántico, conformaron en el Mesozoico una única provincia magmática asociada a la apertura de dicho océano durante el Cretácico Temprano, la Provincia Magmática Paraná (PMP; Peate, 1997).

En lo que respecta a la petrología de la Provincia Paraná-Etendeka, se destaca el predominio de basaltos tholeíticos, no obstante, se encuentran abundantes registros de actividad magmática alcalina coetánea y posterior al evento magmático principal de carácter químico tholeítico, con una gran diversidad desde el punto de vista composicional (Ulbrich y Gomes, 1981; Milner *et al.*, 1995; Huang *et al.*, 1995; entre otros autores).

El magmatismo asociado a la PMP, de composición predominantemente basáltica y afinidad química tholeítica, está ampliamente representado en la región NW de Uruguay por los derrames volcánicos de la Formación Arapey (Bossi, 1966) y los cuerpos intrusivos asociados, incluidos en la Formación Cuaró (Preciozzi *et al.*, 1985). Estudios recientes realizados por Veroslavsky *et al.* (2012) *apud* Soto (2014) y Soto (2014), en los alrededores de la localidad de Pepe Núñez (Depto. de Salto), señalaron la presencia de "litotipos poco frecuentes, que desarrollan cotas cercanas o superiores a los 300 m", y fueron interpretados por estos autores como posibles *necks* volcánicos o conductos alimentadores de lavas. Hasta el momento, no se han hecho estudios petrológicos en detalle de estos cuerpos volcánicos, que resultan novedosos debido al contraste topográfico que poseen con respecto al relieve de lomadas suaves que generan los basaltos tholeíticos de la Formación Arapey. A su vez, sus características geomorfológicas y texturales, descritas por estos autores, son claramente distintivas en relación a los basaltos de la formación geológica mencionada.

Es por ello que, el presente Trabajo de Grado presenta los resultados del estudio petrológico realizado en tres cuerpos volcánicos denominados Cerro de la Virgen, Cerro Bonito y Cerro Picazo, ubicados aproximadamente a 6 km de la localidad de Pepe Núñez en el Departamento de Salto, y discute sus posibles relaciones con el magmatismo de la PMP presente en la región.

1.1. Objetivos

El objetivo general es la profundización del estudio de la actividad magmática presente en la Cuenca Norte uruguaya; en el contexto de la elaboración del Trabajo de Grado para la Licenciatura en Geología. La investigación fue desarrollada en el marco del proyecto CSIC I+D “*Arquitectura de facies y procesos volcánicos asociados en derrames basálticos de la Formación Arapey*”.

Como objetivos específicos se incluyen un estudio petrográfico detallado en estos cuerpos volcánicos (Cerro de la Virgen, Cerro Picazo y Cerro Bonito, depto. de Salto), a través de perfiles verticales, además de relevamientos de datos estructurales/texturales en campo y estudios petrográficos y geoquímicos en laboratorio. A su vez, se añade la caracterización petrológica del denominado Cerro Charrúa, localizado a 7 km de la zona de trabajo (coordenadas: Lat. 31°28'45.62"S-56°20'46.68"O Long.), ya que fue mencionado previamente por Soto (2014), señalando similares rasgos geomorfológicos y petrográficos (en muestra de mano), a los tres cuerpos de principal interés en el presente estudio.

La importancia de la caracterización petrológica yace en la necesidad de completar la información básica de estos cuerpos, que sólo cuentan con descripciones generales de campo, y a través de los datos químicos, entender su posible relación con el magmatismo Cretácico de la Cuenca Norte, representado por la Formación Arapey (Bossi, 1966). Estas litologías generan cuerpos de topografía positiva y de geometría elipsoidal a circular, en planta. Se encuentran emplazados y rodeados por flujos de lava que generan relieve levemente ondulado y escalonado, característica general para las lavas basálticas de la Cuenca Norte.

1.2. Localización del área de estudio

El área de estudio se ubica 6 km al norte de la localidad de Pepe Núñez, en el departamento de Salto, 50 km al noroeste de la ciudad de Tacuarembó (Fig. 1).

Se puede acceder a la misma, partiendo desde la ciudad de Tacuarembó, hacia el oeste, a través de la ruta 31, también denominada *Coronel Gorgonio Aguiar*, por 55,5 km. Luego se ingresa hacia el noreste y se recorren aproximadamente 26 km por un camino departamental, adyacente al poblado de Pepe Núñez (Fig. 2A).

Los cuerpos volcánicos comprendidos en la zona de estudio, se denominan Cerro de la Virgen, Cerro Picazo y Cerro Bonito (Fig. 2B, Tabla I).



Fig.1 Localización general de área de estudio, punto rojo. (Fuente: Wikimedia Maps).

	Latitud	Longitud
Cerro de la Virgen	31°23'50.07"S	56°23'0.15"O
Cerro Bonito	31°24'43.43"S	56°23'13.48"O
Cerro Picazo	31°23'37.86"S	56°21'15.50"O

Tabla I. Coordenadas de los cuerpos volcánicos. Sistema de referencia: coordenadas geográficas sexagesimales.

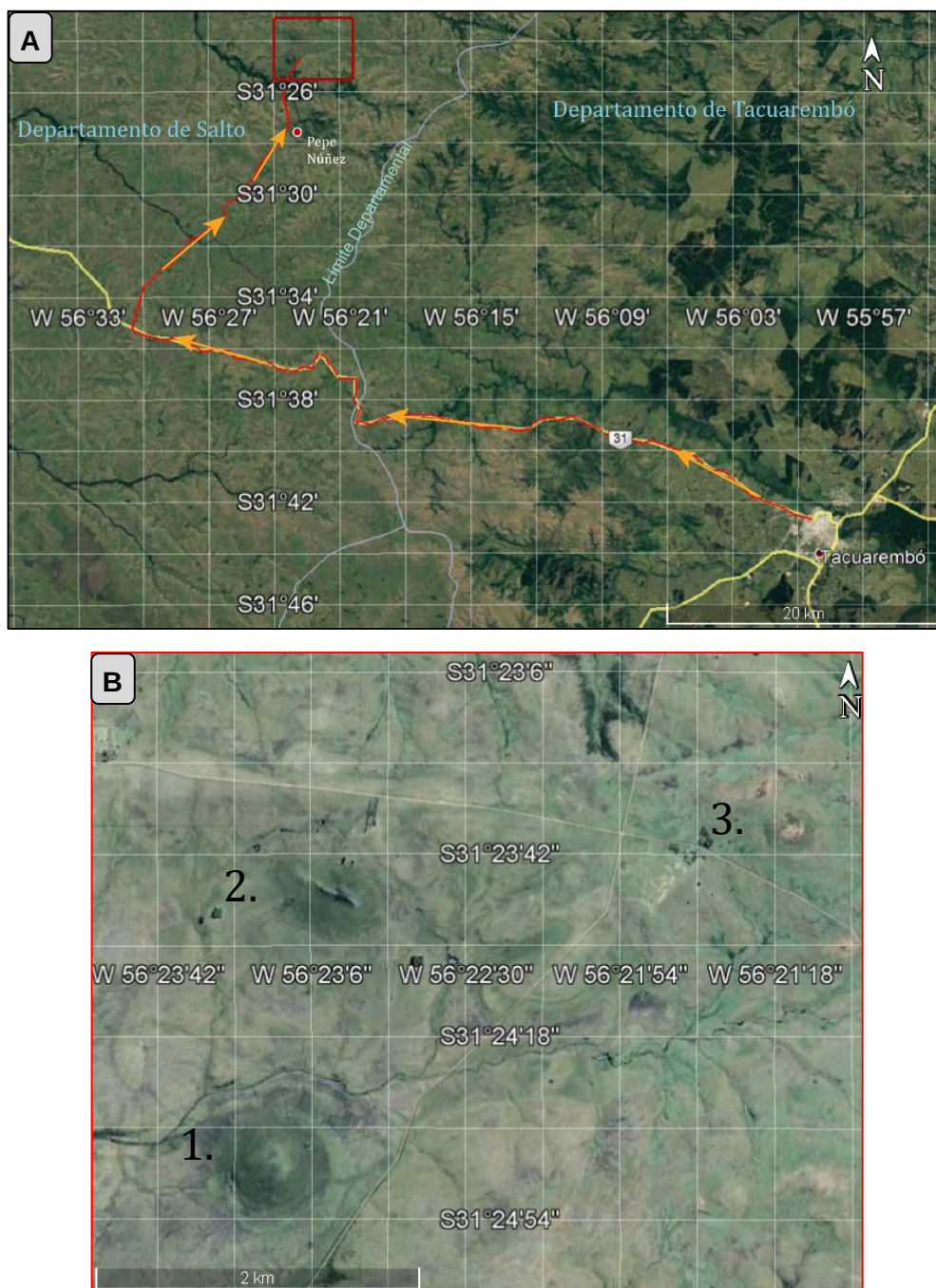


Fig.2 A) Acceso, área de estudio en recuadro rojo. (Fuente: Google Earth 2019). **B)** Detalle de la ubicación de cerros: 1.Cerro Bonito; 2.Cerro de la Virgen; 3.Cerro Picazo (Fuente: Google Earth 2016).

CAPÍTULO 2

METODOLOGÍA

El desarrollo del trabajo contó con varias etapas: de gabinete, de campo y de laboratorio, aplicando diferentes métodos y herramientas de estudio.

2.1. Etapa de gabinete

En la misma, se realizó la búsqueda de la bibliografía disponible (libros y artículos científicos), utilizando herramientas como el portal Timbó y material de referencia existente sobre el tema. Se realizó la caracterización física del área de estudio a través de imágenes satelitales del programa *Google Earth* (actualizadas al año 2016). A su vez, fue utilizada la hoja topográfica del Servicio Geográfico Militar K-10 (Pepe Núñez) y el programa *QGIS 2.14 Essen*, para integrar dicha información.

2.2. Etapa de campo

Se realizó el relevamiento de los diferentes cuerpos volcánicos en dos giras de campo, con un total de 6 días de trabajo efectivo. En el marco de las mismas se muestrearon los tres cerros desde la base hasta el tope (Cerro de la Virgen, Cerro Picazo, y Cerro Bonito), incluyendo el muestreo puntual del Cerro Charrúa, y se relevaron datos texturales y estructurales en sitio, con registro fotográfico. Para ello, se utilizaron herramientas como: lupa de mano, brújula tipo *Brunton*, GPS *Garmin*, libreta de campo, mazas tipo *Estwing*, bolsas plásticas, cinta de papel, rotuladores y máquina fotográfica *Lumix Panasonic DMC-FZ40*.

2.3. Etapa de laboratorio

Para el estudio petrográfico fueron preparadas 23 láminas delgadas (Laboratorio de Geología, Facultad de Ciencias), para ser analizadas en el microscopio petrográfico *Nikon Eclipse 50iPOL* (Facultad de Ciencias, Fig. 3A). La abundancia relativa de los cristales presentes fue estimada a partir de comparadores visuales (Terry y Chilingar, 1955; Philpotts, 1989), y el método utilizado para identificar la composición de la plagioclasa fue el método de Michel-Levy.

Para la caracterización mineralógica de las muestras y, específicamente, la identificación de los cristales que componen la matriz, fenocristales y los minerales opacos presentes, se utilizó el microscopio electrónico de barrido SEM-EDS (*JEOL JSM-5900lv*, Facultad de Ciencias, Fig. 3B). Inicialmente se fabricaron 6 bloques de roca de dimensiones: 5 cm x 3 cm x 0,5 cm. Dos bloques correspondientes al Cerro de la Virgen (PN01 y CV06), dos al Cerro Bonito (CB06 y CB10), y dos al Cerro Picazo (CP03 y CP07). Consecutivamente, se realizó el pulido a espejo de cada bloque. Uno fue realizado a mano, utilizando carburo de silicio, polvo de diamante y una máquina pulidora *J.P.S ETUDES CONSTRUCTIONS* (Laboratorio de Geología del ICG, Facultad de Ciencias). Los 5 bloques restantes se procesaron en la marmolería *ANIBAL ABBATE*.

Finalmente, se realizó la distinción entre minerales a partir de las imágenes obtenidas de electrones retrodispersados y mapas composicionales. Seguidamente, los minerales fueron caracterizados a partir de la obtención de espectros de rayos X. Los resultados fueron comparados con los espectros de rayos X estandarizados para diferentes minerales, según Severin (2004) y Reed (2005).

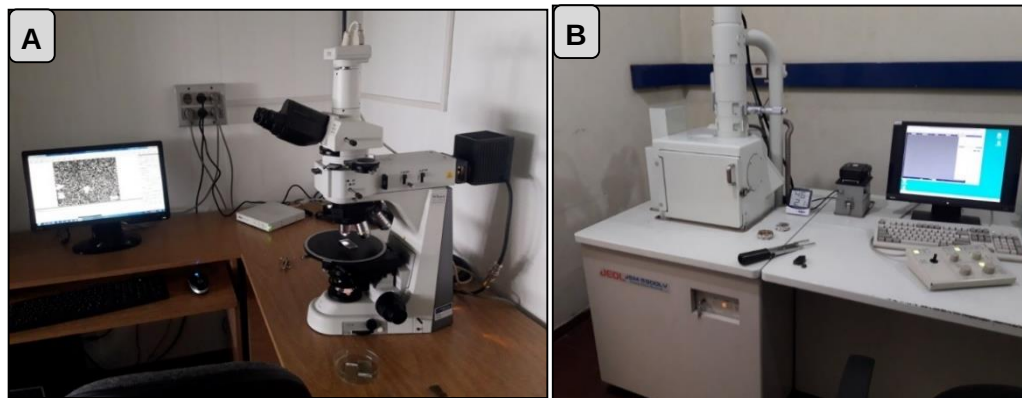


Fig.3 A) Microscopio petrográfico, Facultad de Ciencias. Marca: Nikon Eclipse 50iPOL. B) Microscopio Electrónico de Barrido. Facultad de Ciencias. Marca: JEOL JSM-5900lv.

Para la caracterización geoquímica, se realizó la molienda de 11 muestras utilizando un mortero de hierro (Fig. 4A), hasta llegar a los 3 mm, aproximadamente. Luego se operó con un molino de anillos de carburo de tungsteno *Retsch RS 100* (Laboratorio de Geología del ICG, Facultad de Ciencias, Fig. 4B), para conseguir una granulometría aún más fina (inferior a 37 micrones).

Los elementos mayores y traza fueron analizados en *ACME-Bureau Veritas Laboratories* (Vancouver, Canadá) siguiendo el procedimiento de análisis LF-202. Ba, Sr, Y, Sc, Zr, V, y Be fueron analizados utilizando Espectroscopia de Emisión Atómica de Plasma Acoplado por Inducción (ICP-AES, *Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission*). Los elementos traza (incluyendo los elementos tierras raras, REE), fueron determinados por espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS, *Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*).

Finalmente, los resultados de los análisis químicos fueron procesados en hojas de cálculo de *Microsoft Office Excel 2007*, y con el programa *GCDkit versión 5.0* (Janoušek *et al.*, 2006).



Fig.4 A) Mortero de hierro Miners. B) Molino de Facultad de Ciencias. Marca: Retsch RS 100.

Una vez obtenida toda la información se procedió a la interpretación y discusión de los resultados, integración de datos y elaboración del trabajo final.

2.4. Métodos empleados

2.4.1. Fundamentos de Microscopía Electrónica de Barrido (SEM-EDS)

El Microscopio Electrónico de Barrido (*SEM-Scanning Electron Microscope*) es una herramienta utilizada para la obtención de imágenes en tres dimensiones (3D), de muestras sólidas, que permiten un aumento del tamaño de la micra, posee una alta resolución espacial. A su vez, el microscopio se encuentra usualmente equipado con un espectrómetro de Rayos X (*EDS-Energy Dispersive Spectrometry*), permitiendo la identificación cualitativa de los elementos químicos presentes en la muestra.

Una de las principales ventajas de la técnica yace en la simplicidad de preparación de la muestra. A su vez, permite la determinación de elementos con número atómico mayor a 5, y detecta elementos menores y traza. Se obtienen resultados de forma breve, luego de 1 a 5 minutos.

2.4.1.1. Funcionamiento

La muestra sólida es bombardeada por un haz de electrones, este es acelerado y enfocado hacia un punto pequeño sobre la muestra, a través de un conjunto de lentes electromagnéticas.

Como resultado, se obtienen varios tipos de interacciones debido a la incidencia del haz sobre la muestra, lo que permite adquirir una variedad de información acerca de la misma.

Electrones Retrodispersados (*BSE-Backscattered Electrons*)

Son los generados al producirse el choque entre un electrón del haz incidente con el núcleo de un átomo. Los electrones eyectados de la muestra serán reflejados con mayor o menor intensidad según el número atómico del espécimen con el cual colisionen (*Z*). Es por ello que sirven para la obtención de imágenes con diferentes tonos de grises que ayudarán a distinguir un elemento de otro. Los elementos con mayor número atómico aparecerán en un tono más claro que los elementos con menor número atómico.

Las imágenes obtenidas permitieron la diferenciación entre minerales según su luminosidad, y la visualización de la variación de composición dentro de un mismo cristal. Posteriormente, se procedió al análisis de rayos X sobre los cristales, (y diferentes secciones dentro de un mismo cristal), para obtener su composición química y caracterizarlos mineralógicamente.

Rayos X

Existen dos mecanismos de obtención de rayos X al bombardear la muestra con un haz de electrones. Una forma de obtención será al interactuar el haz con el núcleo de los átomos, otra al producirse transiciones de electrones entre niveles de energía específicos para cada elemento. En el primer caso se obtiene un espectro continuo y en el segundo un espectro característico de rayos X (Fig. 5).

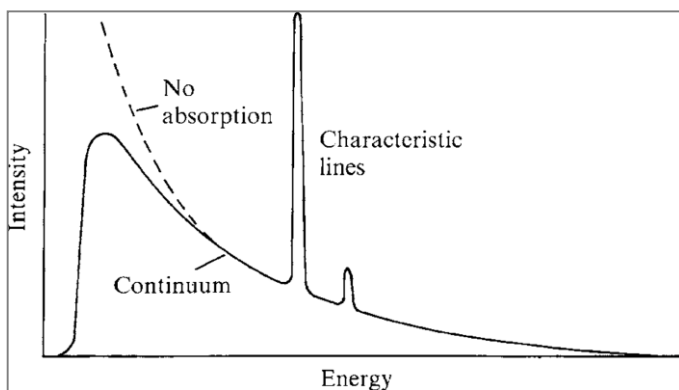


Fig.5 Espectro de rayos X (Intensidad) vs. fotones (energía). Diferencia entre espectro continuo y espectro característico de rayos X. (Fuente: Reed, 2005).

Mapas composicionales

A partir de la generación de rayos X, también se pueden obtener mapas composicionales de sectores de la muestra. La computadora colecta el número de fotones de rayos X, en un lapso de tiempo y en cada punto del área escaneada. Ese número se convierte en luminosidad en la pantalla. El número de cuentas se graba en cada pixel y la intensidad es convertida en diferentes tonos de grises.

Para una mejor visualización se utilizan “colores falsos”. Colores como negro, violeta, rojo, naranja, amarillo, blanco, entre otros, son asignados a cada elemento presente en la muestra. La intensidad que posea el color representará la concentración del elemento en la muestra, es por ello que la técnica posee un carácter semi-cuantitativo.

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA REGIONAL Y ANTECEDENTES

La actividad magmática, desarrollada principalmente a partir del Mesozoico, representa uno de los mayores eventos eruptivos a nivel intraplaca continental. Regionalmente, se preservan alrededor de $1.0 \times 10^6 \text{ km}^3$ de este evento magmático, tanto en Sudamérica como en África (Namibia), conformando la Provincia Paraná-Etendeka (White y McKenzie, 1989; Peate 1997; Fig. 6), una de las mayores provincias ígneas continentales (*Large Igneous Provinces*, LIP's), a escala mundial. Las LIPs, son emplazamientos de magmas predominantemente máficos-ultramáficos (ricos en Mg y Fe) dentro de la corteza, manifestándose tanto como cuerpos intrusivos como extrusivos. Las provincias ígneas correspondientes a las eras Mesozoica y Cenozoica son las mejor preservadas y algunas originalmente ocuparon más de 1 millón de km^2 , mientras que las LIPs Proterozoicas y Paleozoicas han sufrido mayor erosión por lo que tan solo son reconocidas por las vías de alimentación magmática, es decir a través de cuerpos intrusivos como diques y sills (Ernst *et al.*, 2005). Bryan *et al.* (2002), indican que algunas LIPs no son 100% máficas, sino que también algunas comprenden términos ácidos. Ernst (2014a), define una LIP como una provincia predominantemente máfica con una extensión de más de 100.000 km^2 y un volumen de 100.000 km^3 , que se desarrolla en un ambiente de intraplaca y dicho volumen es emplazado en un pulso de poca duración o en múltiples pulsos (menor a 1-5 Ma), con máxima duración de 50 Ma. En el caso de la Provincia Paraná-Etendeka predomina el magmatismo tholeítico, siendo mayor el volumen de rocas volcánicas básicas que de ácidas (Ernst, 2014b). Asociados a estos derrames, y en áreas mayormente erosionadas, se encuentran también, enjambres de diques, intrusiones carbonatíticas, intrusiones alcalinas y kimberlitas (Ulbrich y Gomes, 1981; Marsh *et al.*, 1991; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007; Gomes *et al.*, 2011; Ernst, 2014b).

3.1. Contexto Geológico Regional

En Sudamérica, los derrames basálticos continentales cubren el 70% de la Cuenca de Paraná (CP), ocupando una extensión de $1.2 \times 10^6 \text{ km}^2$. Estos flujos son encontrados en Brasil, Uruguay, Paraguay y Argentina. (Piccirillo *et al.*, 1988a).

Erlank *et al.* (1984) y Bellieni *et al.* (1984), postularon que estos campos de lava, tanto en Sudamérica como en África, pertenecen a una única provincia relacionada con la apertura del Océano Atlántico Sur, en el Cretácico Temprano (Fig. 6). Renne *et al.* (1992), presenta un rango de edades entre $132.9 \pm 0.6 \text{ Ma}$ y $131.4 \pm 1.6 \text{ Ma}$ (por método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), para los basaltos de la provincia Paraná y, una edad de 135 a 132 Ma para las rocas volcánicas de la Provincia Etendeka en Namibia (Milner *et al.*, 1995). El mismo autor señala, en base a los datos geocronológicos, que África y Sudamérica se

separaron progresivamente de sur a norte, oportunamente hacia la pluma de Tristán da Cunha, sugiriendo que la mayor liberación de material volcánico se realizó a los 133 Ma.



Fig.6 Distribución de Provincia Paraná-Etendeka en relación al rift proto-Atlántico (Latitud y Longitud actual). (Fuente: Muzio 2004; modificado de Peate 1997).

La CP tiene una geometría elongada en sentido NE-SW (Fúlfaro *et al.*, 1982), cuyo origen es posterior al Ciclo Brasiliano (700-450 Ma) (Almeida *et al.*, 1973). Los sedimentos infrabasálticos que la integran son Devónicos a Jurásicos, con espesores máximos de hasta 5 km. Las rocas volcánicas/subvolcánicas, que cubren e intruyen los sedimentos de la cuenca, son un 90% de basaltos, 7% de rocas intermedias y 3% de rocas ácidas. En algunos casos, las lavas llegan a tener más de 1 km espesor (Piccirillo *et al.*, 1988a).

Las estructuras tectónicas más importantes presentes en la cuenca, son estructuras elongadas positivas, como los arcos de Río Grande, Ponta Grossa y Campo Grande; y los lineamientos tectónicos y/o magnéticos (desde Río Camaquã a Araxá-Río Grande), con una orientación NW-SE transversal a la elongación de la cuenca. (Piccirillo *et al.*, 1988b).

Estos autores, dividen la Cuenca Paraná en tres regiones. La Cuenca Paraná Sur (SPB), ubicada al sur del lineamiento Río Uruguay; la cuenca Paraná Central (CPB), localizada entre los lineamientos Río Uruguay y Río Piquiri; y la cuenca Paraná Norte (NPB), al norte del Río Piquiri (Fig. 7).

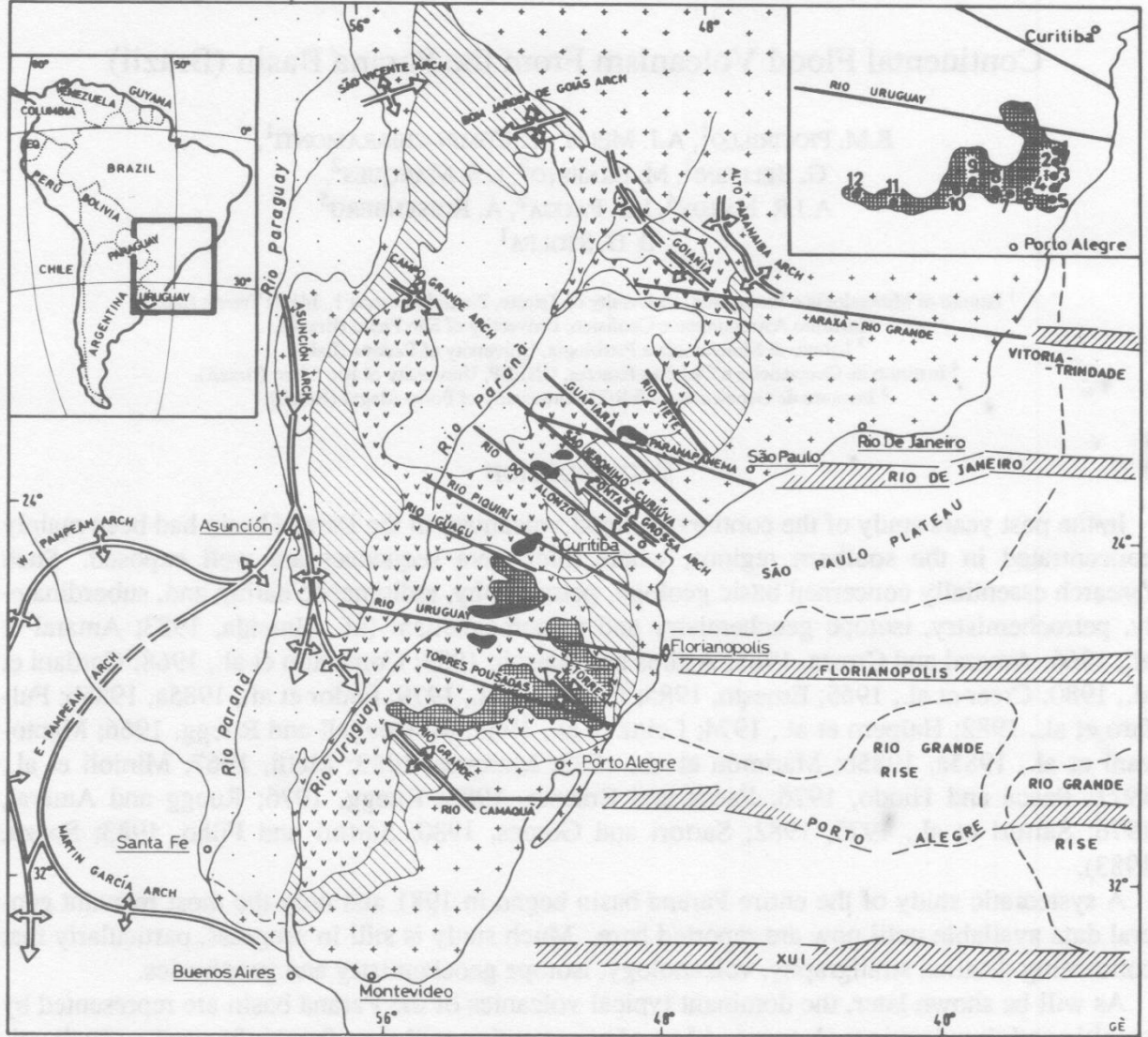


Fig.7 Mapa-esquema general de la Cuenca Paraná (Fuente: Piccirillo et al., 1988b): 1-Basamento cristalino pre-devónico; 2-Sedimentos pre-devónicos (principalmente Paleozoicos); 3-Derrames volcánicos básicos a intermedios (Formación Serra Geral, Cretácico Inferior); 4-Volcánicas ácidas (Formación Serra Geral: tipo Palmas (4a), tipo Chapecó (4b)); 5-Sedimentos post-vulcanismo (principalmente del Cretácico Superior); 6-Estructura tipo arco; 7-Estructura tipo sinclinal; 8-Lineamientos oceánicos (Asmus y Baisch, 1983); 9-Lineamiento magmático y/o tectónico.

Los derrames volcánicos que se encuentran en la Cuenca Paraná Sur, están conformados por basaltos y basalto-andesitas de carácter tholeítico. En un nivel estratigráficamente superior, se desarrollan riolitas y riolitas, comúnmente intercaladas con rocas básicas y/o intermedias (Piccirillo *et al.*, 1988a). Estos autores clasifican estos basaltos en función de su porcentaje en peso de TiO_2 , en basaltos de bajo TiO_2 (menor a 2%p.) y basaltos de alto TiO_2 (mayor a 2%p.). Comin-Chiaramonti *et al.* (1983) y Bellieni *et al.* (1984), señalan el predominio de los basaltos de bajo TiO_2 en la porción sur

de la cuenca. Estos autores no atribuyen esta diferencia geoquímica a los procesos de cristalización fraccionada sino a los diferentes grados de fusión de una fuente mantélica heterogénea. Bellieni *et al.* (1984), asocia las diferencias de elementos incompatibles entre los basaltos de bajo TiO_2 y los de alto TiO_2 con el origen a partir de diferentes materiales mantélicos, evidenciado por las diferentes relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Todos estos autores señalan que hay una distribución geoquímica similar en África, sugiriendo una heterogeneidad mantélica a gran escala.

Peate *et al.* (1992), proponen la división de la provincia en seis tipos de magmas geoquímicamente diferentes, según las concentraciones de TiO_2 y de los elementos trazas incompatibles (Sr, Y, Zr), agrupándose en: basaltos de bajo Ti (Tipo Gramado y Esmeralda), basaltos intermedios (Tipo Paranapanema) y basaltos de alto Ti (Tipo Urubici, Pitanga y Ribeira). Es importante destacar que los tipos basálticos mencionados poseen una distribución específica dentro de la CP. Los basaltos de bajo titanio (BTi) se ubican predominantemente al sur del lineamiento Río Uruguay (Fig. 7), abarcando los basaltos de la Formación Arapey en Uruguay, los del sur de Brasil y los del nordeste de Argentina (Peate, 1997; Soares y Ernesto, 2004).

En Uruguay, el extremo sur de la CP está representado por la Cuenca Norte. Esta cuenca ocupa alrededor de 100.000 km^2 en nuestro territorio, preservando alrededor de 2.500 metros de depósitos volcano-sedimentarios en los sectores más profundos (De Santa Ana y Veroslavsky, 2004). Estos autores señalan que el relleno de la misma está conformado por rocas sedimentarias y volcanosedimentarias, depositadas y emplazadas desde el Devónico hasta el Cretácico Tardío. A su vez, señalan que las discordancias presentes de los paquetes depositacionales son de alcance regional.

En la misma, se encuentran preservados más de 40.000 km^2 de derrames de lava e intrusiones máficas asociadas, alcanzando su máximo espesor en el departamento de Salto (De Santa Ana y Veroslavsky, 2004), representados por los basaltos tholeíticos correspondientes a la Formación Arapey (Bossi 1966), y por los cuerpos hipoabisales básicos tholeíticos de la Formación Cuaró (Preciozzi *et al.*, 1985) (Fig. 8A).

Según De Santa Ana y Veroslavsky (2004), la reactivación de antiguas zonas de debilidad cortical del basamento cratónico antiguo, indujo la generación de zonas potenciales para la eyección de lavas hacia el Neocomiense. Los lineamientos principales poseen direcciones W-NW a E-W y NS a NE. De acuerdo a estos autores, los controles estructurales de la Cuenca Norte de dirección NW a W-NW, están definidos por los lineamientos: Cuaró-Paguero-Corrales; Itacumbú-Tacuarembó; y Tambores-Río Arapey (Fig. 8B). La mayor subsidencia mecánica se concentró en el extremo noroccidental de la misma. Esta subsidencia cesó durante el Aptiense-Albiense, dando paso a una subsidencia del tipo flexural, materializándose en forma de discordancia erosiva hacia el tope de la tectosecuencia Juro-Eocretácica. De Santa Ana y Veroslavsky (2004) sugieren un levantamiento paulatino y generalizado del sector oriental del territorio uruguayo, debido a la alta erosión que

presenta la cubierta sedimentaria en la Cuenca Norte, asociado a la tectónica compresiva operante en la Placa Sudamericana desde el Cretácico Tardío hasta el presente.

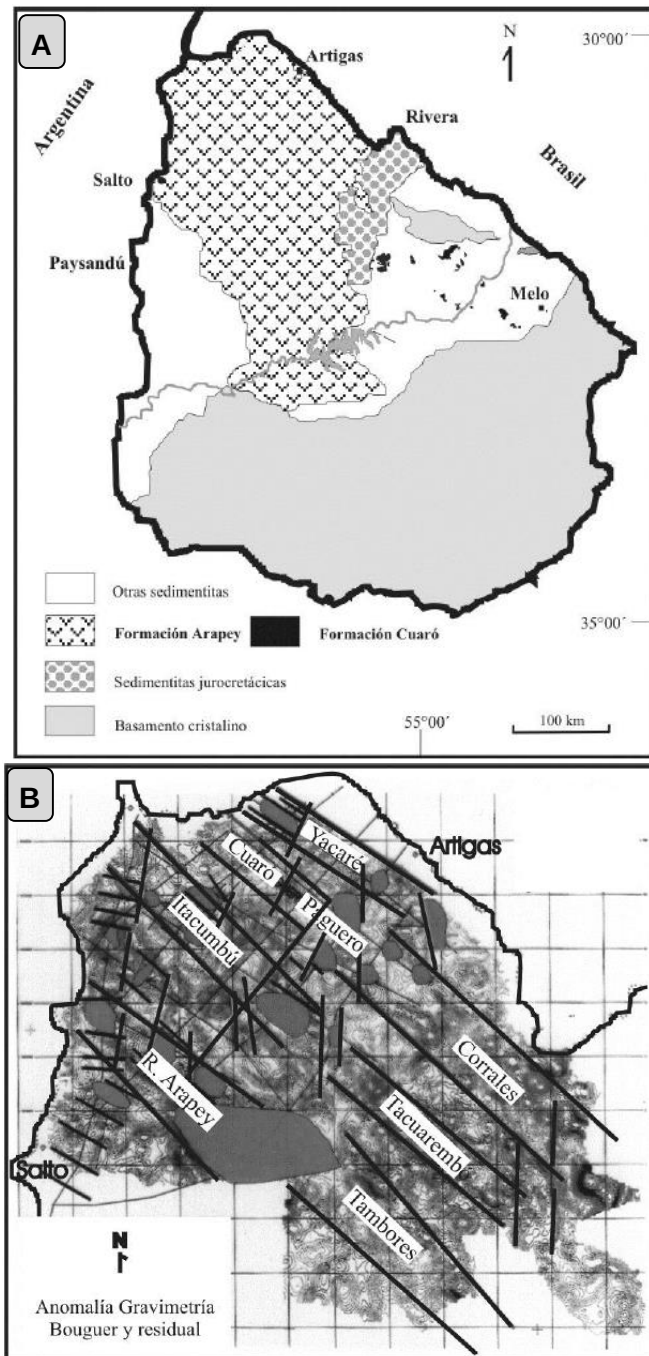


Fig. 8 A) Localización de la Formación Arapey y Formación Cuaró (Fuente: Muzio, 2004).

B) Principales controles estructurales que operaron durante la evolución Mesozoica en la Cuenca Norte (Fuente: De Santa Ana et al., 2001).

3.1.1. Antecedentes geológicos del área

A continuación, se describen los antecedentes de las principales unidades geológicas presentes en el área de estudio.

Formación Tacuarembó

Inicialmente, las areniscas aflorantes en los departamentos de Tacuarembó y Rivera fueron identificadas y descritas por Walther (1911) (*apud Preciozzi et al.*, 1985). Posteriormente, Falconer (1931), y Caorsi y Goñi (1958) llaman a estas areniscas como “Areniscas de Tacuarembó”. En 1966, Bossi les otorga el rango de Formación, definiéndolas como una secuencia conformada por areniscas finas y medias, intercalada con sedimentos pelíticos depositados en un ambiente fluvial y lacustre; y areniscas de granulometría media y fina/media, depositadas en un ambiente eólico. Bossi *et al.* (1975) dividen a la formación en dos miembros, asociando el material de ambiente fluvial y lacustrino al Miembro Inferior, y el material eólico al Miembro Superior. Más adelante, Ferrando y Andreis (1986), proponen denominar a los depósitos eólicos de la base del Miembro Inferior de la Formación Tacuarembó, como Formación Cuchilla del Ombú. Ferrando *et al.* (1987), denominan al Miembro Superior como Formación Rivera, y posteriormente, Bossi y Navarro (1991), agrupan a las tres formaciones (Cuchilla del Ombú, Tacuarembó s.s. y Rivera), dentro del Grupo Batoví Dorado. Perea *et al.* (2009) retoman la Formación Tacuarembó en el sentido de Bossi (1966), denominando a los dos miembros como Batoví y Rivera.

Esta unidad se encuentra apoyada de manera erosiva sobre la Formación Buena Vista, del Triásico inferior, y de manera concordante con la Formación Itacumbú, del Jurásico Tardío (Veroslavsky y De Santa Ana, 2004). Estos autores, señalan que esta unidad se encuentra intercalada con las rocas efusivas de la Formación Arapey, y en discordancia con unidades cenozoicas, hacia el techo. A su vez, indican que la unidad se extiende por debajo de los basaltos como una cuña clástica, la cual se ensancha al Noroeste de la Cuenca Norte. Según Bossi y Ferrando (2001), la Formación Tacuarembó aflora principalmente en los departamentos de Tacuarembó y Rivera, presentando una menor exposición areal en el departamento de Durazno.

Walther (1924) y Du Toit (1927) (*apud Preciozzi et al.*, 1985), reconocen similitudes con las areniscas de la Formación Botucatú de Brasil, denominando inicialmente, a la unidad, como Areniscas de Botucatú. França *et al.* (1995) correlacionan la Formación Botucatú, con las areniscas del miembro superior de la Formación Tacuarembó, Perea *et al.* (2009) correlacionan la Formación Guará (Brasil), con las areniscas del miembro inferior.

Esta sedimentación se encuentra fuertemente controlada por los lineamientos estructurales NW (Fig. 8B), y la mayoría de los autores coinciden en el desarrollo de un clima sub-húmedo a semiárido, durante la depositación de la unidad (Parrish *et al.*, 1982; Valdes y Sellwood, 1992).

La edad de sedimentación de la secuencia es soportada por fósiles de peces, crustáceos, moluscos, y reptiles hallados en la unidad, indicando una edad Jurásica Tardía a Cretácica Temprana (Perea *et al.*, 2001). Este tipo de fósiles, son encontrados tanto en Sudamérica como en África, indicando una historia evolutiva en común en Gondwana, antes de su fragmentación durante el Jurásico y Cretácico Temprano (Perea y Martínez, 2004). A su vez, el tipo de fósiles indica que hasta el Cretácico medio,

África y Sudamérica mantuvieron los mismos ecosistemas desérticos (Goodwin *et al.*, 1999, *apud* Perea y Martínez, 2004).

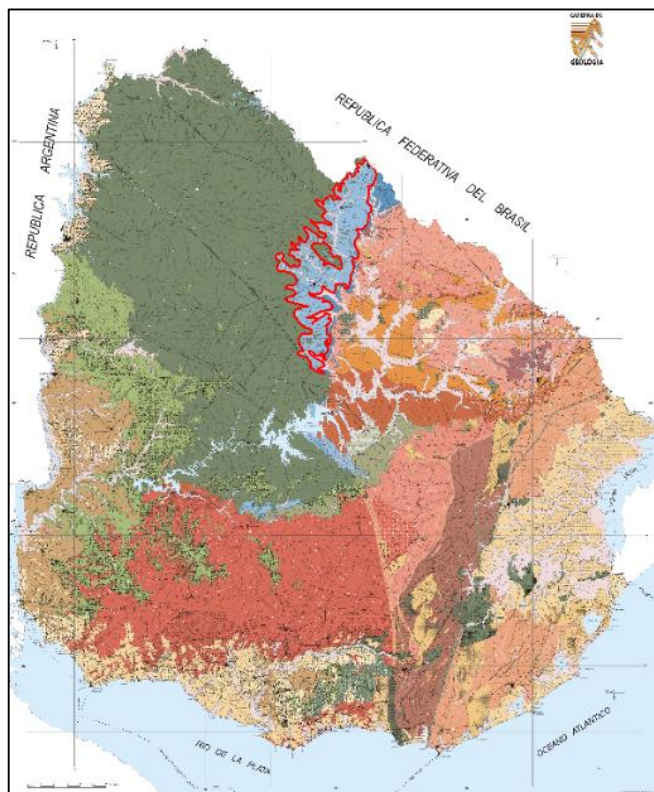


Fig. 9 Ubicación de la Formación Tacuarembó en Mapa Geológico del Uruguay a escala 1:500.000 (Fuente: Bossi y Ferrando, 2001).

Formación Arapey

Walther (1911; 1927) *apud* Preciozzi *et al.* (1985), fue el primer investigador en identificar estos derrames de lava, y en indicar su equivalencia con las rocas volcánicas presentes en el sur de Brasil (Formación Serra Geral), denominándolos “eruptivas de Serra Geral”. Caorsi y Goñi (1958), introducen por primera vez el nombre de lavas de Arapey, siendo finalmente Bossi (1966), quien eleva estas lavas a su rango de formación geológica. Según Bossi (1991), los basaltos poseen texturas equigranulares y microporfíricas, ofíticas, subofíticas, intergranulares e intersertales, señalando que suelen aparecer interdigitados con areniscas de la Formación Tacuarembó, lo cual indicaría la contemporaneidad de ambas formaciones geológicas. Posteriormente, Bossi y Schipilov (1998), cambian la jerarquía estratigráfica de esta unidad proponiendo el Grupo Arapey, en base a criterios estructurales y petrográficos. Estos derrames basálticos cuentan con numerosos relevamientos cartográficos a escala local y regional (Bossi y Heide, 1970; Bossi *et al.*, 1974; Preciozzi *et al.*, 1985, entre otros); los cuales incluyen estudios petrológicos y estructurales (Bossi y Caggiano, 1974; Fernández y Ledesma, 1974; Bossi y Navarro, 1991; Bossi y Schipilov, 1998); datos geoquímicos en diferentes regiones con muestreos de superficie y datos de perforaciones profundas, así como datos

geoquímicos/geocronológicos (Creer *et al.*, 1965; Bossi y Schipilov, 1998; Turner *et al.*, 1994; Féraud *et al.*, 1999; Bossi y Schipilov, 2007). Bossi y Ferrando (2001) indican que la unidad aflora en los departamentos de Artigas, Salto, Rivera, Tacuarembó, Paysandú, Rio Negro, y Durazno.

Estudios más recientes en diferentes áreas de esta formación geológica (Waichel *et al.*, 2010; Eguía, 2014) han puesto en evidencia la presencia de estructuras y de diversas facies volcánicas (internas y externas). Estudios realizados por Soto (2014) y Eguía (2014), en los alrededores de la localidad de Pepe Núñez (Depto. de Salto), señalaron la presencia de “litotipos y estructuras poco frecuentes” para la Formación Arapey, que fueron interpretados por estos autores como posibles *necks* volcánicos. Soto (2014) los describe como basaltos afaníticos de color gris verdoso oscuro a negro, los cuales poseen disyunción columnar bien desarrollada, con un leve basculamiento hacia el NE. Este autor afirma que se desarrollan a cotas cercanas o superiores a los 300 m. Los trabajos posteriores iniciados por Olivera *et al.* (2018) y Muzio *et al.* (2019), confirman los primeros datos de un evento volcánico alcalino en tres puntos de esta zona, cuyo estudio detallado es el objetivo de este trabajo. Los primeros resultados geocronológicos de la Formación Arapey, por método K/Ar, indicaron edades de 126.8 ± 3.1 Ma, 131.1 ± 3.9 Ma, 145.6 ± 5.1 Ma y 152.4 ± 8.2 Ma (Creer *et al.*, 1965; Umpierre, *apud* Bossi 1966). Posteriormente, Féraud *et al.* (1999), utilizando el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasas, acotan el intervalo de edades entre 132.9 ± 1.3 y 129.9 ± 1.1 Ma.

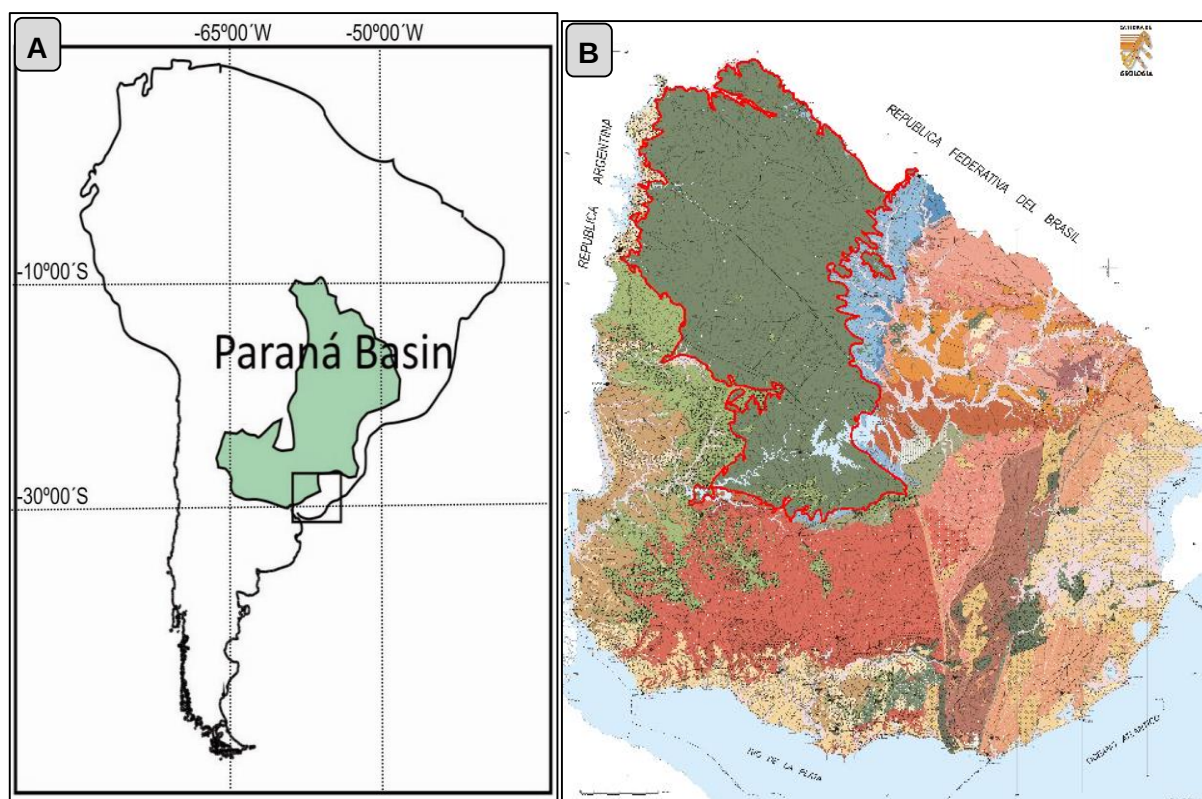


Fig. 10 A) Ubicación del magmatismo de la Cuenca Norte uruguaya en la Cuenca Paraná (Fuente: Muzio *et al.*, 2011). **B)** Localización de la Formación Arapey en mapa geológico del Uruguay (Fuente: Bossi y Ferrando, 2001).

3.2. Magmatismo alcalino en la Provincia Magmática Paraná-Etendeka

Como fuera mencionado anteriormente, se destaca en la provincia ígnea el predominio de basaltos tholeíticos; no obstante, se encuentran abundantes registros de actividad magmática alcalina tanto coetánea como posterior al evento magmático principal, con una gran diversidad litológica desde el punto de vista composicional (Ulbrich y Gomes, 1981; Milner *et al.*, 1995; Huang *et al.*, 1995; entre otros autores).

La distribución de rocas alcalinas también está controlada por la tectónica regional. Comin-Chiaramonti y Gomes (2005a) señalan que los lineamientos y fallas de sentido NE, NS y WNW, activas desde el Precámbrico y sujetas a reactivaciones durante el Mesozoico, junto con los arcos positivos y paralelos (en sentido NW, transversal al eje principal de la Cuenca de Paraná, y generalmente rodeándola), han sido determinantes para el emplazamiento de estas rocas.

Riccomini *et al.* (2005) definen 15 provincias alcalinas agrupadas según su posición geográfica en la Provincia Magmática Paraná (Fig. 11). Según estos autores, a lo largo de los bordes de la Cuenca Paraná (CP), se encuentran las provincias de *Alto Paraguay* (del Pérmico-Triásico), y las provincias de *Ponta Grossa*, *Valle Chico*, *Misiones*, *Paraguay Central*, *Amambay* y *Rio Apa* (del Cretácico Temprano). Adyacente a los bordes de la Cuenca Bauru, están las provincias del *Anticlinal Rondonópolis* y *Minas Goiás* (del Cretácico Tardío). En la región *onshore* continental se dan las provincias de *Serra do Mar* y *Piratini* (del Cretácico Tardío), en los bordes orientales de las cuencas Santos y Pelotas, respectivamente. En Paraguay se encuentra la provincia *Asunción*, asociada a la evolución del Rift de Asunción, en el Cenozoico. Asimismo, la provincia *Lineamiento Magmático Cabo Frío*, cuenta con dos fases de magmatismo alcalino desde el Cretácico Tardío al Paleógeno. Y, finalmente, fueron reconocidas las provincias en el Cratón Amazónico, *Velasco* y *Candelaria* (del Cretácico Temprano), localizadas al este de Bolivia.

La distribución de los complejos alcalinos se da principalmente a lo largo de cinturones móviles (generados en el Ciclo Brasileño), y en los márgenes de la Cuenca Paraná (Comin-Chiaramonti y Gomes, 2005a).

El magmatismo alcalino en África se desarrolla principalmente en la Provincia Damaraland, en Namibia y Angola (Marsh, 1973), siendo también contemporáneo con la actividad magmática tholeítica.

A escala temporal, este magmatismo alcalino tiene su comienzo en el Permo-Triásico, cuando la cuenca estaba levantándose (formando arcos NW) y erosionándose. Hacia el Jurásico y Cretácico Temprano, tuvo lugar la emisión del gran volumen de magmas basálticos tholeíticos, y de magmas ácidos subordinados de la Formación Serra Geral, además de la actividad magmática alcalina contemporánea, ésta última manteniendo luego su actividad hasta el Oligoceno. Estos productos alcalinos ocurren de forma intrusiva (en *stocks*), hipoabisal (diques, domos y *plugs*), y extrusiva (derrames de lava). Carbonatitas, gabros alcalinos, fonolitas, sienitas y granitos (Ulbrich y Gomes,

1981; Milner *et al.*, 1995), forman parte, p.ej. del mayor cuerpo alcalino de Ponta Grossa, al Noroeste de Curitiba, Brasil (Huang *et al.*, 1995). La unidad de carbonatitas de Jacupiranga, perteneciente a esta región, presenta edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de 132 Ma (Renne *et al.*, 1993). Otros cuerpos alcalinos coetáneos son el Complejo Anitápolis, al Suroeste de Florianópolis, de 131 Ma (Renne *et al.*, 1993); otros diques y cuerpos intrusivos localizados al este de Paraguay (127 Ma; Renne *et al.*, 1993), y en Uruguay, en la localidad de Mariscala y en rocas con carácter transicional a alcalino, con edades de 133 Ma (Stewart *et al.*, 1996).

Los pulsos alcalinos de Brasil datan principalmente desde el Cretácico Temprano hasta el Paleoceno. En Paraguay, existen rocas alcalinas desde el Permo-Triásico hasta el Eoceno (Gomes *et al.*, 1996) y en Bolivia, desde el Cretácico Temprano al Cretácico Tardío (Litherland *et al.*, 1986; Fletcher y Bleddoc-Stephens, 1987). Tanto en Argentina como en Uruguay, los registros de magmatismo alcalino asociados a la apertura del Océano Atlántico sur, corresponden al Cretácico Temprano (Muzio *et al.*, 1999; Muzio, 2000; Comin-Chiaramonti y Gomes, 2005b; Cernuschi *et al.*, 2015; Lagorio *et al.*, 2016a).

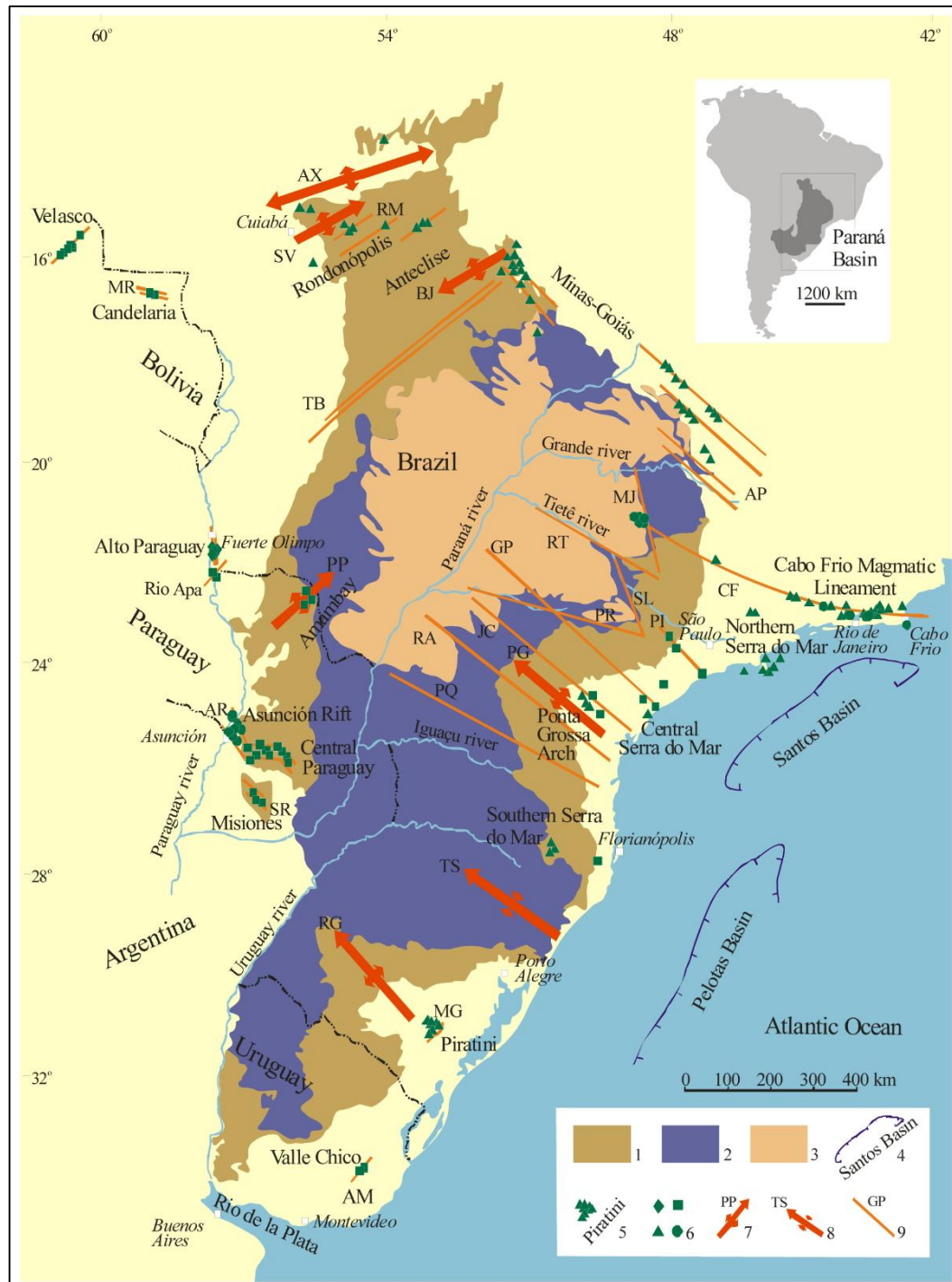


Fig. 11 Provincias alcalinas del centro-sur de la Plataforma Brasileira y sus relaciones con estructuras tectónicas. 1-Cuenca Paraná del Ordovícico Tardío al Cretácico Temprano; 2-Lavas tholeíticas del Cretácico Temprano; 3-Cuenca Bauru del Cretácico Tardío; 4-Cuencas marginales offshore; 5-Provincias alcalinas; 6-Edades de rocas alcalinas (Diamantes=Pérmico-Triásico; cuadrados=Cretácico Temprano; triángulos=Cretácico Tardío; círculos=Paleógeno); 7-Ejes de principales arcos (AX=Alto Xingú, SV=São Vicente, BJ=Bom Jardim de Goiás, PG=Punta Grossa, RG=Rio Grande, PP=Ponta Porã); 8-Torres Sinclinal, 9-Zonas de fracturas mayores (Rifts: MR=Mercedes, RM=Rio das Mortes, MG=Moirão, SR=Santa Rosa, AR=Asunción; Lineamientos: TB=Transbrasiliiano, 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 Alonso, PQ=Rio Piquiri, AM=Santa Lucía-Aiguá-Merín) (Fuente: Riccomini et al., 2005).

Las rocas alcalinas más antiguas presentes en la cuenca son de edades Permo-Triásicas (250-240 Ma) principalmente sienitas, en el límite de Brasil y Paraguay, incluidas en la Provincia Alto Paraguay (Gomes *et al.*, 1996; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005). Sólo en Paraguay, hay rocas que pre-datan la Formación Serra Geral (antes de los 145 Ma), y se encuentran agrupadas en la Provincia Rio Apa y en la Provincia Amambay (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005).

A su vez, se encuentran alcalinas asociadas al graben de Asunción-Sapucaí-Villarica en Paraguay, las sienitas alcalinas de Velasco en Bolivia y el Complejo alcalino Valle Chico en Uruguay (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005).

Otras ocurrencias alcalinas de 120 a 116 Ma (Velázquez *et al.*, 2003), ocurren en la Provincia Misiones (Paraguay), y en los complejos Banhadão e Itapirapuã (Brasil), con un rango de edades entre 110-100 Ma, en Brasil. Existen varias ocurrencias de magmatismo alcalino correspondientes al Cretácico Tardío-Eoceno (90-50 Ma), ubicadas principalmente en el centro y sur de Brasil.

Las rocas alcalinas más jóvenes con edades entre 61 y 39 Ma (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1991; Gomes *et al.*, 2003), son rocas principalmente de carácter sódico que contienen xenolitos mantélicos de espinela-peridotita.

Las rocas alcalinas mesozoicas de la PMP más cercanas al Uruguay se encuentran en el estado de Rio Grande do Sul, Brasil (Comin-Chiaramonti y Gomes, 2005a, Philip *et al.*, 2005), y en la provincia de Córdoba, Argentina (Lagorio *et al.*, 2016b).

En Rio Grande do Sul, estas rocas alcalinas se encuentran ubicadas en el centro-este del *Escudo sul-rio-grandense*, e intruyen la cobertura Fanerozoica y el basamento Precámbrico. La principal estructura tectónica presente en esa región del escudo es el Arco Rio Grande, una estructura positiva de dirección NW. Ribeiro (1978), señala que el magmatismo alcalino ocurre principalmente en dirección NW, donde las fallas se han reactivado desde el Mesozoico, y por lineamientos E-W (Viero *et al.*, 1995; Fig. 10). Las rocas alcalinas son principalmente fonolitas, y kimberlitas/lamproitas subordinadas (Tedesco y Robaina, 1991; Svisero y Chieregati, 1991; Caldasso y Sander, 1994). Viero (1998), también encontró basaltos alcalinos en las localidades de Rondina, Palmas y Jaguari.

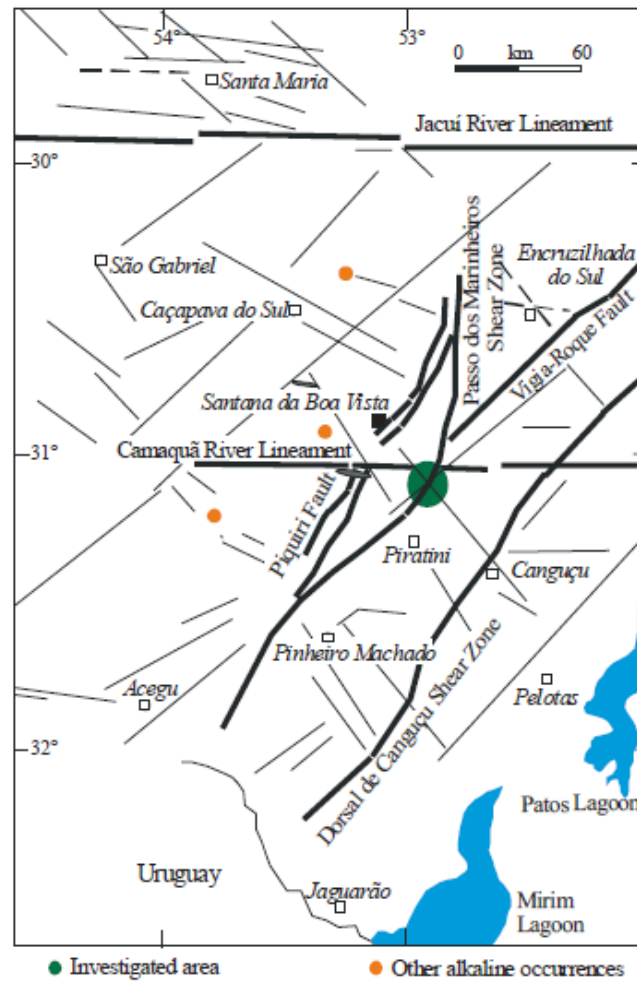


Fig.12 Suite Piratini y lineamientos principales asociados al escudo sul-rio-grandense (Fuente: Philipp *et al.*, 2005).

La Suite Piratini está compuesta por 34 cuerpos subcirculares fonolíticos (de 50 a 100 m de diámetro), intruyendo sedimentos Triásicos de la Formación Rosário do Sul, a lo largo de una dirección NW, principalmente. Las edades obtenidas por método K-Ar (roca total y en feldespatos), indican una edad de 84.6 ± 6.7 Ma (Barbieri *et al.*, 1987).

En Argentina, las rocas alcalinas afloran en la provincia Sierra Chica, en la localidad de Córdoba (Lagorio *et al.*, 2016b) (Fig. 13). Uliana *et al.* (1990), consideran que este magmatismo fue desarrollado durante condiciones extensionales, integrando el llamado Sistema Central de Rifts (Rossello y Mozetic 1999; Ramos, 1999). Las rocas afloran en la localidad de Sierra de los Cóncores, El Pungo y los Molinos, generando comúnmente cerros (Lagorio *et al.*, 2016b). Estos autores asocian la Provincia de Sierra de los Cóncores al magmatismo alcalino que ocurre dentro de la Provincia Paraná, siendo similar a las provincias alcalinas de Alto Paranaíba y Goiás de Brasil. El rango de edades que presentan estas litologías es variado y amplio, entre 150 ± 10 Ma y 61.7 ± 3 Ma, a partir de datos por el método K-Ar (Gordillo y Lencinas, 1967, 1969; Stipanivic y Linares, 1969; González y Kawashita, 1972; Valencio, 1972; Valencio y Vilas, 1972; Linares y Valencio, 1974; Cortelezzi *et al.*, 1981; Linares y González 1990; Cejudo Ruiz *et al.*, 2006).

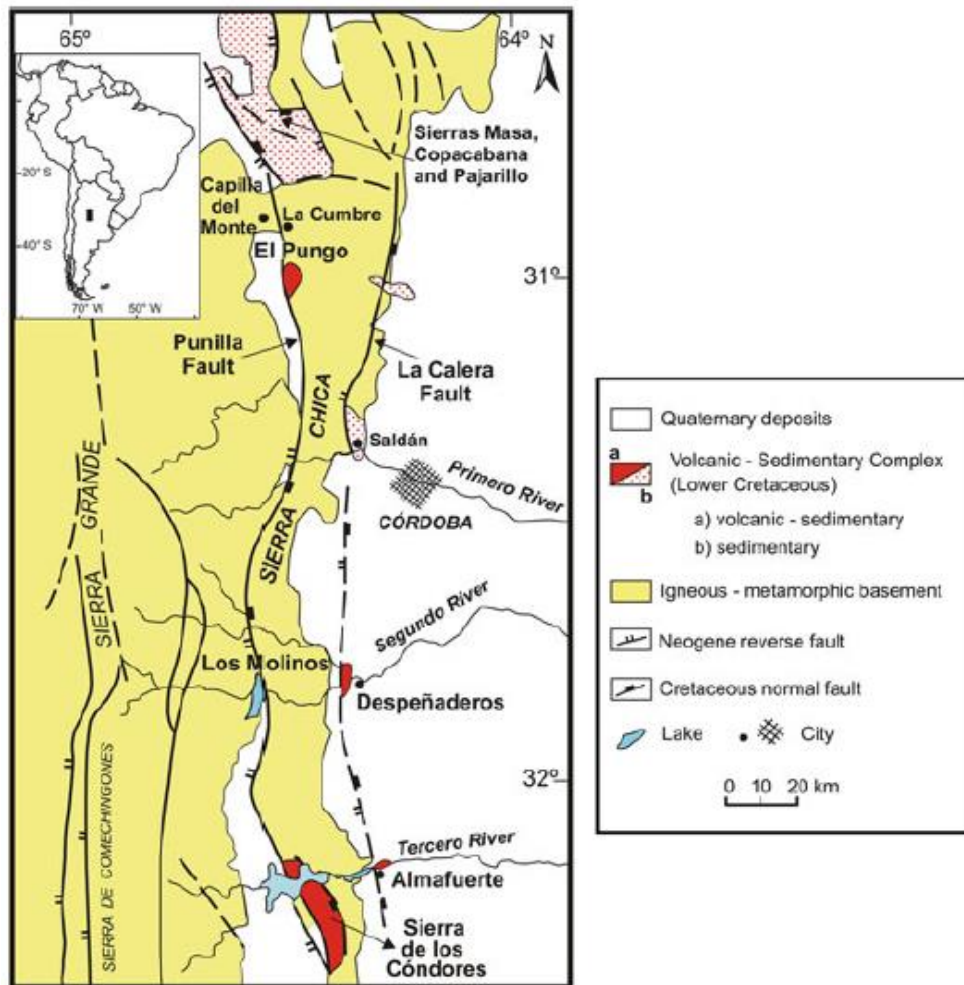


Fig.13 Localización de los tres afloramientos de rocas alcalinas Cretácicas en la provincia Sierra Chica, Argentina (Fuente: Lagorio *et al.*, 2016b).

3.2.1. Magmatismo alcalino asociado a la tectónica mesozoica en Uruguay

Generalmente, los productos ígneos del Cretácico Temprano en América del Sur son rocas alcalinas félsicas insaturadas en SiO_2 (fonolitas a sienitas nefelínicas), y sobresaturadas en SiO_2 en forma subordinada (cuarzo-sienitas y granitos), adicionando algunas rocas alcalinas máficas raras (basanitas, ankaramitas, gabros) y carbonatitas (Fletcher y Beddoe-Stephens, 1987; Beccaluva *et al.*, 1992; Toyoda *et al.*, 1994; Huang *et al.*, 1995; Gibson *et al.*, 1999; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1999; Morbidelli *et al.*, 2000; Lustrino *et al.*, 2005).

Una excepción, entre los complejos del Cretácico de América del sur, es el macizo de Valle Chico, en Mariscal, departamento de Lavalleja, compuesto por rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas sobresaturadas en SiO_2 (Lustrino *et al.*, 2005). Cubre 250 km², posee una geometría elipsoidal ligeramente orientado al NE-SW (Muzio *et al.*, 2002), y está conformado por cuarzo-sienitas de grano fino a medio que encierran un *stock* de cuarzo-sienitas de grano grueso en el sector NE del complejo. En el sector SE, se encuentran sienogranitos, cuarzo-sienitas y traquitas porfíricas. En el centro sur del complejo se encuentra una sucesión volcánica de traquitas-riolitas (Muzio, 2000), y un enjambre

de diques de dirección N40-60W y N20E (Lustrino *et al.*, 2005). Estos autores publican edades por método K/Ar (roca total) de 120 ± 2 Ma (en basalto), y de 133 ± 3.1 Ma (en riolita). Este complejo plutono-volcánico, así como otras ocurrencias alcalinas-subalcalinas del sureste de Uruguay intruyen en el basamento cristalino de los rifts abortados que resultaron en las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín, a lo largo del corredor tectónico denominado como SALAM (Rossello *et al.*, 1999). Dentro de esta región en la Laguna Merín, Cernuschi *et al.* (2015), señalan la presencia de rocas alcalinas saturadas (traquiandesitas a traquidacitas), agrupadas como Serie alcalina Lascano, con edades entre 128 y 127 Ma (método Ar-Ar, en plagioclasas).

Hasta el presente trabajo, no fueron encontrados registros de magmatismo alcalino en la Cuenca Norte uruguaya, asociado espacial o temporalmente, o incluso posterior al magmatismo tholeítico de la Formación Arapey, siendo los primeros datos petrográficos de este tipo de rocas divulgados por Olivera *et al.* (2018).

CAPÍTULO 4

GEOMORFOLOGÍA, ESTRUCTURAS Y TEXTURAS

Los tres cuerpos volcánicos estudiados presentan una morfología destacadamente positiva en relación con el relieve levemente ondulado que generan los afloramientos de lavas basálticas a su alrededor. Poseen alrededor de 300 metros de altura, con respecto al nivel del mar. En planta, poseen geometría circular a elipsoidal elongada.

4.1. Cerro de la Virgen

El cerro de la Virgen presenta una morfología particular respecto al Cerro Picazo y el Cerro Bonito. En planta, posee una morfología alargada con dirección general noroeste-suroeste, exhibiendo una geometría elipsoidal (Fig. 14A). La parte más alta del cerro se desarrolla en el sector sureste, mientras que la parte más baja se encuentra en el extremo noroeste (Fig. 14B).

Su diámetro mayor es de, aproximadamente, 800 metros, su diámetro menor posee una longitud de 460 m, aproximadamente. Posee una altura de hasta 309 metros por encima del nivel del mar.

Las rocas examinadas alrededor del cuerpo generan una topografía plana a levemente ondulada, y corresponden a los basaltos de color gris, vacuolares y ocasionalmente porfiríticos, de la Formación Arapey. Aproximadamente a partir de la cota 270 m, ocurren los primeros afloramientos de rocas volcánicas masivas de color negro oscuro.

En los niveles más bajos del cerro no ocurre un buen desarrollo de disyunción columnar, sino una pobre fracturación poligonal (vista en planta), conformando un nivel de coluvión con fragmentos caídos columnares poligonales de escala decimétrica.

A partir de los 280 metros de altura se encuentran niveles mejor desarrollados de rocas volcánicas masivas de color negro oscuro, con niveles columnares, sobresaliendo hasta 1 metro por encima de la superficie. Poseen un buzamiento de 58° al N80W (Fig. 14C).

Hacia el tope se evidencia mayor afloramiento de roca volcánica masiva de color negro oscuro con un mejor desarrollo de disyunción columnar. Las columnas exhiben caras basales de geometrías hexagonales y trigonales (Fig. 14D y 14E). A su vez, es posible encontrar fracturas poligonales en las caras laterales de las columnas, generando una textura “craquelada”.

En el tope del cerro se genera un último nivel de roca volcánica de color negro oscuro, masiva, y con disyunción columnar bien desarrollada. Las columnas alcanzan entre medio metro a un metro de altura y poseen un buzamiento casi vertical, 80° al W (Fig. 14F). Las caras basales poseen una geometría hexagonal perfecta.

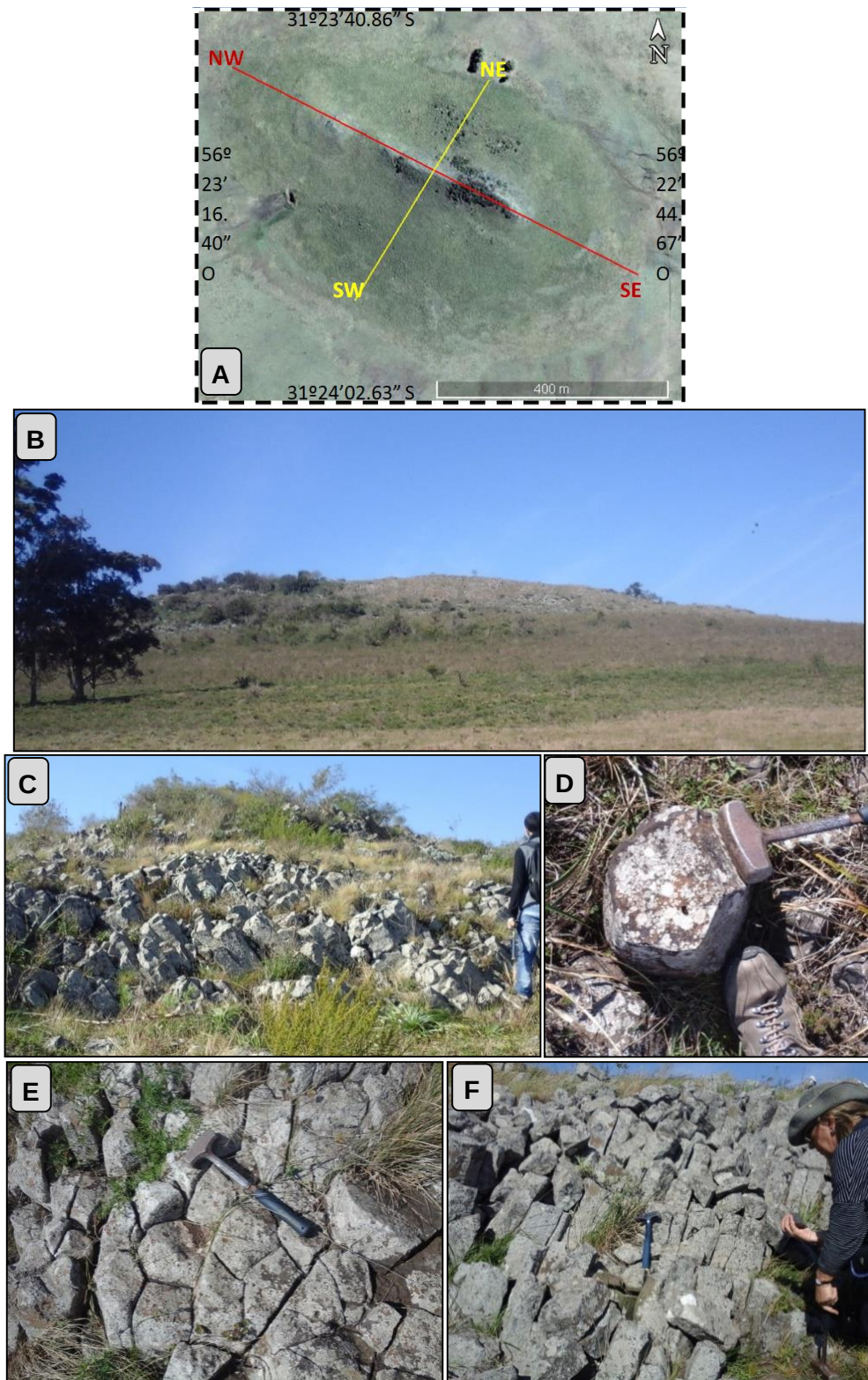


Fig. 14 A) Morfología en planta del Cerro de la Virgen. Diámetro mayor (en rojo), diámetro menor (en amarillo). (Fuente Google Earth 2019). **B)** Vista lateral desde el NE del Cerro de la Virgen. **C)** Afloramiento de roca volcánica a los 280 m, columnas buzan 58° al N280. **D)** Columna con cara basal hexagonal (vista en planta). **E)** Caras basales poligonales de columnas (vista en planta). **F)** Último nivel de afloramiento, las columnas buzan 80° al N270.

4.2. Cerro Bonito

Posee una altura de hasta 303 m por encima del nivel del mar. En planta, es marcadamente circular, con un diámetro aproximadamente de 570 m (Fig. 15A). La base del cerro posee una pendiente suave, de 17% a 28%. La pendiente comienza a aumentar, marcadamente, a los 240 m de altura. En vista lateral, el tope exhibe una forma redondeada (Fig. 15B).

El cerro se encuentra rodeado por una superficie levemente ondulada, conformada por suelo y basaltos grises violáceos, vacuolares, y ocasionalmente porfiríticos, similares a los basaltos de la Formación Arapey.

Los primeros afloramientos de roca volcánica masiva ocurren a los 280 m de altura. Las primeras exposiciones suelen ser bloques columnares, de caras hexagonales pobremente desarrolladas, y disyunción columnar presente en fragmentos caídos de roca volcánica negra masiva (Fig. 15C).

A los 292 m de altura se encuentran afloramientos de rocas volcánicas negras masivas con disyunción columnar vertical, mejor desarrollada. A su vez, se observa que estas columnas de base hexagonal poseen fracturas poligonales en las caras basales y laterales (Fig. 15D).

A una altura de 300 m, es común encontrar afloramientos de roca volcánica negra masiva a ras del suelo, con disyunción columnar perfectamente desarrollada, generando caras basales hexagonales y cuadradas de orden decimétrico (Fig. 15E y 15F).

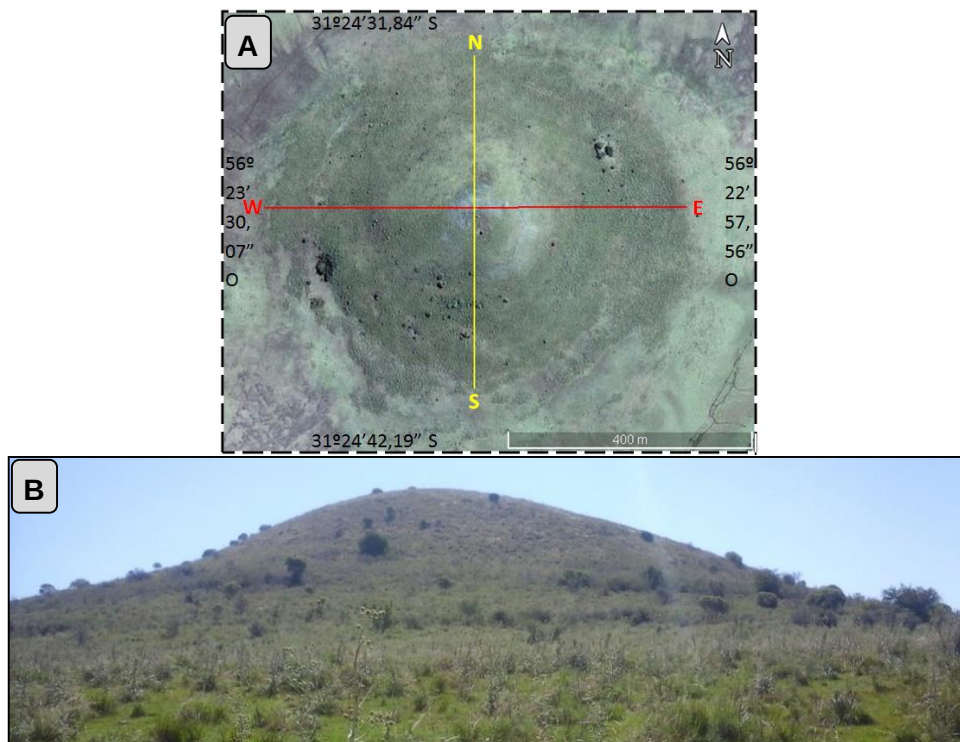


Fig. 15 A) Morfología en planta del Cerro Bonito. (Fuente: Google Earth 2019.) **B)** Vista lateral desde el Este del Cerro Bonito.



Fig. 15 *C) Afloramiento de roca volcánica negra masiva caído, a los 280 m de altura. D) Columna con cara basal poligonal fracturada (vista lateral). E) Caras basales hexagonales (vista en planta). F) Caras basales hexagonales a cuadradas (vista en planta).*

4.3. Cerro Picazo

El presente cuerpo posee una altura de hasta 325 metros, con respecto al nivel del mar. Posee una morfología circular, en planta, así como el Cerro Bonito (Fig. 16A). Su diámetro es de 360 metros. Se caracteriza por poseer una pendiente suave, de aproximadamente 18%, hasta llegar a los 313 metros. El tope es relativamente plano y circular (Fig. 16B), con una pendiente de 2% a 4%.

Los afloramientos de la base del cerro corresponden a rocas volcánicas rojizas, amigdaloides, que generan planicies levemente onduladas alrededor del cerro.

Los primeros afloramientos de rocas volcánicas, de color negro oscuro y masivas, se dan a una altura de 313 metros sobre el nivel del mar. Estos afloramientos de roca volcánica masiva con fracturas poligonales, suelen desarrollarse en forma de paredón alrededor del cerro y a nivel del suelo (Fig. 16C y 16D).

Hacia niveles superiores, se desarrollan escasos afloramientos de roca volcánica negra masiva. Los mismos no generan niveles bien desarrollados de disyunción columnar, sino fracturas poligonales a ras del suelo (Fig. 16E y 16D). En el tope, propiamente dicho, no hay exposiciones de roca volcánica negra masiva, sino desarrollo pobre de suelo.

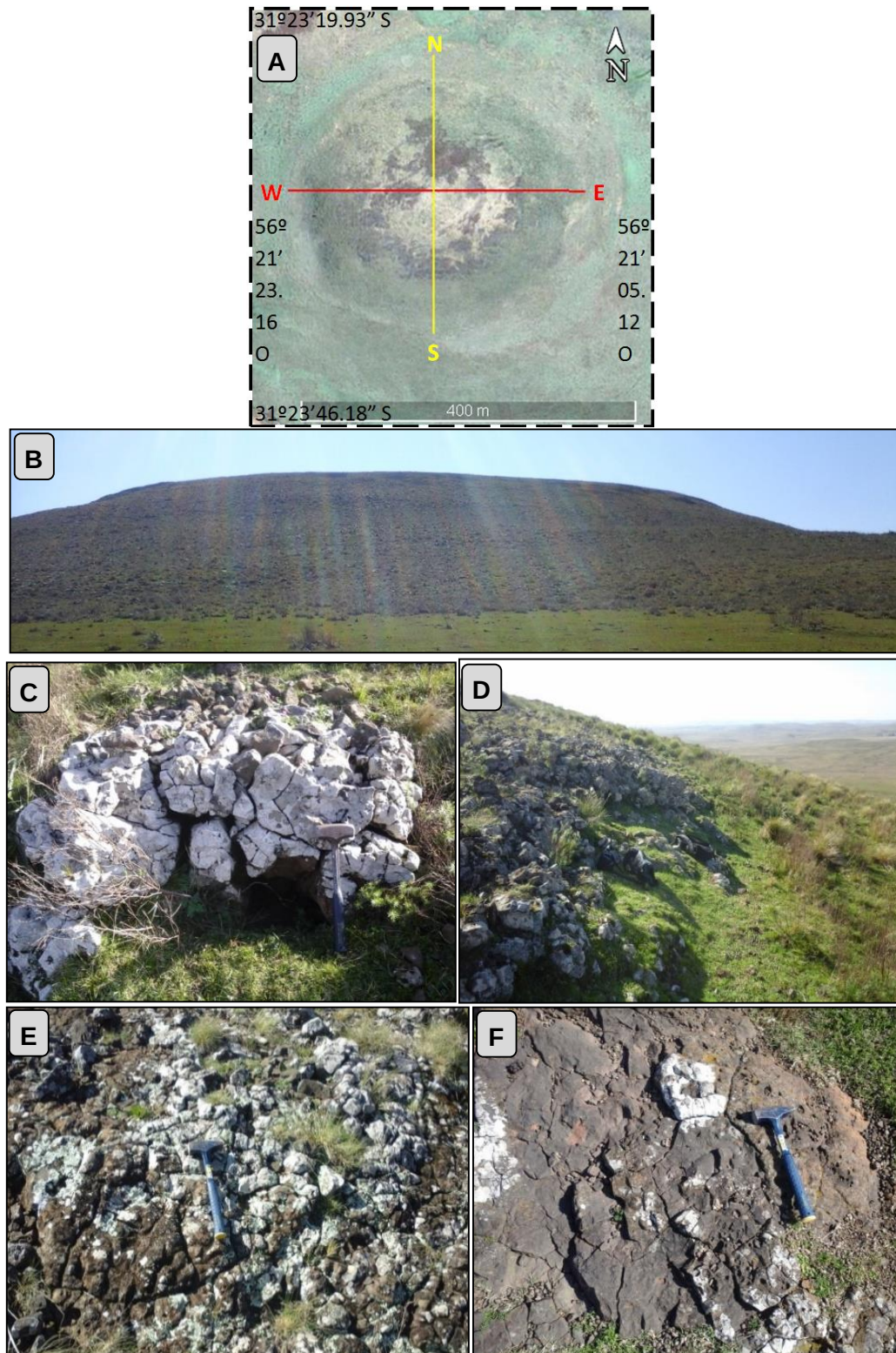


Fig. 16 A) Morfología en planta del Cerro Picazo. (Fuente Google Earth 2019). **B)** Vista lateral desde el Sur del Cerro Picazo. **C)** Paredón de columnas horizontales. **D)** Afloramiento de roca volcánica negra masiva caída, a los 280 m de altura. **E)** Vista en planta de disyunción columnar con caras poligonales. **F)** Disyunción columnar hexagonal, regularmente desarrollada.

CAPÍTULO 5

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

5.1. Petrografía macroscópica y microscópica

5.1.1. Base del Cerro de la Virgen (muestra CV01)

En muestra de mano, las rocas presentan textura afanítica y un color gris violáceo, con presencia de vacuolas rellenas de carbonato de calcio, de hasta 0,50 cm.

En lámina delgada, poseen una textura inequigranular porfirítica, vacuolar, subidiomórfica e hipocristalina.

La misma presenta la siguiente composición mineralógica:

Fenocristales:

- **Plagioclasa**

El fenocristal más abundante, en un 10%, corresponde a cristales tabulares automorfos de plagioclasa (Fig. 17A y 17B). Poseen un tamaño de 0,12 mm hasta 0,80 mm. En luz natural son incoloras y presentan relieve muy bajo. En luz polarizada, presentan maclas polisintéticas, y colores de birrefringencia negro y blanco de primer orden. De acuerdo con las mediciones realizadas, la composición de las mismas es de Labradorita/Andesina (An_{50-70}/An_{30-50}).

- **Augita**

Los fenocristales de augita son xenomorfos, y poseen un tamaño desde 0,12 mm hasta 0,25 mm. En luz natural poseen color levemente pardo y clivaje moderadamente visible, especialmente en las secciones aproximadamente paralelas a la cara {010}. Es común encontrarlos fracturados. En luz polarizada, presentan colores de birrefringencia de segundo orden, amarillo, naranja, rojo y azul. A su vez, estos presentan la característica macla de reloj de arena (Fig. 17C), y macla simple. Se encuentran en una abundancia de un 5%.

- **Opacos**

Se encuentran presentes en una abundancia de un 3%, siendo xenomorfos, presentando secciones cuadradas y rectangulares de hasta 0,20 mm de tamaño.

Matriz:

La matriz está compuesta por la misma mineralogía. En una mayor abundancia, 40% se desarrollan cristales automorfos de plagioclasa de entre 0,05 mm hasta 0,11 mm, con maclas polisintéticas en luz polarizada. A su vez, se encuentran cristales de augita xenomorfa, en un 30%.

Los minerales opacos presentes en la matriz poseen un tamaño entre 0,05 mm hasta 0,11 mm, son subautomorfos a xenomorfos, de geometría cuadrada a rectangular, con una abundancia próxima al 12%.

Características Particulares

Particularmente, se observa textura intersertal, y una prevalencia de textura subofítica frente a la textura ofítica, esta última queda restringida a pequeños sectores de la roca. En ocasiones, se encuentran glomerocristales de clinopiroxeno y plagioclasa, generando la textura glomeroporfirítica (Fig. 17D). A su vez, se encuentran estructuras circulares conformadas por cristales de tamaño más fino que los cristales que suelen conformar la matriz (Fig. 17E).

El vidrio se encuentra comúnmente argilizado.

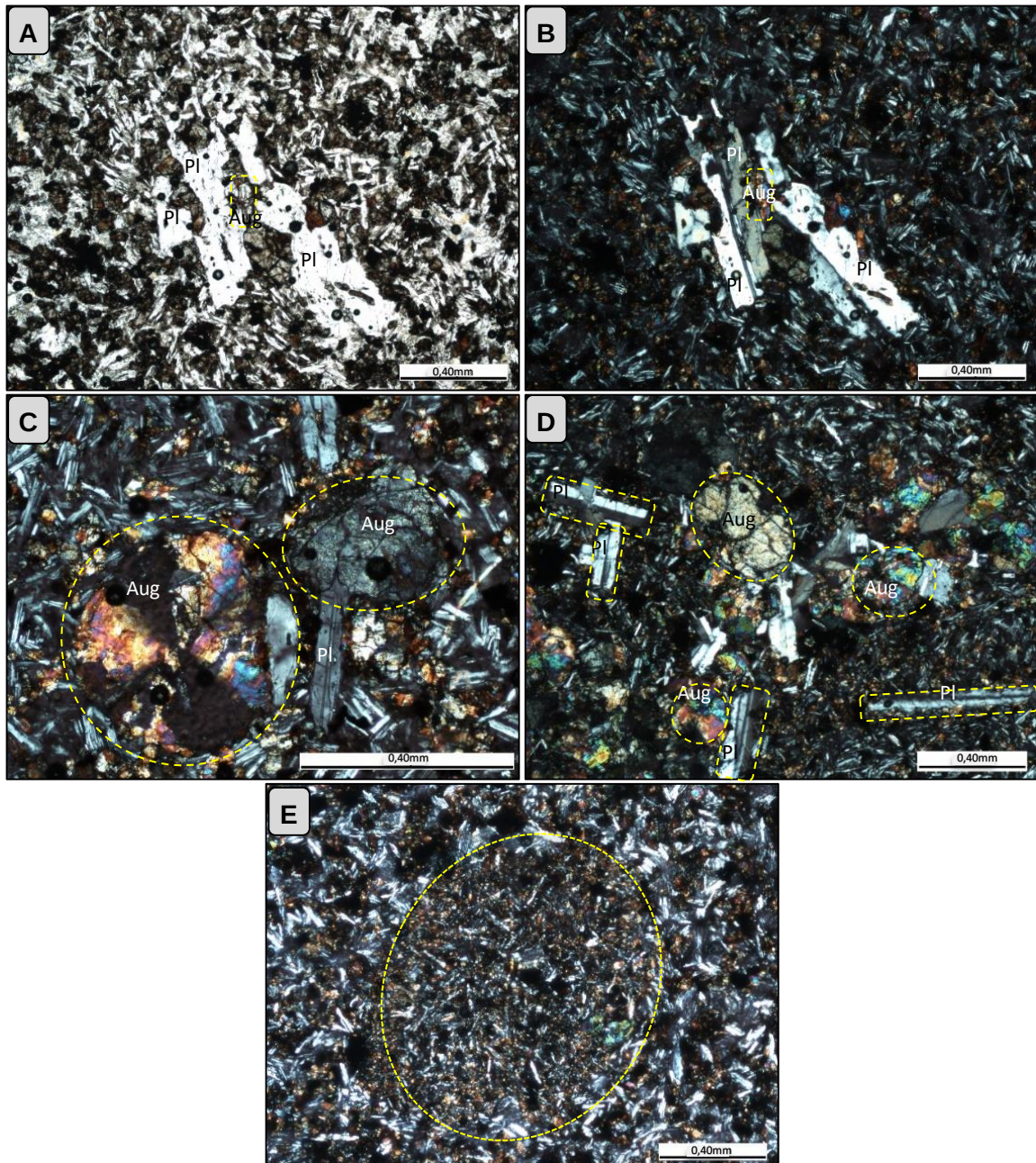


Fig. 17 A) Fenocristales de plagioclasa en matriz fina (Luz Natural). B) Fenocristales de plagioclasa y augita (imagen 21A en Luz Polarizada). C) Macla de reloj de arena en fenocristal de augita (Luz Polarizada) D) Glomerocristales de plagioclasa y augita (Luz Polarizada). E) Aglomeración de cristales más finos. Referencias: Plagioclasa (Pl), Augita (Aug).

5.1.2. Cerro de la Virgen

En muestra de mano, las rocas presentan una textura afanítica y color negro oscuro. Es común la existencia de xenolitos/xenocristales de hasta 1 cm de diámetro. Estos poseen forma alargada, y rectangular a circular, y son de color verde pistacho (Fig. 18A).

En lámina delgada, poseen una textura inequigranular porfirítica, ocasionalmente glomeroporfirítica, y subidiomórfica a idiomórfica. Según su grado de cristalinidad se caracterizan como hipocristalinas.

La composición mineralógica está conformada por los siguientes minerales:

Fenocristales:

- **Augita**

Es el fenocristal de mayor abundancia, representando un 20%. Se presenta de manera subautomorfa a automorfa, y su tamaño varía entre 0,12 mm a 2 mm (tamaño de grano fino a medio). Presentan clivaje levemente perceptible, visible en las secciones laterales, aproximadamente paralelas a la cara {010}. Las secciones basales son de geometría hexagonal, y las secciones laterales poseen geometría romboide.

En luz natural, los cristales son ligeramente pardos (Fig. 18B). En luz polarizada, las secciones hexagonales poseen colores desde gris a amarillo de primer orden (Fig. 18C), y extinción ondulada concéntrica. Las secciones romboides presentan colores desde azul a rojo de segundo orden, extinción paralela, y macla de reloj de arena (estructura de espiguilla) (Fig. 18D). Es común encontrar cristales agregados de augita, generando frecuentemente varios cristales unidos a través de un contacto irregular, y juntas triples (Fig. 18E).

- **Olivino**

El olivino se presenta como fenocristal, en una abundancia de hasta un 7%. Son cristales xenomorfos, entre 0,12 mm hasta 0,20 mm (tamaño de grano fino).

En luz natural son incoloros, y se encuentran frecuentemente fracturados.

En luz polarizada poseen colores de interferencia de segundo orden, desde azul, rojo, anaranjado y verde (Fig. 18F). Su extinción es completa.

- **Opacos**

Los fenocristales de minerales opacos suelen ser xenomorfos, con un tamaño de hasta 0,13 mm (Fig. 18G). Se encuentran presentes en una abundancia de un 3%, aproximadamente.

Matriz:

La matriz está conformada por cristales prismáticos de augita subautomorfa, de tamaño entre 0,037 mm y 0,11 mm de largo (tamaño muy fino). Posee una abundancia de un 40%. Asociada a este mineral se suele generar una aureola de color verde, resultado de la alteración de la augita y vidrio.

A su vez, se encuentran cristales de olivinos xenomorfos, con un tamaño entre 0,02 mm a 0,11 mm de diámetro (tamaño muy fino), en un 4% de abundancia.

Los opacos presentes en la matriz, son subautomorfos a automorfos de secciones cuadradas, triangulares y octagonales, poseen un tamaño de 0,02 mm. Se encuentran en una abundancia de un 25%.

En un 1% de abundancia, se encuentran cristales de apatito automorfo prismático de hasta 0,05 mm de tamaño.

Características particulares:

En las diferentes secciones petrográficas analizadas se observan fenocristales de augita prismáticos comúnmente alineados, conformando texturas de flujo (Fig. 18H). A su vez, es común la presencia de vacuolas y vacuolas parcialmente rellenas de carbonato de calcio, adquiriendo textura vacuolar y amigdaloides. Se destaca el aumento gradual de tamaño en los cristales, tanto de los fenocristales como de los cristales que componen la matriz, a medida que se analizan muestras petrográficas más cercanas al tope del cerro. Aumenta, a su vez, el porcentaje de cristales automorfos, así como se observa una disminución en el porcentaje de vidrio.

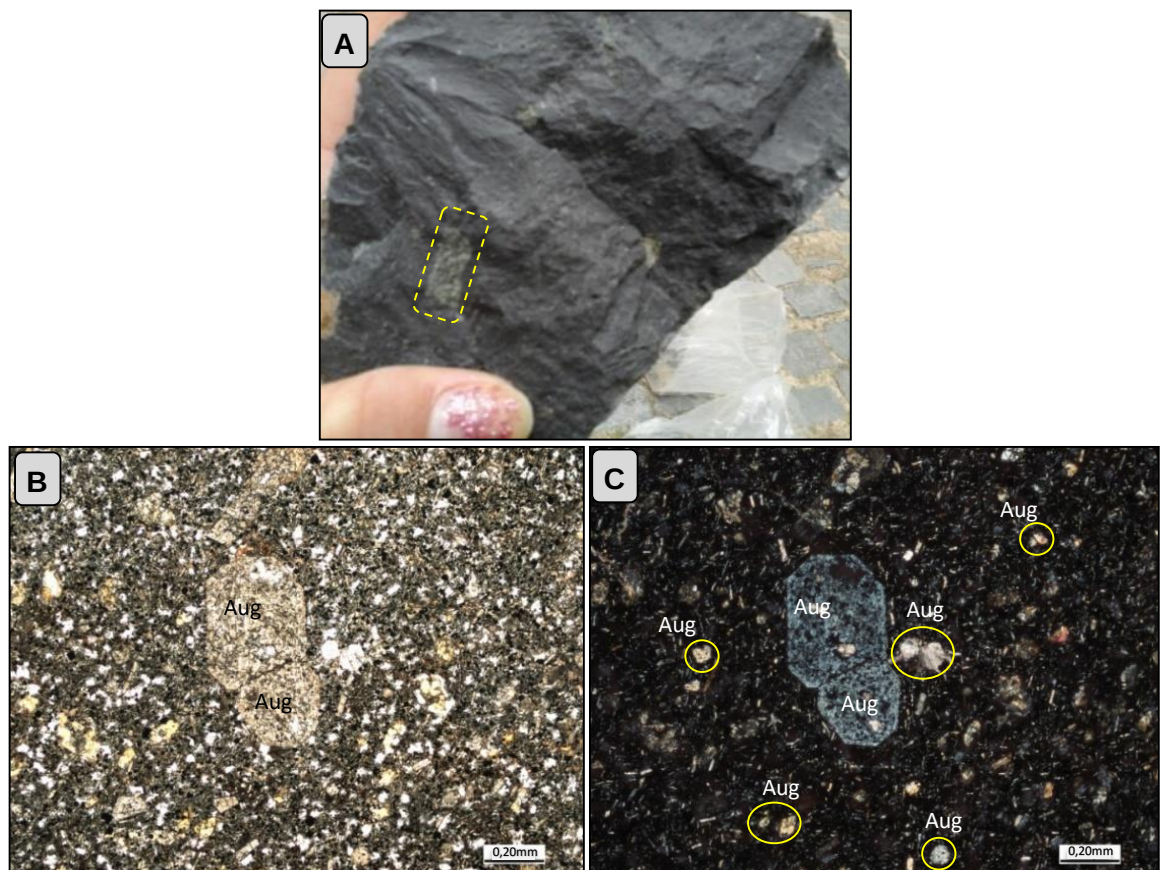


Fig. 18 A) Xenolito/xenocrystal. B) Fenocristales agregados de augita automorfa (Luz Natural). C) Fenocristales agregados de augita automorfa (Luz Polarizada).

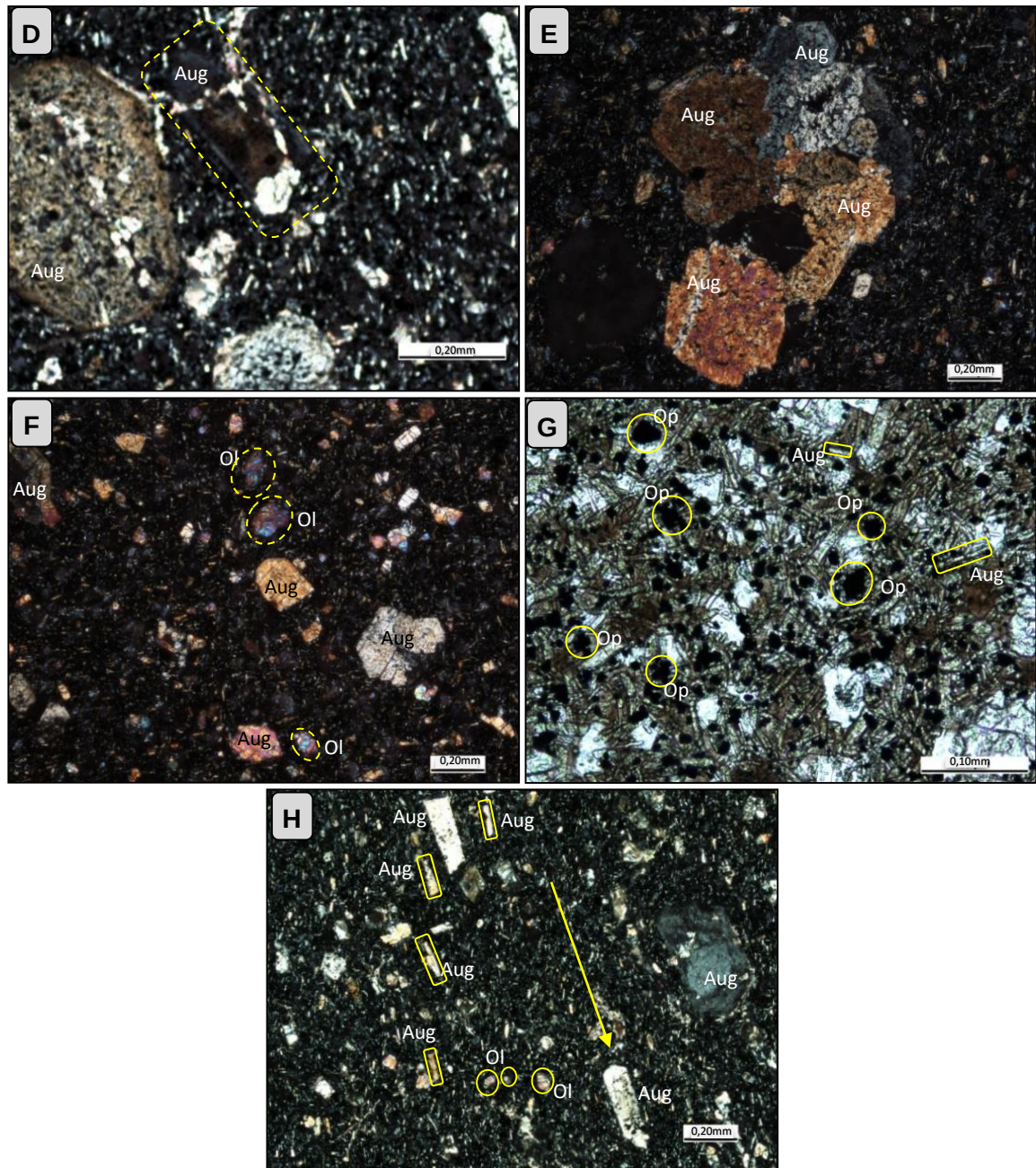


Fig. 18 D) Macla “reloj de arena” en augita (Luz Polarizada). **E)** Aglomeración de fenocristales de augita (Luz Polarizada). **F)** Fenocristales de olivino (Luz Polarizada). **G)** Matriz compuesta por tablillas de augita y opacos (Luz Natural). **H)** Textura de flujo (Luz Polarizado). Referencias: Augita (Aug), Olivino (Ol), Opacos (Op).

5.1.3. Cerro Bonito

En muestra de mano, las rocas pertenecientes a la base y alrededores del Cerro Bonito, poseen una textura afanítica y un color violáceo. Presentan textura amigdaloides y vacuolar. Las vacuolas poseen un tamaño de hasta 0,50 cm, y están rellenas de ceolitas y celadonita.

En muestra de mano, las rocas del Cerro Bonito son de color negro oscuro, poseen una textura afanítica, ocasionalmente porfírica, con fenocristales de augita de hasta 1 cm (Fig. 19A).

En lámina delgada, estas rocas presentan una textura inequigranular porfirítica, subidiomórfica a idiomórfica. Según su grado de cristalinidad son hipocristalinas.

La mineralogía presente es la siguiente:

Fenocristales:

- **Augita**

Se encuentra en forma de fenocristales subautomorfos a automorfos, con un tamaño entre 0,40 mm a 0,12 mm (tamaño de grano fino). Exhibe secciones basales hexagonales y secciones laterales romboides (Fig. 19B). Están presentes en una abundancia de un 20%.

En luz natural, presenta color ligeramente pardo y clivaje levemente marcado, siendo el mismo más notorio en las secciones aproximadamente paralelas a la cara {010}. Se encuentran comúnmente fracturadas y rodeadas por alteración de color verde pálido. Ocasionalmente, se dan inclusiones de vidrio hacia el centro del cristal.

En luz polarizada, las secciones basales poseen color de birrefringencia gris y amarillo de primer orden y las secciones laterales prismáticas colores rojo y azul de segundo orden. Se suele dar extinción ondulada concéntrica en secciones basales por presencia de zonación composicional (Fig. 19C), evidenciada por una franja de color más claro hacia los bordes. Las secciones laterales poseen extinción paralela, y macla de reloj de arena (estructura de espiguilla).

- **Olivino**

Está presente en forma de fenocristal, con una abundancia de un 7%. El cristal es xenomorfo, presentándose en dimensiones entre 0,20 mm y 0,12 mm (tamaño fino) (Fig. 19D).

En luz natural, son incoloros, de aspecto límpido, se encuentran frecuentemente fracturados, sin clivaje visible. Comúnmente, están alterados hacia los bordes y entre las fracturas, siendo esta alteración de color levemente verde a luz natural.

En luz polarizada, expresa colores de birrefringencia rojo, azul y verde de segundo orden, y su extinción es completa.

- **Opacos**

Los fenocristales opacos se presentan con una abundancia de un 5%. Estos poseen un tamaño de hasta 0,13 mm. Suelen ser subautomorfos a xenomorfos.

Matriz:

La matriz está compuesta por cristales automorfos de augita levemente parda, en su mayoría de forma prismática, de un tamaño entre 0,025 mm hasta 0,11 mm (tamaño muy fino). En una abundancia de un 35%. (Fig. 19E). Es común encontrar cúmulos de augita prismática (Fig. 19F). A su vez, presenta olivino xenomorfo, de un tamaño entre los 0,11 mm a los 0,05 mm, en una abundancia de un 5%. Los opacos de la matriz se presentan con una elevada abundancia, en un 28%, siendo estos cristales subautomorfos de secciones cuadradas y octaédricas de hasta 0,02 mm (Fig. 19E).

Características Particulares

A menudo se observa cierta orientación de flujo, encontrando cristales prismáticos de augita orientados de forma paralela. Es posible apreciar textura intersertal, dada por el contacto entre los cristales prismáticos de augita y el vidrio.

Es común encontrar vacuolas de hasta 1 mm de diámetro, rellenas con calcedonia (Fig. 19G). A su vez, se encontraron estructuras circulares con cristales prismáticos de augita orientados hacia el centro y dispersos dentro de la estructura, con presencia de vidrio de color marrón en luz natural (Fig. 19H).

En las muestras petrográficas más cercanas al tope del cerro se observa un aumento en el porcentaje de fenocristales, y un aumento en el tamaño de los minerales que componen la matriz.

Comparado con el Cerro de la Virgen, el Cerro Bonito presenta cristales menos automorfos y de menor tamaño, sugiriendo un mayor tiempo de cristalización para las rocas que conforman el Cerro de la Virgen. A su vez, el Cerro Bonito posee mayor alteración en la augita y el vidrio, sumado a un menor desarrollo de niveles columnares.

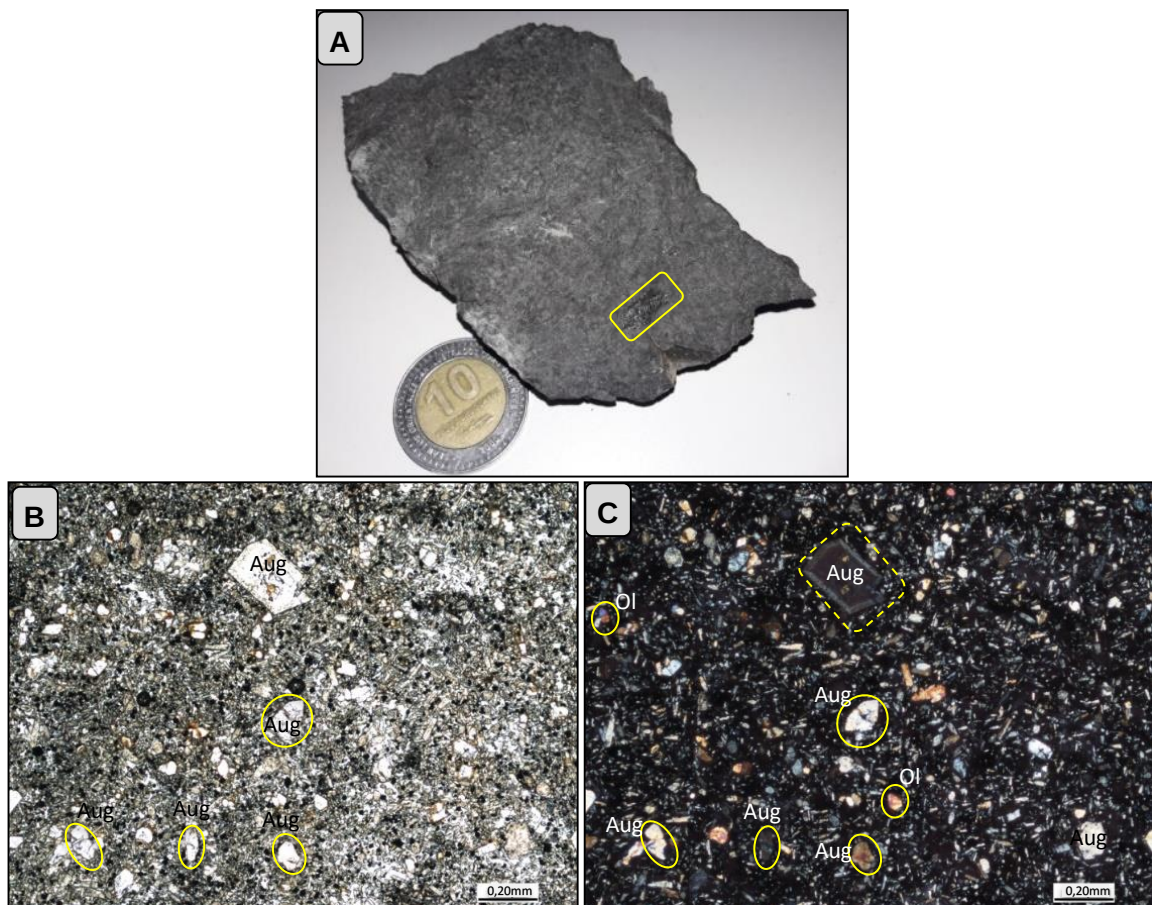


Fig. 19 A) Fenocristal de augita. B) Fenocristales de augita subautomorfa (Luz Natural). C) Fenocristales de augita de imagen B, exhibiendo extinción concéntrica (Luz Polarizada).

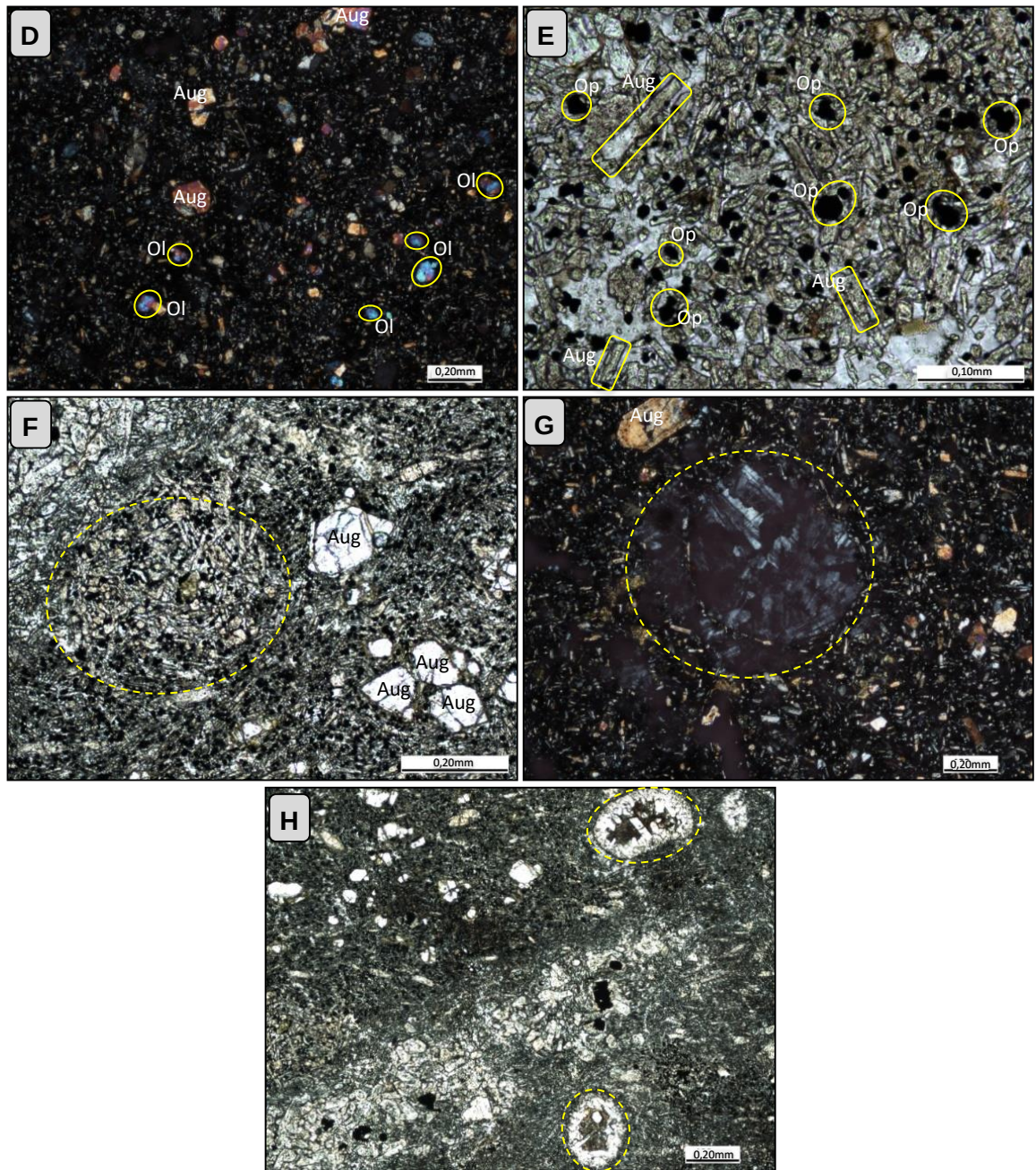


Fig. 19 D) Fenocristales de olivino (Luz Polarizada). E) Matriz (Luz Natural). F) Aglomeración de cristales prismáticos de augita (Aug) (Luz Natural). G) Vacuola rellena con calcedonia (Luz Polarizada). H) Estructuras circulares con augita y vidrio (Luz natural). Referencias: Augita (Aug), Olivino (Ol), Opacos (Op).

5.1.4. Base del Cerro Picazo (muestra CP01)

En muestra de mano, las rocas poseen una textura afanítica y un color rojizo. En lámina delgada, presentan una textura hipocristalina, inequigranular porfirítica, y subidiomórfica. La mineralogía presente es la siguiente:

Fenocristales:

- **Augita**

Los fenocristales que se encuentran en mayor abundancia (aprox. un 15%), corresponden a cristales de augita xenomorfos a subautomorfos rectangulares. En luz natural, presentan color levemente pardo, y clivaje visible especialmente en las secciones aproximadamente paralelas a {010}. Se encuentran comúnmente fracturados (Fig. 20A). En luz polarizada, presentan color naranja de primer orden, a rojo y azul de segundo orden. Es común encontrar fenocristales aglomerados (Fig. 20B). Poseen extinción concéntrica y macla simple, con un tamaño desde 0,12 mm hasta 0,50 mm.

- **Plagioclasa**

Son fenocristales automorfos de entre 0,12 mm hasta 0,40 mm de tamaño. Se encuentran en un porcentaje de hasta 10%. En luz natural son incoloros, de relieve muy bajo. En luz polarizada, poseen maclas polisintéticas, y color de birrefringencia blanco, negro y gris de primer orden (Fig. 20C). De acuerdo a las medidas realizadas la composición de las mismas varía entre Labradorita/Andesina (An_{50-70}/An_{30-50}).

- **Opacos**

Los opacos presentes como fenocristales presentan una forma xenomorfa, y un tamaño de hasta 0,20 mm, en una abundancia de un 5%.

Matriz:

La matriz está compuesta por un 30% de plagioclasa automorfa tabular, 25% de augita subautomorfa a xenomorfa. Los minerales opacos se encuentran en una abundancia de un 15%, son subautomorfos a xenomorfos con secciones rectangulares, poseen un tamaño entre 0,05 mm a 0,11 mm. El vidrio se encuentra comúnmente alterado a arcillas (Fig. 20D).

Características Particulares

Presenta textura amigdaloides, vacuolas rellenas de carbonato de calcio y material isótropo. A su vez, posee una gran cantidad de vacuolas sin rellenar (Fig. 20E).

Se observa textura intersertal, y prevalece la textura subofítica frente a la textura ofítica.

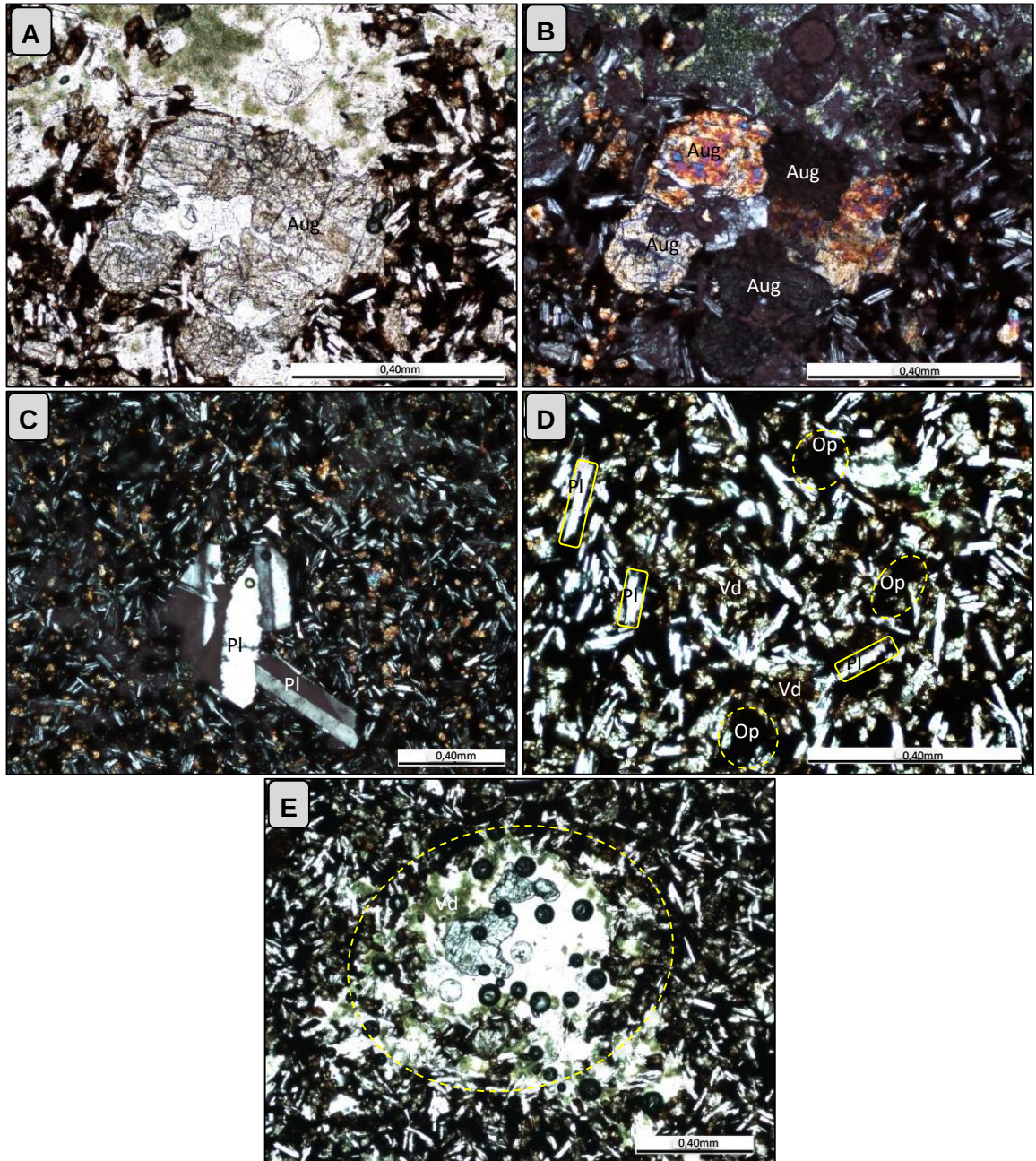


Fig. 20 **A)** Fenocristal de augita fracturado (Luz Natural). **B)** Fenocristales de augita de imagen A, agregados (Luz Polarizada) **C)** Fenocristales de plagioclase en matriz fina (Luz Polarizada). **D)** Matriz con gran abundancia de opacos y vidrio argilizado (Luz Natural). **E)** Vacuola (Luz Natural). Referencias: Plagioclase (Pl), Augita (Aug), Opacos (Op), Vidrio (Vd).

5.1.5. Cerro Picazo

En muestra de mano, estas rocas presentan textura afanítica y color negro oscuro. Es común la presencia de xenolitos/xenocristales de color verde (Fig. 21A). Las secciones petrográficas del presente cerro poseen textura afanítica, inequigranular porfirítica, subidiomórfica, e hipocristalina. La mineralogía presente está representada por:

Fenocristales:

- **Augita**

Se encuentra en forma de fenocristal y como mineral principal en la matriz (al igual que en los cerros descritos previamente), posee un tamaño entre 0,12 mm hasta 1,9 mm (tamaño medio de grano), en una abundancia de aproximadamente 25%. La misma es subautomorfa a automorfa, presentando secciones basales hexagonales, y secciones laterales romboédricas. El clivaje es más evidente en las secciones laterales, aproximadamente paralelas a la cara {010} (Fig. 21B).

En luz natural, los cristales poseen color levemente pardo. Presentan gotas de vidrio hacia el centro de las secciones basales (Fig. 21B y 21C). A su vez, es común la presencia de textura esqueletal (Fig. 21D).

En luz polarizada, la extinción de las secciones basales ocurre de forma ondulada concéntrica (Fig. 21C), las secciones laterales presentan extinción paralela y es común que expresen macla de reloj de arena (estructura de espiguilla). Los colores de birrefringencia van desde grises a amarillos de primer orden en las secciones basales, hasta colores rojo y azul de segundo orden en las secciones laterales. Se suelen encontrar cristales aglomerados de augita, observando juntas triples e irregulares (Fig. 21E).

- **Olivino**

Se encuentran en forma de fenocristales xenomorfos, con un tamaño aproximado de 0,12 mm (tamaño medio a fino de grano) (Fig. 21F), en una abundancia del entorno del 6%.

En luz natural, son incoloros, y se encuentran altamente fracturados. Su relieve es mayor al de la augita, no poseen clivaje marcado. A su vez, se encuentran alterados hacia los bordes y entre las fracturas.

En luz polarizada los olivinos se extinguen completamente y exhibe colores de interferencia rojo y azul de segundo orden.

- **Opacos**

Los minerales opacos considerados como fenocristales poseen un tamaño de hasta 0,15 mm, encontrándose en menor abundancia que aquellos que conforman la matriz, en un 3%, aproximadamente.

Matriz:

La matriz se compone de augita subautomorfa de un tamaño de 0,05 mm hasta 0,11 mm (tamaño muy fino). Es comúnmente prismática (Fig. 21G), en ocasiones hexagonal. Posee una abundancia próxima al 35% y un contenido de olivino xenomorfo de aproximadamente 4%, con tamaño de cristales de entre 0,02 mm a 0,11 mm (tamaño muy fino).

Los minerales opacos de la matriz son subautomorfos, poseen geometría cuadrada y un tamaño de entre 0,01 mm hasta 0,11 mm (Fig. 21G). Se encuentran en una abundancia de hasta 27%.

Características particulares

Las rocas del Cerro Picazo poseen una textura amigdaloides, presentan vacuolas de hasta 1,20 mm de diámetro, rellenas con carbonato de calcio y cuarzo. A su vez, se observó la presencia de estructuras circulares con cristales dispersos de augita subautomorfa de hasta 0,20 mm de tamaño, y vidrio con textura fibrosa (Fig. 21H). Alrededor de esta estructura, ocasionalmente, se observa una aureola de color pardo más oscuro, y una menor presencia de minerales opacos.

Se observa una menor abundancia de matriz microcristalina de color pardo a medida que las muestras se acercan al tope del cerro y, a su vez, un leve aumento en el tamaño de los cristales de la matriz.

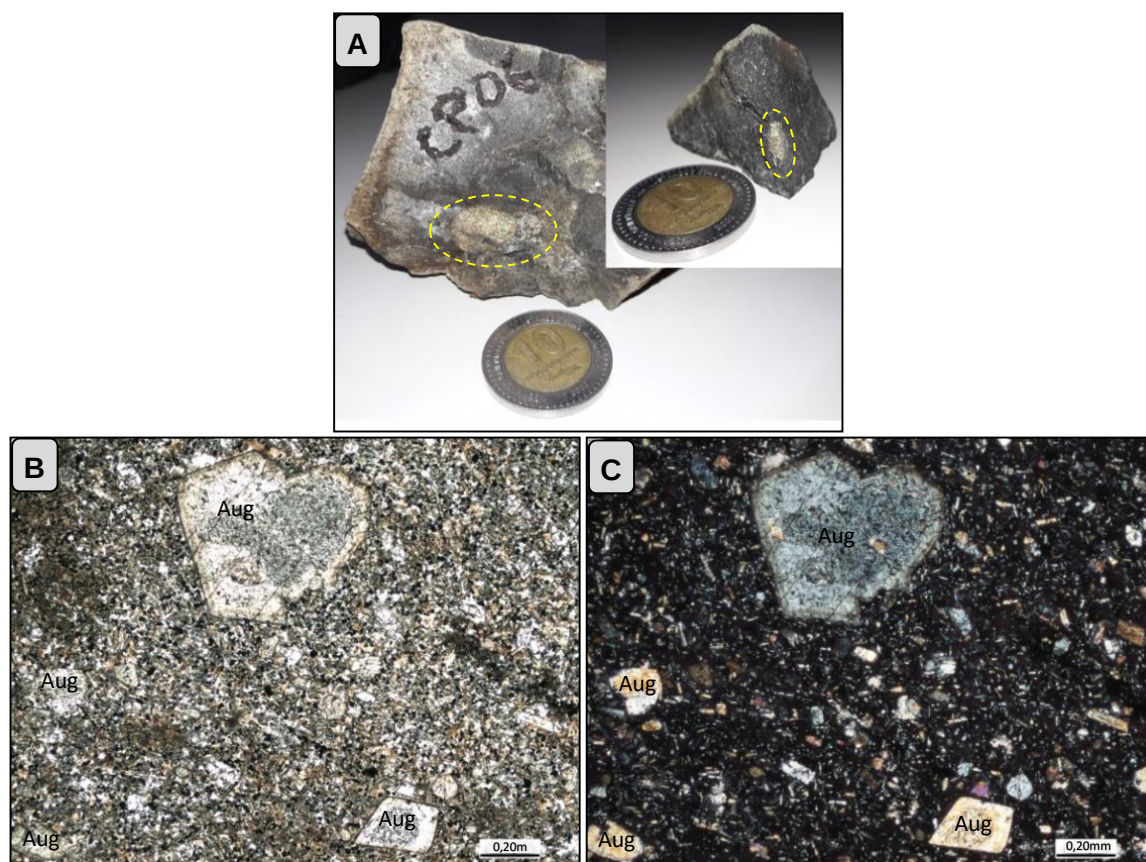


Fig. 21 A) Xenolitos/xenocristales B) Fenocristales de augita (Aug), subautomorfa con inclusiones (Luz Natural). C) Fenocrystal de augita con extinción concéntrica en cara basal (Luz Polarizada).

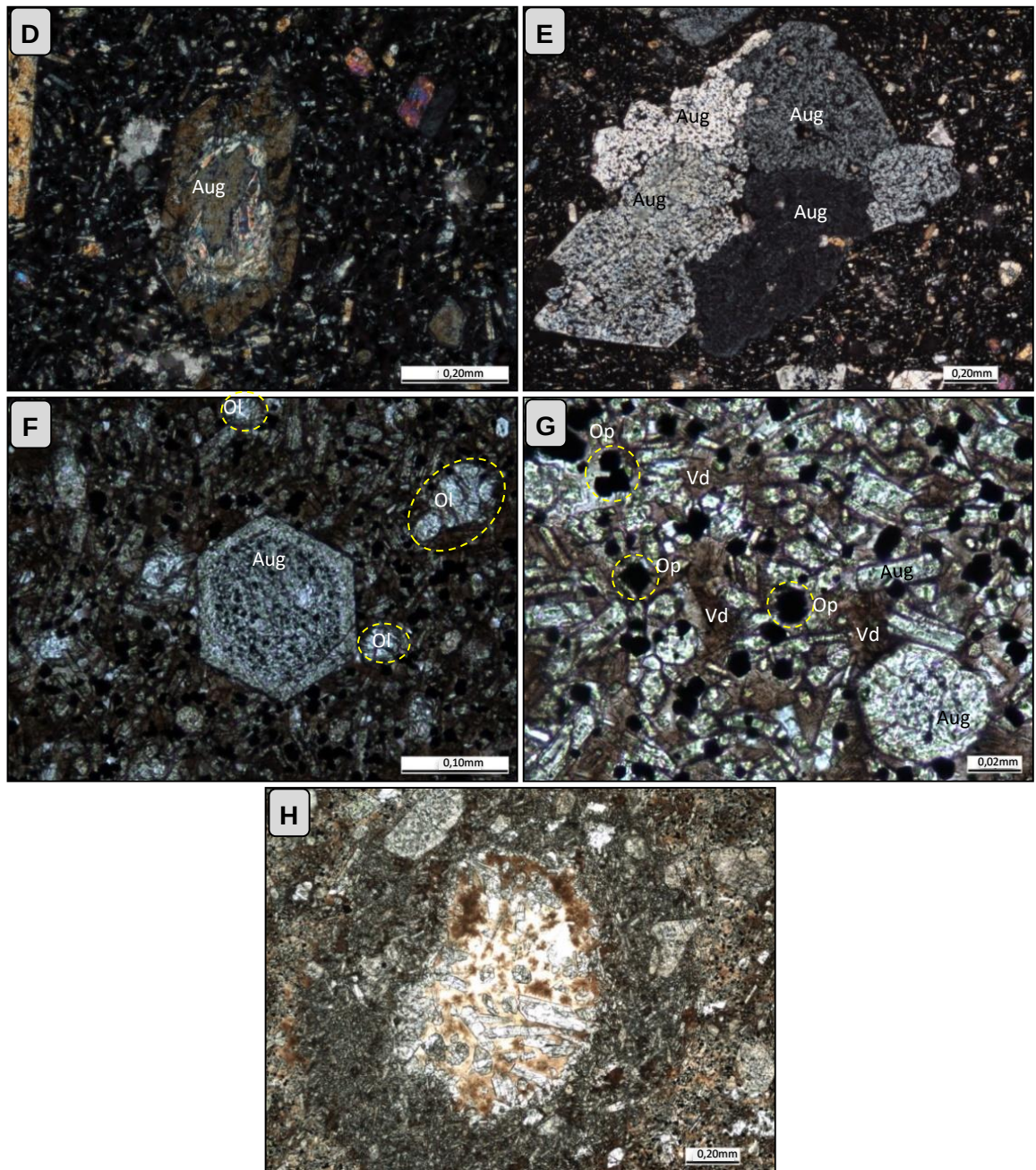


Fig. 21 **D)** Fenocristal de augita con textura esquelética (Luz polarizada). **E)** Fenocristales agregados de augita. **F)** Fenocristal de augita automorfa hexagonal y fenocristales de olivino (Luz Natural). **G)** Matriz de augita, opacos y vidrio (Luz Natural). **H)** Estructura circular con cristales de augita y vidrio marrón oscuro (Luz Natural). Referencias: Augita (Aug), Olivino (Ol), Opacos (Op), Vidrio (Vd).

5.1.6. Cerro Charrúa (muestra CH01)

En muestra de mano se trata de rocas que poseen una textura afanítica y color gris oscuro, con tonalidades rojizas. En lámina delgada, presentan una textura inequigranular porfirítica, subidiomórfica e hipocristalina. La composición mineralógica está dada por:

Fenocristales:

- **Plagioclasa**

Es el fenocristal de mayor abundancia, en un 12%. Son cristales automorfos tabulares de entre 0,12 mm a 0,80 mm. En luz natural, son incoloros y poseen un relieve muy bajo. En luz polarizada presentan las características maclas polisintéticas, colores de birrefringencia negro, blanco y gris de primer orden (Fig. 22A). La composición de la plagioclasa se encuentra dentro del rango de Andesina (An_{30-50}).

- **Clinopiroxeno**

Los fenocristales de clinopiroxeno se encuentran en una abundancia de un 10%. Son cristales subautomorfos rectangulares, los cuales poseen un tamaño entre 0,12 mm hasta 0,50 mm. En luz natural poseen un color levemente pardo y clivaje levemente marcado, paralelo a {010}. Es común que estén fracturados y alterados. En luz polarizada, se observa zonación concéntrica en secciones basales, y macla simple. A su vez, presentan colores de birrefringencia de segundo orden, rojo, azul y amarillo (Fig. 22B). Usualmente presentan textura esquelética (Fig. 22C).

- **Cuarzo**

Ocasionalmente, se encuentran cristales agrupados de cuarzo xenomorfo de hasta 0,20 mm, en un 3% de abundancia. Los mismos presentan límites irregulares entre ellos (Fig. 22D)

Matriz

La matriz está compuesta principalmente, por cristales de entre 0,04 mm a 0,11 mm de plagioclasa tabular automorfa, en un 30% de abundancia y cristales xenomorfos de clinopiroxeno, en hasta un 25%.

En un 9% se encuentran cristales de clorita subautomorfa tabular (de hasta 0,11 mm de tamaño), en luz natural, posee un color verde pleocroico (Fig. 22E), percibiendo un color verde oscuro cuando el cristal se encuentra e-o. Además, se visualiza un 4% de feldespato alcalino xenomorfo, y un 1% de cristales subautomorfos tabulares de iddingsita (de hasta 0,10 mm de tamaño).

Los opacos son subautomorfos, presentan secciones cuadradas, rectangulares y romboédricas (Fig. 22F). Estos poseen un tamaño entre 0,05 mm y 0,11 mm. Es posible encontrar sectores en donde estos se encuentran aglomerados, junto con vidrio muy alterado. Se encuentran en un 6% de abundancia.

El vidrio se encuentra comúnmente argilizado.

Características Particulares

La roca presenta una textura subofítica e intersertal. A diferencia de las muestras basales de los Cerros Picazo y de la Virgen, las rocas que componen este cerro, no poseen textura amigdaloides ni vacuolar.

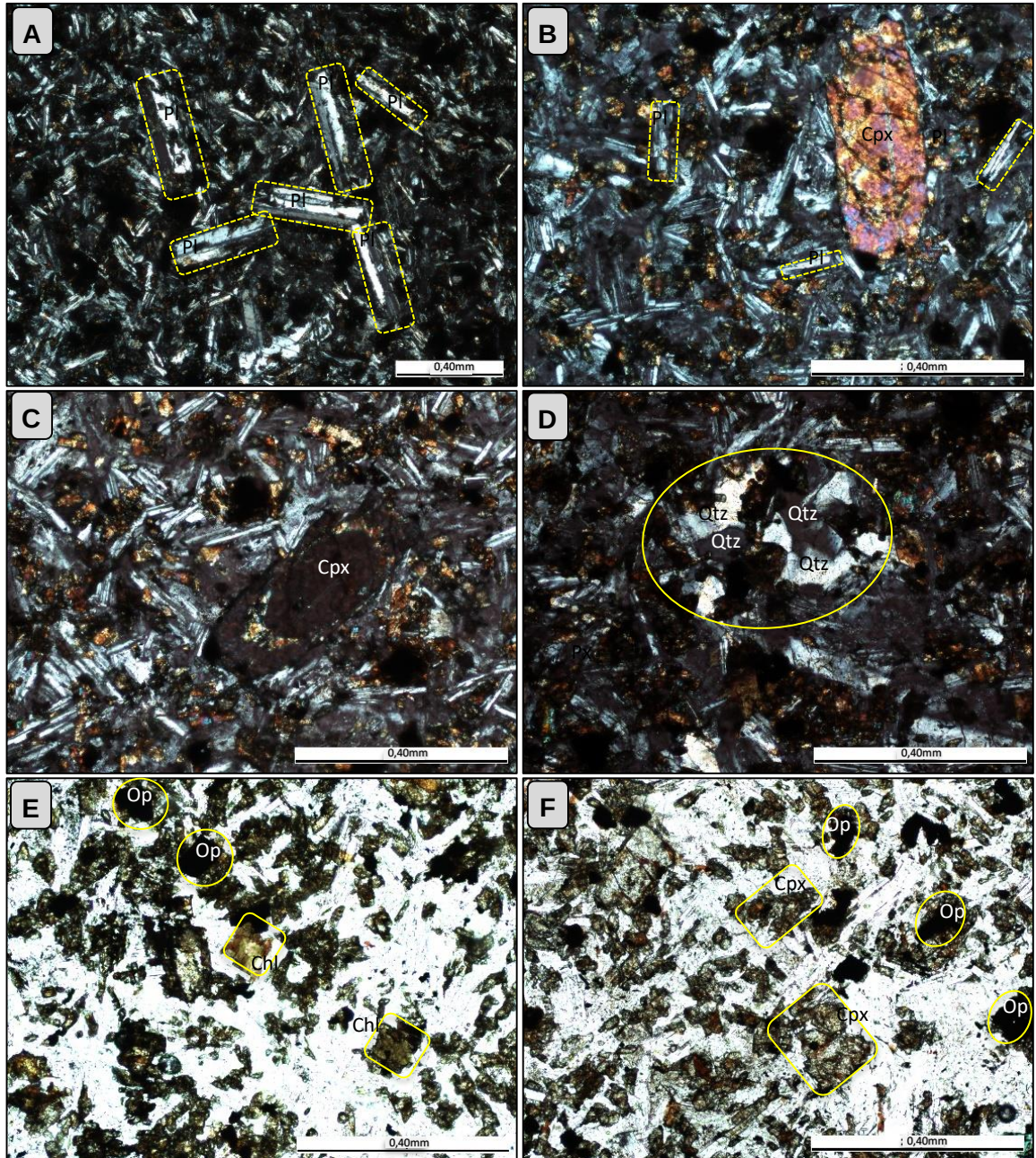


Fig. 22 A) Fenocristales de plagioclasa en matriz fina (Luz Polarizada). B) Fenocristal de clinopiroxeno subautomorfo (Luz Polarizada). C) Fenocristal de imagen B exhibiendo textura esquelética (Luz Polarizada). D) Fenocristales de cuarzo xenomorfo (Luz Polarizada). E) Cristales subautomorfos de clorita, y opacos (Luz Natural) F) Clinopiroxenos y opacos (Luz Natural). Referencias: Plagioclasa (Pl), Clinopiroxeno (Cpx), Clorita (Chl), Cuarzo (Qtz), Opacos (Op).

5.2. Microscopía Electrónica de Barrido (SEM-EDS)

En la actual sección, se realiza la identificación de la mineralogía presente en 6 de las láminas petrográficas previamente analizadas, particularmente de minerales correspondientes a la matriz que no pudieron ser profundamente caracterizados por microscopía óptica tradicional y se analiza la distribución de los elementos químicos presentes. Para ello, se utilizó el microscopio electrónico de barrido, facilitado por Facultad de Ciencias, correspondiente al modelo JEOL JSM-5900lv.

Los espectros obtenidos fueron comparados con los estándares presentes en los libros: *"Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology"* (Reed, 2005) (Fig. 23), y *"Energy Dispersive Spectrometry of Common Rock Forming Minerals"* (Severin, 2004).

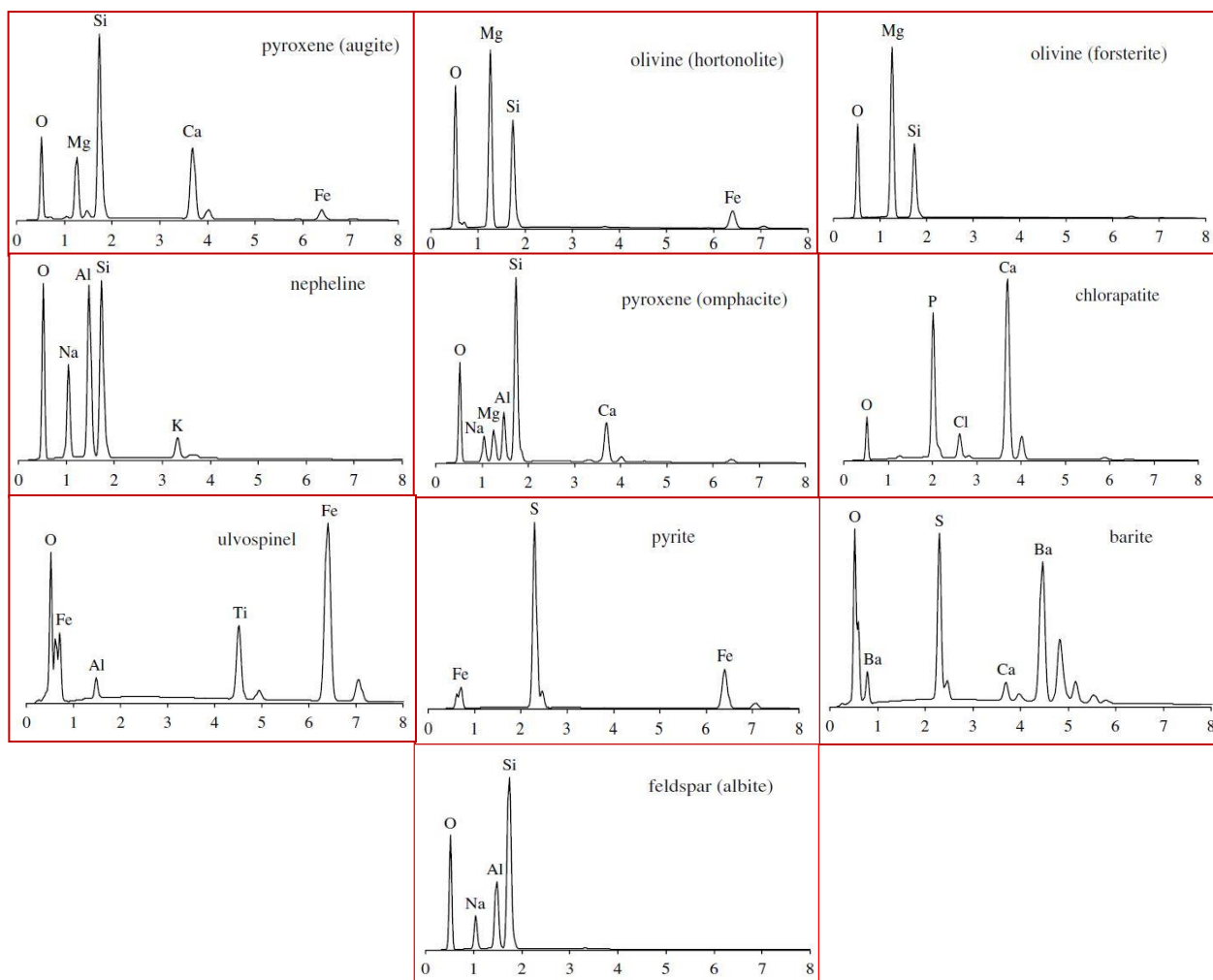


Fig. 23 Estándares de espectros EDS para los diferentes minerales identificados en el presente trabajo, extraídos de Reed (2005).

Fenocristales:

- **Augita**

Se confirma a través de este método, que los fenocristales de mayor tamaño, corresponden a cristales de clinopiroxeno, específicamente augita $[(Ca,Mg,Fe)_2(Si,Al)_2O_6]$ (Fig. 24A). Los mismos son subautomorfos a automorfos, poseen secciones basales octaédricas y romboédricas.

Los espectros obtenidos en estos cristales, son equivalentes a los estándares de los espectros EDS para la augita, cuyos picos mayores corresponden a los elementos: silicio, oxígeno, calcio, magnesio y hierro, en ese orden de intensidad.

A su vez, las imágenes obtenidas indican zonación concéntrica, el cristal presenta una tonalidad marcadamente más clara hacia los bordes. Con la generación de mapas composicionales, se ha determinado que esto corresponde a una mayor concentración de calcio hacia los bordes (Fig. 24B). Las inclusiones que estos cristales presentan, fueron caracterizadas como cristales de olivino (hortonolita; entre un 50-70% de $(Fe^{2+})_2SiO_4$, onfacita $[(Ca,Na)(Mg,Fe,Al)Si_2O_6]$, y Ti-magnetita (ulvoespinela; $TiFe_2O_4$) (Fig. 24B y 24C).

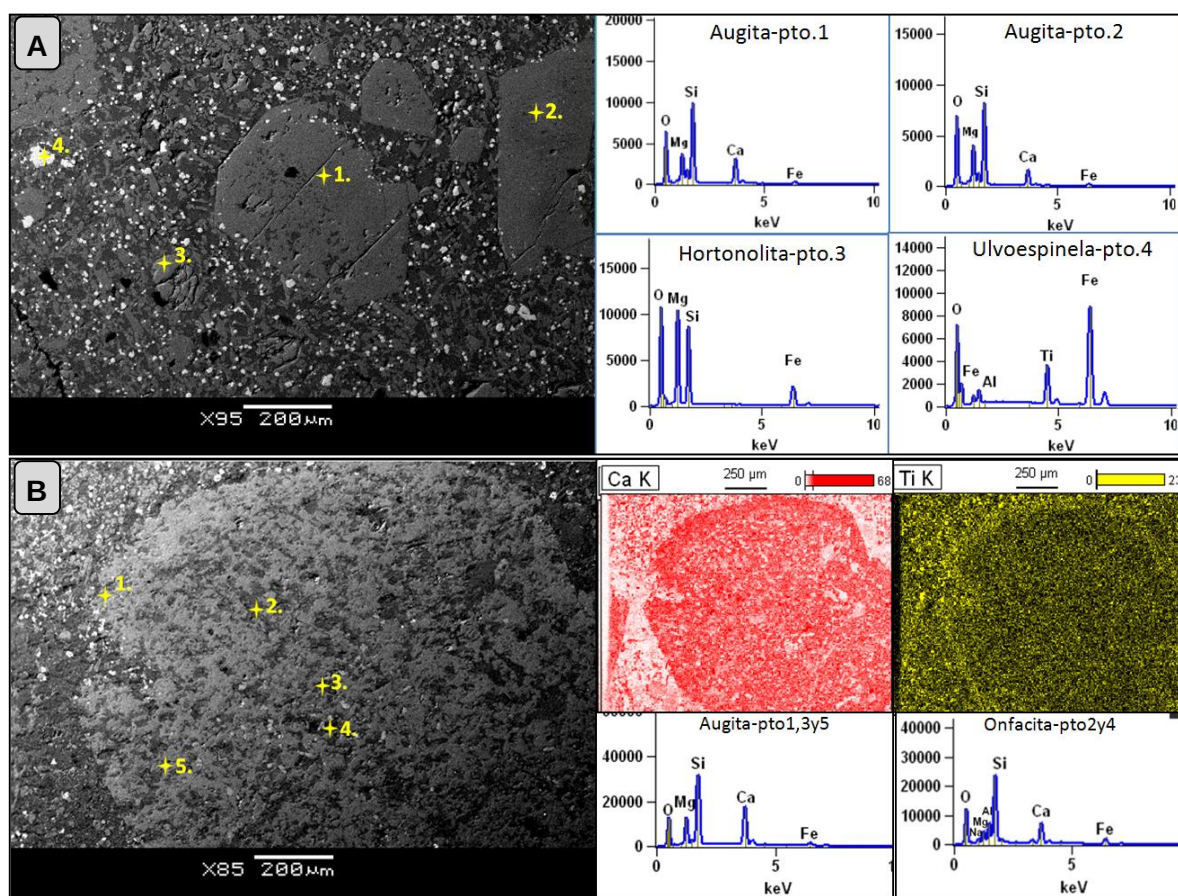


Fig. 24 A) Fenocristales de augita, olivino y ulvoespinela, inmersos en una matriz fina compuesta de la misma mineralogía. **B)** Zonación en fenocristal de augita, mayor concentración de calcio hacia los bordes.

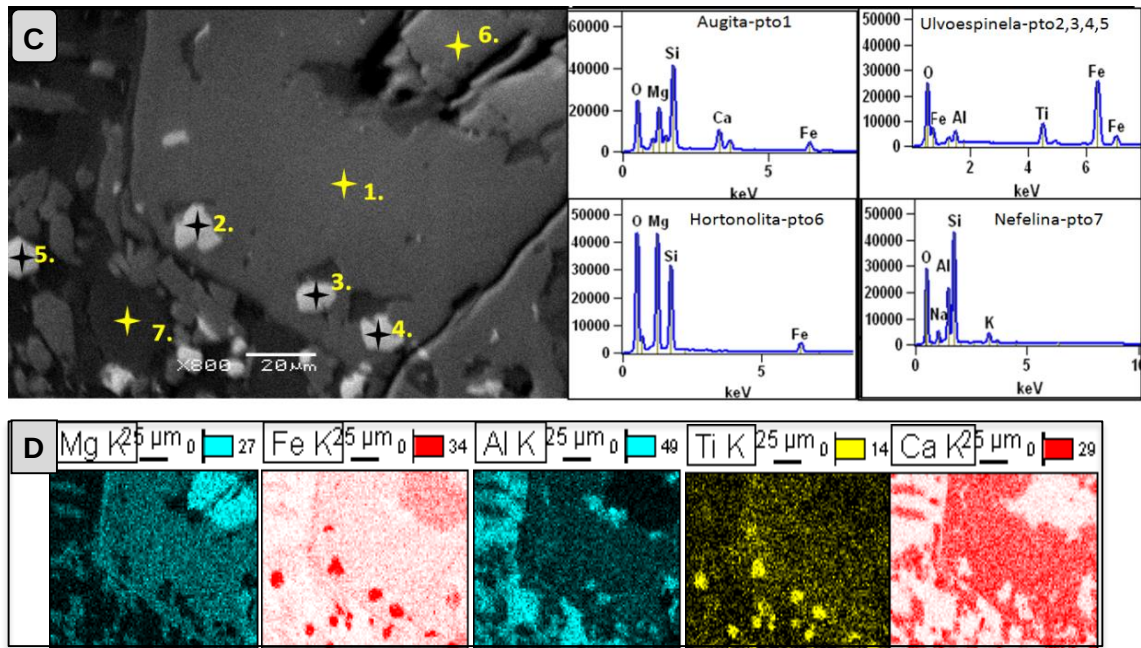


Fig 24 C) Inclusiones de hortonolita y ulvoespinela en fenocristal de augita. Nefelina en sector inferior izquierdo. **D)** Distribución de magnesio, hierro, aluminio, titanio y calcio en de la imagen C.

- **Olivino**

Los fenocristales de menor abundancia fueron identificados como olivino. La mayoría de espectros obtenidos presentan picos mayores de magnesio, oxígeno, sílice y hierro, en orden de intensidad, correspondiendo a la variedad hortonolita (Fig. 25A). Estos cristales presentan una mayor concentración de magnesio que hierro, indicado en los mapas composicionales (Fig. 25B). Estos son xenomorfos, ocasionalmente presentan secciones basales subautomorfas hexagonales (Fig. 25C). En menor abundancia, se encuentran fenocristales de la variedad forsterita (Mg_2SiO_4) (Fig. 25D).

A su vez, se permitió identificar que se encuentran comúnmente reemplazados por barita y pirita (Fig. 25E).

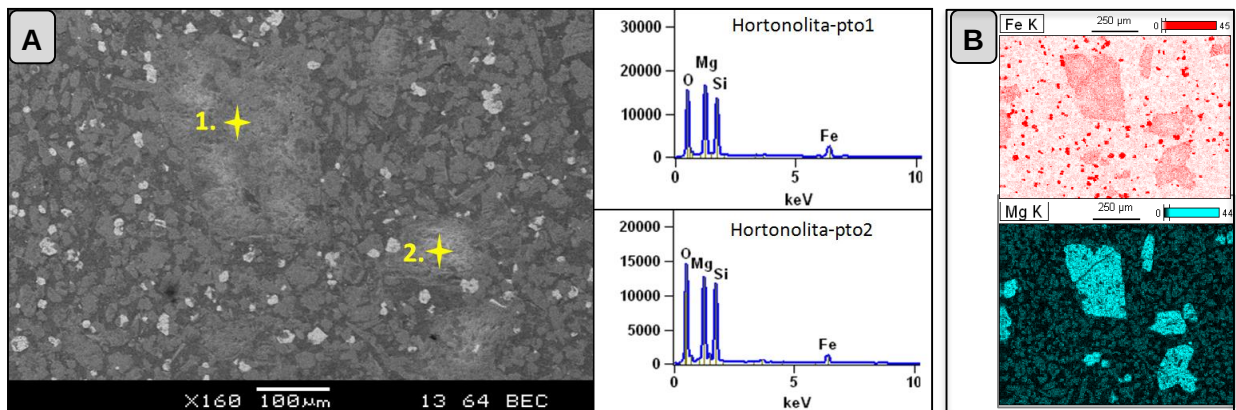


Fig. 25 A) Fenocristales de olivino identificados como la variedad hortonolita. **B)** Mapas composicionales de hierro y magnesio marcando su distribución en los olivinos de la imagen A.

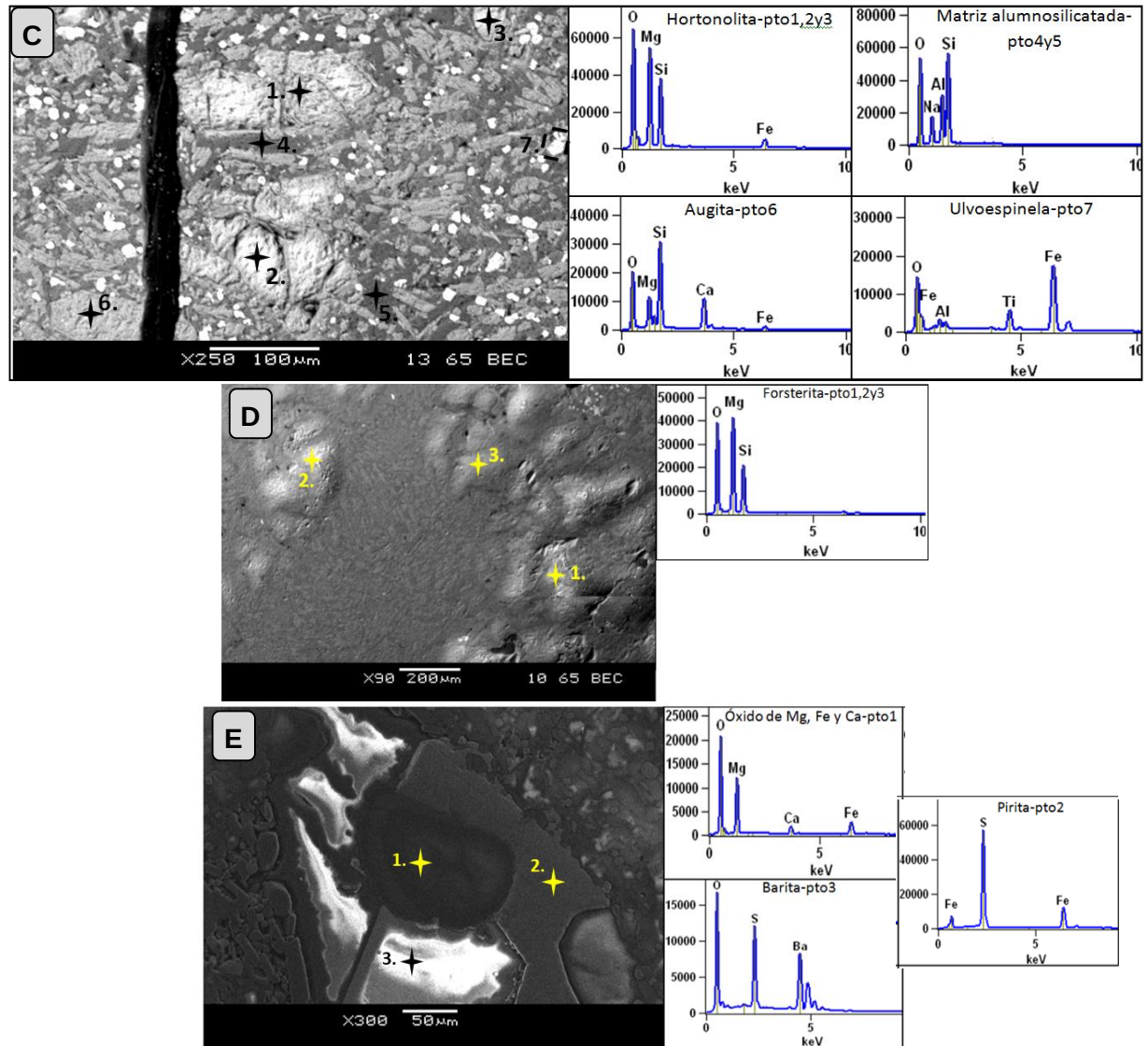


Fig. 25 C) Fenocristales de olivino subautomorfo con sección basal hexagonal (arriba, al centro). D) Fenocristales de olivino de la variedad forsterita. E) Olivino reemplazado por pirita, barita, y por óxido de magnesio, hierro y calcio.

Matriz:

La matriz se encuentra conformada, en mayor abundancia, por cristales subautomorfos y prismáticos de augita. Según los espectros obtenidos, estos cristales poseen un pico mayor de calcio que los espectros obtenidos para los fenocristales de augita (Fig. 26A). No poseen zonación composicional. A su vez, se identificaron cristales xenomorfos, caracterizados como olivinos de la variedad hortonolita. Estos concentran las mayores cantidades de magnesio, y en menor proporción hierro (Fig. 26B y 26C).

Otros de los cristales identificados en la matriz, corresponden a cristales subautomorfos rectangulares a xenomorfos, de nefelina. La misma fue identificada por sus picos de oxígeno, silicio, aluminio, sodio y potasio, en ese orden de intensidad (Fig. 26A, 26D y 26E). Estos cristales concentran las mayores cantidades de sodio y potasio, siendo pobremente concentradas en silicio (Fig. 26E).

En las figuras 26A, 26B y 26D, se identificaron sectores con composiciones semejantes al mineral albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), cuyos picos corresponden a los elementos de silicio, oxígeno, aluminio y sodio. Finalmente, se encontraron cristales de apatito subautomorfo con geometría prismática rectangular. Estos presentan altas concentraciones de fósforo y calcio (Fig. 26B y 26C).

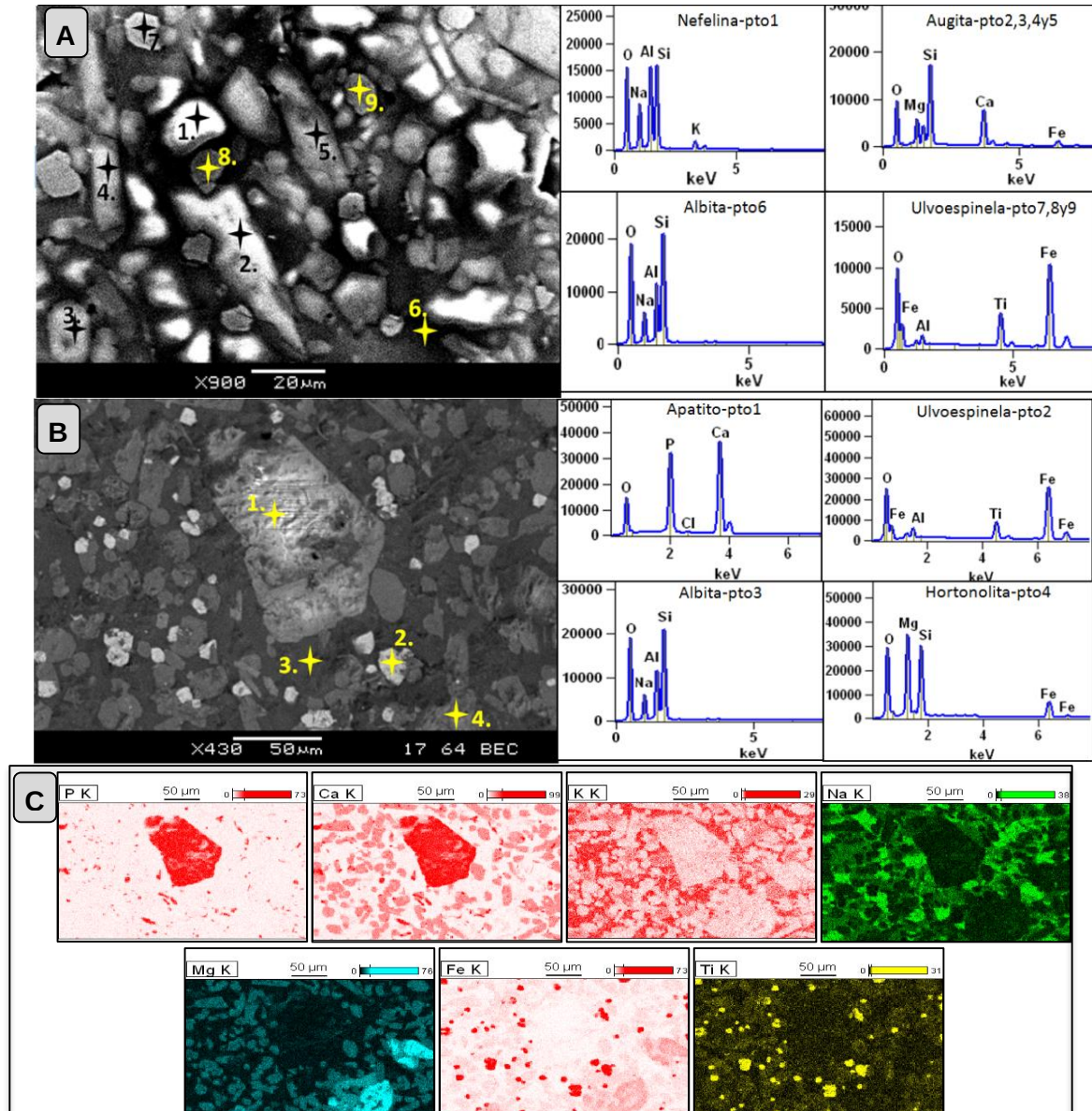


Fig. 26 A) Matriz compuesta por augita, nefelina, ulvoespinela, y matriz microcristalina aluminosilicatada sódica (de composición albítica en espectros). B) Cristal de apatito rodeado por microcristales de hortonolita, ulvoespinela, y matriz microcristalina. C) Distribución de fósforo, calcio, potasio, sodio, magnesio, hierro y titanio en imagen B.

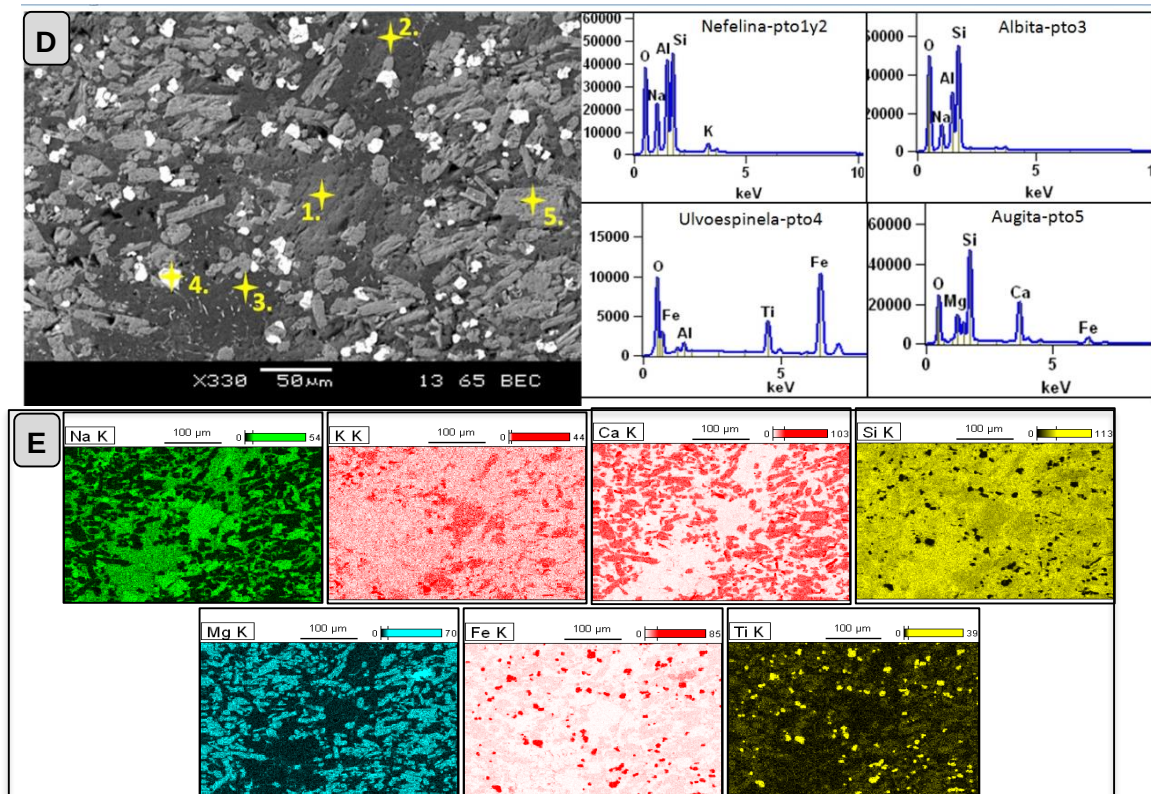


Fig. 26 D) Matriz compuesta por augita, nefelina, ulvöspinel y matriz aluminosilicatada sódica.

E) Mapas composicionales de sodio, potasio calcio, silicio, magnesio, hierro y titanio, indicando su distribución en la imagen D.

Minerales Metálicos

Los cristales metálicos, tanto en la matriz como en forma de fenocristales, fueron identificados como cristales de la variedad ulvöspinel (Ti-magnetita) (Fig. 27A). Los fenocristales son xenomorfos, mientras que los que pertenecen a la matriz poseen secciones subautomorfas cuadradas a romboides (Fig. 27B). A su vez, se identificaron venillas y cristales de pirita (FeS_2).

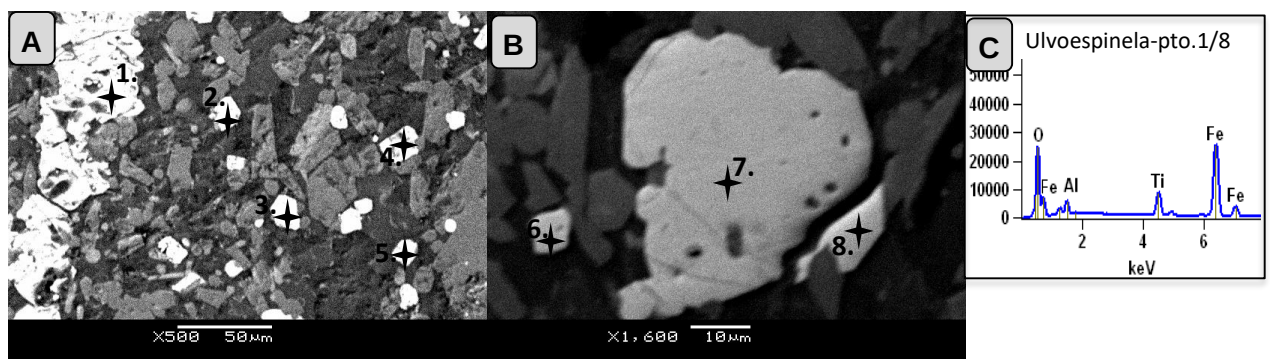


Fig. 27 A) Fenocristal (izquierda), y cristales de ulvöspinel correspondientes a la matriz. **B)** Fenocristal xenomorfo de ulvöspinel en centro de la imagen. **C)** Espectro EDS correspondiente a las imágenes A y B.

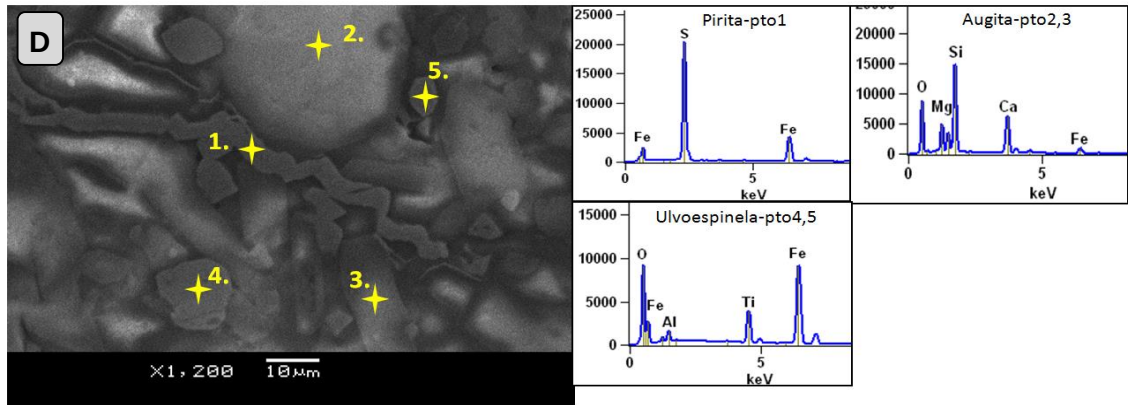


Fig. 27 D) Cristales de pirita y ulvoespinel.

Características particulares

Los xenolitos/xenocristales visibles en muestra de mano, poseen una composición similar al olivino, tanto de la variedad forsterita como hortonolita (Fig. 28A y 28B). También se encontraron xenolitos/xenocristales con espectros asimilables a los de la augita (Fig. 28C).

Por otra parte, las estructuras rectangulares de color blanco en muestra de mano, fueron identificadas como óxidos de magnesio, calcio y hierro en el análisis espectral (Fig. 28D y 28E). Considerando que la presencia de óxidos de calcio en este tipo de rocas es improbable, y que la detección EDS de carbono es muy baja debido a su bajo número atómico, se presume que se trate de carbonato de calcio ya que reacciona con HCl.

Si bien la matriz microcristalina fue identificada de composición aluminosilicatada sódica, se han encontrado secciones con vidrio de composición silícica. (Fig. 28F).

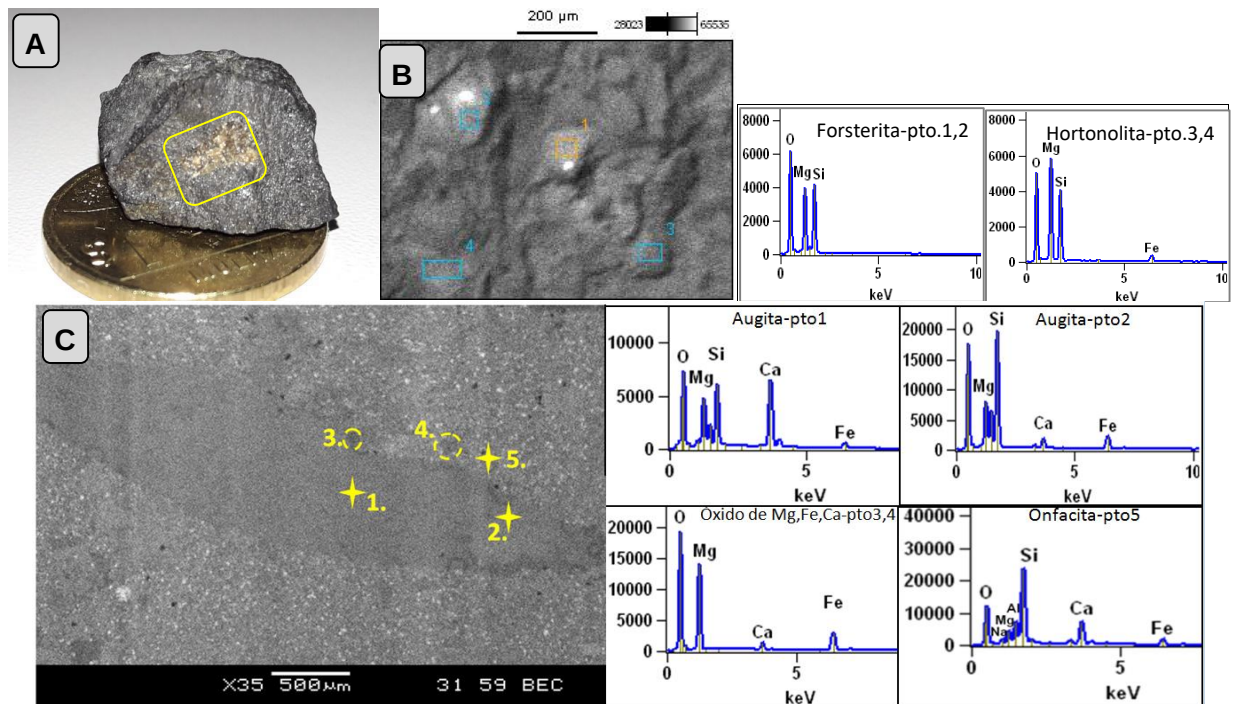


Fig. 28 A) Xenolito/xenocrystal en muestra de mano. B) Imagen en MEB de xenolito/xenocrystal de A, junto a sus espectros correspondientes. C) Xenolito/xenocrystal de augita con indicios de oxidación, y cristal de onfacita (Cerro Picazo).

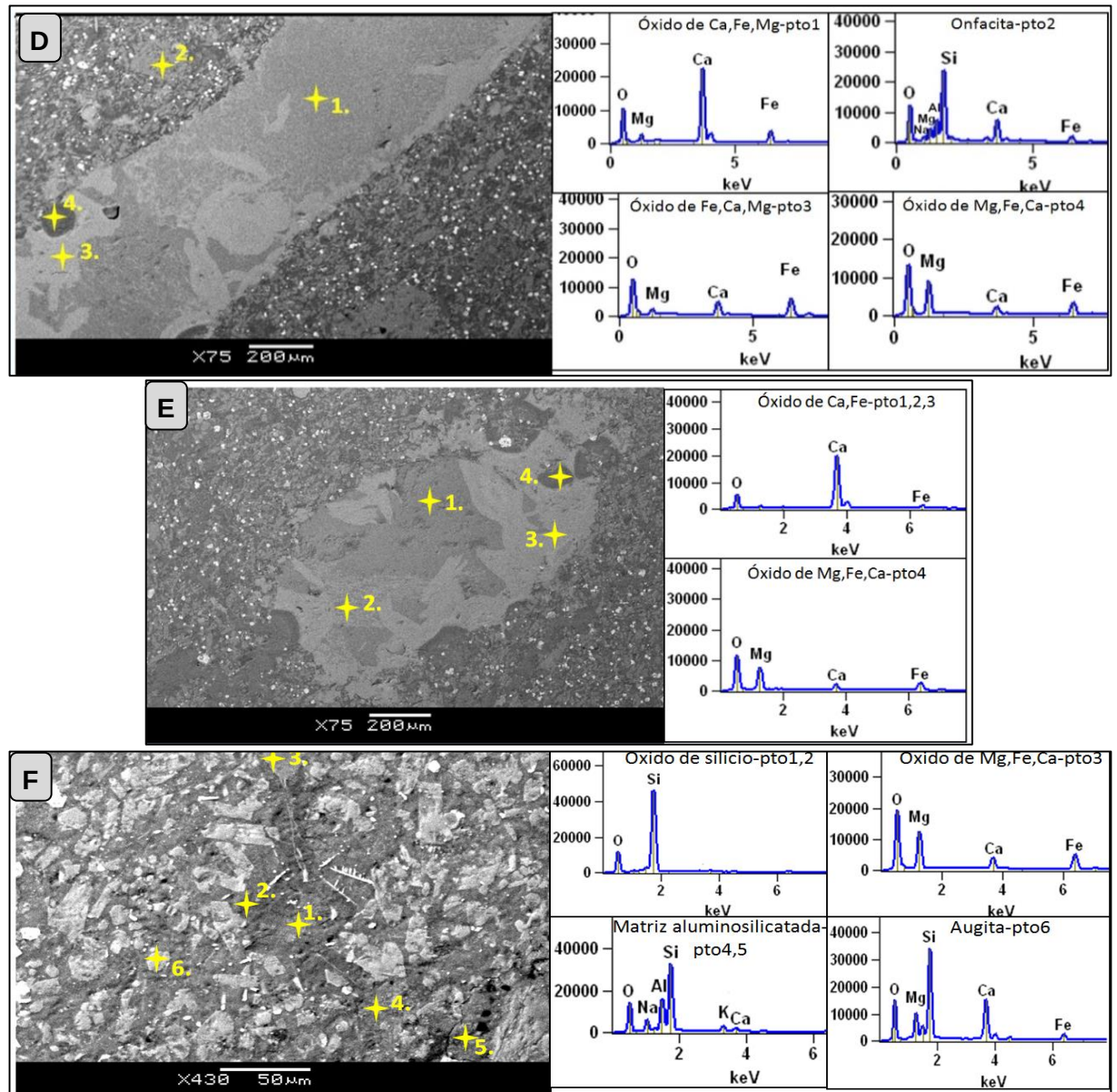


Fig. 28 D) Pátinas de óxido de calcio, hierro y magnesio, junto a cristal de onfacita (Cerro de la Virgen). **E)** Matriz aluminosilicatada, e indicios de vidrio de composición silícea.

CAPÍTULO 6

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

En la presente sección se realiza la caracterización geoquímica de las muestras correspondientes al área de estudio. Para ello, se realizó el análisis químico de roca total de 11 muestras (laboratorio Bureau Veritas-ACMElabs, Canadá). De estas muestras, 4 corresponden al Cerro de la Virgen (CV00, CV02, CV04B, CV06); 3 al Cerro Bonito (CB00, CB06 y CB09); 2 al Cerro Picazo (CP03 y CP07); una muestra representativa de los basaltos encontrados en la base del Cerro de la Virgen (CV01); y una muestra correspondiente a un cerro ubicado a 7 km al SE de la localidad de Pepe Núñez, denominado Cerro Charrúa (CH01).

Los resultados de los análisis químicos de elementos mayores, menores y traza, se presentan en el Anexo I, con su respectiva localización geográfica.

Los datos geoquímicos obtenidos poseen una suma total de elementos mayores de un 99,47% a un 99,80%. A su vez, estos exhibieron un porcentaje de LOI entre 0% a 3,2% (*Tabla II-Anexo*), por lo que se decidió recalcular los porcentajes en peso de: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , Cr_2O_3 , Ba, Ni y Sc, para trabajar con una base anhidra.

La norma CIPW (Cross *et al.*, 1902), fue calculada utilizando el software libre GCDkit 5.0 (Janousek *et al.*, 2006).

Los datos geoquímicos fueron incorporados a una serie de diagramas que son usualmente utilizados para rocas volcánicas. Estos fueron elegidos en base a datos publicados para litologías con características similares dentro de la Provincia Magmática Paraná.

6.1. Elementos Mayores y Menores

Las muestras analizadas poseen un rango de porcentaje en peso de sílice entre 40,83% y 55,92%. Las muestras pertenecientes al Cerro de la Virgen, Cerro Bonito y Cerro Picazo, poseen un porcentaje de SiO_2 entre un 40,83% y un 44,26%, clasificando como ultrabásicas ($\text{SiO}_2 < 45\%$, Le Maitre, 2002a). Sin embargo, las muestras pertenecientes al Cerro Charrúa y aquellas correspondientes a la base del Cerro de la Virgen, poseen un contenido en sílice de 52,32% (CV01), y 55,91% (CH01), clasificando como intermedias (Le Maitre, 2002a).

Las rocas ultrabásicas presentan tendencias negativas respecto al porcentaje en peso de SiO_2 , de Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , CaO , Na_2O y $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, (Fig. 29), y una tendencia positiva de K_2O y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$; coherentes con el parámetro evolutivo utilizado en los diagramas (SiO_2). Para el caso del Al_2O_3 y MgO se genera una nube de puntos. Este conjunto de rocas exhibe una mayor concentración de MgO (7,96%-8,82%), CaO (12,19%-13,01%), Na_2O (3,45%-5,11%), TiO_2 (2,20%-2,50%), P_2O_5 (1,49%-1,80%), y de $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (5,37%-6,29%), respecto a las muestras CV01 y CH01. A su vez, poseen una concentración similar de K_2O (0,98%-2,01%), respecto a estas últimas (CV01: 1,27%; CH01: 2,02%).

Es de destacar que las rocas ultrabásicas y la muestra CH01 poseen una concentración similar de Al_2O_3 (ultrabásicas: 12,64%-13,05%; CH01: 13,20%), y Fe_2O_3 (ultrabásicas: 13,00%-14,03%; CH01: 13,21%), en relación a la muestra CV01. A su vez, la muestra CV01 presenta valor similar de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ respecto a las ultrabásicas (ultrabásicas: 0,58%-0,22%; CV01: 0,53%).

Las rocas básicas a intermedias poseen una concentración de elementos mayores marcadamente diferente respecto a las ultrabásicas. Estas poseen menor porcentaje en peso de MgO (6,13%-3,62%), TiO_2 (1,15%-1,39%), CaO (9,89%-7,29%), P_2O_5 (0,16%-0,20%), Na_2O (2,41%-2,67%) y $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (3,68% y 4,69%), respecto a las ultrabásicas.

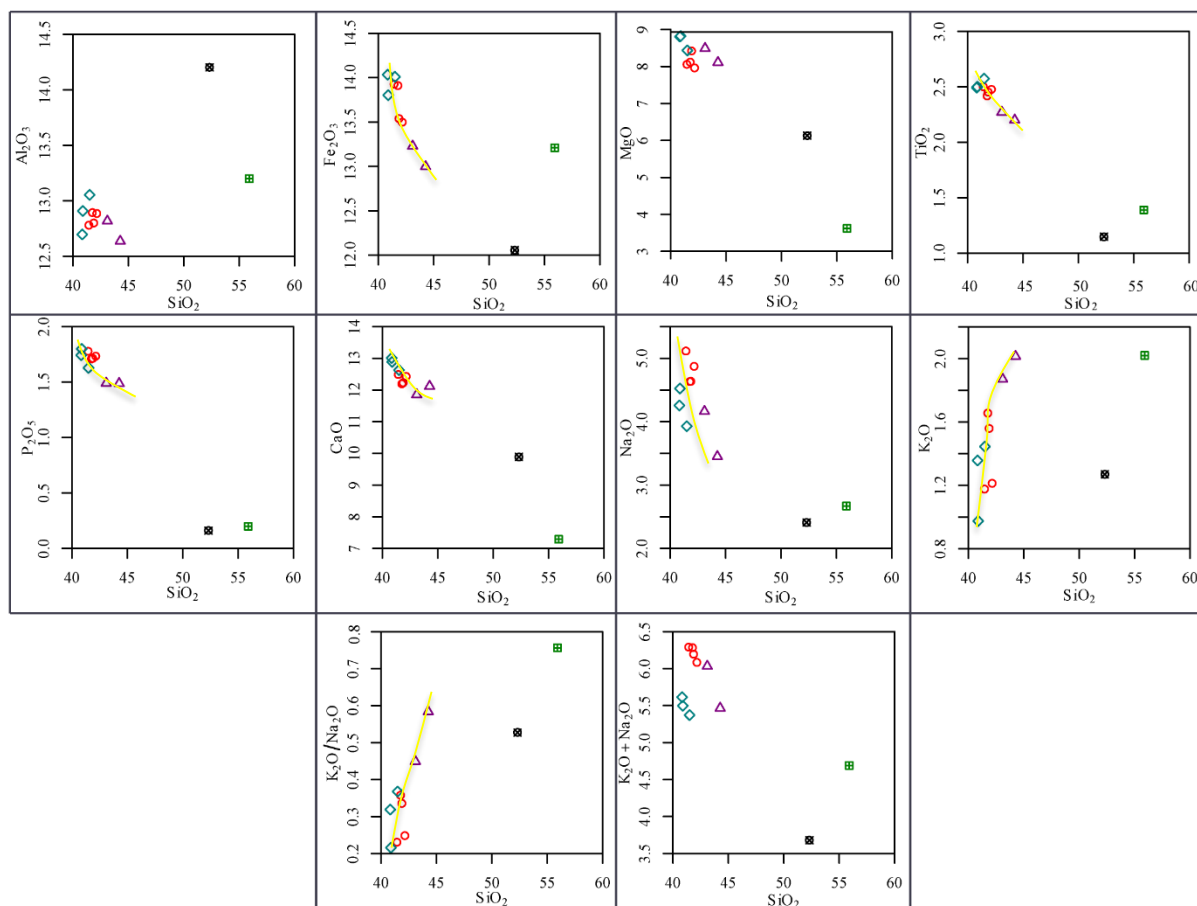


Fig. 29 Diagramas Harker de elementos mayores para: ○-Cerro de la Virgen, ◇-Cerro Bonito, △-Cerro Picazo, X-CV01, +-CH01.

La suma de álcalis ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ %p.), para las rocas ultrabásicas, se encuentra entre 5,37% a 6,29%, siendo las litologías con mayor porcentaje en peso de álcalis. Según Le Maitre (2002a), estas rocas clasifican como alcalinas (porcentaje en peso de álcalis mayor a 1-2% en ultrabásicas). La muestra de la base del Cerro de la Virgen posee un valor de 3,68%, siendo la muestra con el menor valor en peso de álcalis. La muestra perteneciente al Cerro Charrúa posee un valor de 4,69%.

Siguiendo la subdivisión adoptada por Comin-Chiaramonti *et al.* (1997) (Fig. 30), la muestra CP03, CV01 y CH01 clasifican como potásicas transicionales ($\text{Na}_2\text{O}-2 < \text{K}_2\text{O}$ y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \leq 1$), mientras que las 8 muestras restantes clasifican como sódicas ($\text{Na}_2\text{O}-2 \geq \text{K}_2\text{O}$).

Conjuntamente, el índice alcalino (I.A; razón molar: $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$), proporcionó un valor entre 0,61 y 0,76 para las muestras ultrabásicas. Para la muestra CV01 se obtuvo un valor de 0,38 y para la CH01 un valor de 0,50.

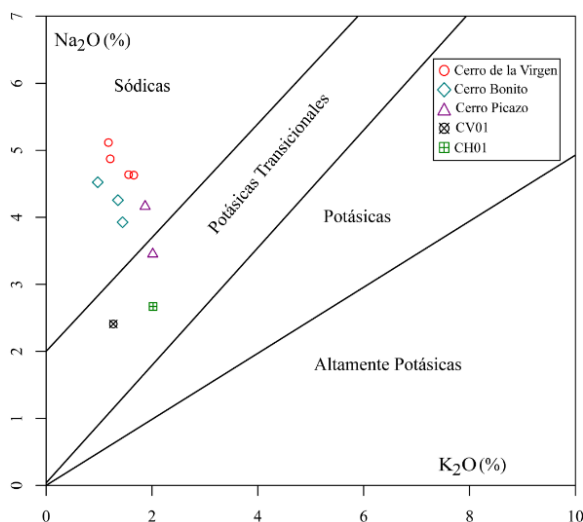


Fig. 30 Diagrama K_2O vs. Na_2O (%p.) de Comin-Chiaramonti et al. (1997).

Las rocas ultrabásicas poseen los mayores valores de $mg\#$ (razón molar $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$), exhibiendo razones entre 0,53 y 0,56. La muestra CV01 posee una razón de 0,50, y la muestra CH01 posee la razón mínima de $mg\#$, de 0,35 (Tabla II).

	CV01	CV02	CV04B	CV06	CP03	CP07	CV00	CB00	CB06	CB09	CH01
$mg\#$	0,50	0,54	0,55	0,54	0,55	0,56	0,53	0,54	0,55	0,56	0,35
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	0,35	0,16	0,22	0,24	0,38	0,30	0,15	0,24	0,21	0,14	0,50
$(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})\%p.$	3,68	6,09	6,20	6,29	5,47	6,03	6,29	5,37	5,61	5,50	4,69
I.A	0,38	0,72	0,73	0,73	0,62	0,69	0,76	0,61	0,67	0,66	0,50

Tabla II. Valores de $mg\#$ (razón molar: $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$), razón molar $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, suma de álcalis en porcentaje en peso ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$), I.A (índice de alcalinidad, razón molar: $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$).

6.1.1. Diagramas Clasificatorios

Para la clasificación de las presentes rocas, a partir de los elementos mayores, se eligieron los diagramas de TAS (Le Bas et al., 1986; Cox et al., 1979), y R1-R2 (De la Roche et al., 1980).

Las muestras pertenecientes al Cerro de la Virgen, Cerro Bonito y Cerro Picazo, clasifican como rocas ultrabásicas ($40,83 > \text{SiO}_2 > 44,26\%p.$), y alcalinas ($5,37 > \text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} > 6,29\%p.$); dentro del campo tefrita-basanita, en ambos diagramas (Fig. 31A y 31B). La muestra perteneciente a la base del Cerro de la Virgen (CV01), y la muestra perteneciente al Cerro Charrúa (CH01), pertenecen al campo de las subalcalinas/tholeíticas, según ambos autores. Según el diagrama Le Bas et al. (1986), ambas clasifican como basalto-andesitas. En el caso del diagrama de Cox et al. (1979), la muestra CV01 clasifica como basalto-andesita, y la muestra CH01 clasifica como andesita (Fig. 31B). La muestra del

Cerro Charrúa (SiO_2 : 55,91 %p.), es de características químicas intermedias al igual que la perteneciente a la extraída de la base del Cerro de la Virgen (SiO_2 : 52,32 %p.).

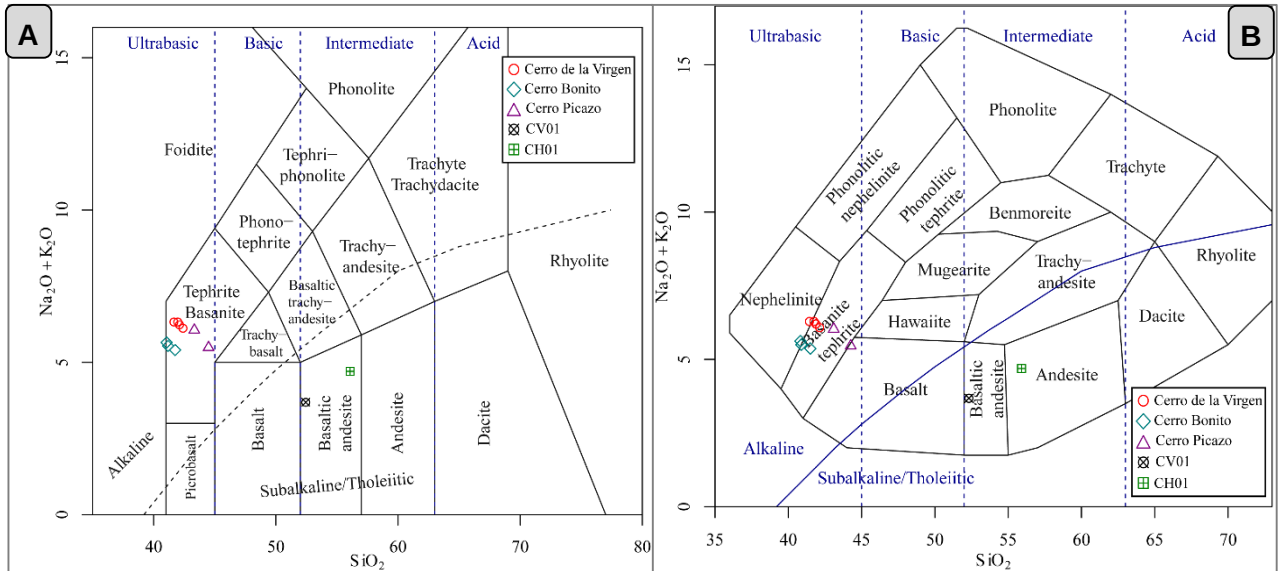


Fig. 31 A) Diagrama SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (%p.), según Le Bas et al. (1986). **B)** Diagrama SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (%p.), según Cox et al. (1979).

Las rocas correspondientes al Cerro de la Virgen, y una muestra del Cerro Picazo (CP07), clasifican como nefelinitas, la segunda muestra perteneciente al Cerro Picazo (CP03) clasifica como basanita y finalmente, las muestras pertenecientes al Cerro Bonito clasifican como ankaratritas, siendo la muestra CB06 y la CB09 cercanas al límite con las nefelinitas. La muestra correspondiente a la base del Cerro de la Virgen (CV01), clasifica como basalto; la muestra correspondiente al Cerro Charrúa (CH01), clasifica como andesita. (Fig. 32), quedando clara la diferencia composicional de estas muestras con el resto.

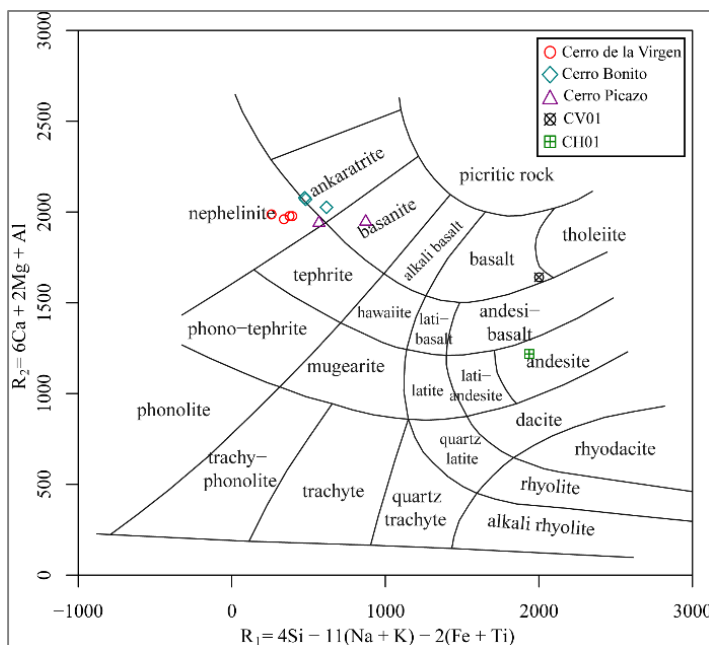


Fig. 32 Diagrama $R1[4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti})]$ vs. $R2[6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}]$, según De la Roche et al. (1980).

En el presente estudio se utilizará la clasificación de Le Bas *et al.* (1986), ya que se considera la más adecuada para la composición de las litologías presentes, y la más actualizada.

El conjunto de muestras clasifica como rocas metaluminosas ($A/NK > 1$; $A/CNK < 1$). Las rocas ultrabásicas poseen valores de A/NK entre 1,32 y 1,63, y valores de A/CNK de 0,39 y 0,42, siendo estas muestras las más cercanas al campo de peralcalinas. La muestra correspondiente a la base del Cerro de la Virgen (CV01) poseen un valor de A/NK y A/CNK de 2,66 y 0,61, respectivamente. La muestra perteneciente al Cerro Charrúa (CH01), presenta valores de A/NK de 2,01, y A/CNK de 0,67. (Fig. 33).

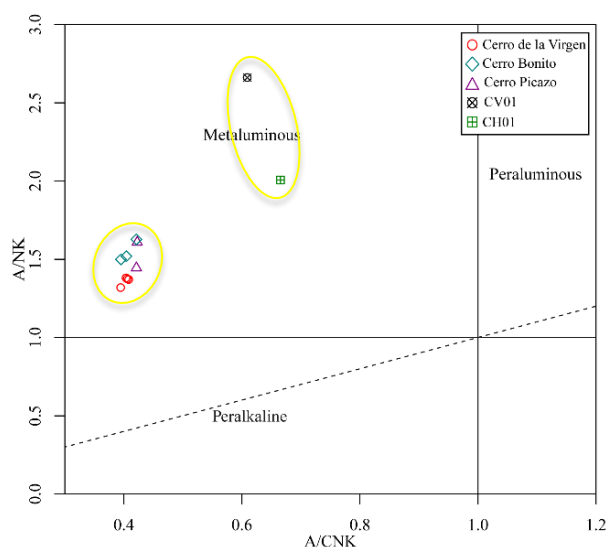


Fig. 33 Diagrama A/CNK (razón molar: $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) vs. A/NK (razón molar: $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$), Shand (1943). En amarillo se indica el comportamiento diferencial entre tefritas-basanitas y basalto-andesitas.

6.1.2. Norma CIWP

Los minerales félsicos normativos calculados para las tefritas-basanitas son: ortoclasa (Or), albita (Ab), anortita (An), y nefelina (Ne). No presenta cuarzo normativo (Q). Los minerales máficos normativos son: diópsido (Di), olivino (Ol), ilmenita (Il), hematita (Hm), perovskita (Pf) y apatito (Ap). No presentan hipersteno normativo (Hy), ni esfena normativa (Tn). (Tabla III).

Por otro lado, las basalto-andesitas poseen los siguientes minerales félsicos normativos: cuarzo (Q), ortoclasa (Or), albita (Ab), y anortita (An). No presentan nefelina normativa (Ne). Los minerales máficos normativos presentes en estas muestras son: diópsido (Di), hipersteno (Hy), ilmenita (Il), hematita (Hm), y apatito (Ap). No presentan olivino normativo (Ol), ni perovskita normativa (Pf). (Tabla III). Estos resultados son consistentes con lo esperado para rocas de afinidad alcalina y tholeítica, respectivamente, de acuerdo con Comin-Chiaramonti y Gomes (2005b), Junqueira-Brood (1998), Hagos *et al.* (2010), Piccirillo *et al.* (1988a).

El índice de diferenciación (D.I), medido en base a sus minerales félsicos normativos (Or+Ab+An+Ne), para las tefritas-basanitas se encuentra entre un 32,44 (CB06), y un 36,94 (CP07).

El Índice de Diferenciación para las dos muestras restantes, fue calculado en base a la suma de cuarzo, ortoclasa, albita y anortita normativos. Para la muestra CV01, se obtuvieron valores de 36,61, y para la muestra CH01 se obtuvo un valor de 50,36, siendo la muestra más diferenciada. (*Tabla III*).

	<i>CV01</i>	<i>CV02</i>	<i>CV04B</i>	<i>CV06</i>	<i>CP03</i>	<i>CP07</i>	<i>CV00</i>	<i>CB00</i>	<i>CB06</i>	<i>CB09</i>	<i>CH01</i>
Q	8,72	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	15,83
Or	7,51	7,17	9,21	9,79	11,91	11,06	6,96	8,54	8,02	5,77	11,94
Ab	20,39	15,94	13,32	12,76	18,15	14,85	13,82	13,95	10,70	13,44	22,59
An	24,19	9,70	9,51	9,50	13,04	10,76	8,44	13,72	11,53	12,04	18,07
Ne	0,00	13,70	14,04	14,31	5,99	11,04	15,96	10,45	13,71	13,45	0,00
Di	15,95	25,53	25,08	25,08	23,72	24,25	26,52	23,44	26,30	25,12	9,91
Hy	7,88	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,42
Ol	0,00	5,61	6,55	6,03	6,45	6,94	5,45	7,11	6,83	7,24	0,00
Il	0,37	0,44	0,44	0,44	0,42	0,42	0,46	0,44	0,46	0,46	0,43
Hm	12,06	13,50	13,54	13,91	13,00	13,23	13,93	14,01	14,03	13,80	13,21
Tn	2,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,86
Pf	0,00	3,83	3,78	3,72	3,37	3,49	3,84	3,99	3,84	3,85	0,00
Ap	0,38	4,11	4,06	4,05	3,52	3,53	4,21	3,86	4,13	4,26	0,47
Suma	99,78	99,52	99,54	99,59	99,56	99,57	99,59	99,49	99,54	99,42	99,73
D.I	36,61	36,81	36,57	36,86	36,04	36,94	36,74	32,93	32,44	32,66	50,36

Tabla III. Norma CIWP, base anhidra, y valores de D.I (*Differentiation Index*; Índice de Diferenciación: suma de Q+Or+Ab+Ne normativos).

Los diagramas de variación utilizando el D.I. (Q+Or+Ab+Ne normativos) (Fig. 34), respecto a los elementos mayores para las tefritas-basanitas, muestran un decrecimiento de Fe₂O₃, CaO, MgO, TiO₂ y P₂O₅, correspondiendo a un continuo fraccionamiento de fases máficas y de apatito. Sin embargo, estas presentan un crecimiento de SiO₂, correspondiendo a un continuo fraccionamiento de fases félsicas; y dos *trends* de crecimiento de Na₂O y K₂O, dividiendo las rocas del Cerro Bonito, de las pertenecientes al Cerro de la Virgen y Cerro Picazo.

A partir de la realización de estos diagramas de variación, se sugiere que la secuencia principal de cristalización aparente de las tefritas-basanitas es la siguiente: clinopiroxeno-apatito-accesorios→nefelina→feldespatos alcalinos, estando de acuerdo con la petrografía analizada.

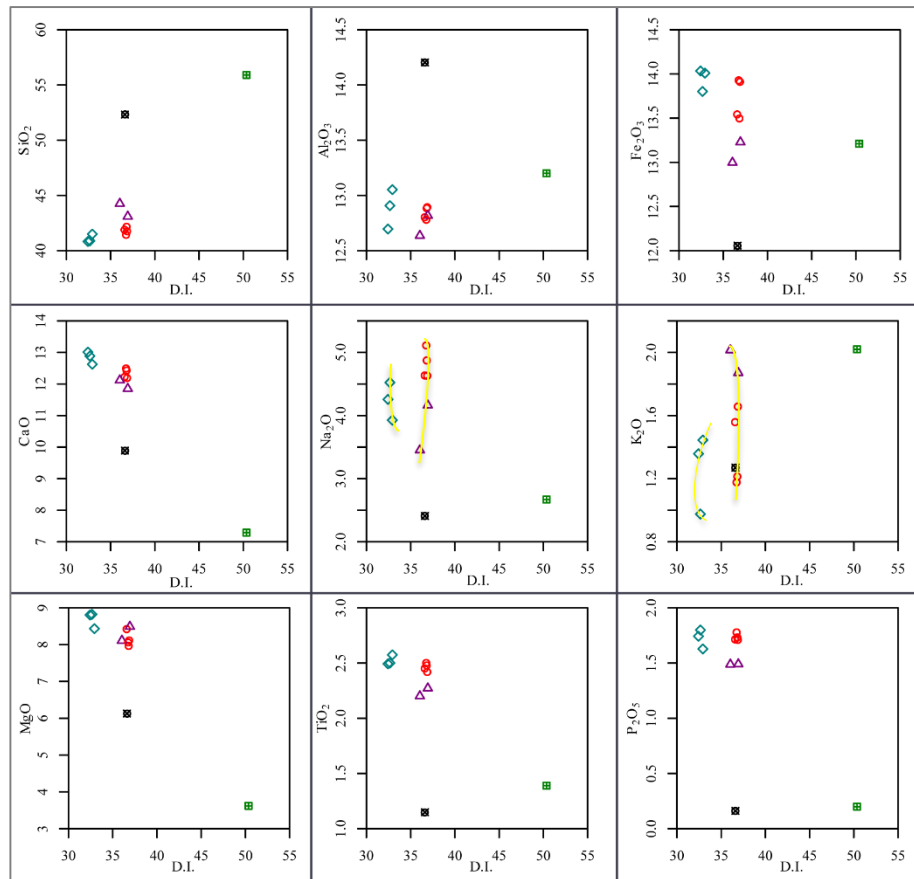


Fig. 34 Índice de Diferenciación vs. elementos mayores para: ○-Cerro de la Virgen, ◇-Cerro Bonito, △-Cerro Picazo, ⊗-CV01, ■-CH01.

6.2. Elementos Incompatibles

6.2.1. Elementos incompatibles vs. SiO₂

En los diagramas de elementos incompatibles respecto al contenido en SiO₂ (Fig. 35), se visualiza una tendencia positiva en rubidio para las tefritas-basanitas. A su vez, estas generan una nube de puntos en el caso del bario, estroncio y niobio. Las tendencias negativas identificadas corresponden a tantalio, itrio e iterbio. Finalmente, se observan dos posibles *trends* negativas de circonio y hafnio. Las basalto-andesitas, poseen valores de bario (262-378 ppm), estroncio (217-213 ppm), tantalio (0,50-0,80 ppm), niobio (7,60-11,70 ppm), circonio (115-175 ppm), y hafnio (3,30-4,80 ppm), marcadamente diferente a las tefritas-basanitas. Estas muestras presentan rangos similares de rubidio (45-66 ppm), itrio (23-31 ppm) e iterbio (2,42-3,24 ppm), a las basanitas-tefritas, (valores ppm de CV01-CH01, respectivamente).

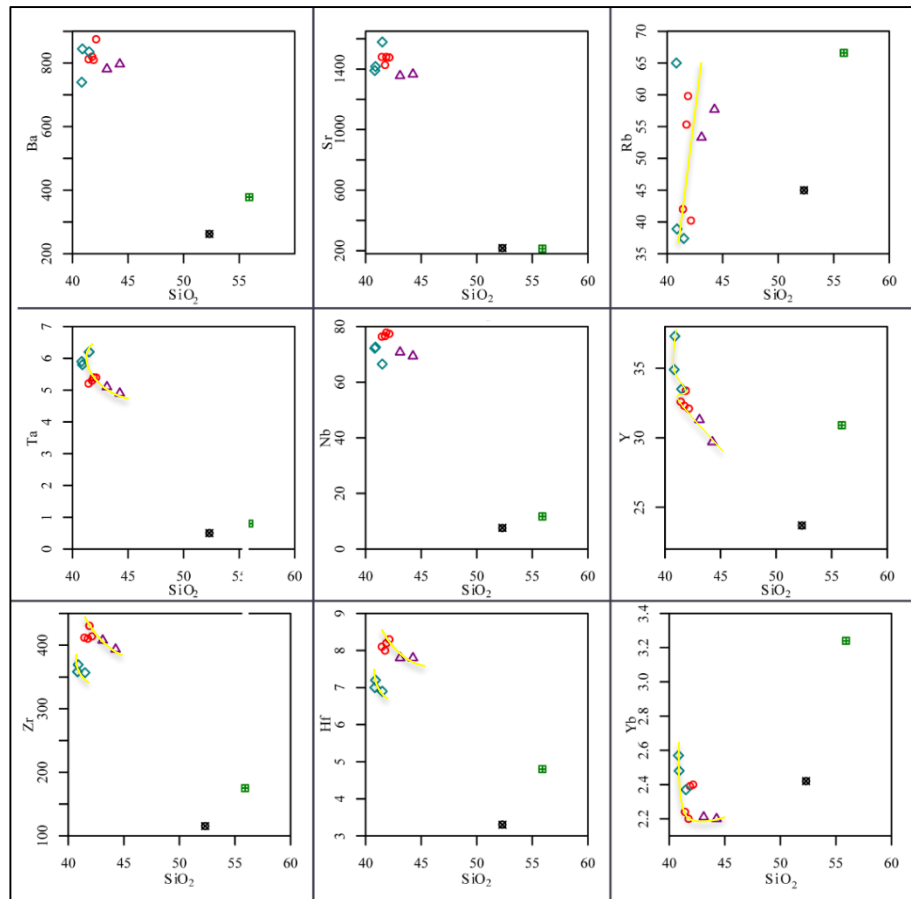


Fig. 35 Contenido de SiO_2 vs. elementos incompatibles para: $\circ$ -Cerro de la Virgen, $\diamond$ -Cerro Bonito, $\triangle$ -Cerro Picazo, $\boxtimes$ -CV01, $\blacksquare$ -CH01.

6.2.2 Diagrama de Elementos Tierras Raras

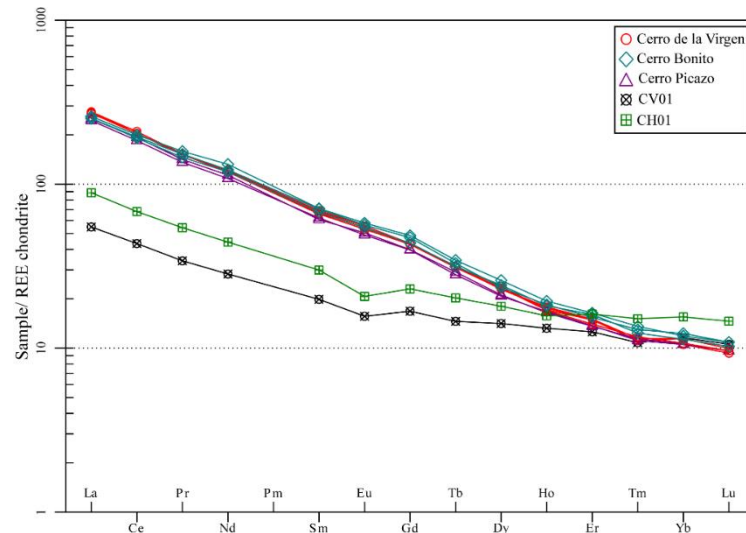


Fig. 36 Diagrama de distribución de Elementos Tierras Raras normalizado a condrito (Boynton, 1984).

Según la figura 36, las tefritas-basanitas poseen un patrón similar de TTRR. Presentan un fuerte fraccionamiento, con valores de $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 20,43-25,52; y razones $(\text{La}/\text{Sm})_N$ y $(\text{Gd}/\text{Lu})_N$ de 3,5-

4,1 y 4,1-4,7, respectivamente. Estas muestras no presentan una anomalía positiva ni negativa de Eu respecto al condrito ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,98-1,02$).

Sin embargo, las muestras CV01 y CH01 presentan valores de $(\text{La}/\text{Yb})_N$ de 4,74 y 5,72; razones $(\text{La}/\text{Sm})_N$ de 2,76 y 2,96; y razones de $(\text{Gd}/\text{Lu})_N$ de 1,59 y 1,57, respectivamente, poseen un menor enriquecimiento de LREE con respecto a las rocas ultrabásicas, siendo la muestra CV01 particularmente más empobrecida en LREE. A su vez, las muestras CV01 y CH01 presentan una anomalía negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,86$ y $0,79$, respectivamente), indicando un fraccionamiento de Eu en plagioclasa.

En lo que respecta a los HREE, la muestra CH01 presenta un leve enriquecimiento en estos elementos con respecto al resto de las muestras.

6.2.3 Diagrama Multi-elementos

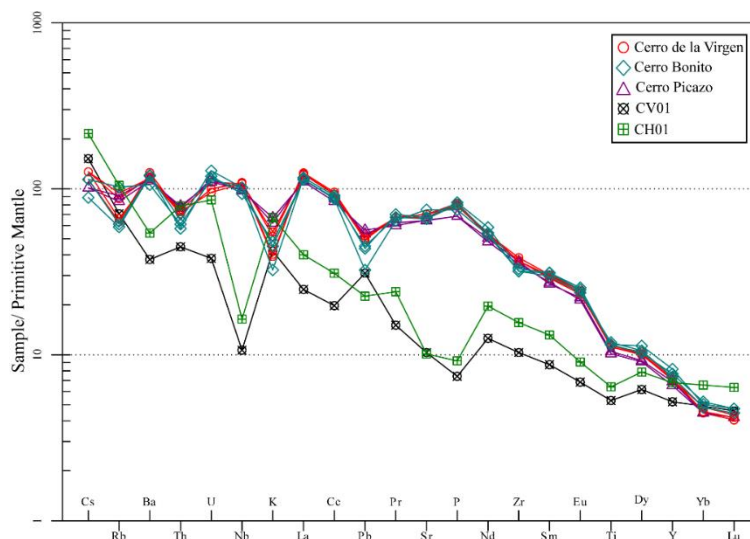


Fig. 37 Diagrama de distribución de Elementos Incompatibles normalizado a Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989).

Según el diagrama *spider* (Fig. 37), las tefritas-basanitas poseen un comportamiento similar, exhibiendo anomalías negativas de Rb, Th, una fuerte anomalía negativa de K y Pb, y una leve anomalía negativa de Ti e Yb. Presentan anomalías positivas de Cs, Ba, La, P, y una leve anomalía positiva de Eu. Estas muestras presentan un enriquecimiento entre 100-125 veces mayor de Cs, Ba, U, Nb y La, respecto al estándar (Manto Primitivo). A su vez poseen un enriquecimiento entre 100 veces a 10 veces mayor que el estándar en Rb, Th, K, Ce, Pb, Pr, Sr, P, Nd, Zr, Sm, Eu, Ti y Dy. Los elementos que poseen un enriquecimiento menor a 10 veces respecto al estándar son Y, Yb y Lu. Este rango de valores de elementos incompatibles respecto al Manto Primitivo, es común para rocas con tendencia alcalina (p.ej. Nefelinitas de Honolulu, Hawaii; *apud* Sun y McDonough, 1989).

Las basalto-andesitas presentan un comportamiento similar entre ellas, exhibiendo anomalías positivas de Cs, U, K, Nd, y una leve anomalía positiva de Dy. La muestra CV01 presenta una anomalía positiva de Pb, mientras que la muestra CH01 presenta una anomalía positiva de Pr. Ambas muestras

presentan anomalías negativas de Ba, P y Ti, presentando una fuerte anomalía negativa de Nb. La muestra CV01 presenta una leve anomalía negativa de Ce, y la muestra CH01 posee una leve anomalía negativa de Pb. Estas muestras presentan un enriquecimiento en Cs entre 151-215 veces mayor al estándar, mayor que las tefritas-basanitas. La muestra CH01 posee un enriquecimiento 104 veces mayor de Rb, respecto al estándar. A su vez, posee un enriquecimiento entre 100 veces y 10 veces mayor al estándar de Ba, Th, Nb, K, La, Ce, Pb, Pr, Sr, Nd, Zr y Sm. Esta presenta un enriquecimiento entre 100 y 10 veces mayor al estándar de P, Eu, Ti, Dy, Y, Yb y Lu. La muestra CV01 posee un enriquecimiento entre 100 veces y 10 veces mayor al estándar de Rb, Ba, Th, Nb, K, La, Ce, Pb, Pr, Sr, Nd y Zr. Esta muestra posee un enriquecimiento menor a 10 veces respecto al estándar de P, Sm, Eu, Ti, Dy, Y, Yb y Lu. La muestra CV01 posee un menor enriquecimiento general respecto a la muestra CH01. El menor enriquecimiento global de los diferentes elementos incompatibles de las basalto-andesitas comparado con las tefritas-basanitas, respecto al Manto Primitivo, es común de rocas con tendencia tholeítica (Sun y McDonough, 1989).

6.2.4. Diagramas Petrogenéticos

Nb/Yb vs. Th/Yb y Nb/Yb vs. TiO₂ (Pearce, 2008)

Las tefritas-basanitas grafican dentro del campo MORB-OIB, cercanos a una fuente OIB (Fig. 38A). Las basalto-andesitas se encuentran fuera del campo MORB-OIB, y entre los puntos de EMORB y OIB. Las muestras pertenecientes a la base del Cerro de la Virgen (CV01), y la muestra del Cerro Charrúa (CH01), grafican dentro del campo Arco Volcánico, según Pearce (2008), esto podría indicar interacción cortical y contaminación.

En el gráfico de la figura 38B, las tefritas-basanitas grafican dentro del campo OIB (*deep melting*), de signatura alcalina, cercanas a una fuente OIB. Las basalto-andesitas grafican dentro del campo MORB (*shallow melting*), asociadas a una fuente E-MORB.

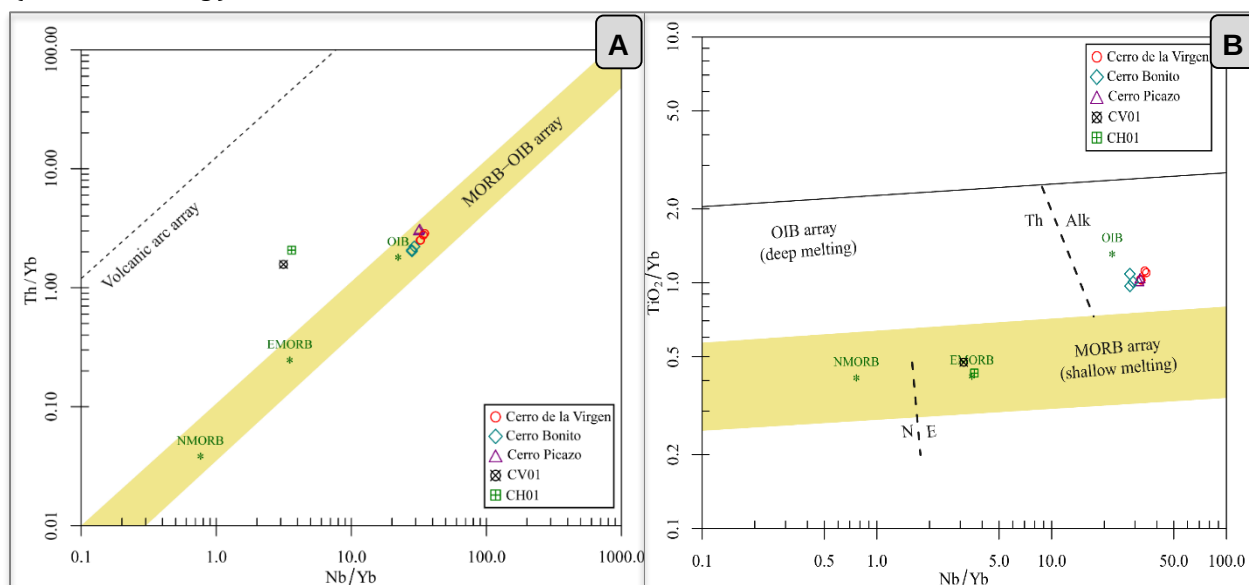


Fig. 38. A) Diagrama Nb/Yb vs. Th/Nb (Pearce, 2008). **B)** Diagrama Nb/Yb vs. TiO₂/Yb (Pearce, 2008).

CAPÍTULO 7

DISCUSIÓN

El análisis detallado de la petrografía, de la morfología y estructuras presentes, como de la litogeoquímica de estos tres cuerpos antes no caracterizados, ha permitido generar nueva información respecto al magmatismo presente en la Cuenca Norte.

7.1. Morfología de los cuerpos y estructuras presentes

Los tres cuerpos poseen una geometría circular a elipsoidal en planta, y evidencian una topografía marcadamente positiva, la cual resulta contrastante con la penillanura que generan los basaltos que los rodean, asociados a la Formación Arapey. Esto permite afirmar que los cuerpos fueron erosionados de manera diferencial.

La hipótesis que se asume en el presente trabajo, en base a las relaciones que presentan en campo, es que los cuerpos son más jóvenes que los basaltos que los rodean. Estos serían posteriores a las rocas volcánicas de la Formación Arapey, teniendo menor tiempo de erosión.

Según Roach *et al.* (1994), algunas de las características que debe reunir un cuerpo volcánico para ser caracterizado como *plug* son:

- 1) *Presentar disyunción columnar sub-vertical y/o subhorizontal, la cual puede ser radial, concéntrica o poligonal.*
- 2) *Exhibir alineamiento de fenocristales, xenocristales y xenolitos, de manera sub-vertical a vertical.*
- 3) *Poseer mayor cantidad de xenolitos y xenocristales que los flujos de lava que los rodean.*
- 4) *Ser petrográficamente diferentes de los flujos de lava que los rodean, a la misma elevación.*
- 5) *Meteorizarse a una tasa menor que los flujos de lava y las rocas pertenecientes al basamento.*
- 6) *Usualmente, poseen forma cónica o con tope redondeado, y en planta suelen ser circulares a elipsoidales.*
- 7) *En áreas menos erosionadas, se suelen encontrar depósitos de debris piroclásticos, indicarían cercanía a plug.*
- 8) *Los plugs de gran tamaño suelen poseer zonación composicional, presentando una mayor abundancia de piroxenos más densos hacia la base del cuerpo.*
- 9) *Se encuentran posicionados generalmente sobre fracturas y lineamientos del basamento.*

El Cerro de la Virgen, Cerro Bonito y Cerro Picazo reúnen las características número 1, 3, 4, 5, 6 y 9, para ser considerados como *plugs* volcánicos. En el área de estudio no se ha observado la presencia de debris piroclásticos (característica número 7). A su vez, en campo no se pudo confirmar la existencia de un lineamiento asociado a esos cuerpos (característica 9). Sin embargo, Soto (2014) realiza un estudio de fotolineamientos existentes en el área, y describe un lineamiento principal N80E entre el Cerro de la Virgen y el Cerro Bonito, así como varios lineamientos menores de dirección

N10E a N40E, asociados a ese lineamiento principal. Es de destacar la existencia de un lineamiento importante, al norte del Cerro de la Virgen, de sentido NW-SE, paralelo al sentido de estiramiento de este cuerpo volcánico. Al reunir la mayoría de las características especificadas, en el presente trabajo, se caracterizan a estos cuerpos como *plugs* volcánicos.

A su vez, los tres cuerpos presentan disyunción columnar. La formación de este tipo de estructuras en rocas volcánicas, es entendida por la propagación de fracturas durante el enfriamiento de flujos de lava (Mallet 1875). El autor señala que mientras el flujo se comporta de manera plástica, la contracción del mismo llevará a la subsidencia de la superficie del flujo, impidiendo el desarrollo de fracturas. Lamur *et al.* (2018), utilizando basaltos del volcán Eyjafjallajökull (Islandia), señalaron que la fracturación macroscópica se comienza a dar por debajo de la temperatura *sólidus* (980°C), resultando en fracturas localizadas en los 890°C y 840°C. Mallet (1875) denominó esta temperatura como "*splitting temperature*". A esta temperatura, la superficie enfriada comienza a separarse en superficies menores, por medio de fracturas que penetran de manera perpendicular a la misma. Las tres figuras geométricas que mejor acomodan el esfuerzo ortogonal de la superficie en enfriamiento, son triángulos equiláteros, cuadrados y hexágonos regulares, siendo éstos últimos los más comunes en la naturaleza. A medida que ocurre el enfriamiento, las fracturas se propagan hacia niveles inferiores del flujo, generando varios niveles de columnas. El tamaño del área de la base de la columna está relacionado con el coeficiente de contracción del material, y su extensión y ruptura por la fuerza de tensión a la temperatura de división ("*splitting temperature*"), esto indica que columnas de mayor área basal revelan mayor tiempo de enfriamiento que columnas pequeñas (Mallet 1875).

En ocasiones, es posible encontrar estrías en las caras laterales y basales de las columnas de estos cerros. Ryan y Sammis (1978), asocian el origen de estas estrías durante el aumento de la fracturación, acompañado por ciclos de esfuerzos acumulados y liberados en el cuerpo.

Por lo tanto, se propone que los flujos de lava que conformaron estos tres cuerpos volcánicos, han sufrido un enfriamiento relativamente lento para poder generar disyunción columnar. Esto se visualiza específicamente en el Cerro de la Virgen, donde se ha observado el desarrollo de hasta 4 niveles de columnas, de bases poligonales, triangulares y hexagonales, de hasta 1 metro de altura sobre el suelo. En el Cerro Bonito, si bien no es posible visualizar columnas de gran altura, se observa disyunción hexagonal perfectamente desarrollada en planta. Sin embargo, el Cerro Picazo posee un pobre desarrollo de disyunción columnar, siendo menos común el desarrollo de caras basales con figuras geométricas perfectamente marcadas. Tomkeieff (1940) y Spry (1962), señalaron que los basaltos con disyunción columnar presentan dos facies, la facies "*colonade*", la cual se caracteriza por el desarrollo de columnas regulares con lados planares, y la facies llamada "*entablature*", la cual posee columnas más pequeñas, menos regulares. Saemundsson (1970), explica la presencia de la facies de *entablature*, en ausencia de la facies *colonade*, por tasas de enfriamiento incrementadas por inundación de la superficie de la lava, permitiendo que el agua acceda al interior del flujo. Phillips *et*

al. (2013), señalaron que tanto la propagación de fracturas de direcciones opuestas, como la interacción con agua, pueden ser los causantes de la facies *entablature*. Consecuentemente, según lo observado en campo, se propone una menor tasa de enfriamiento para las lavas que conformaron las secciones actualmente visibles del Cerro de la Virgen y Cerro Bonito, respecto al Cerro Picazo. Este último posiblemente incrementó su tasa de enfriamiento debido a la inundación de la superficie de la lava y/o por la intersección de dos sets de fracturas opuestas.

El Cerro de la Virgen, a diferencia del resto, posee una forma elipsoidal, evidenciando un mayor estiramiento de la fractura que hizo posible el emplazamiento del cuerpo en el sentido NW-SW. A su vez, presenta columnas orientadas 58° al N80W, y 80° al W, salientes al centro del cuerpo, indicando que están orientadas de manera radial. Esto posiblemente sugiere que, al momento de enfriarse, el cuerpo poseía una geometría relativamente circular, ya que la propagación de la fracturación de las columnas se realiza de manera perpendicular a las paredes de la roca caja (Mallet, 1875).

7.2. Petrografía

En muestra de mano, el color negro oscuro y la textura afanítica que conforman el Cerro de la Virgen, el Cerro Bonito, y el Cerro Picazo, sugiere un rápido enfriamiento de una roca rica en minerales máficos (índice de color ≥ 90), caracterizando a la roca como volcánica y melanócrata (Le Maitre, 2002b).

Ocasionalmente, se encontraron fenocristales de clinopiroxeno de hasta 1 cm, y xenolitos/xenocristales, tanto de augita como de olivino (forsterita/hortonolita). Los xenolitos/xenocristales indicarían el transporte de fragmentos de roca de composición máfica, posiblemente mantélica (Gill, 2010a).

En lámina delgada, la textura inequigranular porfirítica con presencia de vidrio, indicaría tres etapas de enfriamiento del fundido que dio origen a las litologías de los tres cerros. Los cristales pertenecientes al grupo de los fenocristales (olivino, augita y minerales opacos), tuvieron una inferior tasa de nucleación, comparado con los cristales de la matriz, esto indica que, inicialmente, el fundido fue cristalizando lentamente, sugiriendo un enfriamiento a niveles más profundos dentro de la corteza. Sin embargo, los cristales pertenecientes a la matriz (augita, olivino, opacos, y nefelina), tuvieron un mayor tiempo de nucleación, indicando que el fundido perdió calor de manera drástica, provocado, posiblemente, por un mayor acercamiento a la superficie terrestre (López y Bellos, 2006). La tercera etapa de enfriamiento se evidencia por la presencia de vidrio y estructuras de desgasificación (textura amigdaloides), sugiriendo una mayor tasa de enfriamiento en las etapas finales de la cristalización. Asimismo, la textura subidiomórfica a idiomórfica, sugiere que la mayoría de los cristales tuvieron un tiempo suficiente de crecimiento y/o aporte de volátiles, permitiendo un alto porcentaje de caras cristalinas.

La inexistencia de fragmentos de composición cortical dentro de estas rocas, descartaría, en un principio, una posible asimilación cortical.

El clinopiroxeno, augita, es el cristal más abundante, tanto del conjunto de los fenocristales, como en la matriz. Los clinopiroxenos ricos en cálcico y magnesio suelen encontrarse en rocas máficas y ultramáficas (Sial y McReath, 1984). Estos cristales se encuentran zoneados, poseyendo una franja de composición más cálcica hacia los bordes. Esto último, sugiere que la cristalización se dio en desequilibrio, dado posiblemente por un aumento en la tasa enfriamiento del fundido y/o nuevos pulsos magnéticos, impidiendo el completo reajuste composicional entre el fundido y el cristal (López y Bellos, 2006).

Según las imágenes obtenidas en el MEB-EDS, la augita perteneciente a la matriz suele poseer mayor contenido de calcio que la presente en los fenocristales, sugiriendo que en las etapas finales de la cristalización el calcio fue mayormente concentrado en los cristales de augita de la matriz y hacia los bordes de los fenocristales.

El olivino se encuentra presente tanto como fenocristal como en la matriz, siendo esta una característica petrográfica común para el magmatismo básico alcalino. Estos cristales fueron identificados por análisis EDS como olivinos correspondientes a la variedad hortonolita (Fig. 23). Deer *et al.* (2013), define como obsoletos los nombres de términos intermedios entre los miembros forsterita/fayalita ($\text{Mg}_2\text{SiO}_4/\text{Fe}_2\text{SiO}_4$), indicando que un porcentaje molar mayor al 50% corresponde a la variedad forsterita (Fo_{100-50}), y un porcentaje menor al 50% a fayalita (Fo_{0-50}). Debido al mayor pico de magnesio respecto al del hierro, evidenciado en los diferentes EDS, se propone que el olivino corresponde a la variedad forsterita. Los mapas composicionales indican que el hierro, y principalmente el magnesio, fueron concentrados en esta variedad de olivino. La presencia de olivino es común en rocas ígneas máficas y ultramáficas (Sial y McReath, 1984), indicando un fundido poco diferenciado. La presencia de olivino de una variedad más magnesiánica apoya la hipótesis de un fundido poco diferenciado (Bowen, 1915). Estos cristales se encuentran ocasionalmente reemplazados por barita y pirita. La presencia de barita sugiere que fue formada probablemente como producto de alteración hidrotermal post-volcánica (Jirásek *et al.*, 2017). La presencia de pirita, también sugiere ser un producto de alteración hidrotermal.

La nefelina es un mineral que se encuentra restringido a rocas pobres en sílice (Sial y McReath, 1984), perteneciente al grupo de los feldespatoides. Su presencia en las muestras estudiadas sugiere que estas rocas son subsaturadas en sílice. Según estos autores, la nefelina suele ocurrir como producto de cristalización primaria de magmas, y también como producto de la interacción entre magmas basálticos y rocas carbonatadas. Según Sial y McReath (1984), el grupo de la nefelina posee dos

miembros extremos, nefelina ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y kalsilita (KAlSi_2O_6); las nefelinas encontradas en las rocas ígneas son soluciones sólidas que poseen composiciones entre los límites $\text{Ne}_{90}\text{Ks}_{10}$ y $\text{Ne}_{55}\text{Ks}_{45}$.

A su vez, se encuentran sectores en la matriz con espectros similares a los de la plagioclasa albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$). Según Sial y McReath (1984), la presencia de sílice libre (identificada en Fig. 28F), puede reaccionar junto con la nefelina para generar albita.

El apatito presente, concentra particularmente, cantidades mayores de fósforo y calcio. Según Piccoli y Candela (2002), la presencia de apatito en la mayoría de las rocas ígneas es debido a su baja solubilidad en fundidos normales y en soluciones acuosas y a la habilidad limitada de los minerales formadores de roca de aceptar la proporción de fósforo, comúnmente presente en rocas ígneas.

La mayoría de los óxidos presentes en la roca, corresponden a cristales de la variedad ulvoespinela. Según Sial y McReath (1984), la ulvoespinela o Ti-magnetita ($2\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$), clasifica dentro del grupo de las espinelas. Este mineral es una variedad de la solución sólida de magnetitas cristalizadas en alta temperatura, o separado de la magnetita a bajas temperaturas (Fig. 39). La presencia de ulvoespinela, tanto como fenocristal como en la matriz, evidencia que su precipitación ocurrió en dos fases de la cristalización, en una fase temprana, junto con los fenocristales de augita y olivino, y en una fase tardía, junto con los cristales de la matriz (López y Bellos, 2006). Sial y McReath (1984), clasifica estos minerales dentro del grupo de los óxidos de hierro y titanio, entre la wustita (FeO) y el rutilo (TiO_2), concentrando mayores cantidades de hierro que la ilmenita.

No es extraña la existencia de ulvoespinela y barita dentro de rocas correspondientes a la Provincia Magmática Paraná en Uruguay, específicamente en los diques y sills doleríticos, correspondientes a la Formación Cuaró (Preciozzi *et al.*, 1985), en San Gregorio de Polanco, Tacuarembó (Muzio *et al.*, 2013). A su vez, se encontraron cristales y venillas de pirita (FeS_2), y óxidos de hierro, calcio y magnesio, pudiendo ser indicios de alteración secundaria de la roca, a través de fluidos hidrotermales.

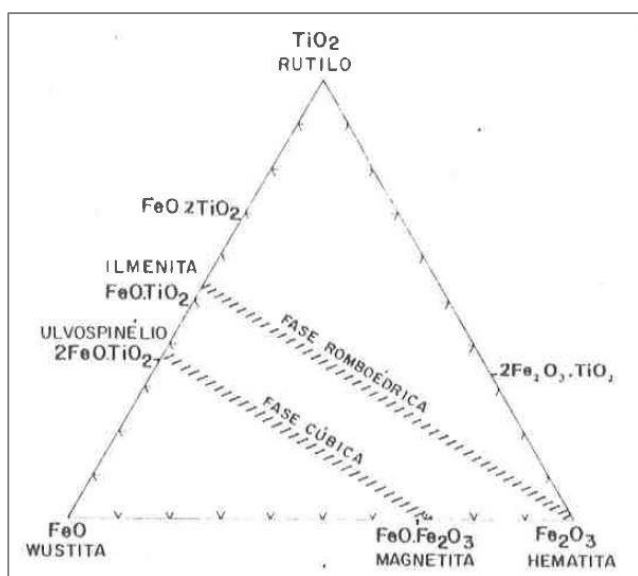


Fig. 39 Óxidos de hierro y titanio
(Fuente: Sial y McReath, 1984).

La matriz microcristalina posee una composición aluminosilicatada sódica, indicando un alto porcentaje de álcalis en la misma. No obstante, se encontraron sectores con una composición silícea, correspondiendo a posibles rellenos de vacuolas, compuestas por vidrio de composición silícea, que resultó de las últimas etapas de la cristalización.

Los xenolitos/xenocristales de composición olivínica (forsterita), y augítica, sugieren una extracción de fragmentos a nivel mantélico, sugiriendo una fuente de fusión profunda (Gill, 2010a).

Según Le Maitre (2002b), las rocas que clasifican en tefritas-basanitas pueden ser distinguidas según su porcentaje de olivino normativo, en basanita (si posee más de un 10% de olivino normativo), y en tefritas (si el porcentaje de olivino normativo es menor a un 10%). En este caso, las rocas de interés poseen un porcentaje de olivino normativo de 5,45 y 7,24, clasificando como tefritas.

7.3. Geoquímica

7.3.1. Elementos Mayores

Desde el punto de vista geoquímico, las rocas que componen el Cerro de la Virgen, Cerro Bonito y Cerro Picazo, son marcadamente diferentes respecto a las rocas extraídas en la base del Cerro de la Virgen (CV01) y del Cerro Charrúa (CH01).

Según la clasificación de rocas ígneas de Peccerillo y Taylor (1976), las rocas de los tres cerros adyacentes, clasifican como rocas ultrabásicas; las dos muestras restantes clasifican como rocas básicas a intermedias. Esto indica que las rocas CV01 y CH01 poseen un grado de diferenciación mayor respecto a las ultrabásicas o un origen diferente. Esto último es consistente con el alto índice de diferenciación que presenta la muestra CH01 (Cap. 6, *Tabla III*).

Asimismo, las rocas ultrabásicas poseen los mayores valores de *mg#*, y un contenido mayor de CaO, MgO y TiO₂, apoyando la hipótesis de una fuente menos diferenciada para este tipo de rocas (Bowen, 1915). Igualmente, poseen un índice de alcalinidad mayor respecto a las muestras CV01 y CH01, sugiriendo un magma original rico en álcalis, diferente al que originó a estas dos últimas muestras.

Según el diagrama de Le Bas (1986) (Cap. 6, Fig. 31, presente estudio), las rocas de los tres cerros clasifican como integrantes de la suite de tefritas-basanitas, correspondiente a la serie alcalina y, según su contenido en sílice, clasifican como ultrabásicas. Sin embargo, las muestras CV01 y CH01, clasifican como basalto-andesitas, pertenecientes a la serie subalcalina/tholeítica. Lo anteriormente expuesto, indicaría una fuente magmática menos diferenciada y de afinidad alcalina, como el magma fuente de los tres cerros estudiados; diferente a la fuente magmática de afinidad tholeítica, que originó a las rocas presentes en la base de los mismos. Según el comportamiento geoquímico presente en estas últimas rocas, el mismo es afín con la Formación Arapey (Turner *et al.*, 1999; Kirstein *et al.*, 2000).

La diferencia composicional entre las tefritas y las basalto-andesitas, condiciona la presencia de minerales normativos en cada litología. Es así que las tefritas presentarán, a diferencia de las basalto-andesitas, nefelina normativa en ausencia de cuarzo normativo. A su vez, las basalto-andesitas presentan hipersteno y esfenos normativos; así como también ausencia de olivino y perovskita normativa, respecto a las tefritas.

7.3.2 Elementos Incompatibles

Diagrama ETR Boynton (1984)

Las tefritas poseen un patrón similar de TTRR, indicando una fuente magmática similar, diferente a las basalto-andesitas (Cap. 6, Fig. 36, presente estudio). El fuerte fraccionamiento en LREE que poseen las tefritas, respecto al condrito, sugiere un fraccionamiento importante de granate y/o ortopiroxeno, o la incorporación de una fase mineral concentradora de este tipo de REE, como el apatito o la allanita (Rollinson, 1993). El empobrecimiento en HREE respecto a los LREE, indica fusión profunda, a nivel del campo de estabilidad del granate (a más de 70-80 km) (Gill, 2010b). A su vez, no presentan una anomalía de Eu, esto indica que el fraccionamiento de plagioclasa, a través de la cristalización fraccionada, no fue significativo (Boynton, 1984).

Existen antecedentes de rocas ultrabásicas-alcálinas con un comportamiento equivalente de ETR respecto a las tefritas del presente estudio (p.ej. Junqueira-Brood, 1998; Brotzu *et al.*, 2005), (Fig. 40).

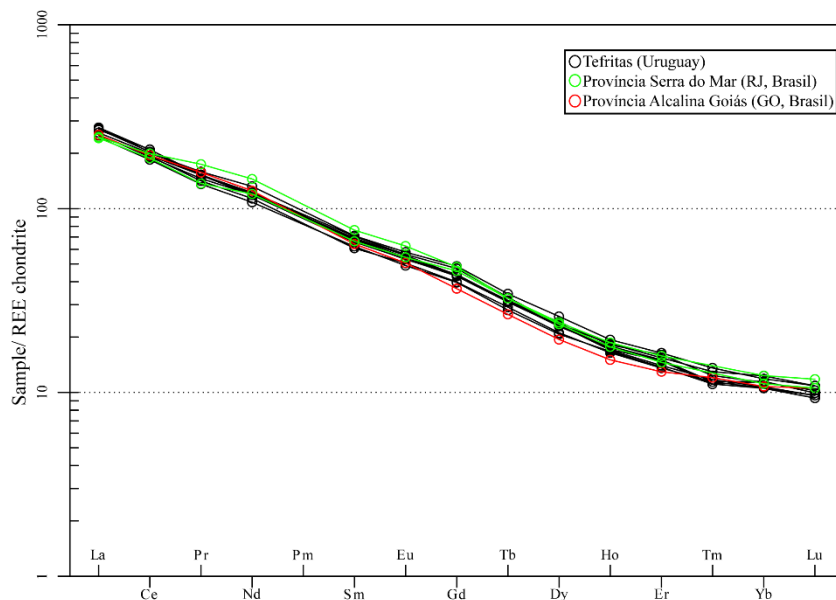


Fig. 40 Diagrama ETR (Boynton, 1984), comparando las tefritas de Uruguay con rocas similares de Brasil. Tefritas del presente estudio (○), tefritas-basanitas de la Provincia Serra do Mar (Brotzu *et al.*, 2005)(●), basanitas de la Provincia Alcalina de Goiás (Junqueira-Brood, 1998)(●).

Las basalto-andesitas poseen un menor enriquecimiento en LREE comparado con las tefritas, respecto al condrito. Sin embargo, la muestra CH01 posee un empobrecimiento mayor en LREE que la CV01, pero un mayor enriquecimiento en HREE que esta última; este enriquecimiento suele indicar fusión a niveles rasos, dentro del campo de estabilidad de las espinelas (menor a 70 km) (Gill, 2010b).

Las basalto-andesitas poseen una anomalía negativa de Eu, indicando que, durante la cristalización fraccionada, el fraccionamiento de plagioclasa fue significativo (Rollinson, 1993).

Diagrama Sun y McDonough (1989)

A través de la realización del diagrama multi-elementos respecto al Manto Primitivo (Cap. 6, Fig. 37, presente estudio), se indica que las tefritas provienen de una fuente magmática con una evolución diferente a las basalto-andesitas. Según Sun y Hanson (1975), y Clague y Frey (1982), bajos tenores de potasio, junto con altos tenores de niobio y lantánidos, en rocas altamente insaturadas en sílice (basaltos alcalinos, kimberlitas y carbonatitas), sugieren que el potasio fue tamponado en el fundido, (bajo condiciones de presión muy altas), por minerales residuales como anfíbol, flogopita y clinopiroxeno, esto durante procesos de enriquecimiento de la fuente y/o durante la generación del magma. Los picos negativos de potasio y rubidio soportan la presencia de flogopita como la fase residual en el manto, prefiriendo una fuente anhidra (Lagorio, 2008).

Sun y McDonough, (1989) señalan que las altas relaciones de La/Nb (≥ 0.9 , respecto al condrito), encontradas en varias muestras OIB de tipo EM1 y EM2, podrían ser explicadas por la introducción de sedimentos (con alto La/Nb) en la fuente OIB; o por la presencia, durante la generación del magma, de un mineral titanífero residual portador de niobio (Fig. 41).

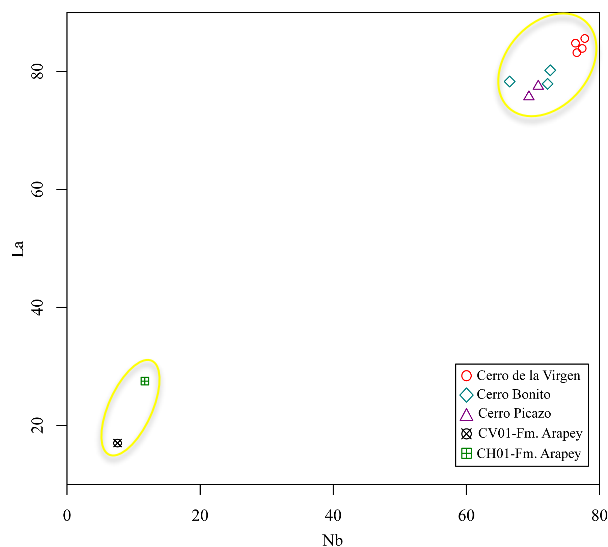


Fig. 41 Diagrama Nb vs. La para: ○-Cerro de la Virgen, ◇-Cerro Bonito, △-Cerro Picazo, ⊗-CV01, ■-CH01.

A su vez, Lagorio (2008), señala que la falta de picos negativos de Ta y Nb en diagramas multi-elementales indica una falta de contaminación cortical.

Las anomalías negativas de Nb, P, Sr y Ti, son comúnmente observadas en basaltos continentales y en rocas asociadas a arcos volcánicos (Thompson, 1984). Sin embargo, estas anomalías negativas podrían también sugerir contaminación cortical en la petrogénesis de las basalto-andesitas.

Estas últimas, muestran un comportamiento de elementos incompatibles muy similar a los basaltos tholeílicos pertenecientes a la porción Sur de la Provincia Paraná (Marques *et al.*, 1989; Peate 1997) (Fig. 42), asociados a la Formación Arapey en Uruguay (Turner *et al.*, 1999; Kirstein *et al.*, 2000). Particularmente, estas muestras poseen un patrón similar a las basalto-andesitas encontradas en la Unidad II, Provincia Paraná, en el valle principal del Sinclinal de Torres, entre las localidades de Caxias do Sul, Feliz y Dos Irmãos, Brasil (Rossetti *et al.*, 2014). Estos autores clasifican estas rocas dentro del magma de tipo Gramado debido a su contenido en Ti/Zr y Ti/Y, elementos mayores, y traza. Posteriormente, Rossetti *et al.* (2018), denominan esta Unidad II dentro de la Formación Vale do Sol, Grupo Serra Geral.

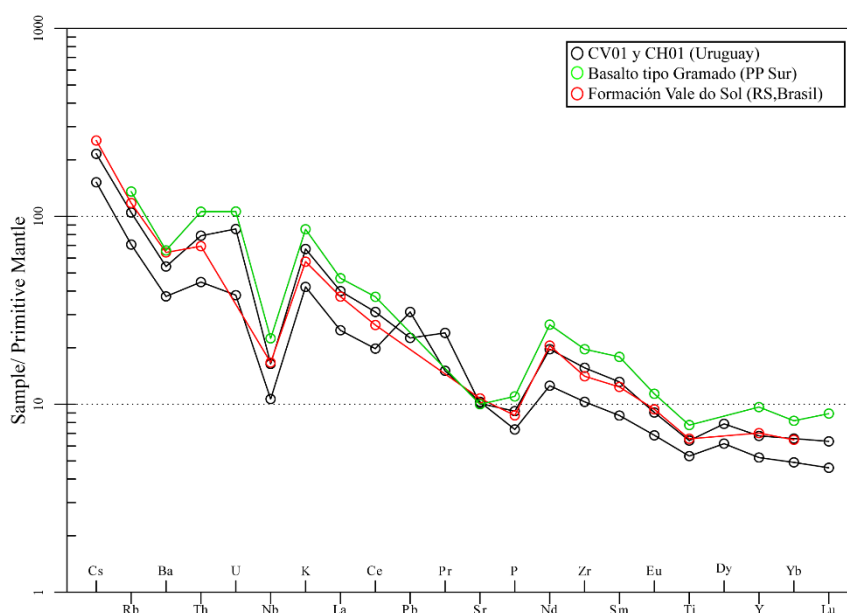


Fig. 42. Diagrama spider de Sun y McDonough (1989), para las basalto-andesitas del presente estudio (○), basaltos pertenecientes al tipo Gramado de la Provincia Paraná Sur (Peate, 1997)(●), basalto-andesitas pertenecientes a la Formación Vale do Sol de Río Grande do Sul (Rossetti *et al.*, 2018)(○).

En el presente trabajo se correlacionan las basalto-andesitas, CV01 y CH01, con la Formación Arapey (Bossi, 1966), debido a su similar petrografía y geoquímica.

La variación de elementos incompatibles entre las tefritas y basalto-andesitas refleja la heterogeneidad existente en la fuente.

Diagramas de Pearce (2008)

Según el diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 2008) (Cap. 6, Fig. 38, presente estudio), las tefritas clasifican dentro del campo MORB-OIB, descartando indicios de contaminación cortical. A su vez, indican cercanía a una fuente OIB. Según Pearce (2008), las fuentes OIB poseen razones Nb/Yb altas, y los basaltos alcalinos suelen tener mayor razón Nb/Yb que los basaltos tholeílicos.

Las basalto-andesitas clasifican fuera del campo *MORB-OIB*, dentro del campo *Arco Volcánico*, sugiriendo una posible interacción cortical y contaminación (Pearce, 2008).

Según el diagrama Nb/Yb vs. TiO_2 (Pearce, 2008), las tefritas clasifican dentro del campo OIB, siendo a su vez, de signatura alcalina y cercanas a una fuente OIB. Esto sugiere fusión a niveles profundos, debajo de una corteza gruesa (Pearce, 2008).

Las basalto-andesitas clasifican como MORB, indicando la fusión a niveles someros (Pearce, 2008). A su vez, estos están asociados a una fuente E-MORB, indicando una fuente MORB enriquecida, poco más profunda que los basaltos N-MORB (Sun y McDonough, 1989).

CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES

El presente trabajo de grado permitió revelar nuevos datos respecto al magmatismo presente en la Cuenca Norte uruguaya. A continuación, se resumen las conclusiones a las cuales se arribaron:

1. En función del conjunto de características geomorfológicas y estructurales que reúnen el Cerro de la Virgen, Cerro Bonito y el Cerro Picazo (evaluadas tanto en campo como en imágenes satelitales), se los caracteriza como *plugs* volcánicos. Asimismo, en base a las relaciones de contacto y al grado de preservación que estos cerros presentan en comparación con los basaltos tholeíticos, se plantea que el emplazamiento de las rocas volcánicas analizadas sea posterior al magmatismo Mesozoico de la Formación Arapey.
2. El análisis petrográfico de las muestras pertenecientes a los tres cuerpos volcánicos, confirmaron características diferentes respecto a las rocas volcánicas comúnmente asociadas a la Formación Arapey. Los tres cerros presentan la siguiente mineralogía: augita +forsterita +nefelina ±onfacita ±apatito ±opacos (ulvoespinela/pirita). A su vez, estas rocas suelen presentar xenolitos/xenocristales de composición olivínica y augítica.
3. Los análisis de elementos mayores, indican que las rocas que conforman el Cerro de la Virgen, el Cerro Bonito y el Cerro Picazo, poseen una naturaleza química ultrabásica alcalina, y clasifican como tefritas-basanitas (Le Bas, 1986), siendo específicamente tefritas con nefelina (de acuerdo a los datos mineralógicos y normativos, y a los criterios establecidos por la IUGS para su nomenclatura). Sin embargo, las muestras extraídas en los alrededores de éstos, poseen un carácter químico básico a intermedio, tholeítico y clasifican como basalto-andesitas.
4. La variación en la concentración de los elementos mayores (Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5), elementos incompatibles, y relación entre elementos incompatibles (La/Nb , Nb/Yb , Th/Yb), entre las tefritas y basalto-andesitas demuestra la heterogeneidad de la fuente.
5. Los datos químicos de elementos mayores y traza de los cerros estudiados indican una fusión profunda para las tefritas, superior a los 80 km de profundidad (a nivel del campo de estabilidad del granate), a partir de una fuente tipo OIB o similar. Por otro lado, las basalto-andesitas indican fusión somera, inferior a los 70 km de profundidad (en el campo de estabilidad de la espinela).
6. Otras ocurrencias de basanitas-tefritas han sido descritas dentro del conjunto de rocas alcalinas asociadas a la Provincia Magmática Paraná, con un amplio intervalo de edades.

7. El presente estudio permitió el hallazgo de un evento volcánico inédito, con características petrográficas y geoquímicas, anteriormente no registradas para el vulcanismo de la Cuenca Norte uruguaya. Para un mejor entendimiento de la evolución de este tipo de magmatismo dentro de la Provincia Magmática Paraná, se encuentran en proceso estudios geocronológicos de este evento magmático y la caracterización del reservorio mantélico a partir de análisis isotópicos.

BIBLIOGRAFÍA

- Almeida F.F.M.; Amaral G.; Cordani U.G.; Kawashita K. (1973). The Precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin South of the Amazon River. En: Nairn A.E.M., Stehli F.G. (Eds) *The South Atlantic*. Springer, Boston, MA. 11, pp. 411-446.
- 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, pp. 109-138.
- Beccaluva, L.; Barbieri, M.; Born, H.; Brotzu, P.; Coltorti, M.; Conte, A.; Garbarino, C.; Gomes, C.B.; Macciotta, G.; Morbidelli, L.; Ruberti, E.; Siena, F.; Traversa, G. (1992). Fractional crystallization and liquid immiscibility processes in the alkaline-carbonatite complex of Juquiá (São Paulo, Brazil). *Journal of Petrology* 33, 1371-1404.
- 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.
- Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República. Montevideo. 469 pp.
- Bossi, J. y Caggiano, W. (1974). Contribución a la Geología de los yacimientos de amatistas del departamento de Artigas (Uruguay). *Anales del XXV III Congreso Brasileño de Geología*, Porto Alegre, Brasil.
- 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 Heide, E. (1970). *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000*. 4, Segmento Arapey, Sector XVIII. Departamento de Publicaciones de la Universidad. Montevideo.
- Bossi, J. y Navarro, R. (1991). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República. Montevideo. 966 pp.
- Bossi, J. y Schipilov, A. (1998). *Rocas ígneas básicas del Uruguay. Volumen I*. Facultad de Agronomía, Universidad de la República. Montevideo. 245 pp.
- Bossi, J. y Schipilov, A. (2007). *Rocas ígneas básicas del Uruguay*. Facultad de Agronomía, Universidad de la República, Montevideo. 2da edición, pp. 109-129.
- Bossi, J.; Carballo, E.; Ledesma, J.; Navarro, R. (1974). Resumen de los conocimientos actuales sobre los derrames basálticos del noreste del Uruguay. *Anales XXVIII Congreso Brasileño de Geología*, Porto Alegre, Brasil. Vol. 1.
- Bossi, J.; Ferrando L.A.; Fernandez, A.; Elizalde, G.; Morales, H.; Ledesma, J.; Carballo, E.; Medina, E.; Ford, I.; Montaña, J.R. (1975). *Carta geológica del Uruguay. Escala 1/1.000.000*. Montevideo. 42 pp.

- Bowen, N.L. (1915). The later stages of the evolution of the igneous rocks. *Journal of Geology, Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington*, pp. 23: 1-89.
- Boynton, W.V. (1984). Cosmochemistry of the Rare Earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P. (Ed.) *Rare Earth Element geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, pp. 63-114.
- 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. *Mesozoic To Cenozoic Alkaline Magmatism In Brazilian Platform*. Cap. 14, pp. 443-472.
- Bryan, S.E.; Riley, T.R.; Jerram, D.A.; Leat, P.T.; Stephens, C.J. (2002). Silicic volcanism: an under-valued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. En Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., y Baker, J. (Eds.), *Magmatic Rifted Margins*. Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 362, pp. 97-118.
- Caldasso, A.L.S. y Sander, A. (1994). O diatrema de Canguçu e rochas alcalinas associadas. XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, Anais 3, pp. 59-60.
- Caorsi, J. y Goñi, J. (1958). Geología uruguaya. Instituto Geológico del Uruguay, Boletín 37: pp. 1-73.
- Cejudo Ruiz, R.; Goguitchaivili, A.; Geuna, S.E.; Alva-Valdivia, L.; Solé, J.; Morales, J. (2006) Early cretaceous absolute geomagnetic paleointensities from Córdoba province (Argentina). *Earth Planets Space* 58(10): pp. 1333-1339.
- 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.
- 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. *Journal of Petrology* 23, pp. 447-504.
- Comin-Chiaramonti, P. y Gomes, C. B. (2005a). An introduction to the alkaline and alkaline-carbonatitic magmatism in and around the Paraná basin. En: COMIN-CHIARAMONTI, P., y GOMES, C. B. (Eds.) *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in The Brazilian Platform*. São Paulo: EDUSP/FAPESP. (1.), pp. 21-30.
- Comin-Chiaramonti, P. y Gomes, C.B. (2005b). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Editora da Universidade de São Paulo, Brazil. 737 pp.
- Comin-Chiaramonti, P.; Civetta, L.; Petrini, P.; Piccirillo, E.M.; Bellieni, G.; Censi, P.; Bitschene, P.R.; Demarchi, D.; 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, pp. 507-525.

- Comin-Chiaramonti, P.; Cundari, A.; DeGraff, J.M.; Gomes, C.B.; Piccirillo, E.M. (1999). Early Cretaceous-Tertiary magmatism in the Eastern Paraguay (western Paraná basin): geological, geophysical and geochemical relationships. *Journal of Geodynamics* 28, pp. 375-391.
- 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: pp. 495-528.
- Comin-Chiaramonti, P.; Gomes, C.B.; Cundari, A.; Castorina, F.; Censi, P. (2007). 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.; Gomes, C.B.; Piccirillo, E.M.; Rivalenti, G. (1983). High TiO₂ dikes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro States (Brazil). *Neues Jahr. Miner. Abh.* 146, pp. 133-150. Cortelezzi, C.R.; Traversa, L.; Paulicevic, P.E. (1981). Estudio petrológico y ensayos físicos de las rocas alcalinas del sur de las provincias de Córdoba y San Luis. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas, San Luis, vol 4, pp. 885-901.
- Cordani, U. G. y Vadoros, 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.
- Cox, K.G.; Bell, J.D.; Pankhurst, R.J. (1979). *The interpretation of the igneous rocks*. London: Allen Unwin, 450 pp.
- Creer, K.M.; Miller, J.A.; Gilbert-Smith, A. (1965). Radiometric age of the Serra Geral Formation. *Nature* 207: pp. 282-283.
- Cross, W.; Iddings, J.P.; Pirsson, L.V.; Washington, H.S. (1902). The quantitative classification of igneous rocks. *J. Geol.*, 10, pp. 555-690.
- Deer, W.A; Howie, R.A; Zussman, J. (2013). *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. 3rd ed. London: Mineralogical Society, 498pp.
- De La Roche, H.; Leterrier, P.; Grandclaude, P.; Marchal, E. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, pp. 183-210.
- 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.

- De Santa Ana, H.; Rossello, E.; Fulfaro V.J.; Veroslavsky, G. (2001): Evidencias de deformación compresiva permotriásica en la Cuenca Norte (Uruguay). XI Congreso Latinoamericano de Geología – III Congreso Uruguayo de Geología (CD-Rom), noviembre. Montevideo.
- Du Toit, A.L.; Reed, F.R.C. (1927). A Geological Comparison of South America with South Africa, Carnegie Institution of Washington, Washington, 188 p.
- Eguía Rodríguez, M. (2014). Aportes al conocimiento de la génesis de algunas estructuras circulares en los Basaltos de la Formación Arapey. Tesis de grado. Montevideo, UdelaR. Facultad de Ciencias, 120 pp.
- 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. (2014a). Introduction, definition, and general characteristics. En: Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press. pp. 1-39.
- Ernst, R. (2014b). Continental flood basalts and volcanic rifted margins. En: Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press. pp. 56-89.
- Ernst, R.E.; Buchan, K.L.; Campbell, I.H. (2005). Frontiers in large igneous province research. Lithos, 79: pp. 271–297.
- Falconer, J. (1931). Terrenos Gondwánicos del departamento de Tacuarembó. Memoria explicativa del mapa geológico. Bol. Inst. Geol. Perf. No. 15. pp. 1-17.
- 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.
- Fernández. A. y Ledesma. J. (1974). Criterios petrográficos de correlación en secuencias de coladas basálticas. Porto Alegre. Brasil. Anais do XXVIII Congresso. 2: pp. 139-149.
- Ferrando, L. y Andreis R.R. (1986). Nueva estratigrafía en el Gondwana de Uruguay. 1er Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos, ARPEL. Buenos Aires. Actas: pp. 295-323.
- Ferrando, L.; Andreis, R.R.; Montaña, J. (1987). Estratigrafía del Triásico – Jurásico uruguayo en la Cuenca de Paraná. Atas III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba. SBG. (1.), pp. 373-378.
- Fletcher, C.J.N. y Beddoe-Stephens, B. (1987). The petrology and crystallization history of the Velasco alkaline province, eastern Bolivia. En: Fitton, J.G. y Upton, B.G.J. (Eds.) Alkaline igneous rocks. Geological Society of London, Special Publication 30, pp. 403-413.
- França, A.B.; Milani, E.J.; Schneider, R.L.; López-Paulsen, O.; López, J.M.; Suárez-Soruco, R.; De Santa Ana, H.; Weins, F.; Ferreira, O.; Rossello, E.A.; Bianucci, E.H.; Aramayo-Flores, R.F.; Vistalli, M.C.; Fernández-Seveso, F.A.;

- Fuenzalida, R.P.; Muñoz, N. (1995). Phanerozoic correlation in Southern South America. En: Tankard AJ, Suárez-Soruco R y Welsink HJ (Eds): Petroleum basins of South America. AAPG Memoir N° 62. Tulsa. pp. 129-161.
- Fúlfaro, V.J.; Saad, A.R.; Santos, M.V.; Vianna, R.B. (1982). Compartimentação e evolução tectónica da bacia do Paraná. *Rev. Brasil. Geoc.* 12, pp. 590-611.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 137, pp. 147-169.
- 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. *Rocks and Processes: A Practical Guide*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell. Cap. 6, pp. 161-208.
- 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. En: Comin-Chiaramonti, P. y Gomes, C.B. (Eds.) *Alkaline magmatism in central-eastern Paraguay. Relationships with coeval 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 da 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, Resumos, 34 pp.
- 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, R.R.; Kawashita, K. (1972). Edades potasio-argón de rocas básicas de la provincia de Córdoba. *Rev Asoc Geol Argentina* 27: pp. 259-260.
- Goodwin, M.B.; Clemens, W.A.; Hutchinson, H.J.; Wood, C.B.; Zavada, M.S.; Kemp, A.; Duffin, C.J.; Schaff, C.R. (1999). First Mesozoic terrestrial vertebrates with associated palynostratigraphic dates from the northwestern Ethiopian Plateau. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 19: pp. 728-741.
- Gordillo, C.E y Lencinas, A. (1967a). Geología y petrología del extremo norte de la Sierra de Los Cóndores, Córdoba. *Boletín Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*. 46(1): pp. 73-108.
- Hagos, M.; Koeberl, C.; Kabeto, K.; Koller, F. (2010). Geochemical characteristics of the alkaline basalts and the phonolite-trachyte plugs of the Axum area, northern Ethiopia. *Austrian Journal of Earth Science*, Vienna. 103(2), pp. 153-170.

- 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.
- Janousek, 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.
- Jirásek, J.; Dolníček, Z.; Matýsek, D.; Urubek, T. (2017). Genetic aspects of barite mineralization related to rocks of the teschenite association in the Silesian Unit, Outer Western Carpathians, Czech Republic. *GEOLOGICA CARPATHICA*, 68, 2, pp. 119 – 129.
- Junqueira-Brod, T.C. (1998). Cretaceous alkaline igneous rocks from the Águas Emendadas region, Goiás, Central Brazil. M.Sc. Dissertation, University of Durham, 161 pp.
- 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.
- Kuehner, S. M.; Edgar, A. D.; Arima, M. (1981). Petrogenesis of the ultrapotassic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. *American Mineralogist* 66, pp. 663-667.
- Lagorio, S.L. (2008) Early Cretaceous alkaline volcanism of the Sierra Chica de Córdoba (Argentina): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis. *J S Am Earth Sci* 26: pp. 152–171.
- Lagorio, S.L.; Vizán, H.; Geuna, S.E. (2016a) Early Cretaceous Volcanism in Central and Eastern Argentina During Gondwana Break-Up. *Springer Briefs in Earth System Sciences*. Springer. 145 pp.
- Lagorio, S.L.; Vizán, H.; Geuna, S.E. (2016b). Early Cretaceous Volcanism in Central Argentina. En: Lagorio S.L.; Vizán H.; Geuna S.E.(Eds.). *Early Cretaceous Volcanism in Central and Eastern Argentina During Gondwana Break-Up*. Springer Briefs in Earth System Sciences. Springer. Cap. 2, pp. 9-86.
- 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.
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, pp. 745-750.
- Le Maitre , R. W. (2002a).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.
- Le Maitre , R. W. (2002b). 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.

- Linares, E. y González, R. (1990) Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957–1987. Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, vol 19. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 628 pp.
- Linares, E.; Valencio, D.A. (1974). Edades Potasio-Argón y paleomagnetismo de los diques traquibasálticos del río de Los Molinos, Córdoba, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29(3): pp. 341–348.
- Litherland, M.; Annells, R.N.; Appleton, J.D.; Berrange, J.P.; Bloomfield, K.; Burton, C.C.J.; Darbyshire, D.P.F.; Fletcher, C.J.N.; Hawkins, M.P.; Klinck, B.A.; Llanos, A.; Mitchell, W.I.; O'Connor, E.A.; Pitfield, P.E.J.; Power, G.; Webb, B.C. (1986). The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. British Geological Survey Overseas Memoir. 9, 153pp.
- López, J.P. y Bellos, L.I. (2006). Texturas y Estructuras de las Rocas Ígneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas. INSUGEO, Universidad Nacional de Tucumán San Miguel de Tucumán, Argentina. 62 pp.
- 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.
- 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.
- Marques, L.S. y Ernesto, M. (2004). O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. *Geologia Do Continente Sul-Americano: Evolução Da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* pp. 245–263.
- Marques, L.S.; Piccirillo, E.M.; Melfi, A.J.; Comin-Chiaromonte, P. (1989). Distribuição de terras raras e outros elementos traços em basaltos da Bacia do Paraná (Brasil meridional). *Geochimica Brasiliensis* 3, 33-50.
- Marsh, J.S. (1973). Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments
- 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.
- 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.
- Morbidelli, L.; Gomes, C.B.; Brotzu, P.; D'Acquarica, S.; Garbarino, C.; Ruberti, E.; Traversa, G. (2000). The Paríquera Açú Kalkaline complex and southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. *Journal of Asian Earth Sciences* 18, pp. 129-150.
- 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.; Artur, A.C.; Wernick, E. (2002). Petrological and geochemical evolution of the alkaline Valle Chico massif, southeastern Uruguay. *International Geology Review* 44, pp. 352-369.
- Muzio, R.; Olivera, L.; Peel, E.; Fort, S. (2019a). Geochemical features of alkaline volcanism in the southern extreme of Paraná Basin, NW Uruguay. Resúmen, Goldschmidt Conference, Barcelona.
- Muzio, R.; Peel, E.; Artur, A.C. (1999). New geochronological data of Valle Chico alkaline massif using Sm/Nd and U/Pb isotope systematic: Actas II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Carlos Paz (Córdoba).
- Muzio, R.; Scaglia, F.; Masquelin, H. (2011). Petrochemistry of Mesozoic mafic intrusions related to the Paraná Magmatic Province, Uruguay. *International Geology Review*. pp. 1-17.
- 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.
- 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.
- Parrish, J.T.; Ziegler, A.M.; Scotese, C.R. (1982) Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 40, pp. 67-101.
- 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.
- Peccherillo, A, y Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contr. Miner. Petrol.* 58, pp. 63-81.
- Perea, D. y Martínez, S. (2004). La Formación Tacuarembó. Su fauna y su edad Jurásico Tardío – 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. 4: pp. 77-102.
- 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.

- Perea, D.; Soto, M.; Veroslavsky, G.; Martínez, S.; Ubilla, M. (2009). A Late Jurassic fossil assemblage in Gondwana: Biostratigraphy and correlations of the Tacuarembó Formation, Parana Basin, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 28: pp. 168–179.
- Philipp, R.P.; Viero, A.P.; Comin-Chiaramonti, P.; Gomes, C.B. (2005). Mesozoic Alkaline Rocks of Rio Grande do Sul. En: Comin-Chiaramonti, P. y Gomes, C.B (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Editora Da Universidade De São Paulo. Cap. 17, pp. 562-590.
- 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.
- Philpotts, J.A. y Schnetzler, C.C. (1970). Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with application to anorthosite and basalt genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, pp. 307-322.
- Piccirillo, E.M.; Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Ernesto, M.; Melfi, A.; Pacca, I.G.; Ussami, N. (1988b). Significance of the Paraná Flood Volcanism in the Disruption of Western Gondwanaland. 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.; Stofa, D. (1988a). 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.
- Piccoli, P.M. y Candela, P.A. (2002). Apatite in igneous systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48, pp. 255–292.
- 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.
- Ramos, V.A. (1999). Evolución tectónica de la Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Geología Argentina, Buenos Aires. *Anales* 29(24): pp. 715–784,
- 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.
- Renne, P.R.; Mertz, D.F.; Ernesto, M.; Marques, L.S.; Teixeira, W.; Ens, H.H.; Richards, M.A. (1993). Geochronologic constraints on magmatic and tectonic evolution of the Paraná Province. *EOS* 74, 553 pp.
- Ribeiro, M. (1978). Structural setting of some alkaline pipes in the Rio Grande do Sul Shield. *International Symposium on Carbonatites, Poços de Caldas* 1, pp. 171-175.

- Riccomini, C.; Velázquez, V.F; Gomes, C. B. (2005). Controls of The Mesozoic and Cenozoic Alkaline Magmatism in Central-Southeastern Brazilian Platform. En: COMIN-CHIARAMONTI, P., y GOMES, C. B. (Eds.) Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in The Brazilian Platform. São Paulo: EDUSP/FAPESP. (2.), pp. 31-56.
- 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.
- Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation. Longman Group, England, 352 pp.
- Rossello, E.y 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*: pp. 107–113.
- Rossello, E.A.; De Santa Ana, H.; Veroslavsky, G. 1999. El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): Un rifting Transtensivo 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.M.; Lima, E.F.; Waichel, B. L.; Hole M.J. (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*. 355, pp. 98–114.
- Rossetti, L.M.; Lima, E.F.; Waichel, B. L.; Scherer, C. M.; Barreto, C.J. (2014). Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Parana-Etendeka Volcanic Province. *Journal of South American Earth Sciences* 56, pp. 409-421.
- 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.
- 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.
- Shand, S.J., (1943). The eruptive rocks: 2nd edition, John Wiley, New York, 444 pp.
- Sial, A. N. y McReath, I. (1984) Minerais do Manto Superior e das Rochas Ígneas. En: Jurema F. da Silva y Hermes A. V. Inda (Eds.) *Petrología ígnea volumen 1. Cap 1.4 Minerais do manto superior e das rochas ígneas. Cap. 1.4*, pp. 33-52.

- Soares, L. y Ernesto, M. (2004). O Magmatismo Toleítico da Bacia do Parana. En: Mantosso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, D., Brito Neves, B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*. Beca Editora, Brazil, pp. 245-263.
- 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.
- Stewart, K.; Turner, S.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Kirstein, L.; Mantovani, M. (1996). 3-D, ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters* 143, pp. 95-109.
- Stipanovic, P.N.; Linares, E. (1969) Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico, vol 47(1). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, pp. 51–96.
- Sun, S.S. y Hanson, G. N. (1975a). Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 52, pp. 77-106.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. y Morry, M.J. (eds.) *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication 42, pp. 313-345.
- Svisero, D.P. y Chierigati, L.A. (1991). Contexto geológico de kimberlitos, lamproítos e ocorrências diamantíferas do Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências da USP, Publicação Especial* 9, pp. 75-81.
- Tedesco, M.A. y Robaina, L.E.S. (1991). Caracterização geoquímica de piroxênios e granadas da brecha kimberlítica de São Vicente, RS. 3º Congresso Brasileiro de Geoquímica/1º Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, São Paulo, Anais 1, pp. 707-710.
- Thompson, R. (1984). Dispatches from the basalt front: Experiments. *Proc. Geol. Assoc.* 95, pp. 249-262.
- Tomkeieff, S.I. (1940). The basalt lavas of the Giant's Causeway district of Northern Ireland. *Bull Volcanol* 6: pp. 89–143.
- Toyoda, K.; Horiuchi, H.; Tokonami, M. (1994). Dupal anomaly of Brazilian carbonatites: geochemical correlations with hotspots in the South Atlantic and implications for the mantle source. *Earth and Planetary Science Letters* 126, pp. 315-331.
- 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.

- Ulbrich, H.H.G.J. y Gomes, C.B. (1981) Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Science Reviews*, 17: pp. 135-154.
- Uliana, M.A.; Biddle, K.T.; Cerdan, J. (1990). Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard A.J. y Balkwill H.R. (Eds.) *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*, vol 46. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, Tulsa, pp. 599-614
- Valdes, P.J.; Sellwood, B.W. (1992). A paleoclimate model for the Kimmeridgian Paleogeogr. *Paleoclimatol. Paleoecol.*, 95, pp. 47-72.
- Valencio, D.A. (1972) Palaeomagnetism of the lower Cretaceous Vulcanitas Cerro Colorado Formation of the Sierra de los Cóndores Group, province of Córdoba, Argentina. *Earth Planet Sci Lett* 16: pp. 370-378.
- Valencio, D.A. y Vilas, J.F. (1972) Sequence of the continental movements occurred prior to and after the formation of the South Atlantic. *Anais de la Academia Brasileira de Ciencias* 48: pp. 377-386
- 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 las rochas alcalinas da Província Misiones, Paraguai Meridional. 7º Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Maputo, Moçambique, Resumos. 39 pp.
- Veroslavsky, G.; Masquelín, H.; Soto, M. (2012). Mapa geológico de la región de Pepe Núñez, Departamento de Salto. Asesoría técnica de Facultad de Ciencias para la Gerencia de Exploración y Producción de ANCAP. Informe Final. 49 pp. + anexos [Informe Interno ANCAP].
- Viero, A.P. (1998). O magmatismo máfico alcalino Mesozóico do Rio Grande do Sul. Ph.D. Thesis, Federal University of Rio Grande do Sul, 249 pp.
- Viero, A.P.; Tedesco, M.A.; Roisenberg, A. (1995). O papel das falhas transformantes no controle do magmatismo alcalino Mesozóico do RS. 5o Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Gramado, Anais, pp. 219-221.
- Waichel, B. L.; Lima, E. F. de; Muzio, R.; Dutra, G. (2010). Morfologia e Estruturas dos Derrames da Formação Arapey. En: VI CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA. Minas, Uruguay. Resumen Expandido, 5 pp.
- Walther, K. (1911). Über permotriassische Sandsteine und Eruptivdecken aus der Norden der Republik Uruguay. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* 31, pp. 575-609.
- Walther, K. (1924). Los Resultados de las Perforaciones practicadas en el departamento de Cerro Largo en busca de Carbón de Piedra. *Instituto de Geología y Perforaciones*, Vol. 6; pp. 1-19.
- Walther, K. (1927). Contribución al conocimiento de las rocas basálticas de la Formación de Gondwana en la Sud-América. *Boletín Instituto de Geología y Perforaciones* Nº 9, pp. 1-43.
- 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.

ANEXO

	Código de Muestra	Latitud	Longitud
Cerro de la Virgen	CV00	31°23'50.81"S	56°22'58.17"O
	CV02	31°23'45.20"S	56°23'9.96"O
	CV04B	31°23'47.05"S	56°23'6.44"O
	CV06	31°23'49.97"S	56°23'0.01"O
Cerro Bonito	CB00	31°24'46.02"S	56°23'16.48"O
	CB06	31°24'42.81"S	56°23'15.59"O
	CB09	31°24'44.39"S	56°23'18.52"O
Cerro Picazo	CP03	31°23'40.32"S	56°21'13.69"O
	CP07	31°23'37.90"S	56°21'15.72"O
Base del Cerro de la Virgen	CV01	31°23'41.12"S	56°23'13.67"O
Cerro Charrúa	CH01	31°28'45.62"S	56°20'46.68"O

Tabla I. Coordenadas de las muestras tratadas para análisis químicos.

Muestra	CV01	CV02	CV04B	CV06	CP03	CP07	CV00	CB00	CB06	CB09	CH01
%p.											
SiO ₂	51,90	41,34	40,83	40,58	42,84	41,93	40,11	40,79	40,30	40,23	55,91
Al ₂ O ₃	14,09	12,64	12,48	12,53	12,23	12,47	12,37	12,83	12,53	12,70	13,20
Fe ₂ O ₃	11,96	13,24	13,20	13,52	12,58	12,87	13,48	13,77	13,85	13,58	13,21
MgO	6,08	7,81	8,21	7,89	7,85	8,26	7,80	8,29	8,69	8,68	3,62
CaO	9,81	12,19	11,92	11,85	11,73	11,53	12,09	12,41	12,84	12,68	7,29
Na ₂ O	2,39	4,78	4,52	4,50	3,34	4,05	4,95	3,86	4,20	4,45	2,67
K ₂ O	1,26	1,19	1,52	1,61	1,95	1,82	1,14	1,42	1,34	0,96	2,02
TiO ₂	1,14	2,43	2,39	2,35	2,13	2,21	2,42	2,53	2,46	2,46	1,39
P ₂ O ₅	0,16	1,70	1,67	1,66	1,44	1,45	1,72	1,60	1,72	1,77	0,20
MnO	0,17	0,20	0,20	0,20	0,19	0,19	0,21	0,20	0,21	0,21	0,20
Cr ₂ O ₃	0,017	0,016	0,017	0,017	0,024	0,023	0,015	0,016	0,015	0,014	<0.002
LOI	0,8	1,9	2,5	2,8	3,2	2,7	3,2	1,7	1,3	1,6	0,0
Sum	99,80	99,58	99,58	99,60	99,61	99,61	99,60	99,56	99,50	99,47	99,76

Tabla II. Concentración de óxidos, LOI, Suma, en porcentaje en peso.

	CV01	CV02	CV04B	CV06	CP03	CP07	CV00	CB00	CB06	CB09	CH01
ppm											
Ba	260	858	789	797	771	760	786	821	730	831	378
Ni	40	72	71	72	94	107	78	86	92	99	<20
Sc	37	18	18	18	18	18	18	19	18	18	35
Be	<1	3	5	<1	2	2	2	6	<1	<1	2
Co	68,9	79,9	73,7	70,1	75,0	85,2	59,5	107,1	95,8	95,0	158,9
Cs	1,2	0,9	1,0	1,0	0,8	0,8	1,0	0,7	0,9	0,9	1,7
Ga	17,4	19,4	18,7	18,9	17,7	18,5	19,9	18,7	12,4	13,0	19,0
Hf	3,3	8,3	8,2	8,0	7,8	7,8	8,1	6,9	7,0	7,2	4,8
Nb	7,6	77,4	77,8	76,6	69,4	70,8	76,4	66,5	72,2	72,6	11,7
Rb	45,0	40,2	59,8	55,3	57,7	53,3	42,0	37,4	65,0	38,9	66,6
Sn	1	2	2	3	2	2	2	2	2	2	2
Sr	217,4	1476,9	1480,0	1426,8	1366,4	1355,8	1480,3	1579,0	1390,5	1416,7	213,3
Ta	0,5	5,4	5,4	5,3	4,9	5,1	5,2	6,2	5,9	5,8	0,8
Th	3,8	6,0	6,0	6,3	6,5	6,7	6,2	4,9	5,2	5,5	6,7
U	0,8	2,1	2,1	2,3	2,4	2,3	2,0	2,5	2,4	2,7	1,8
V	309	167	168	166	159	165	167	175	198	197	311
W	217,4	269,9	242,0	207,2	222,8	209,3	156,3	337,5	231,5	348,6	394,4
Zr	115,5	413,9	430,6	410,5	393,6	407,7	411,6	356,8	358,2	369,3	175,1
Y	23,7	32,1	33,4	32,3	29,7	31,3	32,6	33,5	34,9	37,3	30,9
TOT/C	0,06	0,13	0,49	0,59	0,43	0,48	0,63	0,08	0,04	0,03	0,06
TOT/S	<0.02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05	<0.02	<0.02	0,02	<0.02
Mo	1,5	2,5	3,2	3,5	3,1	3,4	3,7	2,1	1,9	2,1	0,8
Cu	114,7	38,0	41,3	53,4	38,5	40,7	45,0	39,9	39,7	36,1	53,0
Pb	2,2	3,7	3,6	3,6	4,0	3,8	3,5	2,3	3,2	3,1	1,6
Zn	48	109	110	108	102	98	122	99	95	98	43
Ni	18,1	64,3	63,5	66,1	80,1	80,2	64,6	67,1	62,9	58,6	8,4
As	0,6	0,8	0,8	1,0	0,9	1,1	0,9	<0.5	<0.5	0,6	<0.5
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,1	<0.1	<0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	3,4	1,3	<0.5	<0.5	<0.5	1,4	<0.5	1,3	11,8	1,6	<0.5
Hg	0,01	<0.01	0,02	<0.01	0,01	0,01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0,02
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5

Tabla III. Concentración en partes por millón de elementos incompatibles.

	CV01	CV02	CV04B	CV06	CP03	CP07	CV00	CB00	CB06	CB09	CH01
ppm											
La	17,0	83,9	85,6	83,2	75,7	77,5	84,8	78,3	77,9	80,2	27,5
Ce	35,1	164,6	169,1	169,5	149,1	155,8	164,4	154,3	156,9	161,6	55,0
Pr	4,16	18,49	18,66	18,45	16,58	17,26	18,65	17,78	18,58	19,36	6,62
Nd	17,0	71,1	72,1	73,3	65,0	68,1	72,5	71,3	73,4	79,3	26,6
Sm	3,87	12,83	13,48	13,32	12,13	11,86	12,99	13,20	13,77	13,86	5,84
Eu	1,15	3,91	4,09	3,99	3,60	3,71	3,89	3,98	4,14	4,26	1,52
Gd	4,35	11,11	11,28	11,26	10,27	10,33	11,23	11,34	12,23	12,60	5,95
Tb	0,69	1,47	1,50	1,48	1,33	1,38	1,48	1,49	1,56	1,63	0,96
Dy	4,55	7,40	7,67	7,36	6,68	6,80	7,49	7,80	7,55	8,34	5,80
Ho	0,95	1,28	1,23	1,26	1,20	1,18	1,22	1,30	1,32	1,39	1,13
Er	2,64	3,16	3,12	3,13	2,88	2,85	2,94	3,37	3,24	3,44	3,39
Tm	0,35	0,37	0,36	0,36	0,36	0,37	0,38	0,40	0,42	0,44	0,49
Yb	2,42	2,40	2,39	2,20	2,20	2,21	2,24	2,37	2,57	2,48	3,24
Lu	0,34	0,32	0,32	0,30	0,31	0,31	0,31	0,33	0,35	0,35	0,47

Tabla IV. *Concentración de Elementos Tierras Raras.*

Elemento	Límite de Detección	Límite de Detección Superior
SiO ₂	0,01%	100%
Al ₂ O ₃	0,01%	100%
Fe ₂ O ₃	0,04%	100%
MgO	0,01%	100%
CaO	0,01%	100%
Na ₂ O	0,01%	100%
K ₂ O	0,01%	100%
TiO ₂	0,01%	100%
P ₂ O ₅	0,01%	100%
MnO	0,01%	100%
Cr ₂ O ₃	0,002%	100%
Ba	5ppm	5%
Ni	20ppm	10.000ppm
Sc	1ppm	10.000ppm
LOI	0.1%	100%
Sum	0,01%	100%
Be	1ppm	10.000ppm
Co	0,2ppm	10.000ppm
Cs	0,1ppm	10.000ppm
Ga	0,5ppm	10.000ppm
Hf	0,1ppm	10.000ppm
Nb	5ppm	10.000ppm
Rb	0,1ppm	10.000ppm
Sn	1ppm	10.000ppm
Sr	0,5ppm	50.000ppm
Ta	0,1ppm	10.000ppm
Th	0,2ppm	10.000ppm
U	0,1ppm	10.000ppm
V	8ppm	10.000ppm
W	0,5ppm	10.000ppm
Zr	5ppm	50.000ppm
Y	0,1ppm	50.000ppm

Elemento	Límite de Detección	Límite de Detección Superior
La	0,1ppm	50.000ppm
Ce	0,1ppm	50.000ppm
Pr	0,02ppm	10.000ppm
Nd	0,3ppm	10.000ppm
Sm	0,05ppm	10.000ppm
Eu	0,02ppm	10.000ppm
Gd	0,05ppm	10.000ppm
Tb	0,01ppm	10.000ppm
Dy	0,05ppm	10.000ppm
Ho	0,02ppm	10.000ppm
Er	0,03ppm	10.000ppm
Tm	0,01ppm	10.000ppm
Yb	0,05ppm	10.000ppm
Lu	0,01ppm	10.000ppm
Mo	0,1ppm	2.000ppm
Cu	0,1ppm	10.000ppm
Pb	0,1ppm	10.000ppm
Zn	1ppm	10.000ppm
Ni	0,1ppm	10.000ppm
As	0,5ppm	10.000ppm
Cd	0,1ppm	2.000ppm
Sb	0,1ppm	2.000ppm
Bi	0,1ppm	2.000ppm
Ag	0,1ppm	100ppm
Au	0,5ppb	100.000ppb
Hg	0,01ppm	50ppm
Tl	0,1ppm	1.000ppm
Se	0,5ppm	100ppm

Tabla V. Límite de detección del Método para los elementos analizados.