



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

Tesina presentada para obtener el grado académico de
LICENCIADO EN GEOLOGÍA

PETROGRAFÍA DE LOS XENOLITOS ULTRAMÁFICOS Y DE LA ROCA
PORTADORA DEL CERRO MEDINA, MESETA DE SOMUNCURÁ, RÍO NEGRO

Carolina Paola Oppezzo

SANTA ROSA (LA PAMPA)

ARGENTINA

2016

PREFACIO

Esta Tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciado en Geología, de la Universidad Nacional de La Pampa y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en el Pabellón de Geología perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad Nacional de La Pampa, durante el periodo comprendido entre junio y diciembre de 2016, bajo la dirección de Bertotto, Gustavo Walter y la co-dirección de Ponce, Alexis Daniel.

Agradecimientos

A la UNLPam por brindarme educación pública y gratuita.

A mi director Walter Bertotto por su buena disposición, tiempo, ayuda y seguimiento de toda la tesina.

A mi co-director Alexis Ponce por las correcciones; por ayudarme y explicarme en los trabajos de gabinete.

A la Dra. Viviana Martínez, por las correcciones y sugerencias, por estar siempre que la necesitamos.

A la Dra. Adriana Mehl por sus correcciones y sugerencias.

A Georgina Rubiano por su tiempo y ayuda.

A todos los profesores que formaron parte de mi formación académica.

A mis compañeros.

A Sabrina Paredes por estar desde el inicio, ser mi compañera, mi amiga y ayudarme siempre.

A mis amigas y amigos por su apoyo constante.

A mis hermanos Alexis y Diego.

A mi hermana Daniela por sus consejos, por acompañarme siempre y estar en todo momento.

A mi Papá y a Estela.

Y recordar a mi Mamá.

Diciembre de 2016

Carolina Paola Oppezzo

Departamento de Geología

FACULTAD DE CIECIAS EXACTAS Y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

RESUMEN

En este trabajo de tesina se realiza la caracterización petrográfica de los xenolitos ultramáficos y de sus rocas portadoras aflorantes en el Cerro Medina, ubicado en el sector central de la meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. Los afloramientos están compuestos por piroclastos y coladas de lava de composición basanítica asignados al Plioceno medio. Todos los xenolitos son peridotitas en facies de espinela, donde se reconocieron, en orden de abundancia, harzburgitas, lherzolitas y dunitas. Éstos presentan una asociación mineral compuesta por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela. Las texturas identificadas son porfiroclástica y mosaico porfiroclástica. La mayoría de los xenolitos han sufrido notable deformación, evidenciada por la presencia de *kink-bands* en olivinos y piroxenos. Además, los xenolitos tienen zonas de reacción que se desarrollan principalmente en los ortopiroxenos y clinopiroxenos en el contacto con el basalto. La presencia de reacción indica al menos un evento de desequilibrio.

ABSTRACT

This thesis presents the petrographic characterization of the ultramafic xenoliths and their hosting rocks outcropping in Cerro Medina, located in the central sector of the Somuncurá plateau, province of Río Negro. The outcrops are composed of pyroclasts and lava flows of basanitic composition, assigned to the middle Pliocene. All xenoliths are spinel facies peridotites, and there were recognized harzburgites, lherzolites and dunites, in order of abundance. They have a mineral assemblage composed of olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and spinel. The identified textures are porphyroclastic and mosaic-porphyroclastic. Most of the xenoliths have undergone remarkable deformation, evidenced by the presence of kink-bands in olivines and orthopyroxenes. In addition, xenoliths have reaction zones that develop mainly in orthopyroxenes and clinopyroxenes in contact with basalt. The presence of reaction zones indicates at least one disequilibrium event.

ÍNDICE

PREFACIO.....	2
RESUMEN.....	3
ABSTRACT.....	4
1. INTRODUCCIÓN.....	6
1.1. Rocas del Manto.....	6
1.2. Xenolitos del manto en Cerro Medina.....	7
1.3. Ubicación del área de estudio.....	7
1.4. Marco Geotectónico.....	8
1.5. Geología Regional.....	10
1.6. Geología Local.....	13
2. MATERIALES Y MÉTODOS.....	14
2.1. Trabajo de campo.....	14
2.2. Trabajo de laboratorio.....	14
2.3. Trabajo de gabinete.....	15
3. PETROGRAFÍA.....	18
3.1. Roca Portadora.....	18
3.2. Xenolitos.....	18
4. DISCUSIÓN.....	26
5. CONCLUSIONES.....	29
BIBLIOGRAFÍA CITADA.....	30
APÉNDICE.....	33

1. INTRODUCCIÓN

El manto terrestre se define como una capa de roca de gran potencia que se sitúa bajo la corteza terrestre y la separa del núcleo. Representa aproximadamente el 83% del volumen y el 67% de la masa del planeta y comienza en el límite corteza-manto (profundidad aprox. 40 km), extendiéndose hasta el límite manto-núcleo (profundidad aprox. 2900 km) (Wilson 1989). Está constituido por tres partes: Manto Superior (desde el límite con la corteza-discontinuidad de Mohorovicic, hasta aprox. 410 km de profundidad); Zona de Transición (aprox. 410 km a 660 km de profundidad) y Manto Inferior (de aprox. 660 km a 2900 km de profundidad) (Helffrich y Wood 2001).

Existen varias maneras de estudiar el manto terrestre, una de ellas es a través de las propiedades geofísicas del mismo (velocidad de ondas sísmicas, flujo calórico y densidad), como así también, mediante estimaciones cosmoquímicas tales como la composición del sol o de condritos y además a partir de estudios petrológicos en rocas ultramáficas del manto (Condie 1997). Así, durante el presente trabajo de tesina se estudiaron xenolitos ultramáficos, y sus rocas hospedantes, muestreados en el Cerro Medina (41°28'10" S y 67°59'36" O) en la provincia de Río Negro con el objetivo principal de caracterizarlos petrográficamente. Asimismo, en base a los datos obtenidos, se comparan las características del manto de esta localidad con las de una región aledaña (Prahuaniyeu), también dentro de la meseta de Somuncurá. Se pretende, de esta manera, contribuir al conocimiento del manto superior situado bajo el norte de Patagonia.

1.1. Rocas del Manto

Los afloramientos de rocas provenientes del manto en la superficie terrestre son limitados. En general se encuentran expuestas de dos formas; por un lado en los macizos tectónicamente emplazados (macizos alpinos y ofiolitas), que tienen una escala de muestreo amplia y tamaños que pueden variar desde unos pocos metros a decenas de kilómetros (Bodinier y Godard 2014); y por el otro, se encuentran como xenolitos mantélicos que pueden ocurrir en tres tipos de roca: lamprófiro, kimberlita y basaltos alcalinos, rara vez superan el metro. Los xenolitos mantélicos brindan importante información sobre la estructura y composición del manto superior, y son útiles para obtener evidencias directas de los procesos de fusión parcial y metasomatismo. El emplazamiento de los xenolitos en superficie puede generar

modificaciones químicas y mineralógicas en estos, debido al calentamiento a temperaturas magmáticas producidas por el magma basáltico. Estas modificaciones pueden descifrarse a partir de estudios petrográficos y geoquímicos. Según el ambiente tectónico, los xenolitos pueden ser clasificados en aquellos que se encuentran en un ambiente oceánico y aquellos que están en uno continental.

1.2. Xenolitos del manto en Cerro Medina

En la Provincia Ígnea de Somuncurá, las lavas revelan que el vulcanismo basáltico del norte de Patagonia comenzó en el Cenozoico tardío y se extendió en forma discontinua hasta el Holoceno (Kay *et al.* 1993 y 2007).

En varias localidades de la provincia de Río Negro, se encuentran basaltos alcalinos portadores de xenolitos del manto, entre ellas se destaca Prahuaníyeu, en el margen NO de la Meseta de Somuncurá, por ser la única con peridotitas de granate (Bjerg *et al.* 2009).

Además, en los Cerros Medina e Ignacio, ubicados al S-SO de Prahuaníyeu, se han identificado xenolitos ultramáficos en algunas coladas menores, asociadas a estas manifestaciones volcánicas. Estas coladas cubren localmente a los flujos basálticos del Oligoceno tardío-Mioceno temprano que corresponden, según Kay *et al.* (2007), al evento volcánico de *plateau*.

1.3. Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada en el sector central de la meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro (Figura 1) y se caracteriza por la ocurrencia de extensos derrames basálticos terciarios, así como por secuencias lávico-piroclásticas vinculadas a centros eruptivos menores, e.g. Cerro Medina (41°28'10" S y 67°59'36" O).

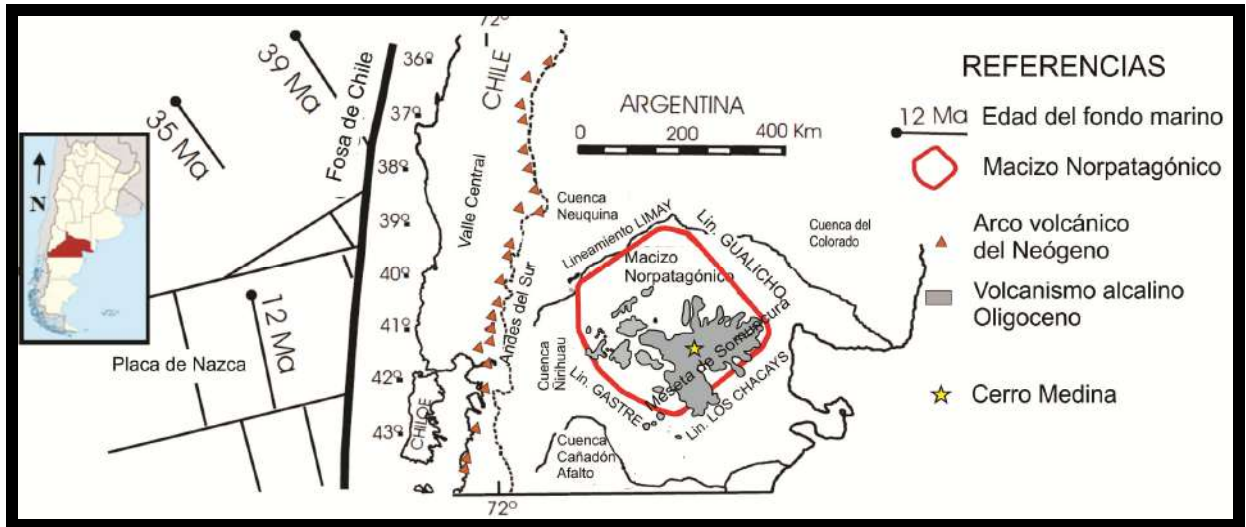


Figura 1. Ubicación del cerro Medina (estrella), dentro de unidades tectono-magmáticas del norte de Patagonia, tomado de Aragón *et al.* (2011).

1.4. Marco geotectónico

La región Norpatagónica estuvo sujeta a extensión desde el Paleógeno hasta el Mioceno cuando se produjo la inversión tectónica que dio lugar al inicio de la construcción de los Andes patagónicos (Giacosa y Márquez 1999). La extensión que acompañó a los dos picos de actividad volcánica correspondió a dos episodios de carácter regional, pero de estilo distinto (Aragón *et al.* 2011, 2013).

Según Aragón *et al.* (2015) el sector centro-norte de Patagonia habría sufrido los siguientes eventos desde el Cretácico:

En el Cretácico el margen activo estaba sometido a subducción de los últimos remanentes de la placa de Aluk y el cese de intrusión del Batolito Andino Patagónico (Figura 2A). Por su parte, en la zona de intraplaca continuaba la depositación de areniscas lacustres y fluvio-lacustres del Grupo Chubut. En el Maastrichtiano-Daniano (Figura 2B), el margen activo pasó a ser divergente sin subducción (Somoza y Ghidella 2005), generando la posibilidad de extensión en intraplaca, se interrumpió la sedimentación del Grupo Chubut y se desarrolló una discordancia levemente angular (basculamiento). En este periodo las fallas actuaron como fallas normales (Giacosa y Márquez 1999). En el Cretácico superior se desarrollaron depocentros aislados como el de la Formación Paso del Sapo (depósitos *sin-rift*). Durante el Paleoceno-Eoceno (Figura 2C), se produjo la subducción de la dorsal de Farallón-Aluk con el desprendimiento de la placa de Aluk y el desarrollo de una gran ventana astenosférica. Esta última generó el ascenso y extensión de la placa norpatagónica (tumescencia) y la migración

del magmatismo calcoalcalino que se intercala con basaltos alcalinos hacia el antepaís. Los magmas son sin-extensionales y bimodales (basalto-riolita). La velocidad de convergencia a esta latitud era muy baja. En el Eoceno inferior (Figura 2D) se produjeron episodios de convergencia, la velocidad a esta latitud fue muy baja, continuaba la extensión del *rift* activo y es posible que haya prevalecido un margen transformante. Del Eoceno medio al Oligoceno (Figura 2E), se produjeron los estadios finales de la inversión del *rift* y se restableció la convergencia paralela entre las placas de Farallón y sudamericana. En el Oligoceno superior-Mioceno inferior se incrementó el ángulo de convergencia, la subsidencia regional podría haberse debido a contracción térmica. La extensión está asociada al desarrollo de cuencas de antearco, intra-arco y retro-arco (Jordan *et al.* 2001) culminando con una extensa subsidencia regional con ingresiones marinas tanto desde el Atlántico como desde el Pacífico. El magmatismo que se extendió desde el antearco hasta el antepaís generó basaltos con características MORB, asociado a un gran atenuamiento cortical (Hervé *et al.* 1995, Aragón *et al.* 2013). También se formaron volcanitas de intraplaca con herencia de arco, con claras afinidades OIB y menor proporción MORB (Kay y Rapela 1987, Aragón *et al.* 2013). Por último durante el Neógeno (Figura 2F), a los 23 Ma, se produjo una inversión tectónica, la Placa de Farallón se dividió dando lugar a las placas de Nazca y Cocos. El ángulo de convergencia cambió entre las placas de América del Sur y Nazca dando lugar al restablecimiento de la subducción por debajo de América del Sur en esta latitud y el ascenso de los Andes Patagónicos.

Los basaltos que formaron varios centros eruptivos menores durante el Plioceno-Pleistoceno, incluido el Cerro Medina se generaron en un contexto de retroarco muy alejado de la zona de subducción (extraandino).

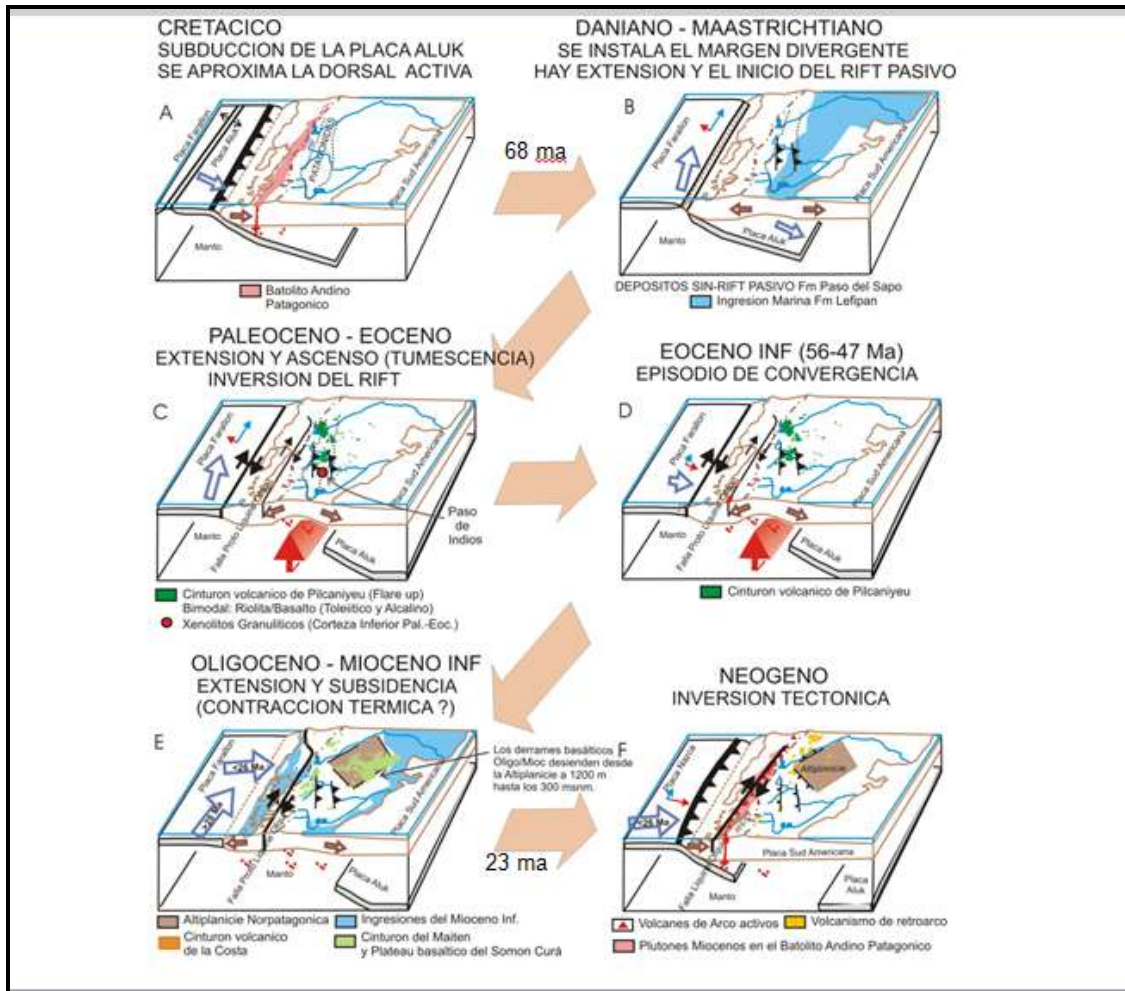


Figura 2. Cambios más significativos, tectónicos y magmáticos, desde el Cretácico hasta el Neógeno en el Norte y Centro de Patagonia según Aragón *et al.* (2015).

1.4. Geología Regional

La geología de este sector de la Meseta de Somuncurá se caracteriza por la ocurrencia de extensos derrames basálticos terciarios, así como por secuencias lávico-piroclásticas vinculadas a centros eruptivos. En un área de aproximadamente 2000 km², con centro en los afloramientos estudiados, la geología está representada por las siguientes formaciones (Figura 3).

Las rocas más antiguas, pertenecen al **Complejo los Menucos (1)** generadas a partir del magmatismo Gondwánico. Está compuesto por facies piroclásticas y lávicas ácidas a mesosilíceas, con intercalaciones sedimentarias fosilíferas, y por diques y cuerpos graníticos epizonales y subvolcánicos, del Triásico (Cucchi *et al.* 1999).

Formación Angostura Colorada (2), integrada por una sucesión de facies de areniscas, pelitas y conglomerados, dispuestas según un arreglo estrato y grano decreciente. Esta unidad, perteneciente al Cretácico superior (Maastrichtiano) (Volkheimer 1973; Coira 1979; Manassero y Maggi 1995) cubre en discordancia erosiva y/o angular a las rocas del Complejo Los Menucos y el volcanismo de la Formación Taquetrén del Jurásico

Formación Coli Toro (3), está compuesta en general, por un conjunto de arcilitas y areniscas micáceas, pelitas dominantes y esporádicos niveles de conglomerados; representa el cambio generalizado de un ambiente marginal a un ambiente sedimentario marino del Cretácico (Bertels 1969).

Formación Cerro Cortado (4), representa un magmatismo subvolcánico de composición alcalina relacionado a procesos de intraplaca, con lavas asociadas, que se extiende en una faja amplia de la Patagonia central (Nullo 1978). La edad de esta formación es muy amplia, entre el Paleoceno y el Eoceno, aunque, la mayor actividad parece corresponder al Eoceno inferior, extendiéndose hasta el Eoceno medio.

Grupo Sarmiento (5), sus unidades afloran en el sector oriental del área descrita, protegidos por las lavas básicas terciarias. Los depósitos se caracterizan por la abundancia de material vítreo. Estas acumulaciones y su retrabajo son causa del accionar de cursos fluviales. La litología corresponde a tobas, tufitas y paleosuelos con un alto contenido piroclástico. La edad del grupo va desde el Eoceno al Oligoceno.

Formación Somuncurá (6), se presenta en reducidos afloramientos, trascendiendo sus límites hacia el este y sur. Las lavas de esta formación son basaltos olivínicos. Su estructura mesetiforme indicaría coladas muy fluidas (Remesal.1988). La textura superficial de los flujos corresponde a coladas de tipo pahoehoe, característicos de efusiones de tipo hawaiana, aunque localmente pueden aparecer intercalaciones de episodios estrombolianos. Las rocas de la Formación Somún Curá, asignadas al Oligoceno, apoyan sobre el Grupo Sarmiento y las formaciones Coli Toro y Angostura Colorada.

Vulcanitas Corona Chico (7), Son rocas volcánicas que pertenecen a numerosos eventos de tipo central producidos por efusiones explosivas (Franchi *et al.* 1998), aflorando en gran parte de la meseta de Somuncurá, fundamentalmente en el sector central; y sobre el borde oeste de la meseta. Presentan numerosos conos estrombolianos, hacia el este, se encuentra el **Cerro Medina**, entre otros. La edad de esta unidad está comprendida entre el Oligoceno superior y el Plioceno inferior.

Complejo Volcánico Barril Niyeu (8), incluye basaltos y traquibasaltos en el sector centro-sur del área de estudio. Los límites de este complejo están definidos por la extensión de los basaltos que radian de la parte central ubicada en la sierra de Chauchaiñeu. Hacia el este, las coladas básicas constituyen la sierra de Tromen Niyeu y se derraman hacia el norte bordeando el gran bajo en el cual se encuentra la localidad de El Caín, donde cubren a los basaltos de meseta de la Formación Somún Curá. Las rocas de este Complejo fueron asignadas al Oligoceno y Mioceno.

Formación Talcahuala (9), presenta un conjunto de estratos arenosos y conglomerádicos (en Holmberg y Methol, 1974). La Formación fue asignada al Pleistoceno inferior por Caminos *et al.* (1983).

Depósitos de abanicos aluviales antiguos (10), Constituyen niveles pedemontanos, situados en el sector sur del área descripta, fundamentalmente en la cuenca del arroyo Maquinchao. Están formados por conglomerados, areniscas y pelitas del Pleistoceno-Holoceno. (Remesal *et al.* 2001).

Depósitos aluviales, coluviales y de bajos y lagunas (11) son acumulaciones de gravas, arenas, limos y arcillas. Los materiales epiclásticos constituyen una múltiple variedad de depósitos generados por acción fluvial, gravitacional y eólica asignados al Holoceno.

Depósitos de remoción en masa (12), están representados por depósitos vinculados a deslizamientos rotacionales ubicados en los bordes de las mesetas basálticas y en torno de los intrusivos gábricos paleógenos, constituidos por bloques de basaltos, tobas y sedimentitas epiclásticas asignados al Holoceno Remesal *et al.* (2001).

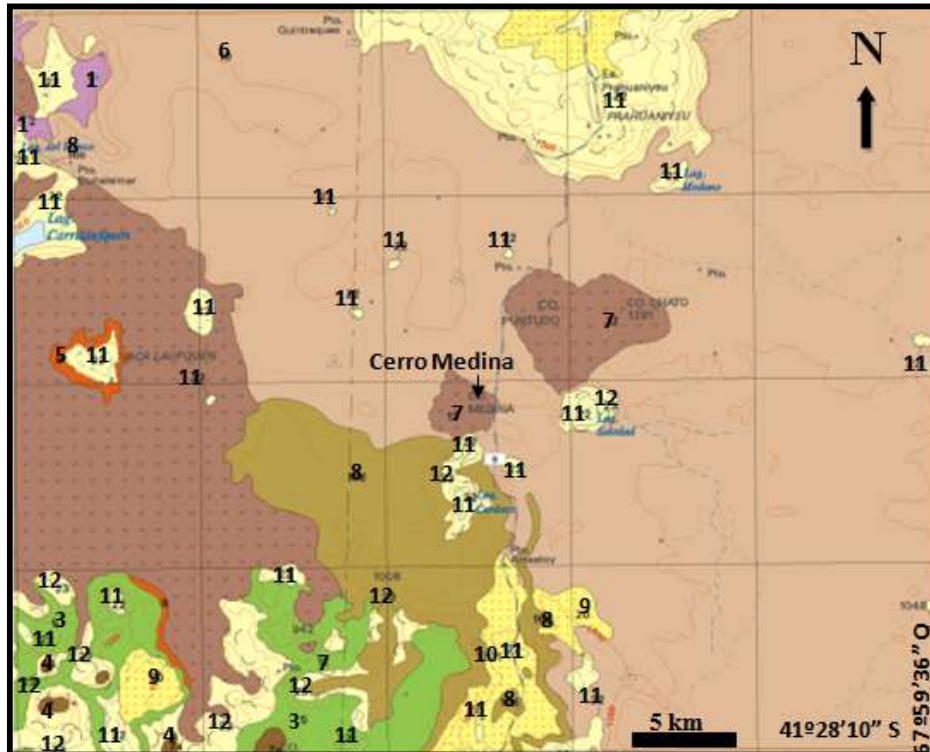


Figura 3. Mapa geológico de la zona en las inmediaciones del Cerro Medina tomado de Remesal *et al.* (2001). Referencias: Complejo los Menucos (1), Formación Angostura Colorada (2), Formación Coli Toro (3), Formación Cerro Cortado (4), Grupo Sarmiento (5), Formación Somún Curá (6), Vulcanitas Corona Chico (7), Complejo volcánico Barril Niyeu (8), Formación Talcahuala (9), Depósitos de abanicos aluviales antiguos (10), Depósitos aluviales, coluviales y de bajos y lagunas (11), Depósitos de remoción en masa (12).

1.5. Geología local

El Cerro Medina, localizado a 16 km al sur del paraje Prahuaníyeu, es un cono piroclástico (Figura 4) que presenta coladas de hasta dos kilómetros de extensión. La roca que lo compone es una basanita alcalina de grano fino y su composición mineralógica comprende fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa, a los cuales ocasionalmente se asocian a nefelina, óxidos de Fe-Ti y xenocristales de olivino (Labudía *et al.* 2011). Estas rocas datadas en $3,2 \pm 0,7$ Ma por Labudía *et al.* (2011) son representativas de un evento volcánico claramente posterior al vulcanismo de la meseta, ya que sus coladas se encuentran por encima de la Meseta de Somuncurá. Los resultados correspondientes a los estudios de K/Ar realizados en estas lavas sugieren que corresponden a un evento post *plateau* del Plioceno medio, que representa las últimas manifestaciones de un vulcanismo de larga duración que se extendió desde el Oligoceno hasta, al menos, el Plioceno medio.

La geoquímica del Cerro Medina es similar a la correspondiente a las lavas post *plateau* (Oligoceno tardío – Mioceno temprano) descritas por Kay *et al.* (2007).



Figura 4. Vista de la Meseta de Somuncurá, y de los conos volcánicos Medina (a la derecha) e Ignacio (a la izquierda).

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Trabajo de campo

El trabajo de campo fue realizado en el año 2013 por el director y co-director de esta tesina. El muestreo se realizó con piqueta.

2.2. Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio comprendió la confección de secciones delgadas de xenolitos y rocas portadoras (basaltos), la mayoría de las cuales fueron efectuadas en el laboratorio de cortes de rocas del Pabellón de Geología, perteneciente al Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam. Además, algunas de las secciones delgadas se realizaron en la Universidad de San Luis.

Para la reducción de tamaño, corte y desbaste de las muestras, se utilizó una cortadora de sierra circular con incrustaciones de diamante marca Struers, modelo Discoplan, lubricada con una mezcla de agua y aceite soluble. Para el pegado de las pastillas de roca sobre el portaobjetos se utilizó la resina epoxi “DICAST 751” con 20% de endurecedor “DICURE 356”. Luego se realizó la reducción de espesor, en primera instancia en la misma máquina Struers y luego manualmente con carborundum (400, 600 y 1000) sobre una placa de vidrio de 20 mm de espesor. Para finalizar el pulido de todas las secciones, se utilizó una pulidora marca

Struers modelo Planopol, con pasta diamantada marca Prazis de 3 μm y 1 μm . Los cortes se realizaron con un espesor aproximado de 100 μm , para resaltar los colores a luz natural de los minerales en el microscopio petrográfico y para facilitar el conteo.

2.3. Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete se realizó en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam, dentro del Pabellón de Geología. El mismo comenzó con la recopilación bibliográfica y estudio de antecedentes geológicos de la zona de trabajo. La geología del área de estudio se extrajo de la Hoja Geológica 4169-IV Maquinchao (Remesal *et al.* 2001).

El análisis de las secciones delgadas se efectuó utilizando un microscopio óptico marca Nikon Eclipse E400 Pol. Para realizar el conteo modal se obtuvieron imágenes de secciones delgadas sin aumento y con luz natural por medio de una cámara fotográfica marca Nikon. Se contaron 2000 puntos por muestra de manera aleatoria, con el software *JMicroVision 1.2.7* (Schneider *et al.* 2012) y a partir del mismo se clasificaron las rocas teniendo en cuenta la nomenclatura de la IUGS (Teruggi 1980).

Para la descripción petrográfica se siguió la propuesta de Mackenzie *et al.* (1982) en el caso de los basaltos y la de Harte (1977) para las rocas ultramáficas. Asimismo, para estas rocas, también se tuvo en cuenta la nomenclatura de Mercier y Nicolas (1975), en la cual se describe la génesis de los xenolitos en relación al hábito, deformación y tamaño de los minerales.

Mercier y Nicolas (1975) definieron tres tipos de texturas principales, ordenadas en grado de deformación creciente: protogranular, porfiroclástica y equigranular.

Textura protogranular (Figura 5A): presenta cristales de olivino y ortopiroxeno de tamaño grueso, cerca de 4 mm, con pocas bandas de deformación en los olivinos. Estos presentan límites de granos curvilíneos. La espinela de tamaño menor, ~ 1 mm de diámetro, se encuentra en contacto directo con grandes cristales de piroxeno. La espinela comúnmente presenta formas vermiculares dentro de los piroxenos.

Textura porfiroclástica (Figura 5B): presenta dos tipos de cristales de olivino y ortopiroxeno; granos grandes y elongados, exhibiendo efectos de deformación (porfiroclastos), y pequeños, generalmente poligonales, los que se encuentran sin deformar y son producto de recristalización (neoblastos). La espinela forma pequeños cristales dispersos en la roca, de hábito anhedral y con una forma particular llamada hoja de acebo (*holly leaf*), se encuentra rodeada por olivino.

Textura equigranular (Figura 5C): todos los minerales son de grano fino, los cuales presentan tamaños similares a excepción de algunos relictos de porfiroclastos. Se dividen en dos tipos; equigranular tabular y equigranular en mosaico. La espinela está en forma de inclusiones esféricas y redondeadas dentro de olivinos y piroxenos.

Harte (1977) propuso una clasificación en base a las características petrográficas observadas. Presentó cuatro tipos de texturas generales en base al porcentaje de olivino como porfiroclasto y el tamaño promedio de los granos: Gruesa, Porfiroclástica, Mosaico-Porfiroclástica y granuloblástica (Tabla 1).

En la textura gruesa los porfiroclastos están ausentes, el promedio de tamaño de grano es mayor a 2 mm, los límites de grano son variables, en su mayoría rectos o suavemente curvos. Hay dos subtexturas, ecuate y tabular. La textura porfiroclástica presenta más del 10% de los olivinos como porfiroclastos. Teniendo en cuenta el tamaño de grano, los minerales se presentan en dos poblaciones, por un lado porfiroclastos, y por el otro matriz de grano fino. Los límites de grano en los porfiroclastos son irregulares y en los neoblastos son rectos. Exhibe cuatro subtexturas: ni disturbado ni laminado, disturbado, fluidal, y laminado y disturbado. La textura mosaico-porfiroclástica, también presenta dos poblaciones principales, porfiroclastos y matriz de grano fino, pero a diferencia de la anterior tiene menos del 10% de olivinos como porfiroclastos. Los límites de grano en porfiroclastos son irregulares y en neoblastos rectos. Las subtexturas presentes son tres: ni disturbado ni laminado, fluidal, y laminado y disturbado. Por último en la textura granuloblástica los porfiroclastos se encuentran ausentes, el tamaño de grano en general es menor a 2 mm. Los límites de grano son poligonales o poligonales-tabulares con bordes rectos o suavemente curvos. Tiene dos subtexturas: ecuate y tabular.

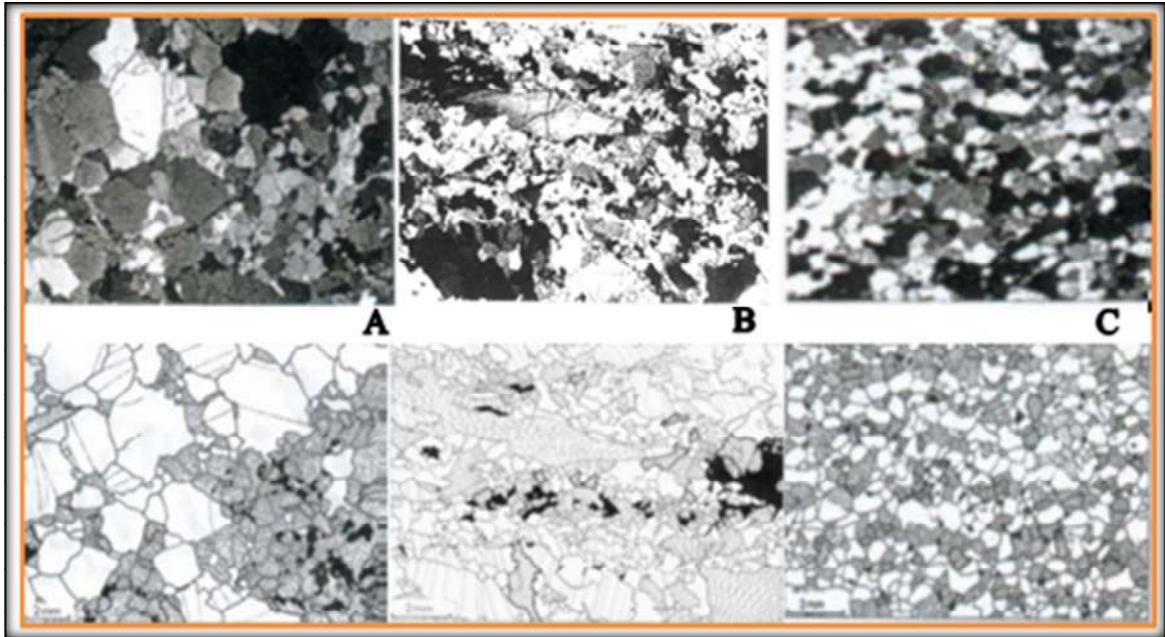


Figura 5. Fotomicrografías y esquemas de ellas, obtenidos de Mercier y Nicolas (1975). A- textura protogranular, B- textura porfiroclástica, C- textura equigranular.

Tabla 1. Clasificación textural de xenolitos portadores de olivino según Harte (1977).

Textura	Porfiroclastos	Tamaño de grano	Límites de grano	Subtipos
Gruesa	Ausentes	en promedio >2mm	Variable. Mayormente rectos o suavemente curvos, pero pueden ser menos regulares.	-Ecuante -Tabular
Porfiroclástica	Si, >10% de Olivino son porfiroclastos	2 poblaciones ppales: 1) porfiroclastos: 2) matriz de grano fino.	Irregular en porfiroclastos, recto en neoblastos	-Ni disturbado ni laminado -Disturbado -Fluidal -Laminado y disturbado
Mosaico-Porfiroclástica	Si, <10% de Olivino son porfiroclastos	2 poblaciones ppales: 1) porfiroclastos: 2) matriz de grano fino.	Irregular en porfiroclastos, recto en neoblastos	-Ni disturbado ni laminado -Fluidal -Laminado y disturbado
Granuloblástica	Ausentes o raros para todas las especies minerales	Pequeño rango de tamaño para cada especie (excepto raros porfiroclastos). Granos en gral. <2mm	Granos poligonales o poligonales-tabulares limitados por bordes rectos o suavemente curvos	-Ecuante -Tabular

3. PETROGRAFÍA

3.1. Roca portadora de xenolitos

Al microscopio, la roca basáltica del Cerro Medina (Mn30) posee textura seriada, ligeramente porfírica (Figura 6), y la asociación mineral está compuesta por plagioclasa, olivino, minerales opacos y vidrio. Presenta xenocristales de olivino de forma anhedral con *kink-band* y totalmente reemplazados por iddingsita.

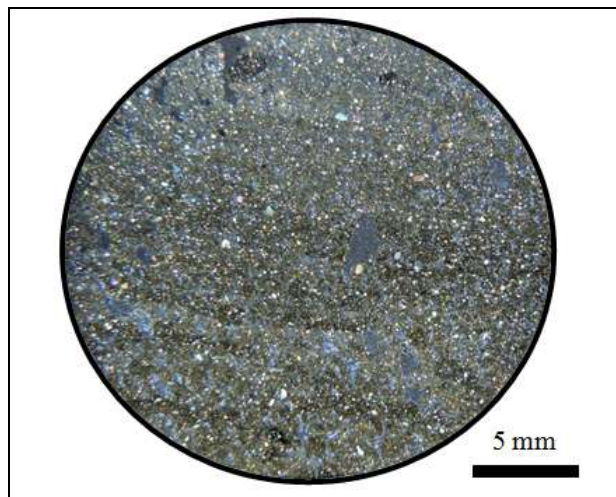


Figura 6. Basalto portador de los xenolitos (muestra Mn 30).

3.2. Xenolitos

Los xenolitos ultramáficos del Cerro Medina estudiados tienen un diámetro promedio de 2,5 cm y son peridotitas en facies de espinela. En cuanto al tipo de roca dominante en orden de abundancia se reconocieron: harzburgitas (17 muestras, 70%), lherzolitas (3 muestras, 15%) y dunitas (3 muestras, 15%). La textura dominante es la porfiroclástica (Figura 7) (19 muestras, 95%) seguida por la textura mosaico-porfiroclástica (1 muestra, 5%) (Tabla 2).

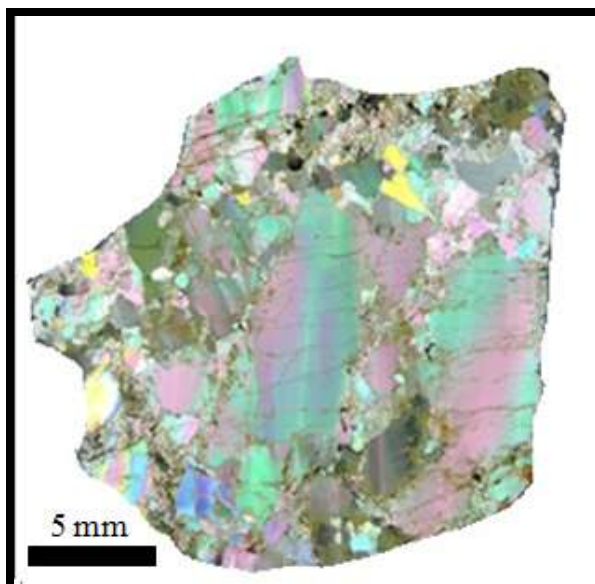


Figura 7. Fotomicrografía con nicoles cruzados de la textura predominante: porfiroclástica (muestra Mn 10)

Tabla 2: Composición modal y textura de los xenolitos de Cerro Medina, basado en el análisis petrográfico y conteo de puntos.

Muestra	OI	Opx	Cpx	Spl	Total	Textura	Nombre
Mn 1A	64,63	33,06	2,29	1,44	100,00	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
Mn 2	85,82	12,91	1,25	1,07	100,00	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
Mn 3	68,67	28,11	3,20	0,77	100,00	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
Mn 4	77,91	20,59	1,48	2,19	100,00	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
Mn 5	83,74	13,76	2,49	1,67	100,00	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
Mn 6	93,91	6,08	0	0	100,00	porfiroclástica	dunita
Mn 7	87,95	10,15	1,88	0,36	100,00	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
Mn 8	82,34	15,58	2,07	1,01	100,00	porfiroclástica	lherzolita espinelífera
Mn 9	89,04	5,98	4,97	0,40	100,00	mosaico porfiroclástica	harzburgita espinelífera
Mn 10	88,17	10,57	1,24	1,19	100,00	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
Mn 11	92,29	6,29	1,40	0,73	100,00	porfiroclástica	dunita espinelífera
Mn 19	86,48	12,48	1,02	2,45	100,00	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
Mn 20	85,19	12,22	2,57	3,19	100,00	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
Mn 22	83,50	13,88	2,60	2,66	100,00	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
Mn 24	84,32	15,36	0,31	1,81	100,00	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
Mn 25	85,69	11,93	2,36	5,09	100,00	porfiroclástica	dunita espinélica
Mn 26	73,79	21,03	5,17	0,45	100,00	porfiroclástica	lherzolita espinelífera
Mn 28	90,6	8,6	0,8	0	100,00	porfiroclástica	dunita
Mn 31	85,27	13,48	1,24	0,83	100,00	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
Mn 32	88,80	5,03	6,15	0,64	100,00	porfiroclástica	lherzolita espinelífera

Referencias: Minerales en volumen %. Ol: olivino, Opx: ortopiroxeno, Cpx: clinopiroxeno, Spl: espinela. Para las abreviaturas de los minerales se siguió a Whitney y Evans (2010).

Harzburgitas

En las harzburgitas, la textura predominante es porfiroclástica, sólo una muestra tiene textura mosaico porfiroclástica (Figura 8A). El olivino se encuentra de forma anhedral a subhedral, con bordes rectos, curvos e irregulares, y engolfamiento en algunos de los cristales. Presentan en general extinción ondulosa y abundantes *kink-bands*, indicando que la muestra se encuentra deformada. En varios casos se observaron reemplazos parciales de olivino por iddingsita. El ortopiroxeno es de forma anhedral, con bordes rectos y curvos. Algunos cristales tienen engolfamiento y frecuentes líneas de exsolución con deformación. El clinopiroxeno tiene forma anhedral y hábito vermicular, con límites de grano curvos y rectos, extinción ondulosa y exsoluciones. En algunas muestras el clinopiroxeno posee bordes recristalizados (*spongy rims*) por contacto con venillas de basalto. La espinela se encuentra en baja proporción, de forma anhedral, con bordes curvos y hábitos vermicular y *holly leaf*. En el contacto basalto-xenolito se desarrollan zonas de reacción compuestas por olivino, piroxeno, minerales opacos y vidrio.

Lherzolitas

Las lherzolitas tienen textura porfiroclástica (Figura 8B). El olivino se encuentra de forma anhedral, con bordes curvos, rectos e irregulares. Los granos de mayor tamaño presentan abundantes *kink-bands*, mientras que los de menor tamaño no están deformados. Algunos de estos cristales contienen inclusiones fluidas/fundidas secundarias. El ortopiroxeno se encuentra de forma anhedral con bordes curvos y rectos, frecuentes líneas de exsolución, y algunas de las muestras están atravesadas por venillas, con extinción ondulosa y en algunos casos combamiento de las láminas de exsolución. El clinopiroxeno es anhedral, de tamaño pequeño, con extinción ondulosa y exsoluciones. Por último, la espinela se presenta de forma anhedral y en baja proporción (no supera el 1 %). En el contacto basalto-xenolito se desarrollan zonas de reacción compuestas por olivino, piroxeno, minerales opacos y vidrio.

Dunitas

Las dunitas presentan textura porfiroclástica (Figura 8C). El olivino se encuentran muy fracturado, de forma anhedral con bordes irregulares y abundantes *kink-bands*, lo que indicaría deformación. Algunos individuos tienen débil alteración color rojizo (iddingsitización), y en algunos casos con engolfamiento e inclusiones de piroxenos. Por otro lado el ortopiroxeno se encuentra de forma anhedral, con bordes irregulares y con reemplazo incipiente en los

márgenes del cristal, y en pocos casos presenta inclusiones de olivino vermicular. El clinopiroxeno se presentan de forma anhedral, de tamaño muy pequeño y con exsoluciones. La espinela es mayormente anhedral a subhedral, y es muy escasa. En el contacto basalto-xenolito se desarrollan zonas de reacción compuestas por olivino, piroxeno, minerales opacos y vidrio.

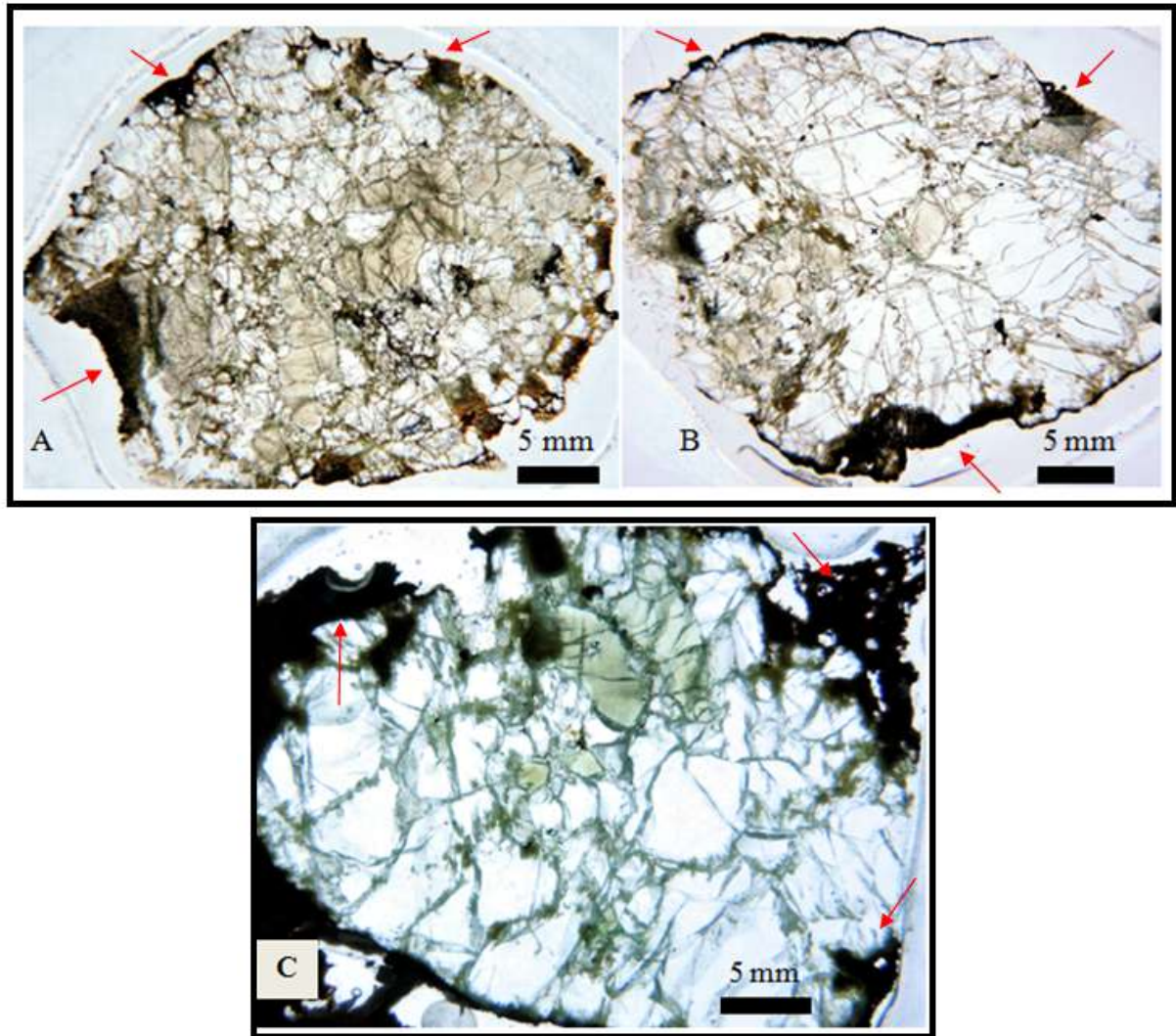


Figura 8. Fotomicrografías de los tipos de roca más abundantes: A- harzburgita (muestra Mn 3), B- lherzolita (muestra Mn 8), C- dunita (muestra Mn 28). Con flechas rojas se indica el basalto que contiene a los xenolitos.

3.2.1. Descripción Mineralógica

El contenido de olivino en las muestras estudiadas se encuentra en un rango de 64,64% a 93,92%. La mayor parte de los olivinos son anhedrales, con bordes rectos e irregulares. Los granos de mayor tamaño, en general se encuentran muy deformados, presentan en su mayoría abundantes *kink-bands* (Figura 9), extinción ondulosa y su longitud máxima alcanza los 7,1 mm. Es frecuente que los grandes olivinos presenten márgenes engolfados con crecimiento de ortopiroxeno en ellos. Los cristales menores a 2,1 mm no presentan deformación. Los olivinos presentan *parting* en el cual se desarrollan óxidos de hierro de color rojizo, los que, por sus características ópticas podrían corresponder a iddingsita.

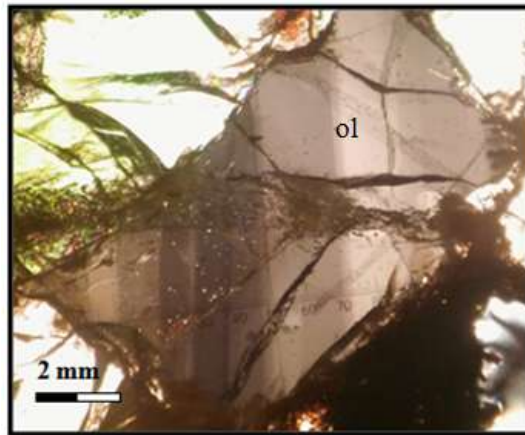


Figura 9. Fotomicrografía (nic.x) de olivino con *kink-bands* (muestra Mn 28).

El contenido modal de ortopiroxeno en las muestras estudiadas se encuentra entre 21,06% y 5,03%. Este mineral se presenta de forma anhedral a subhedral con bordes rectos e irregulares y su máxima elongación es de 5,4 mm. En varias secciones delgadas, se observó que la mayoría de los cristales tienen reemplazo pseudomórfico parcial o total por cristales de grano fino no identificables al microscopio óptico (Figura 10A) (ver sección “Reacciones con el basalto”). Además es común el desarrollo de exsoluciones (Figura 10B) y poco frecuente la presencia de maclas (Figura 10C). Algunos ortopiroxenos pequeños presentan hábitos vermiculares (Figura 10D), así como también inclusiones fundidas/fluidas secundarias (Figura 10E).

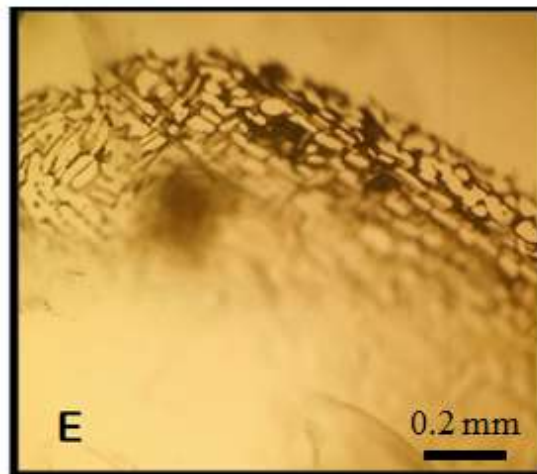
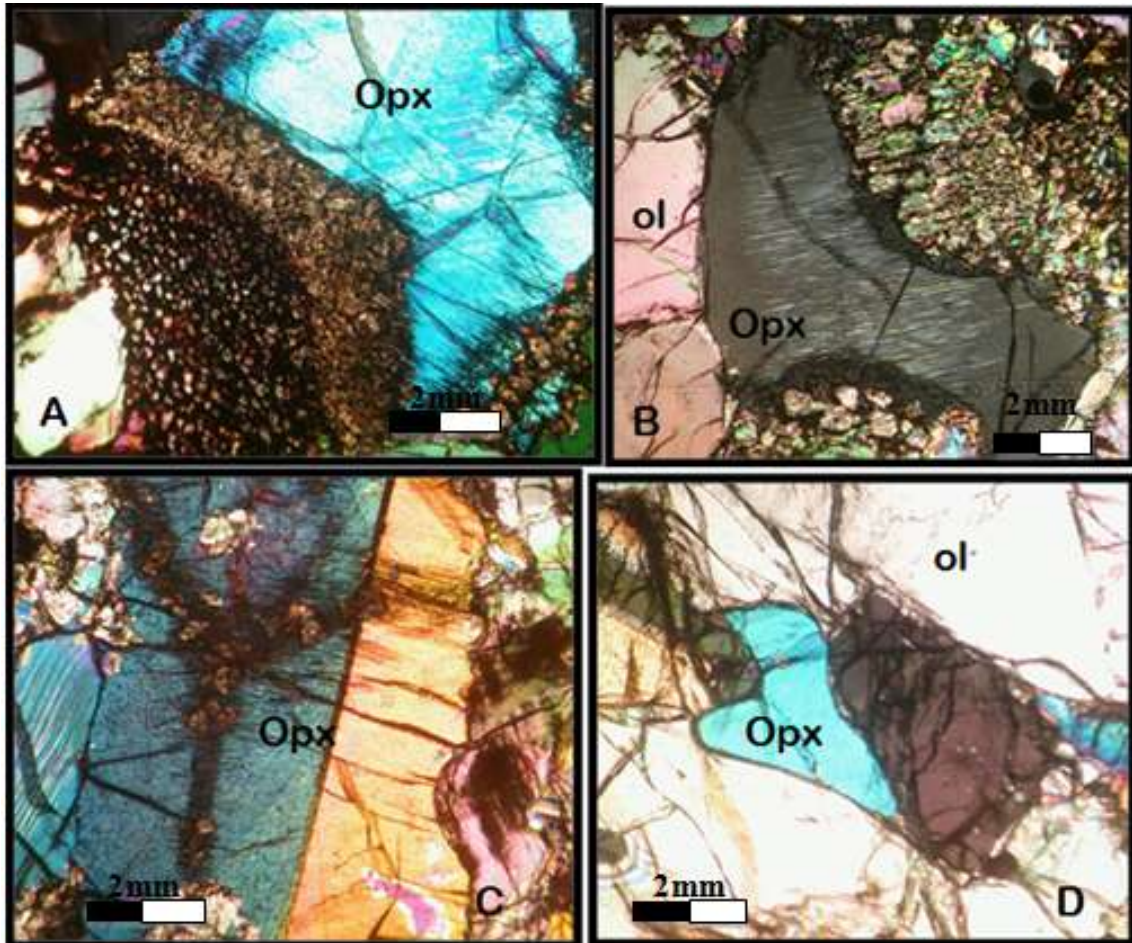


Figura 10. Fotomicrografías con nicols cruzados excepto E, de: A- reemplazo pseudomórfico (muestra Mn 7), B- láminas de exsolución (muestra Mn 10), C- maclas (muestra Mn 24), d- engolfamiento (muestra Mn 9), E- inclusiones fundidas/fluidas secundarias (muestra Mn 28).

En general las muestras tienen bajo clinopiroxeno, el contenido porcentual varía entre 6,16%, hasta nulo (Mn 6). La forma es anhedral con hábito vermicular (Figura 11), de bordes rectos y curvos, extinción ondulosa, su tamaño máximo no supera los 1,5 mm y desarrolla exsoluciones. En varias muestras se encuentran parcial a totalmente reemplazados, o con bordes recristalizados por venillas (spongy rims).

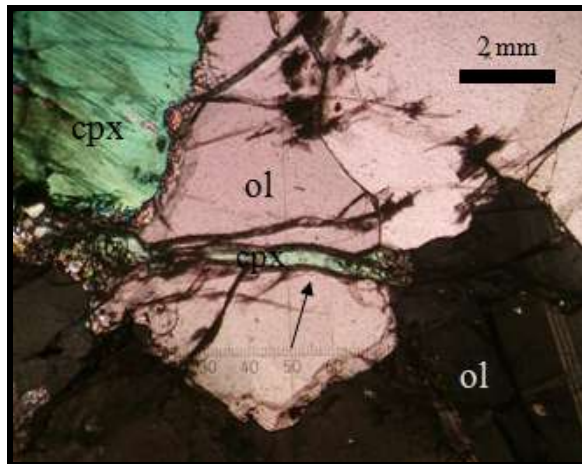


Figura 11. Fotomicrografía con nicols cruzados de un clinopiroxeno anhedral (cpx) y uno vermicular (flecha) dentro de un olivino de mayor tamaño (muestra Mn 8).

La espinela es muy escasa (de 0,3 a 3,1%) en todas las muestras y se presenta de forma anhedral, con hábito vermicular y *holly leaf* y con textura simplectítica entre los cristales de piroxeno (Figura 12).

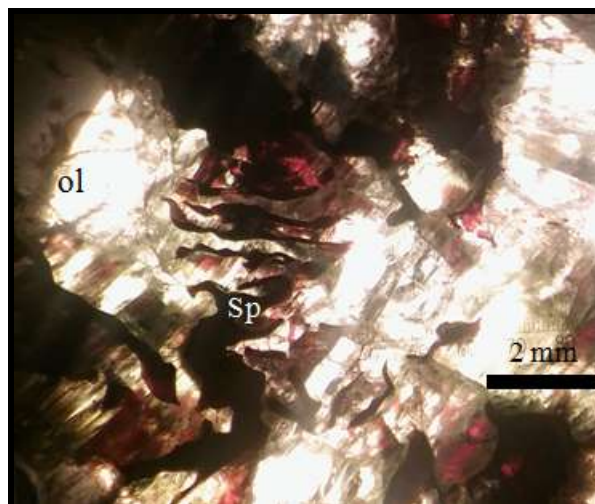


Figura 12. Fotomicrografía de espinela con textura simplectítica (nic.//).

3.2.2 Reacciones xenolito-basalto

Las muestras en su totalidad se encuentran muy fracturadas, atravesadas por venillas de color ocre conectadas con el basalto que contiene al xenolito (Figura 13A). En el contacto xenolito-basalto y con menor frecuencia en el interior del xenolito asociadas a estas venillas, se desarrollan zonas de reacción. Los ortopiroxenos y clinopiroxenos son los más afectados, en menor medida la espinela y sin efecto (apreciable al microscopio óptico) los olivinos. La reacción comienza en forma de corona (*spongy rims*) en torno a ortopiroxeno y clinopiroxeno, afectando luego el sector interno de los cristales. En un estadio más avanzado se observa el reemplazo total de los piroxenos por olivino, piroxenos, minerales opacos y vidrio, formando parches de reemplazo de hasta 1,8 mm de diámetro (Figura 13B). En las espinelas la reacción genera una corona en torno a los cristales.

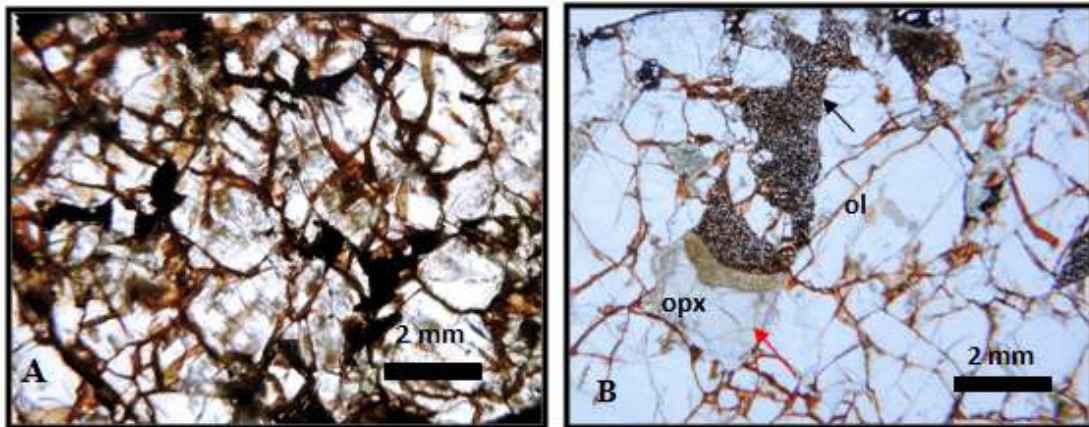


Figura 13. Fotomicrografías (nic.//) de muestras afectadas por el ingreso de basalto. A: venillas que atraviesan el xenolito y olivinos parcialmente iddingsitizados (muestra Mn 11), B: reemplazo parcial (flecha roja) a total de piroxenos (flecha negra) (muestra Mn 7).

4. DISCUSIÓN

En los xenolitos del Cerro Medina se encontraron dos características petrográficas particulares relacionadas con reemplazo de minerales a nivel del manto. Por un lado hay muestras con textura simplectítica-vermicular de la espinela en el ortopiroxeno. Esta textura es típica de la zona de transición granate-espinela en el manto superior (presiones de ~2 Gpa y temperaturas de ~1300°). La desestabilización del granate se genera por descompresión mediante la siguiente reacción: $ol1+opx1+cpx1+grt1=ol1+opx1+sp11+opx2+cpx2$ (Gervasoni *et al.* 2009). La segunda característica está dada por texturas de reemplazo entre olivino y ortopiroxenos. Se observa la presencia de olivinos de neoformación en engolfamientos de grandes ortopiroxenos, sugiriendo disolución de estos últimos y cristalización de olivinos. Este proceso estaría asociado a la interacción de la columna de rocas ultramáficas del manto con fundidos percolantes subsaturados en sílice (Hirose y Kushiro 1993, Niu 1997, Kelemen *et al.* 1995), los que podrían generarse en eventos de fusión parcial de peridotitas en condiciones de baja presión relativa (facies de espinela). Asimismo, dentro de algunos olivinos que se encuentran deformados, hay presencia de ortopiroxenos o clinopiroxenos, que no poseen exsolución y su hábito es vermicular; son microtexturas que indican corrosión y disolución de olivinos del manto por reacción con fundidos circulantes saturados en sílice y cristalización de ortopiroxenos magmáticos (Piccardo *et al.* 2004, 2007).

Las muestras de harzburgitas y lherzolitas que se estudiaron en el Cerro Medina, no superan el 6% en vol. de clinopiroxeno, lo que evidencia que la columna del manto debajo del Cerro Medina está significativamente empobrecida con respecto a la composición modal del Manto Primitivo propuesto por Johnson *et al.* (1990). Esta tendencia aparece en la mayor parte de las ocurrencias de xenolitos del manto de Patagonia (ej. Bjerg *et al.* 2009, Rivalenti *et al.* 2004).

La litología y textura de los xenolitos de Cerro Medina se comparó con los de la localidad de Prahuaníyeu estudiados por Bjerg *et al.* (2009) y Rubiano (2016). Los xenolitos del Cerro Medina son, en orden de abundancia, harzburgitas (70%), dunitas (15%) y lherzolitas (15%). Por su parte, los xenolitos de Prahuaníyeu son mayormente harzburgitas seguidas por lherzolitas (Bjerg *et al.* 2009) o dunitas (Rubiano 2016) y una baja proporción de websteritas, wehrlitas y piroxenitas (Tabla 3. Figura 14). Estas litologías ponen de manifiesto el carácter refractario (empobrecido en clinopiroxeno) del manto muestreado tanto en Cerro Medina como en Prahuaníyeu, ambas localidades situadas en la meseta de Somuncurá.

La textura dominante tanto en Medina como en Prahuanieyu (Rubiano 2016) es la porfiroclástica (Tabla 4), lo cual sumado a las *kink-bands* identificadas en olivinos y ortopiroxenos de ambas localidades, indica importante deformación en el manto muestreado.

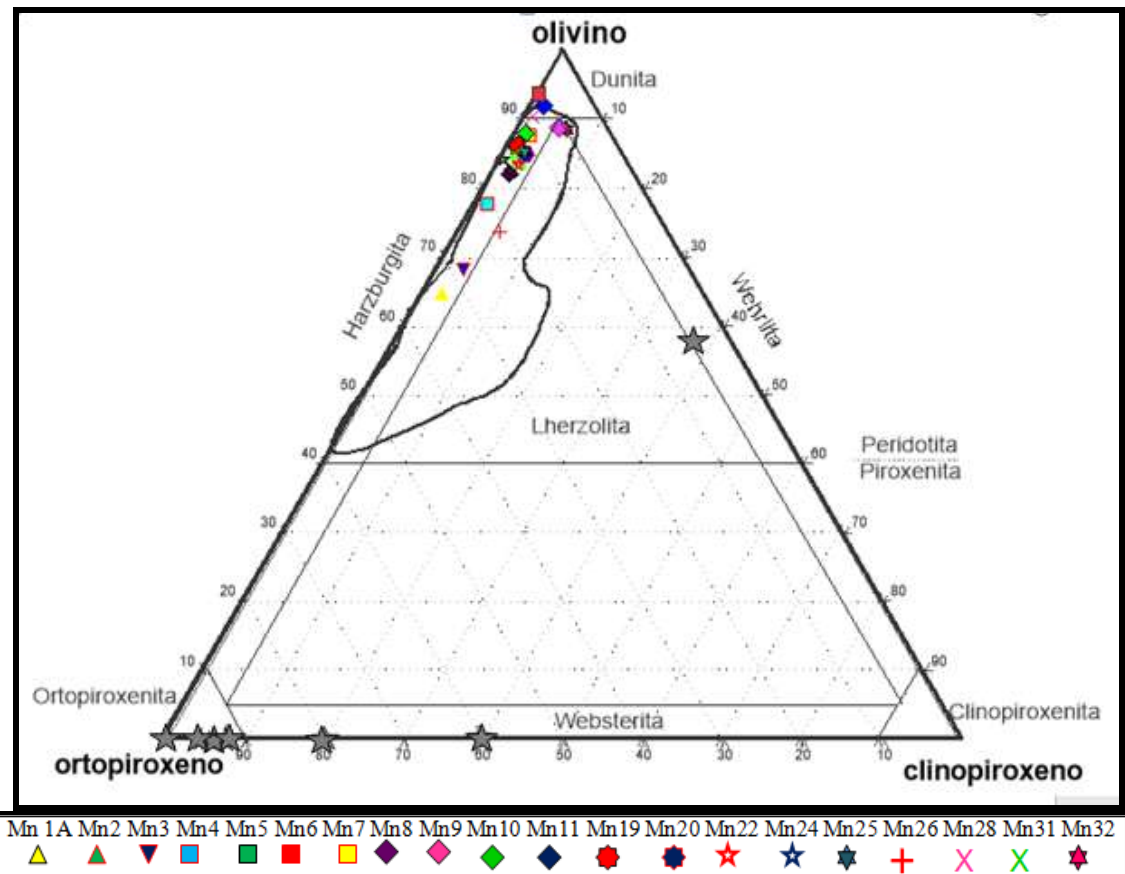


Figura 14. Distribución modal de xenolitos de Cerro Medina (símbolos en colores) y de Prahuanieyu tomados de Bjerg *et al.* (2009) y de Rubiano (2016) (zona de contorno gris y estrellas grises).

Tabla 3. Comparación con los porcentajes de litologías identificadas en las localidades de Cerro Medina y Prahuaníyeu, tomados de Rubiano (2016) y Bjerg *et al.* (2009).

Roca	Cerro Medina	Prahuaníyeu (Rubiano 2016)	Prahuaníyeu (Bjerg <i>et al.</i> 2009)
Harzburgita	70	59	65
Dunita	15	19	
Lherzolita	15	5	35
Wherlita		1	
Websterita		5	
Ortopiroxenita		11	
Total	100	100	100

Tabla 4. Comparación entre los porcentajes de texturas de Cerro Medina y Prahuaníyeu (Rubiano 2016)

Textura	Cerro Medina	Prahuaníyeu (Rubiano 2016)
Gruesa		8
Porfiroclástica	95	60
Porfiroclástica Laminar		5
Mosaico	5	24
Ortocumulado		3
Total	100	100

5. CONCLUSIONES

- El Cerro Medina es un centro eruptivo formado por piroclastos y coladas de lava de composición basanítica que contienen xenolitos ultramáficos. Al microscopio, la basanita posee textura seriada con una asociación mineral compuesta por plagioclasa, olivino, minerales opacos y vidrio.
- Todos los xenolitos estudiados son peridotitas en facies de espinela, Se reconocieron, en orden de abundancia, harzburgitas, lherzolitas y dunitas, las que presentan una asociación mineral de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela.
- Las texturas identificadas son porfiroclástica y mosaico porfiroclástica.
- La mayoría de los xenolitos han sufrido notable deformación, inferida a partir de la presencia de *kink-bands* en olivinos y ortopiroxenos.
- Se encontró espinela con textura vermicular-simplectítica, lo que sugiere que estos xenolitos provienen de la zona de transición granate-espinela en el manto superior.
- Las reacciones mineralógicas a nivel del manto, observadas en distintas muestras, evidencian, por un lado, la circulación de fundidos subsaturados en sílice con disolución de piroxeno y la formación de nuevo olivino y, por otro lado, la circulación de fundidos saturados en sílice generó disolución de olivino y formación de ortopiroxeno.
- El bajo porcentaje de clinopiroxeno de la mayoría de las muestras indica que el manto muestreado está fuertemente empobrecimiento por fusión, de manera similar a los xenolitos de Prahuaníyeu.

BIBLIOGRAFÍA CITADA

- Aragón, E., Castro, A., Otamendi, J., Brunelli, D., Rabbia, O., Aguilera, E., Cavarozzi, C. y Ribot, A., 2011. Isolated epeirogenic mountains in supra-subduction systems; the case of the North Patagonian Massif, Argentina. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Actas, S6 Evolución tectono-magmática cenozoica del Macizo Norpatagónico.
- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C. y Aguilera, Y., 2013. The Farallón- Aluk ridge collision with South America. Implications for geochemical changes of slab window magmas from fore- to back-arc. *Geoscience Frontiers*, 4: 377-388.
- Aragón, E., D'Eramo, F., Pinotti, L., Aguilera, Y., Cavarozzi, C., Demartis, M., Hernando, I. y Ribot, A., 2015. Respuesta del magmatismo a los cambios de estilo extensión durante el Paleógeno en Patagonia central. 3 ° Simposio PIMA. 13-14. General Roca.
- Bertels, A., 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 41-54
- Bjerg, E.A., Ntaflos, Th., Thöni, M., Aliani, P. y Labudía, C.H., 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniqueu Garnet- and Spinel-Peridotites. *Journal of Petrology* 50: 1267-1298.
- Caminos, R.L., 1983. Informe preliminar de las Hojas 39-g, Cerro Tapiluke y 39-h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, 41 p. Inédito.
- Coira, B., 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 168: 1-94.
- Condie, K.C., 1997. Plate tectonics and crustal evolution. Fourth edition. ButterworthHeinemann. 288 p., Bath.
- Cucchi, R., Busteros, A. y Lema, H., 1999. Hoja Geológica 4169-II, Los Menucos, Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Inédito.
- Franchi, M., Remesal, M. y Ardolino, A., 1998. Hoja Geológica 4166-III, Cona Niyeu, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, IGRM, (inédito).
- Gervasoni, F., Conceição, R.V., Bertotto, G.W., Gallas, M. y Jalowitzki, T.L., 2009. Experimental petrology, geochemistry and petrography of mantle xenoliths from Prahuaniqueu volcano, Northern Patagonia, Argentine. Goldschmidt Conference, A429, Davos, Suiza.
- Giacosa, R.E. y Márquez, M.J., 1999. El volcanismo en la Patagonia Extraandina. In: Caminos R, ed. *Geología Argentina*. Buenos Aires: Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29, 444-459.
- Harte, B., 1977. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths. *Journal of Geology* 85: 279-288.
- Helfrich, G.R. y Wood, B.J., 2001. The Earth's mantle. *Nature* 412(6846): 501-507.

- Herve, F., Pankhurst, R., Drake, R. y Beck, M., 1995. Pillow metabasalts in a mid-Tertiary extensional basin adjacent to the Liquiñe-Ofqui fault zone: the Isla Magdalena area, Aysén, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 33-46.
- Hirose, K. y Kushiro, I., 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamonds. *Earth and Planetary Science Letters*, 114: 477-489.
- Holmberg, E. y Methol, E., 1974. Geología de la Región de Talcahuala. Apoyo Geológico al Plan Valcheta, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 10p.
- Johnson, K., Dick, H. y Shimizu, N., 1990. Melting in oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, 95, 2661–2678.
- Jordan, T.E., Matthew Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley S. y Mpodozis C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: a mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20: 308–324.
- Kay, S.M., Ardolino, A., Franchi, M y Ramos, V., 1993. Origen de la Meseta de SomúnCurá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4:236-248. Mendoza.
- Kay, S. y Rapela, C., 1987. El volcanismo del Terciario inferior y medio de los Andes Norpatagónicos (40°-42°30'S): Origen de los magmas y su relación con variaciones en la oblicuidad de la zona de subducción. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 192-194. S.M de Tucumán.*
- Kay, S., Ardolino, A.A., Gorring, M.L. y Ramos, V.A., 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab. *Journal of Petrology* 48: 43-77.
- Kelemen, P., Whitehead, J., Aharonov, E. y Jordahl, K. 1995. Experiments on flow focusing in soluble porous media. With application to melt extraction from the mantle. *Journal of Geophysical Research*. 100: 475-496.
- Labudía, C.H., Bjerg, E.A. y Ntaflos, T., 2011. Nuevas dataciones del vulcanismo del noroeste de la Meseta de Somoncurá, Argentina. *XVIII Congreso Geológico Argentino, Actas CD: 356–357.*
- MacKenzie, W., Donalson, C. y Guilford, C., 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. John Wiley & Sons, 148 p., Nueva York.
- Manassero, M. y Maggi, J., 1995. Análisis sedimentológico de la Formación Angostura Colorada (Cretácico superior) en la región de Comallo–Jacobacci, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4):132-142
- Mercier, J-C.C. y Nicolas, A., 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalts xenoliths. *Journal of Petrology*, 16(2): 454-487. Muñoz.
- Niu, Y., 1997. Mantle melting and mantle extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*. 38: 1047-1074.

- Nulló, F., 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 158: 1-88.
- Piccardo, G.B., Müntener, O., Zanetti, A., Romairone, A., Bruzzone, S., Poggi, E. y Spagnolo, G., 2004. The Lanzo South peridotite: melt/peridotite interaction in the mantle lithosphere of the Jurassic Ligurian Tethys. *Ophioliti* 29: 37–62.
- Piccardo, G. B., Zanetti A. y Müntener O., 2007. Melt/peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite: Field, textural and geochemical evidence. *Lithos*, 94: 181-209.
- Remesal, M. B., 1988. Geología y petrología de los basaltos de la meseta de Somuncurá. Tesis Doctoral, Departamento Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 1-211, (inédito).
- Remesal, M., Salani F., Franchi M. y Ardolino A., 2001. Hoja geológica 4169-Iv Maquinchao Provincia de Río negro Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, 74 p, Buenos Aires.
- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Laurora, A., Ciuffi, S., Zanetti, A., Vannucci, R. y Cingolani, C.A., 2004a. The backarc mantle lithosphere in Patagonia, South America. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 121-152.
- Rubiano Lorenzoni, G.M. 2016. Petrografía de xenolitos del manto alojados en basaltos de la localidad de Prahuaníyeu (Río Negro). Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de La Pampa (inédita), 83 p., Santa Rosa.
- Schneider, C., Rasband W. y Eliceiri K., 2012. NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. *Nature Methods*, pp. 671.
- Somoza, R., Ghidella M. E., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 797-809.
- Tabor, F. A., Tabor, B.E. y Downes, H., 2010. Quantitative characterization of textures in mantle spinel peridotite xenoliths. From: Coltorti, M., Downes, H., Grégoire, M. & O'Reilly, S. Y. (eds) *Petrological Evolution of the European Lithospheric Mantle*. Geological Society, London, Special Publications, 337: 195-211.
- Volkheimer, W., 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (provincia de Río Negro). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28(1): 13-36.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, 466 p., Londres.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.

APÉNDICE

Descripción de muestras

Mn 1 A	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (64,63%), Ortopiroxeno (33,06%), Clinopiroxeno (2,30%), Espinela (1,44%)
Descripción	<p>-Olivino: de forma anhedral, su longitud máxima es de 3,5 mm, con bordes mayormente irregulares. Hay dos poblaciones, los cristales de mayor tamaño presentan <i>kink-bands</i> y los más pequeños tienen extinción ondulosa y en su mayoría presentan óxido de Fe.</p> <p>-Ortopiroxeno: los cristales tienen forma subhedral, su longitud máxima es de 3,8 mm, con bordes curvos y rectos, presentan engolfamiento. Los cristales de mayor tamaño presentan <i>kink-bands</i>, exsolución y alteración como manchas.</p> <p>-Clinopiroxeno: cristales pequeños de forma anhedral, con una longitud máxima de 0,8 mm y algunos con exsolución.</p> <p>-Espinela: se presenta de manera escasa y aislada (no es una espinela primaria, sino producto de reacción con el basalto).</p>
Observaciones	La muestra presenta mucha deformación (olivino y ortopiroxenos con <i>kink-bands</i>). Se observa reacción del ortopiroxeno en contacto con el basalto y el olivino presenta "pátinas" de óxido de hierro (iddingsita).

Mn 2	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (85,82%) ,Ortopiroxeno (12,91%), Clinopiroxeno (1,2%), Espinela (1,07%)
Descripción	<p>-Olivino: forma anhedral a subhedral con bordes irregulares y rectos, su máxima elongación es de 4 mm y los cristales más grandes presentan abundantes <i>kink-bands</i>.</p> <p>-Ortopiroxeno: forma anhedral, con bordes curvos e irregulares, su máxima longitud es de 1,6 mm. Los granos se encuentran con reemplazo pseudomórfico parcial o total, por minerales (no identificados) más finos conectados con el basalto. Presenta inclusiones de olivino y los cristales tienen exsolución y extinción ondulosa.</p> <p>-Clinopiroxeno: forma anhedral, con bordes irregulares y curvos, con una longitud máxima de 0,6mm, con exsolución y casi la totalidad de los granos se encuentran reemplazados.</p> <p>-Espinela: se presenta de manera escasa y aislada (no es una espinela primaria, sino producto de reacción con el basalto).</p>
Observaciones	Reemplazo de piroxenos por minerales más finos (no identificados) conectado por venillas, presenta pátinas de óxido de Fe en los bordes de la muestra y en su totalidad se encuentra muy fracturada, con deformación (olivino y ortopiroxeno con <i>kink-bands</i>).

Mn 3	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (68,67%), Ortopiroxeno (28,15%), Clinopiroxeno (3,20%), Espinela (0,77%)
Descripción	<p>-Olivino: forma anhedral con bordes irregulares y rectos, su máxima elongación es de 2,7 mm. Hay dos poblaciones, los granos de mayor tamaño presentan en su mayoría abundantes <i>kink-bands</i>, aunque algunos tienen extinción ondulosa, muchos de los cuales están separados pero extinguen juntos y los de menor tamaño no presentan deformación. El olivino se encuentra débilmente alterado a un color rojizo oscuro.</p> <p>- Ortopiroxeno: es anhedral con bordes irregulares, su longitud máxima es de 4,1 mm. Reemplazo parcial, desde incipiente a casi total, por minerales (no identificados) de grano más fino, relacionado con las venillas provenientes del basalto. Tienen clivaje en una sola dirección, con grandes engolfamientos y muy fracturados.</p> <p>-Clinopiroxeno: es anhedral de bordes irregulares, con una longitud máxima de 2,1mm. Bordes recristalizados con <i>spongy rim</i>. Presentan exsolución y extinción ondulosa.</p> <p>-Espinela: muy escasa, de forma anhedral. (No es una espinela primaria, sino producto de reacción con el basalto).</p>
Observaciones	Casi total reemplazo de ortopiroxeno y en el contacto con el basalto se observa óxido de Fe e ingreso de venillas.

Mn 4	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (77,91%) ,Ortopiroxeno (20,59%), Clinopiroxeno (1,48%), Espinela (2,19%)
Descripción	<p>-Olivino: son anhedral con bordes rectos y curvos, y su longitud máxima es de 6 mm, hay mucha presencia de <i>kink-bands</i> en todos los cristales, alteración y una inclusión mineral de piroxeno.</p> <p>-Ortopiroxeno: se encuentra de forma anhedral, con sus bordes irregulares, rectos y curvos, su máxima elongación es de 2,9 mm.</p> <p>La mayoría de los granos tiene extinción ondulosa y deformación, hay cristales con exsolución y combamiento de las mismas.</p> <p>-Clinopiroxeno: anhedral con una longitud máxima de 1,2 mm. Son escasos y presentan exsolución.</p> <p>- Espinela: se presenta de forma anhedral, su máxima longitud de 0,3 mm, con bordes irregulares. Otros granos se encuentran de forma vermicular.</p>
Observaciones	La muestra se encuentra muy deformada , el basalto invade cristales de olivino y se observan pátinas de oxido.

Mn 5	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (83,74%), Ortopiroxeno (13,49%), Clinopiroxeno (2,49%), Espinela (1,67%)
Descripción	<p>-Olivino: forma anhedral con bordes irregulares y curvos, su longitud máxima es de 5,1mm. Hay dos poblaciones, los cristales más grandes presentan en su mayoría abundantes <i>kink-bands</i>, los más pequeños extinción ondulosa, engolfamiento y entre los cristales de olivino grandes hay cristalización de piroxenos de grano fino.</p> <p>-Ortopiroxeno: forma anhedral con bordes curvos e irregulares, algunos se presentan de forma vermicular, su máxima longitud es de 4,0mm. Presentan exsolución, engolfamiento y se encuentran muy fracturados.</p> <p>-Clinopiroxeno: forma anhedral y hábito vermiculares de bordes irregulares, curvos y rectos, con una longitud máxima de 0,3mm. Presentan exsolución y se encuentran entre la espinela.</p> <p>- Espinela: forma anhedral y hábito vermicular, con su máxima longitud de 0,5 mm.</p>
Observaciones	La muestra se encuentra muy fracturada, en los bordes se observa una delgada película de basalto, algunos de los granos presentan alteración/ oxidación, y zonas de reemplazo por minerales no identificados.

Mn 6	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Dunita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (93,81%), Ortopiroxeno (6,08%), Clinopiroxeno (0%), Espinela (0,1%)
Descripción	<p>-Olivino: son anhedral con bordes irregulares, su máxima longitud es de 5,0mm, con presencia de abundantes <i>kink-bands</i> y algunos engolfamientos. Los granos tienen inclusiones minerales de olivino de menor tamaño y se encuentran muy deformados.</p> <p>-Ortopiroxeno: son anhedral con bordes irregulares, de hábito vermicular, su longitud máxima es de 1,5mm y no presentan deformación.</p> <p>-Espinela: muy escasa, de forma anhedral.</p>
Observaciones	<p>En la muestra se observan parches de reemplazo, de 1.8 mm de diámetro, formados por olivinos, piroxenos, minerales opacos (óxidos) y vidrio. No se distingue que mineral ha sido reemplazado por los minerales de menor tamaño. Se observan minerales del grupo de la espinela poco desarrollados como óxidos.</p>

Mn 7	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (87,95%), Ortopiroxeno (10,15%), Clinopiroxeno (1,88%), Espinela (0,36%)
Descripción	<p>-Olivino: forma anhedral de bordes rectos e irregulares, su máxima longitud es de 7,1 mm., presentan abundantes <i>kink-bands</i> e inclusiones minerales de piroxenos.</p> <p>-Ortopiroxeno: cristales de forma anhedral, con bordes irregulares, su máxima longitud es de 4 mm, presentan engolfamiento , <i>spongy rim</i> y cristales con exsolución y combamiento de las mismas.</p> <p>-Clinopiroxeno: de forma anhedral con bordes irregulares, su máxima elongación es de 1,1mm. Un cristal con alteración producto de la zona de reacción.</p> <p>-Espinela: baja proporción. (No es una espinela primaria, sino producto de reacción con el basalto).</p>
Observaciones	<p>El piroxeno presenta reemplazo parcial a total por numerosos cristales de grano más fino(no identificados), vinculados con las venillas que provienen del basalto.</p> <p>La muestra en su totalidad se encuentra muy fracturada, atravesada por venillas de color oxido (iddingsita) conectados en el borde con el basalto.</p>

Mn 8	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (82,34%), Ortopiroxeno (15,58%), Clinopiroxeno (2,07%), Espinela (1,01%)
Descripción	<p>-Olivino: Se presentan de forma anhedral con bordes irregulares y su longitud máxima es de 3,6 mm, los granos de mayor tamaño presentan abundantes <i>kink-bands</i> mientras que los de menor tamaño no se encuentran deformados y hay engolfamiento.</p> <p>-Ortopiroxeno: anhedral, con bordes irregulares, su máxima elongación de 1 mm, abundante exsolución y reemplazo pseudomorfo.</p> <p>- Clinopiroxeno: se encuentra de forma anhedral con bordes irregulares y su longitud máxima es de 0,5 mm, algunos presentes en venillas o de hábito vermicular.</p> <p>-Espinela son muy escasos y de forma anhedral.</p>
Observaciones	Reemplazo parcial pseudomorfo de ortopiroxeno por clinopiroxeno y opacos de grano muy fino.

Mn 9	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Mosaico porfiroclástica
Composición modal	Olivino (89,04%), Ortopiroxeno (5,98%), Clinopiroxeno (4,97%), Espinela (0,40%)
Descripción	<p>-Olivino: De forma anhedral con bordes irregulares y rectos, su máxima longitud es de 5mm, hay dos poblaciones de cristales en cuanto al tamaño, los más pequeños tienen extinción ondulosa y varios granos que se encuentran separados pero extinguen juntos.</p> <p>-Ortopiroxeno: De hábito vermicular, con su longitud máxima de 1,1mm, se encuentran fracturados con ingreso de venillas.</p> <p>-Clinopiroxeno: Son anhedral de bordes irregulares, con su máxima elongación de 1,5 mm. Parcialmente reemplazados, con bordes recristalizados por venillas (<i>spongy rim</i>).</p> <p>-Espinela muy escasa.</p>
Observaciones	Venillas de minerales de olivino y piroxeno, con hábito vermicular, que se forman entre los cristales de olivino.

Mn 10	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (88,17%), Ortopiroxeno (10,57%), Clinopiroxeno (1,24%), Espinela (1,19%)
Descripción	<p>-Olivino: son anhedral con bordes irregulares, la longitud máxima es de 7 mm, abundantes <i>kink-bands</i> y de gran tamaño. Dentro de los cristales más grandes recristalizan minerales más pequeños de olivino, hay presencia de inclusiones de ortopiroxeno de hábito vermicular y alteración incipiente (iddingsitización).</p> <p>-Ortopiroxeno: se encuentra de forma anhedral, con sus bordes irregulares, su máxima elongación es de 3,7 mm, con reemplazo parcial a total hasta un 40% por ortopiroxeno y los cristales presentan engolfamiento de olivinos sin deformar.</p> <p>-Clinopiroxeno: son de forma anhedral y subhedral con bordes irregulares y curvos. Algunos individuos presentan engolfamiento y otros exsolución.</p> <p>-Espinela: muy escasa y de forma anhedral.</p>
Observaciones	

Mn 11	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (92,29%), Ortopiroxeno (6,29%), Clinopiroxeno (1,40%), Espinela (0,73%)
Descripción	<p>-Olivino: se presentan de forma anhedral con bordes irregulares y deformados, su máxima longitud es de 5 mm, hay abundantes <i>kink-bands</i>, con alteración incipiente a media de minerales no identificados de color ocre en el <i>parting</i> y hay presencia de inclusiones fluidas /fundido secundarias que comienzan atravesando olivinos y siguen por otros cristales en relación con las venillas provenientes del basalto.</p> <p>-Ortopiroxeno: de forma anhedral, completamente atravesados por venillas y su tamaño máximo es de 3 mm., presentan extinción ondulosa, exsolución, combamiento de las mismas y cerca del basalto los minerales son totalmente reemplazados.</p> <p>-Clinopiroxeno: son muy pequeños y su máxima longitud de 0,4 mm, presentan extinción ondulosa y exsolución.</p> <p>-Espinela: muy escasa, de forma anhedral.</p>
Observaciones	Presencia de parches de reacción y venillas provenientes del basalto que atraviesan toda la muestra por sus bordes.

Mn 19	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (86,48%), Ortopiroxeno (12,48%), Clinopiroxeno (1,02%), Espinela (2,45%)
Descripción	<p>-Olivino: anhedral con bordes irregulares, su longitud máxima es de 2,0 mm, presentan abundantes <i>kink-bands</i> y se encuentran alterados por minerales no identificados de color rojizo (iddingzita).</p> <p>-Ortopiroxeno: anhedral con bordes curvos e irregulares, su máxima extensión es de 1,2 mm, con inclusiones fundidas/fluidas secundarias, y espinela. Presentan exsolución con combamiento, se encuentran fracturados y tienen extinción ondulosa.</p> <p>-Clinopiroxeno: muy pequeños, de forma anhedral, con una longitud máxima de 0,3 mm. Presentan láminas de exsolución.</p> <p>-Espinela: de forma anhedral, con su máxima longitud de 2,1mm.</p>
Observaciones	La muestra en su mayoría presenta alteración, producto del ingreso de basalto.

Mn 20	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (85,19%), Ortopiroxeno (12,22%), Clinopiroxeno (2,57%), Espinela (3,19%)
Descripción	<p>-Olivino: se presentan de forma anhedral con bordes irregulares, su máxima longitud es de 6mm, hay abundantes <i>kink-bands</i> y algunos de los granos presentan leve alteración por un mineral de color ocre (iddingzización) en el interior del cristal.</p> <p>-Ortopiroxeno: de forma anhedral, con su longitud máxima de 2,5 mm, presentan exsolución y combamiento de la misma, extinción ondulosa e inclusiones del fundido y los cristales de menor tamaño están límpidos.</p> <p>-Clinopiroxeno: son anhedral de bordes irregulares, con su máxima elongación de 0,9mm, presentan extinción ondulosa, se encuentran dispersos e intercalados con espinela.</p> <p>-Espinela: hábito vermicular y con textura simplectítica entre los cristales de piroxeno.</p>
Observaciones	Venillas que provienen del basalto que afectan a todos los contactos minerales.

Mn 22	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (83,50%), Ortopiroxeno (13,88%), Clinopiroxeno (2,60%), Espinela (2,66%)
Descripción	<p>-Olivino: se encuentran de forma anhedral con bordes irregulares, su tamaño máximo es de 4,5 mm, hay abundantes <i>kink-bands</i>, presentan inclusiones de fluido/fundido, de minerales de piroxeno y varios granos que se encuentran separados pero extinguen juntos. A su vez, algunos presentan alteración incipiente de minerales color ocre en el <i>parting</i>.</p> <p>-Ortopiroxeno: se encuentran de forma anhedral, con sus bordes irregulares, su longitud máxima es de 1,8mm, presentan exsolución con combamiento debido a la deformación, extinción ondulosa, engolfamiento y algunos granos se encuentran alterado producto de la zona de reacción, producido por fluidos provenientes del basalto.</p> <p>-Clinopiroxeno: son anhedral de bordes curvos e irregulares, con su máxima elongación de 0,8 mm, presencia de exsolución en los cristales.</p> <p>-Espinela: de forma anhedral, su tamaño máximo es de 0,3mm. Los cristales se encuentran entre los piroxenos, aprovechando zonas de fracturas.</p>
Observaciones	Muestra fracturada con mucha alteración, producto del ingreso de fluidos provenientes del basalto.

Mn 24	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (84,32%), Ortopiroxeno (15,36%), Clinopiroxeno (0,3%), Espinela (1,81%)
Descripción	<p>-Olivino: presentan dos poblaciones, los más grandes de forma anhedral, su longitud máxima de 2,2 mm, con bordes mayormente irregulares, recristalización de olivino dentro de los cristales más grandes y presencia de <i>kink-bands</i>. Los más pequeños con forma anhedral a subhedral, con bordes irregulares y rectos, en su mayoría presentan alteración, pseudofracturas y líneas paralelas de óxido que rodean el cristal.</p> <p>-Ortopiroxeno: forma subhedral de bordes rectos y curvos, con una elongación máxima de 3,2 mm, con dos poblaciones, los de mayor tamaño presentan exsolución, combamiento de las mismas, algunos con maclas y los de menor tamaño se encuentran límpidos.</p> <p>-Clinopiroxeno. Cristales pequeños, con una longitud máxima de 0,8 mm, de forma anhedral con bordes irregulares, exsolución leve y deformación.</p> <p>-Espinela: se presentan en forma anhedral, con bordes irregulares, y su longitud máxima es de 1.2 mm, con hábito similar a <i>holly leaf</i>.</p>
Observaciones	Presencia de exfoliación incipiente, muy suave, muestras con orientación, elongación/exfoliación de minerales en el mismo sentido.

Mn 25	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Dunita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (85,69%), Ortopiroxeno (11,93%), Clinopiroxeno (2,36%), Espinela (5,09%)
Descripción	<p>-Olivino: se encuentran de forma anhedral, con bordes irregulares, su longitud máxima de 3,7 mm, en su mayoría se encuentran fracturados, con <i>kink-bands</i> y hay engolfamiento e inclusiones de piroxenos. Los granos se encuentran muy fracturados, algunos presentan débil alteración color ocre con presencia de recristalización de granos más finos de olivinos sin deformación.</p> <p>-Ortopiroxenos: anhedral de bordes irregulares, su máxima longitud es de 3,1mm, la mayoría se encuentra con exsolución, fracturados y tienen extinción ondulosa. Hay reemplazo incipiente en los márgenes del cristal, y total cerca del contacto con el basalto. Uno de los granos presenta inclusión de olivino de hábito vermicular.</p> <p>-Clinopiroxeno: son muy pequeños, con su longitud máxima de 0,5 mm. Estos cristales se encuentran en inclusiones dentro del olivino o en el contacto con él. Hay exsolución.</p> <p>-Espinela: anhedral, rodeada por una zona de reacción, con una longitud máxima de 0,5mm.</p>
Observaciones	La muestra presenta débil alteración, con recristalización de minerales más pequeños y además se encuentra muy fracturada.

Mn 26	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (73,79%) ,Ortopiroxeno (21,03%), Clinopiroxeno (5,17%), Espinela (0,45%)
Descripción	<p>-Olivino: forma anhedral de bordes irregulares, su máxima longitud es de 3,1mm, hay dos poblaciones, cristales grandes con abundantes <i>kink-bands</i> y engolfamiento, los de menor tamaño presentan extinción ondulosa.</p> <p>-Ortopiroxeno: forma anhedral, con bordes irregulares, su máxima longitud es de 5,4 mm, presencia de exsolución en los granos de mayor tamaño e inclusiones de olivino. Algunos de los minerales de menor tamaño no presentan exsolución. Reemplazo de minerales más pequeños (no identificados) muy cerca del contacto con el basalto y fracturamiento en algunos cristales con relicto de ortopiroxeno reemplazado por olivinos.</p> <p>-Clinopiroxeno: se encuentra de forma anhedral con bordes irregulares, su máxima elongación es de 10,4 mm. Hay pequeñas exsoluciones.</p> <p>-Espinela: baja proporción, derivan de la reacción con el basalto.</p>
Observaciones	Patinas de oxidación que afectan al olivino a lo largo de la muestra, podrían tener conexión con el basalto.

Mn 28	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Truggi, 1980)	Dunita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (90,6%), Ortopiroxeno (8,6%), Clinopiroxeno (0,8%), Espinela (0%)
Descripción	<p>-Olivino: se encuentran de forma anhedral con bordes curvos e irregulares, su longitud máxima es de 7mm, los cristales poseen abundantes <i>kink-bands</i> y presentan inclusiones de fluido/fundido, relacionado con el basalto.</p> <p>-Ortopiroxeno: forma subhedral con bordes curvos e irregulares, su máxima extensión es de 0,9 mm, presentan exsolución y extinción ondulosa, hay un cristal con inclusión de olivino y algunos granos han sufrido reemplazo parcial producto del ingreso de fluidos basálticos.</p> <p>-Clinopiroxeno: son anhedral y subhedral de bordes irregulares y curvos, con una longitud máxima de 0,2mm y presentan exsolución.</p> <p>Espinela: se encuentra en muy baja proporción, y se presenta de forma anhedral.</p>
Observaciones	La muestra se encuentra con alteración débil de material color ocre, que ingresa desde los bordes vinculados al basalto. Hay parches de reacción, vinculados a los piroxenos, con una longitud máxima de 1,7 mm.

Mn 31	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (85,27%), Ortopiroxeno (13,48%), Clinopiroxeno (1,24%), Espinela (0,83%)
Descripción	<p>-Olivino: forma anhedral a subhedral con bordes curvos e irregulares, su máxima longitud es de 2.7 mm, varios minerales están separados pero extinguen juntos y otros presentan <i>kink-bands</i>.</p> <p>-Ortopiroxeno: cristales anhedrales, con bordes irregulares, con una longitud máxima de 2,8 mm, se observa engolfamiento, la mayoría de los cristales tienen exsolución, la cual está bandeada o combada, y algunos solo tienen extinción ondulosa. Presencia de cristales con exsolución dentro de otro ortopiroxeno y se encuentran disueltos en los bordes con el basalto.</p> <p>-Clinopiroxeno: forma anhedral, con bordes irregulares y curvos, su longitud máxima de 0,8 mm. Con exsolución y alteración</p> <p>-Espinela: se encuentran escasos cristales y de manera aislada, con una longitud máxima de 0,4 mm. Los bordes se encuentran más oscuros por alteración.</p>
Observaciones	Venillas conectadas con el basalto, algunas aparecen interconectadas y con patinas de oxidación.

Mn 32	
Nombre de la roca Según la clasificación de IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita
Textura	Porfiroclástica
Composición modal	Olivino (88,80%), Ortopiroxeno (5,03%), Clinopiroxeno (6,15%), Espinela (0,64%)
Descripción	<p>-Olivino: forma anhedral a subhedral con bordes rectos, irregulares y curvos, su longitud máxima es de 3,2 mm, hay dos poblaciones, los cristales más grandes presentan en su mayoría abundantes <i>kink-bands</i>, y los más pequeños extinción ondulosa.</p> <p>-Ortopiroxeno: son anhedral a subhedral con bordes curvos e irregulares, su máxima extensión es de 0,9 mm, en su mayoría están sufriendo reemplazo por minerales no identificados. Hay fracturamiento de algunos granos y se encuentran afectados por parches de reacción y su extinción es ondulosa.</p> <p>-Clinopiroxeno: son anhedral de bordes irregulares, con una longitud máxima de 1,1 mm. En su mayoría muy alterados por parches de reacción.</p> <p>-Espinela: de forma anhedral, en muy baja proporción.</p>
Observaciones	La muestra se encuentra muy afectada por parches de reacción, produciendo alteración en los cristales de espinela, y recristalización de minerales de menor tamaño.