



**FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES**  
**UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA**

Tesina presentada para obtener el grado académico de

**LICENCIADO EN GEOLOGÍA**

**PETROGRAFÍA DE XENOLITOS ULTRAMÁFICOS Y DE LA ROCA PORTADORA  
DEL CERRO TORTUGA, PROVINCIA DE CHUBUT**

Sabrina Soledad Paredes

SANTA ROSA (LA PAMPA)

ARGENTINA

2016

1

## 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 período comprendido entre junio y diciembre de 2016, bajo la dirección de Bertotto, Gustavo Walter y la codirección de Ponce, Alexis Daniel.

### Agradecimientos

A la UNLPam por brindarme educación pública y gratuita.

A mi director Walter Bertotto por su tiempo, paciencia, consejos y dedicación constante.

A mi co-director Alexis Ponce por su buena voluntad, colaboración en los trabajos de gabinete y correcciones.

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

A Adriana Mehl, por las correcciones y sugerencias.

A Georgina Rubiano por su predisposición cada vez que necesitamos de su ayuda.

A mis profesores y compañeros.

A mis amigos.

A mi gran amiga y compañera, Carolina Oppezzo.

A mi hermana Alejandra. A Ramiro y Tiana por apoyarme y acompañarme.

A quienes siempre me acompañaron en este camino con tanto amor, mis pilares: mamá y papá.

Diciembre de 2016

Sabrina Soledad Paredes

Departamento de Geología

FACULTAD DE CIENCIAS 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 Tortuga, situado 60 km al este de la localidad de Sarmiento en la Provincia de Chubut. Este cerro es un relicto de cuello volcánico y está formado por basaltos y gabros olivínicos pertenecientes al magmatismo básico Oligoceno-Mioceno de la región. Las litologías identificadas en los xenolitos estudiados son mayormente lherzolita y harzburgita, y en menor proporción dunita y websterita olivínica. Presentan principalmente textura mosaico-porfiroclástica y porfiroclástica. El olivino es el único mineral con débil deformación, identificada a partir del desarrollo de escasas *kink-bands*. Como reacciones de desequilibrio en los xenolitos se identificaron *spongy rims* en clinopiroxeno y recristalizaciones en ortopiroxeno vinculadas con venillas de vidrio basáltico que ingresaron a los nódulos durante el transporte hacia la superficie y su emplazamiento final. A partir de la comparación litológica-textural surge que el manto muestreado en Cerro Tortuga está menos empobrecido (más rico en clinopiroxeno) y menos deformado que el de la región de Paso de Indios.

## ABSTRACT

This thesis presents the petrographic characterization of the ultramafic xenoliths and their hosting rocks outcropping in Cerro Tortuga, located 60 km east of Sarmiento city, in the Province of Chubut. Cerro Tortuga is a volcanic neck composed by basalts and olivine gabbros that belong to the Oligocene-Miocene basic magmatism of the region. The identified lithologies in the studied xenoliths are mostly lherzolite and harzburgite, and to a lesser extent dunite and olivine websterite. They mainly present mosaic-porphyroclastic and porphyroclastic texture. Olivine is the only mineral with slight deformation identified from scarce kink-bands. Disequilibrium reactions were identified in the xenoliths, mainly as spongy rims in clinopyroxene and recrystallizations in orthopyroxene, linked with basaltic glass veins that entered the nodules during the transport to the surface and its final emplacement. From the lithological-textural comparison, the mantle sampled in Cerro Tortuga is less depleted (richer in clinopyroxene) and less deformed than in the Paso de Indios region.

## ÍNDICE

PREFACIO.....	2
RESUMEN.....	3
ABSTRACT.....	4
1. INTRODUCCIÓN.....	6
1.1. Ubicación del área de estudio.....	7
1.2. Marco Geotectónico.....	9
1.3. Geología Regional.....	10
2. MATERIALES Y MÉTODOS.....	14
2.1. Trabajo de campo.....	14
2.2. Trabajo de laboratorio.....	14
2.3. Trabajo de gabinete.....	14
3. PETROGRAFÍA.....	18
3.1. Roca Portadora de xenolitos.....	18
3.2. Xenolitos.....	18
3.2.1. Descripción mineralógica.....	22
3.2.2. Reacciones xenolito-basalto hospedante.....	24
3.2.3. Características petrográficas particulares.....	26
4. DISCUSIÓN.....	27
4.1 Estimaciones de fusión parcial y comparación con Paso de Indios.....	29
5. CONCLUSIONES.....	31
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	32
APÉNDICE.....	36

## 1. INTRODUCCIÓN

En este trabajo de tesina se realiza la caracterización petrográfica de los xenolitos ultramáficos y de sus rocas portadoras aflorantes en el Cerro Tortuga, situado 60 km al este de la localidad de Sarmiento en la Provincia de Chubut.

El margen activo de la placa Sudamericana, al sur de los 33°S, está caracterizado en sentido amplio por la formación de fajas donde se concentran arcos volcánicos de distinta edad. El emplazamiento, desarrollo y evolución de estos arcos volcánicos en Patagonia durante el Cenozoico, estuvo condicionado principalmente por la velocidad de convergencia de las placas, la inclinación de la zona de Benioff, la edad de la placa subductada y el espesor de la placa cabalgante (Ardolino *et al.* 1999). Al mismo tiempo, se produjeron múltiples episodios volcánicos en el retroarco vinculados a movimientos extensionales, dando lugar a una vasta región magmática máfica continental. Los eventos más importantes produjeron el Basalto Posadas (Eoceno), la provincia magmática Somuncurá (Oligoceno Superior a Mioceno Inferior), las lavas del Mioceno-Plioceno al este del punto triple de Chile y la provincia magmática de Payunia (Kay *et al.* 2004, Llambías *et al.* 2010, Ramos y Folguera 2011).

Skewes y Stern (1979) relacionaron el origen de los basaltos alcalinos patagónicos con perturbaciones mecánicas o térmicas del manto subcontinental, debidas a la subducción de litosfera oceánica debajo de la placa sudamericana; mientras que otros autores como Kay *et al.* (1993) postularon la actividad de puntos calientes transitorios.

En cuanto a la edad de los afloramientos, se han realizado dataciones en rocas volcánicas de la zona que permiten acotar el período de actividad magmática. Linares y González (1990) dataron basaltos por el método K/Ar dentro del ámbito de la Hoja Geológica Escalante (Sciutto *et al.* 2008); los valores abarcan el lapso de  $46 \pm 3$  a  $3 \pm 0,5$  Ma. Bruni (2004) dató rocas volcánicas por el método K/Ar en la región cuyos valores varían de 36 (Eoceno tardío) a 1,46 Ma (Pleistoceno). Haller *et al.* (2009) dataron basaltos provenientes de coladas ubicadas al norte del Lago Colhué Huapí que arrojaron edades de 2,69 y 2,89 Ma (K/Ar). En resumen, el período eruptivo de las rocas básicas alcalinas del sector en estudio y sus correlativas abarcaría desde el Eoceno hasta el Pleistoceno.

El estudio de los cuerpos ígneos subvolcánicos que afloran en una amplia región de la Patagonia extra-andina, cuya mineralogía y quimismo indican composición básica alcalina ha sido motivo de numerosas investigaciones. Las primeras menciones fueron realizadas por

Villar (1975) quien hace referencia a la presencia de nódulos ultrabásicos en basaltos de la Fase Efusiva Terciaria, los cuales se han encontrado principalmente a 12 km de Comallo (sobre la ruta n° 23, en Río Negro); en Prahuaníyeu, provincia de Río Negro y en Los Adobes, provincia de Chubut. Esta autora indicó que también se identificaron nódulos ultrabásicos (xenolitos exóticos) en el Complejo alcalino del Cerro Tortuga 60 km al Este de la localidad de Sarmiento, en la provincia de Chubut y en Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. El Cerro Tortuga es un relicto de cuello volcánico y las rocas que lo componen fueron incluidas en la unidad “Intrusivos básicos y basaltos alcalinos” con actividad en el Oligoceno-Mioceno (Sciutto *et al.* 2008). Dado que la localidad de Cerro Tortuga es de suma importancia en la geología regional, por ser uno de los afloramientos de rocas con contenido de xenolitos ultramáficos más alejados de la zona de subducción, el objetivo principal de este trabajo de tesina es realizar la caracterización petrográfica de los xenolitos ultramáficos y de las rocas portadoras que lo integran. Como objetivos secundarios se propone: efectuar inferencias sobre los procesos de desequilibrio sufridos por dichos nódulos en el manto al entrar en contacto con el fundido basáltico que los transportó a superficie y comparar las características del manto litosférico muestreado en esta localidad con las de Paso de Indios (Chubut) situado en un ambiente de retroarco similar.

### 1.1. Ubicación del área de estudio

El Cerro Tortuga se ubica a los 45°38'54" S y 68°17'36" O, en la región sur de la provincia de Chubut (Figs. 1 y 2). Forma parte del volcanismo de retroarco patagónico de edad similar al de Somuncurá (Oligoceno-Mioceno) situado en el área de Sarmiento.

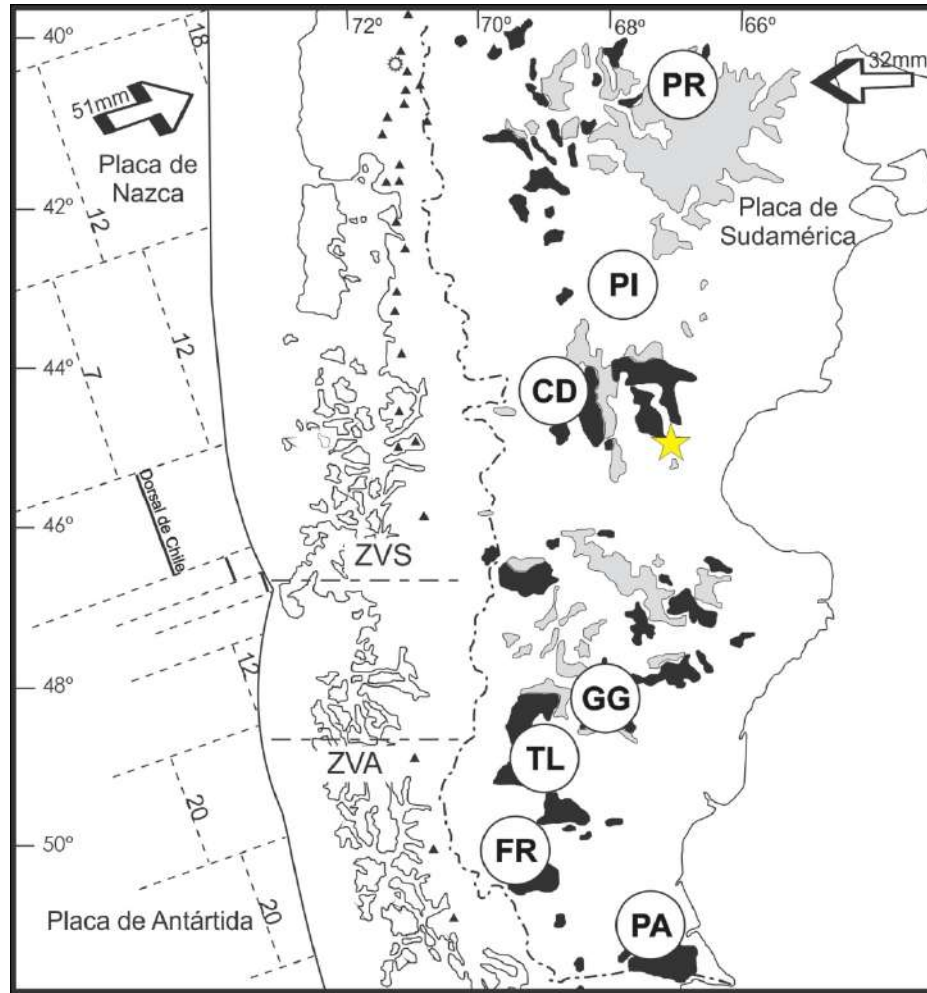


Figura 1. Ubicación del Cerro Tortuga (estrella). Se indican los basaltos terciario-cuaternarios del retroarco patagónico y las localidades más conocidas con xenolitos del manto: PR = Prahuaniyeu; PI = Paso de Indios; CD = Cerro de Los Chenques; GG = Gobernador Gregores; TL = Tres Lagos; FR = Cerro El Fraile; PA = Pali Aike. Modificado de Stern *et al.* (1990).



Figura 2. Cerro Tortuga, provincia de Chubut.



## 1.2. Marco geotectónico

Para comprender el ambiente tectónico donde se ubica el Cerro Tortuga, se debe tener en cuenta la configuración tectónica de la Cuenca del Golfo San Jorge y del área austral extraandina de la Provincia de Chubut.

La Cuenca del Golfo San Jorge es considerada de génesis intracratónica, ya que está ubicada entre el Macizo Norpatagónico al norte y el Macizo del Deseado al sur, los cuales habrían permanecido relativamente estables durante el relleno de la cuenca. Se le asignó un origen por procesos extensionales a partir del Triásico a Jurásico, momento en que se produjo la rotura del supercontinente de Gondwana, la apertura del Océano Atlántico y la deriva de la placa Sudamericana hacia el oeste (Sciutto *et al.* 2008).

Durante el Neógeno, la cuenca fue afectada por un régimen de inversión tectónica provocado por los esfuerzos compresivos relacionados con el levantamiento de los Andes, dando lugar a la formación de fallas inversas y anticlinales de rumbo N-S como los que caracterizan la faja plegada de San Bernardo.

El Cenozoico de la región extra-andina está caracterizado por un intenso magmatismo básico, cuyo origen es atribuido a diferentes causas en función de la configuración de las placas tectónicas en las distintas latitudes.

El origen del volcanismo al sur de los 46°, es asignado a la presencia de una ventana astenosférica producida cuando la dorsal fue subductada por debajo del margen activo chileno (Ramos y Kay 1992, Gorrington *et al.* 1997, Kilian y Behrmann 1997, D'Orazio *et al.* 2000, 2001, 2005, entre otros). Al norte de la ventana astenosférica, el mecanismo generador del volcanismo es aún materia de debate. Por ejemplo, para la Meseta de Somuncurá situada entre el centro-sur de Río Negro y centro-norte de Chubut, Kay *et al.* (1993, 2007) propusieron la existencia de una anomalía térmica asociada a un *hot spot* transitorio relacionada con una reorganización de las placas durante el Oligoceno. Por su parte Muñoz *et al.* (2000) y de Ignacio *et al.* (2001) lo relacionaron a un *slab roll back* también producido por cambios en la configuración de las placas para la misma época: aumento en la velocidad de convergencia (Cande y Leslie 1986, Pardo Casas y Molnar 1987) y disminución en el ángulo de convergencia (Cande y Leslie 1986). Una hipótesis alternativa para la meseta de Somuncurá se refiere a múltiples ascensos de fundido hidratado derivado de la zona de transición del manto (Orihashi *et al.* 2006, Honda *et al.* 2006).

Hipótesis más recientes vinculan el magmatismo del norte de Patagonia con un proceso de delaminación cortical (Remesal *et al.* 2012), en tanto que Aragón *et al.* (2011, 2013) argumentaron la colisión de la dorsal paleógena de Farallón-Aluk con Sudamérica y su evolución a un margen transformante con el desprendimiento y hundimiento de la placa Aluk y el desarrollo de una gran ventana astenosférica con la consiguiente migración del arco hacia el interior, a lo largo de unos 30 Ma. (Menegatti *et al.* 2014).

### 1.3. Geología regional

Se describe una síntesis de la geología regional de un área de aproximadamente 6300 km<sup>2</sup> que comprende el sector austral de la provincia de Chubut y una porción del flanco norte de la cuenca sedimentaria del Golfo San Jorge (Fig. 4).

La unidad más antigua del área de estudio es la Formación Salamanca (**1**) del Paleoceno Medio, constituida principalmente por areniscas gruesas a finas y arcilitas, representando la primera transgresión marina atlántica del Cenozoico. Corresponde a sedimentitas marinas que afloran en la Península Grande, en los niveles topográficos más bajos de las terrazas escalonadas que suben hacia la Pampa Pelada, inmediatamente al sur del lago Colhué Huapí y en ambas márgenes del Río Chico.

Transicionalmente los depósitos de la Formación Salamanca pasan a un ambiente continental representado por la Formación Río Chico (**2**) del Paleoceno Superior, unidad constituida fundamentalmente por areniscas, conglomerados, tobas y arcilitas. Los afloramientos ocupan extensas áreas en el valle del Cañadón Hondo, como así también amplias exposiciones aparecen en fajas bastantes continuas en ambas márgenes del valle del Río Chico, al norte y sur del lago Colhué Huapí y en los bordes de las mesetas basálticas (ej. sierras Corrientes, Chaira y Victoria, Península Grande) y en las mesetas de gravas (ej. Pampa Pelada, Vaca). Están bien expuestos en todo el borde de la Pampa Pelada, en especial hacia el norte.

Las rocas del Grupo Sarmiento (**3**) se depositaron entre el Eoceno y el Oligoceno e incluyen bancos espesos de tobas poco consolidadas, terrosas, con intercalaciones de tobas arcillosas y areniscas con clastos de tobas. La Formación o Grupo Sarmiento está expuesta en los bordes de la Pampa del Castillo, donde la pendiente topográfica desciende hacia el valle del Río Chico, en forma de fajas discontinuas. Una estrecha faja, bastante continua, aflora en torno a

la pampa Pelada. Se encuentran buenos y extensos afloramientos en las barrancas al sur del lago Colhué Huapí, tanto al sur como al norte del Valle Hermoso.

Las rocas basálticas e intrusivas básicas **(4, 5)**, que tienen una edad comprendida entre el Oligoceno y Mioceno, forman mantos asociados con diques, filones capa y chimeneas volcánicas. Constituyen un paisaje de mesetas, tales como en el suroeste de la Sierra Corrientes, Pampa Negra y de los Guanacos, asociadas con diques (Valle Hermoso), diques anulares (Pico Oneto y Cerro Tortuga) y centros efusivos. Aparecen en ambos márgenes del Río Chico, conformando los Cerros Oneto, Oneto Chico, Tortuga, Salpú, Guacho, Península Mocha, Península Chica, Península Grande, Virgen y Pico Victoria, que intruyen en general a las Formaciones Salamanca y Río Chico. En la margen derecha del Valle Hermoso se disponen algunos mantos de basaltos alcalinos, rellenando paleocanales, entre el Grupo Sarmiento y la Formación Chenque.

La Formación Chenque **(6)** representa una nueva ingesión del mar durante el lapso Oligoceno-Mioceno, con buenas exposiciones de esta unidad en el Río Chico. Aflora a lo largo del borde septentrional de la Pampa del Castillo, llegando hasta la costa del Golfo San Jorge, apoyándose sobre una superficie de erosión que afecta a las piroclástitas de la Formación Sarmiento. Además, está bien representada en la margen derecha del valle Hermoso y en la zona de la Estancia Tres Picos. La litología representativa de la unidad corresponde a areniscas, pelitas, coquinas, conglomerados y areniscas tobáceas.

La acumulación de la sedimentación continental de la Formación Santa Cruz **(7)** se produjo luego de un progresivo retroceso del Mar Atlántico, durante el Mioceno temprano. La sedimentación comenzó con depósitos de estuarios controlados por mareas haciéndose progresivamente más fluviales y eólicos. La unidad está compuesta principalmente por sedimentitas epiclásticas predominantes y piroclástitas subordinadas. Aflora en la parte alta de ambos frentes de la Pampa del Castillo.

Los depósitos fluvioglaciales aterrizados de la Pampa del Castillo **(8)** del Plioceno, corresponden a gravas arenosas que han estado durante mucho tiempo expuestas a la erosión eólica, la que removió parte de la matriz arenosa superficial.

En las franjas más externas que bordean las coladas basálticas afloran depósitos constituidos por fragmentos de basaltos mezclados con otros provenientes de las sedimentitas que los infrayacen. Estos constituyen detritos de faldeos **(9)** incluidos en el Pleistoceno.

Los depósitos provenientes de la erosión de las gravas de los niveles aterrizados de la Pampa del Castillo **(10)**, generan planos de erosión con pendientes hacia el Valle Hermoso, Río Chico y otros bajos topográficos, labrados sobre las sedimentitas de las formaciones Santa Cruz, Chenque, Sarmiento, Río Chico, Salamanca y sobre el Grupo Chubut.

Los depósitos de la Estancia Tres Picos **(11)** son niveles de gravas arenosas correspondientes a un segundo episodio fluvio-glacial de fines del Terciario o comienzos del Cuaternario. Asimilable al nivel de la Pampa de las Catalinas por debajo del nivel de la Pampa del Castillo. En el extremo suroeste se apoyan en discordancia levemente angular sobre la Formación Santa Cruz, mientras que hasta el nordeste lo hacen sobre la Formación Chenque.

Parte del Pleistoceno Medio está representado por los depósitos de la Pampa Vaca **(12)** y por los depósitos del Kilómetro 162 **(13)**. Las gravas que componen los primeros (12) se apoyan en discordancia sobre las rocas de la Formación Río Chico, en tanto que en el Cerro Blanco lo hacen sobre secciones superiores del Grupo Sarmiento. En el caso de los depósitos del Kilómetro 162, se trata de gravas que afloran sobre ambas márgenes del Valle Hermoso. En la margen derecha estas gravas apoyan en discordancia sobre unidades de la Formación Chenque, mientras que en la margen izquierda lo hacen sobre el Grupo Sarmiento en el oeste y sobre la Formación Río Chico en el este.

Las rocas del Valle Hermoso **(14)** se depositaron entre el Pleistoceno Superior y Holoceno Inferior y corresponden a la última planicie aluvial del antiguo Río Senguer, cuando continuaba su recorrido por el Río Chico. Los clastos están constituidos por rocas volcánicas porfíricas y afaníticas y escasas graníticas. Por su parte, los depósitos de cordones litorales lacustres **(15)** corresponden a gravas que fueron aportadas por el Río Senguer, en la época en que ocupaba el Valle Hermoso.

Para el resto del Holoceno existen depósitos de remoción en masa **(16)**, sedimentos lacustres **(17)**, eólicos **(18)**, aluviales y coluviales **(19)**.

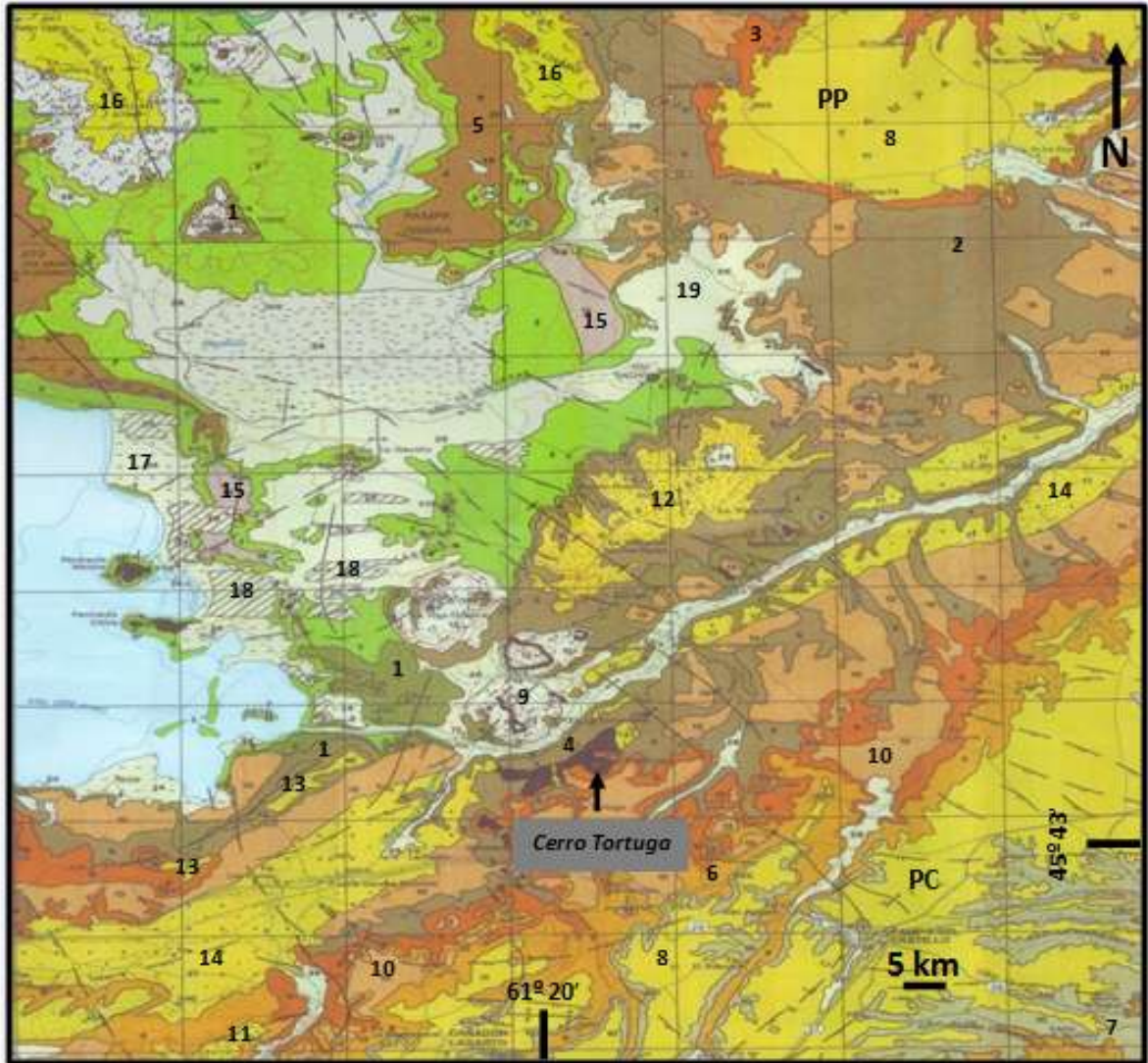


Figura 3. Mapa geológico de la zona en torno al Cerro Tortuga, tomado de la Hoja Geológica 4569-IV, Escalante (Sciutto *et al.* 2008). Referencias: Formación Salamanca (1), Formación Río Chico (2), Grupo Sarmiento (3), Rocas basálticas e intrusivas básicas (4,5), Formación Chenque (6), Formación Santa Cruz (7), Pampa del Castillo (8), detritos de faldeos (9), depósitos sobre pedimentos (10), depósitos de la Estancia Tres Picos (11), depósitos de la Pampa Vaca (12), depósitos del Kilómetro 162 (13), depósitos de Valle Hermoso (14), depósitos de cordones litorales lacustres (15), depósitos de remoción en masa (16), sedimentos lacustres (17), eólicos (18), aluviales y coluviales (19), PP = Pampa Pelada, PC = Pampa del Castillo.

## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

### 2.1. Trabajo de campo

El trabajo de campo fue realizado en el año 2014 por el director de esta tesina. El muestreo se realizó con piqueta.

### 2.2. Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio se realizó en el Pabellón de Geología perteneciente a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEyN) de la Universidad Nacional de La Pampa (UNLPam) y consistió en la confección de la mayoría de las secciones delgadas de xenolitos y roca portadora. En la Universidad de San Luis se efectuaron el resto de las secciones delgadas. Para el corte y desbaste de las muestras se utilizó una cortadora de sierra circular con incrustaciones de diamante lubricada con una mezcla de agua y aceite soluble, marca Struers, modelo Discoplan. 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 pasó al desgaste, en primera instancia con la misma máquina Struers y posteriormente sobre una placa de vidrio de 20 mm de espesor y carborundum de granulometrías 400, 600 y 1000. Para finalizar el pulido de todas las secciones, se utilizó una pulidora marca Struers modelo Planopol, utilizando pasta diamantada marca Prazis de 3  $\mu\text{m}$  y 1  $\mu\text{m}$  de diámetro.

### 2.3. Trabajo de gabinete

Se efectuó en el Pabellón de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam. El mismo comenzó con la recopilación bibliográfica y estudio de antecedentes geológicos de la zona de trabajo. La Geología Regional fue tomada de la Hoja Geológica 4569-IV, Escalante (Sciutto *et al.* 2008).

El análisis petrográfico de las secciones delgadas se realizó con un microscopio óptico marca Nikon Eclipse E400 Pol.

Para realizar el conteo modal se obtuvieron imágenes de secciones delgadas por medio de una cámara fotográfica marca Nikon a luz natural (sin aumento) sobre las cuales se contaron 2000 puntos por muestra de manera aleatoria, mediante el software *JMicroVision* 1.2.7 (Schneider *et al.* 2012). A partir de los porcentajes obtenidos, se clasificaron las rocas teniendo en cuenta la nomenclatura de la IUGS (Teruggi 1980).

Para la descripción petrográfica se siguió la clasificación Mackenzie *et al.* (1982) en el caso de los basaltos. Para evaluar las texturas de las rocas ultramáficas se utilizó la nomenclatura de Mercier y Nicolas (1975) y la de Harte (1977). Mercier y Nicolas (1975) tuvieron en cuenta para su propuesta, la génesis de los xenolitos en relación con el tamaño, el hábito y la deformación de los minerales, definiendo tres texturas: protogranular, porfiroclástica y equigranular (Fig. 1).

Para la textura protogranular consideraron que la deformación está prácticamente ausente, la espinela se presenta con hábito vermicular con ortopiroxeno o de manera intersticial entre ortopiroxeno y clinopiroxeno. En la textura porfiroclástica, se exhiben efectos de deformación en los porfiroclastos mientras los neoblastos se encuentran sin deformar y son producto de recristalización. La espinela generalmente presenta un tipo de forma anhedral definida como *holly leaf* (hoja de acebo) y se encuentra rodeada por olivino. En el caso de la textura equigranular presentan una subdivisión: tabular y en mosaico. En éstas, la espinela en forma de inclusiones esféricas y redondeadas dentro de olivinos y piroxenos (Mercier y Nicolas 1975).

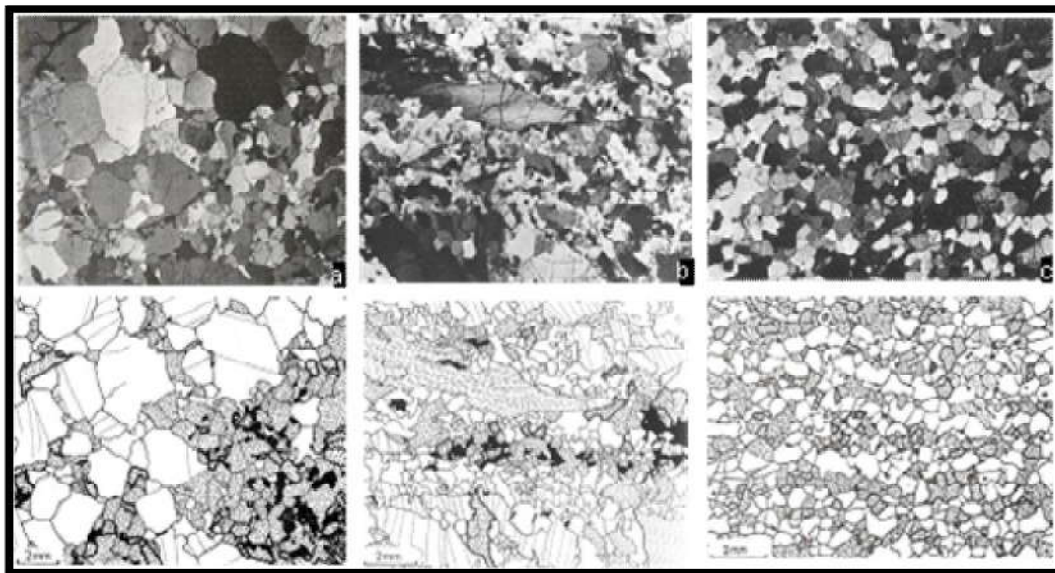


Figura 4. Fotomicrografías y esquemas de ellas, obtenidos de Mercier y Nicolas (1975). a) Textura protogranular, b) textura porfiroclástica, c) textura equigranular.

Según Harte (1977) existen cuatro tipos de texturas generales en base al porcentaje de olivino como porfiroclasto y al tamaño promedio de los granos: gruesa, porfiroclástica, mosaico-porfiroclástica y granoblástica (Tabla 1).



La textura gruesa con ausencia de porfiroclastos y cristales mayores a 2 mm con bordes mayormente gruesos o suavemente curvos y en menor medida irregulares. La textura porfiroclástica tiene más del 10% de olivino como porfiroclasto y en ella se distinguen dos poblaciones principales: porfiroclastos y matriz de grano fino. Los bordes son irregulares en porfiroclastos y rectos en neoblastos. Tiene 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. También, los bordes de grano son irregulares en porfiroclastos y rectos en neoblastos. Posee tres subtexturas: Ni disturbado ni laminado, fluidal laminado y disturbado. La textura granoblástica tiene granos generalmente menores a 2 mm. Existen granos poligonales o poligonales-tabulares con bordes rectos o suavemente curvos. Presenta dos subtexturas: ecuate y tabular.

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

<b>Textura</b>	<b>Porfiroclastos</b>	<b>Tamaño de grano</b>	<b>Límites de grano</b>	<b>Subtipos</b>
<b>Gruesa</b>	Ausentes	en promedio >2mm	Variable. Mayormente rectos o suavemente curvos, pero pueden ser menos regulares.	-Ecuante -Tabular
<b>Porfiroclástica</b>	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
<b>Mosaico-Porfiroclástica</b>	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
<b>Granuloblástica</b>	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

Macroscópicamente se distinguieron tres variedades de rocas hospedantes de los xenolitos, cuya petrografía se describe a continuación:

1. Roca basáltica con textura porfírica y fenocristales de olivino subhedrales de 0,6 mm de longitud máxima, parcial a totalmente reemplazados por iddingsita. La pasta está formada por plagioclasa, olivino parcial a totalmente reemplazado por iddingsita y minerales opacos en una base vítrea, conformando una pasta microlítica, con un arreglo de granos sin orientar. La roca contiene xenolitos de peridotitas y xenocristales disgregados de la misma, con signos de reacción. Muestra CT (Fig. 5a).

2. Roca ígnea con textura porfírica a glomeroporfírica y pasta intergranular. Los fenocristales son de clinopiroxeno, olivino y plagioclasa, los que frecuentemente forman glomérulos. El clinopiroxeno es anhedral con bordes rectos e irregulares y de 3,7 mm de longitud máxima. La plagioclasa se presenta en forma subhedral a anhedral, con una longitud máxima de 4 mm, maclas polisintéticas, según la ley de la albita, en su mayoría, y en menor medida de Carlsbad. El olivino es anhedral con alteración en los bordes y en el parting y con una longitud máxima de 1,8 mm. La pasta está formada por los mismos minerales y minerales opacos con formas ecuanes y aciculares. Por la composición mineralógica se trata de un gabro olivínico (Teruggi 1980). Muestra CT14-2 (Fig. 5b).

3. Roca formada por plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos y olivino en orden de abundancia. Las texturas dominantes son intergranular y traquitoide, subordinadamente se presentan arreglos subofíticos entre piroxeno y plagioclasa. La plagioclasa es subhedral con una longitud máxima de 3 mm, con maclas polisintéticas, según la ley de la albita y de Carlsbad. El clinopiroxeno es subhedral con una longitud máxima de 3 mm, con zonación sectorial (reloj de arena). El olivino es subhedral con pátinas de óxidos de hierro en bordes y parting, y una longitud máxima de 1,2 mm. Los minerales opacos son equidimensionales, esqueléticos y con una longitud máxima de 1,8 mm. Según su mineralogía clasifica como gabro olivínico (Teruggi 1980). Muestra CT14-1 (Fig. 5c).

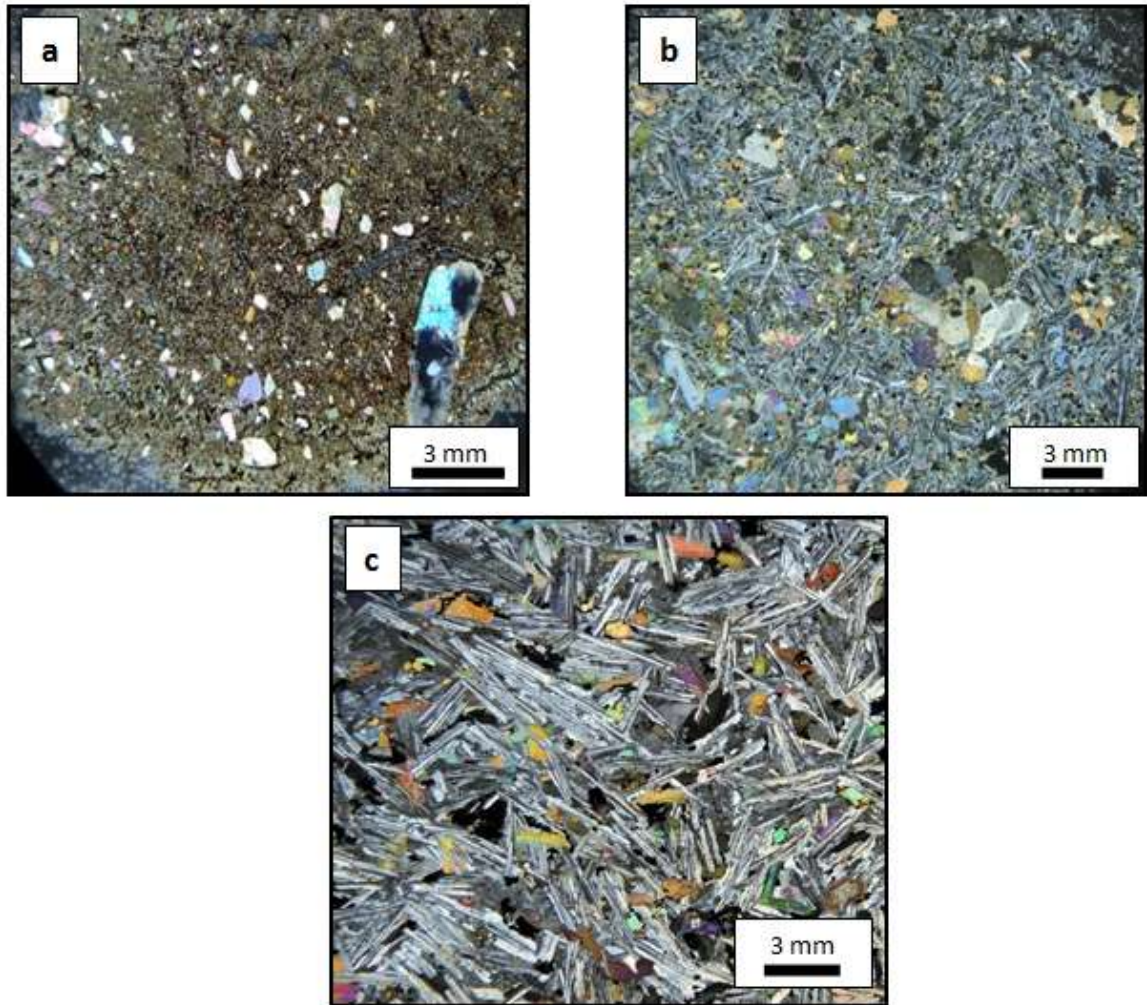


Figura 5. Fotomicrografías de rocas portadoras de xenolitos del Cerro Tortuga. a) Muestra CT, b) muestra CT 14-2 y c) muestra CT 14-1.

### 3.2. Xenolitos

Las rocas estudiadas durante este trabajo de tesina son peridotitas en facies de espinela. Las litologías identificadas en orden de abundancia son: lherzolita (9 muestras, 56,25%), harzburgita (5 muestras, 31,25%), dunita (1 muestra, 6,25%) y websterita olivínica (1 muestra, 6,25%) (Tabla 2). La textura dominante es la mosaico-porfiroclástica (11 muestras, 68,75%) (Figs. 7a y b) seguida por la porfiroclástica (5 muestras, 31,25%) (Tabla 2, Figs. 7c y d).

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

Muestra	Ol	Opx	Cpx	Spl	Total	Textura	Roca
<b>Ct14-48</b>	55,89	25,95	15,21	2,94	100	mosaico-porfiroclástica	lherzolita espinelífera
<b>Ct14-58</b>	80,99	15,30	0,21	3,49	100	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
<b>Ct14-66</b>	80,86	18,12	0,64	0,38	100	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
<b>Ct14-80</b>	53,92	21,25	21,37	3,45	100	mosaico-porfiroclástica	lherzolita espinelífera
<b>Ct 31</b>	84,25	8,83	3,48	3,43	100	porfiroclástica	harzburgita espinelífera
<b>Ct 33</b>	59,03	28,03	11,44	1,51	100	mosaico-porfiroclástica	lherzolita espinelífera
<b>Ct 34</b>	60,62	23,41	12,97	3,00	100	mosaico-porfiroclástica	lherzolita espinelífera
<b>Ct 35</b>	67,77	18,32	12,33	1,57	100	porfiroclástica	lherzolita espinelífera
<b>Ct 40</b>	71,55	20,12	6,40	1,92	100	mosaico-porfiroclástica	lherzolita espinelífera
<b>Ct 73</b>	85,36	11,85	2,63	0,16	100	mosaico-porfiroclástica	Harzburgita espinelífera
<b>Ct 77</b>	71,28	15,91	11,21	1,60	100	mosaico-porfiroclástica	lherzolita espinelífera
<b>Ct 81</b>	88,08	9,02	2,00	0,47	100	mosaico-porfiroclástica	dunita espinelífera
<b>Ct14-43</b>	73,22	18,27	2,92	5,58	100	porfiroclástica	harzburgita espinélica
<b>Ct14-72</b>	68,30	17,46	10,81	3,43	100	mosaico-porfiroclástica	lherzolita espinelífera
<b>Ct 51</b>	68,54	20,37	8,46	2,64	100	mosaico-porfiroclástica	websterita olivínica espinelífera
<b>Ct 74</b>	40,26	8,91	50,78	0,06	100	mosaico-porfiroclástica	lherzolita espinelífera

Minerales en volumen %. Ol: olivino, Opx: Ortopiroxeno, Cpx: clinopiroxeno, Spl: espinela. Para las abreviaturas se siguió la propuesta de Whitney y Evans (2010).

Las *lherzolititas* (Fig. 6a) presentan en su gran mayoría textura mosaico-porfiroclástica y solo una de ellas, textura porfiroclástica. El olivino es anhedral a subhedral, con bordes rectos, curvos e irregulares, abundantes puntos triples, escasas *kink-bands* en los cristales de mayor tamaño y extinción ondulosa en los de menor tamaño. El ortopiroxeno es anhedral, con bordes rectos, curvos e irregulares, algunos desarrollan hábito vermicular y frecuentemente tienen láminas de exsolución. En algunos de los cristales de mayor tamaño se observan engolfamientos y en pocos casos presenta inclusiones de olivino. El clinopiroxeno es anhedral a subhedral con bordes rectos, curvos e irregulares. Una característica sobresaliente es la presencia, en algunos cristales, de “bordes esponjosos” o “*spongy rims*”. La espinela es anhedral, se encuentra generalmente en contacto con piroxenos, y suele desarrollar hábito vermicular y *holly leaf*. En todas las muestras se observan venillas de vidrio alterado que atraviesan el corte.

En las *harzburgitas* (Fig. 6b) la textura es principalmente porfiroclástica y en solo una muestra, mosaico-porfiroclástica. El olivino es anhedral a subhedral, con bordes rectos y

curvos, desarrolla escasas *kink-bands* y extinción ondulosa en algunos cristales. Es común observar abundantes puntos triples entre cristales de olivino. El ortopiroxeno se presenta de forma anhedral con bordes curvos y rectos y exsoluciones en una y dos direcciones. Los cristales de clinopiroxeno son anhedrales, en general límpidos y solo algunos con exsolución. La espinela es anhedral, en forma aislada o en contacto con piroxenos. En el interior de las muestras se observan venillas de fundido, color ocre (nic. //), que atraviesan el corte, así como bolsillos de fundido (*pockets*), producto de la unión de estas venillas.

La ***dunita*** (Fig. 6c) presenta textura mosaico-porfiroclástica. El olivino es anhedral a subhedral, con bordes rectos y curvos. En su mayoría tienen extinción ondulosa, raramente desarrollan *kink-bands*, tienen engolfamientos y están muy fracturados. El ortopiroxeno es anhedral a subhedral con bordes curvos, rectos e irregulares, tiene engolfamiento y se observó la presencia de dos poblaciones, una de menor tamaño con clivaje en dos direcciones, y otra de mayor tamaño con clivaje en una dirección. Los cristales de clinopiroxeno son anhedrales a subhedral, algunos tienen hábito vermicular, con bordes curvos, rectos e irregulares, exsoluciones y fracturas. La espinela es anhedral y se encuentra en contacto con piroxenos. Además, se observa una red de venillas de fundido que atraviesan la muestra.

La ***websterita olivínica*** (Fig. 6d) presenta textura mosaico-porfiroclástica. El olivino tiene formas anhedrales a subhedral, bordes curvos e irregulares, presentando la mayoría de los cristales extinción ondulosa y en menor proporción *kink-bands*. Se observó la presencia de puntos triples y engolfamientos, además de inclusiones de clinopiroxeno. El ortopiroxeno es anhedral con bordes curvos e irregulares, con engolfamiento y, en su mayoría, con extinción ondulosa. El clinopiroxeno tiene formas anhedrales a subhedral, algunos con hábito vermicular y presentan fracturas y engolfamiento. La espinela es anhedral con hábito *holly leaf*. Se observan venillas color ocre (nic. //) que atraviesan la muestra.



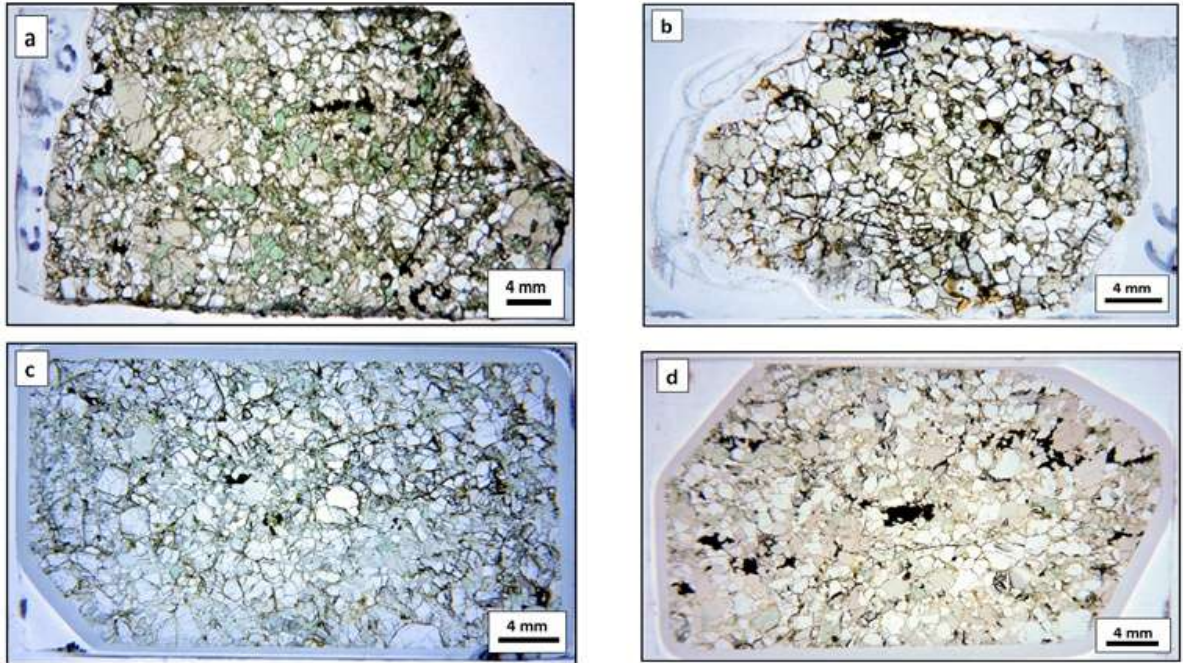


Figura 6. Tipos de rocas presentes en los xenolitos del Cerro Tortuga: a) Iherzolita, muestra Ct 14-80, b) harzburgita, muestra Ct 14-66, c) dunita, muestra Ct 81 y d) websterita olivínica, muestra Ct 51.

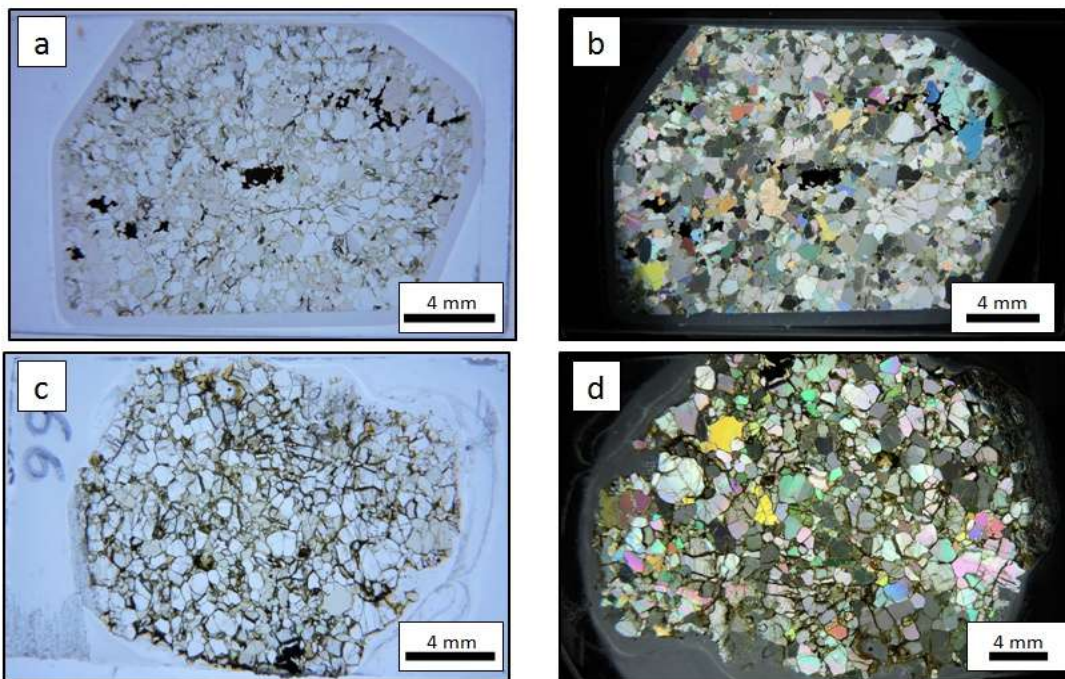


Figura 7. Texturas observadas en las muestras de xenolitos del Cerro Tortuga. a) mosaico-porfiroclástica, muestra Ct 51 (nic. //), b) ídem anterior (nic. x), c) porfiroclástica, muestra Ct 14-66 (nic. //) y d) ídem anterior (nic. x).

### 3.2.1. Descripción Mineralógica

-El olivino se presenta en un rango que varía de 40,2% a 90,3%, en general con forma anhedral a subhedral con bordes curvos, rectos e irregulares. Los de mayor tamaño alcanzan una longitud máxima de 7 mm, en tanto que los de menor tamaño tienen 1,5 mm de longitud media. Se observan olivinos con escasas *kink-bands* (Fig. 8a) y la mayoría con extinción ondulosa, lo cual indica una suave deformación, desarrollan puntos triples y tienen engolfamientos e inclusiones de piroxenos.

-El ortopiroxeno aparece con una abundancia de entre 8,9% y 28,4% en el total de muestras estudiadas. Los cristales son de forma mayormente anhedral, algunos desarrollan hábito vermicular (Fig. 8b), y el tamaño varía entre 5,9 mm y 1,9 mm a 2,5 mm de longitud. La característica más sobresaliente de dicho mineral es la presencia de dos poblaciones que difieren en el tamaño de grano, la de mayor tamaño con frecuentes láminas de exsolución (Fig. 8c). En general presentan extinción ondulosa, frecuentes engolfamientos (Fig. 8d y e) e inclusiones de olivino (Fig. 8f).

-El clinopiroxeno se presenta en un rango que va de 0,22% en las harzburgitas a 50,81% en las lherzolitas. Los cristales son mayormente anhedrales y el tamaño varía de 0,3 mm a 0,7 mm de longitud en los de menor tamaño, y entre 1,6 mm a 2,1 mm para los de mayor tamaño. Además, se observan exsoluciones de un mineral no identificado en sus núcleos, “bordes recristalizados” o “*spongy rims*”, el desarrollo de puntos triples en los cristales de menor tamaño y engolfamiento en los de mayor tamaño.

-La espinela se presenta anhedral, con hábito vermicular y *holly leaf* (Fig. 9), en general con escasa abundancia y alcanza una longitud máxima de 4 mm.



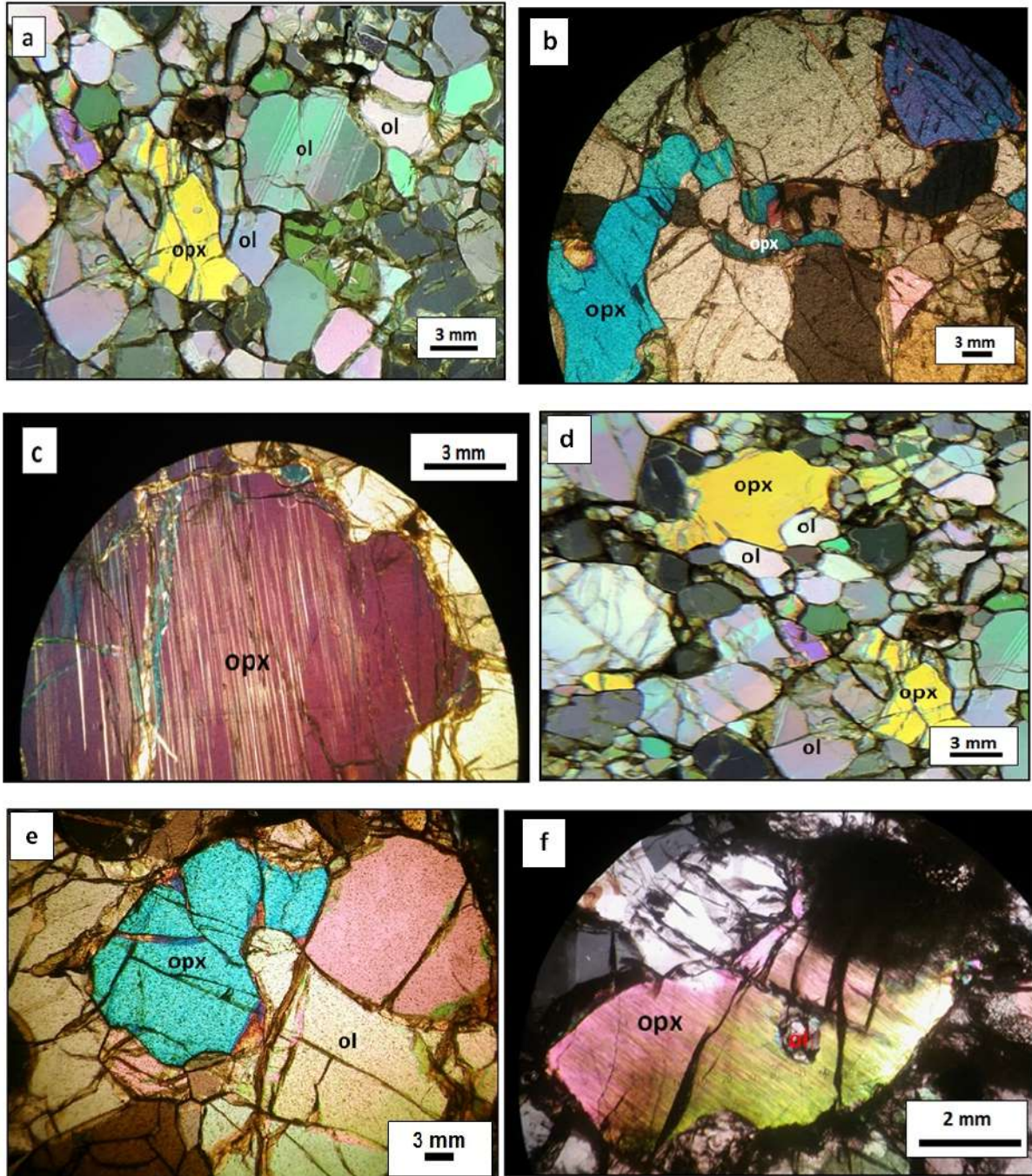


Figura 8. Fotomicrografías donde se observan algunas características de las muestras en estudio (nic.x). a) olivino con *kink-bands* (muestra Ct 14-66), b) ortopiroxeno con hábito vermicular (muestra Ct 40), c) láminas de exsolución en ortopiroxeno, d) engolfamiento ortopiroxeno con penetración de olivino (muestra Ct 14-66), e) ídem anterior (muestra Ct 51) y f) ortopiroxeno con láminas de exsolución e inclusión de olivino (muestra Ct 31).

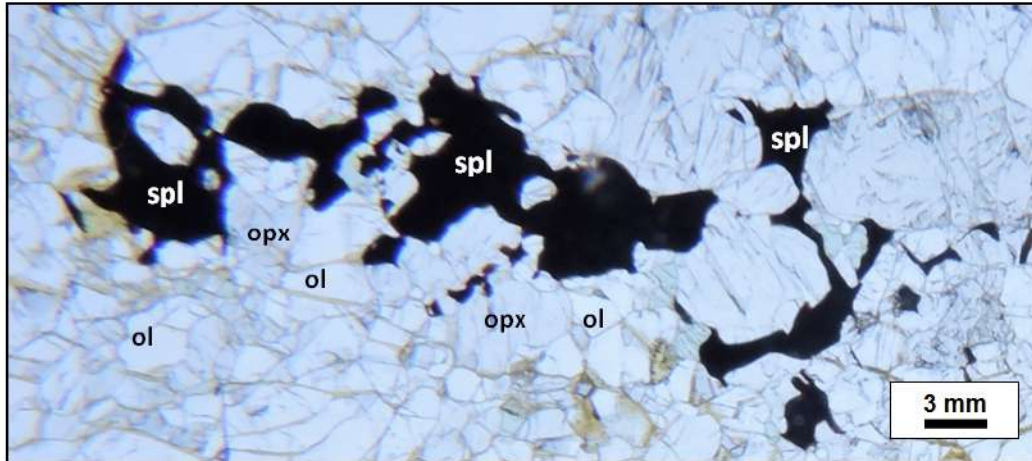


Figura 9. Fotomicrografía (nic. //) de espinela con hábito *holly leaf* (muestra Ct 14-58).

### 3.2.2. Reacciones xenolito - basalto hospedante

Los xenolitos ultramáficos del Cerro Tortuga presentan numerosas venillas color ocre (nic. //) que están conectadas al basalto, de hasta 3 mm de ancho (Fig. 10) y rellenas por vidrio que puede estar alterado a serpentina, o en menor medida a calcita.



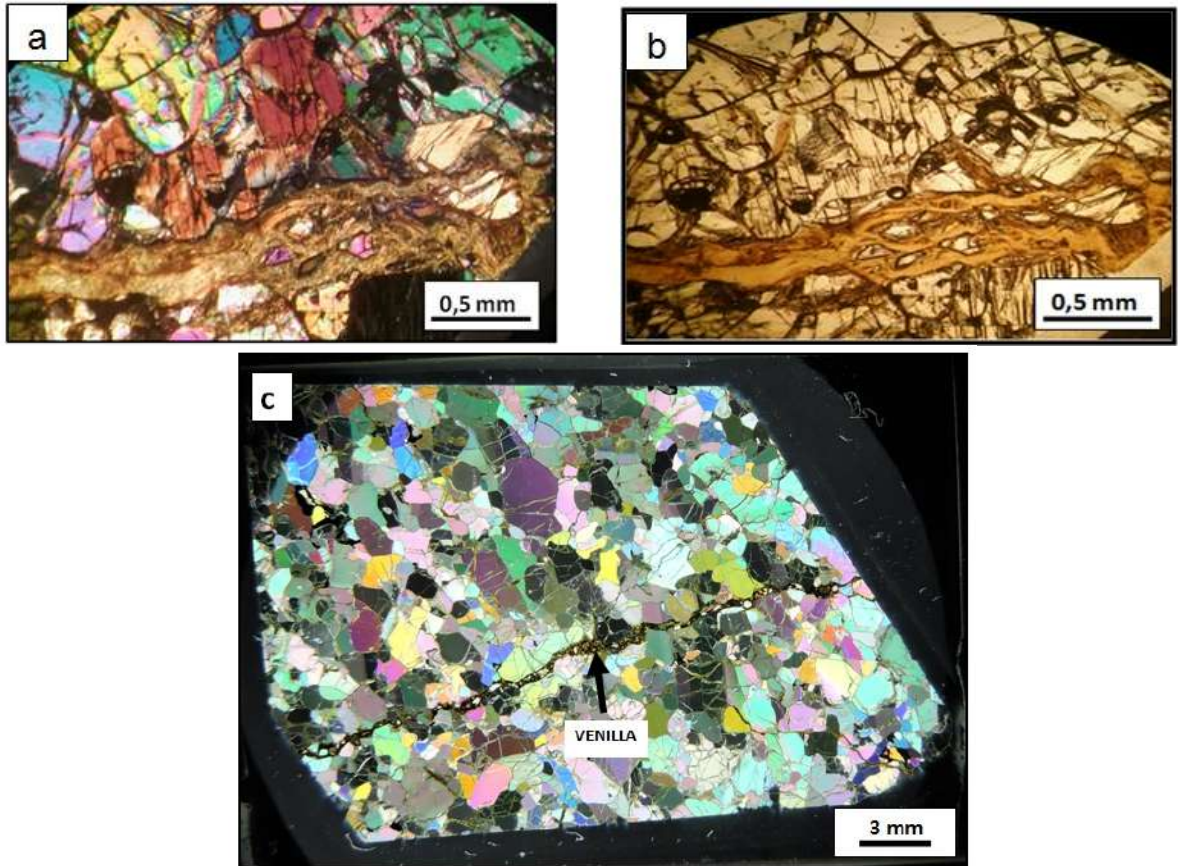


Figura 10. Fotomicrografía de venillas vítreas con alteración a) nicoles cruzados (muestra Ct 31), b) nicoles paralelos (muestra Ct 31) y c) nicoles cruzados (muestra Ct 33).

Se observan zonas de reacción entre el xenolito y el basalto, las que se desarrollan como: coronas en torno a los cristales de clinopiroxeno (*spongy rims*) (Fig. 11a); venillas de fundido atravesando cristales de ortopiroxeno (Fig. 11b) y bolsillos de fundido (*pockets*), formados como resultado de la unión de venillas (Fig. 11c).

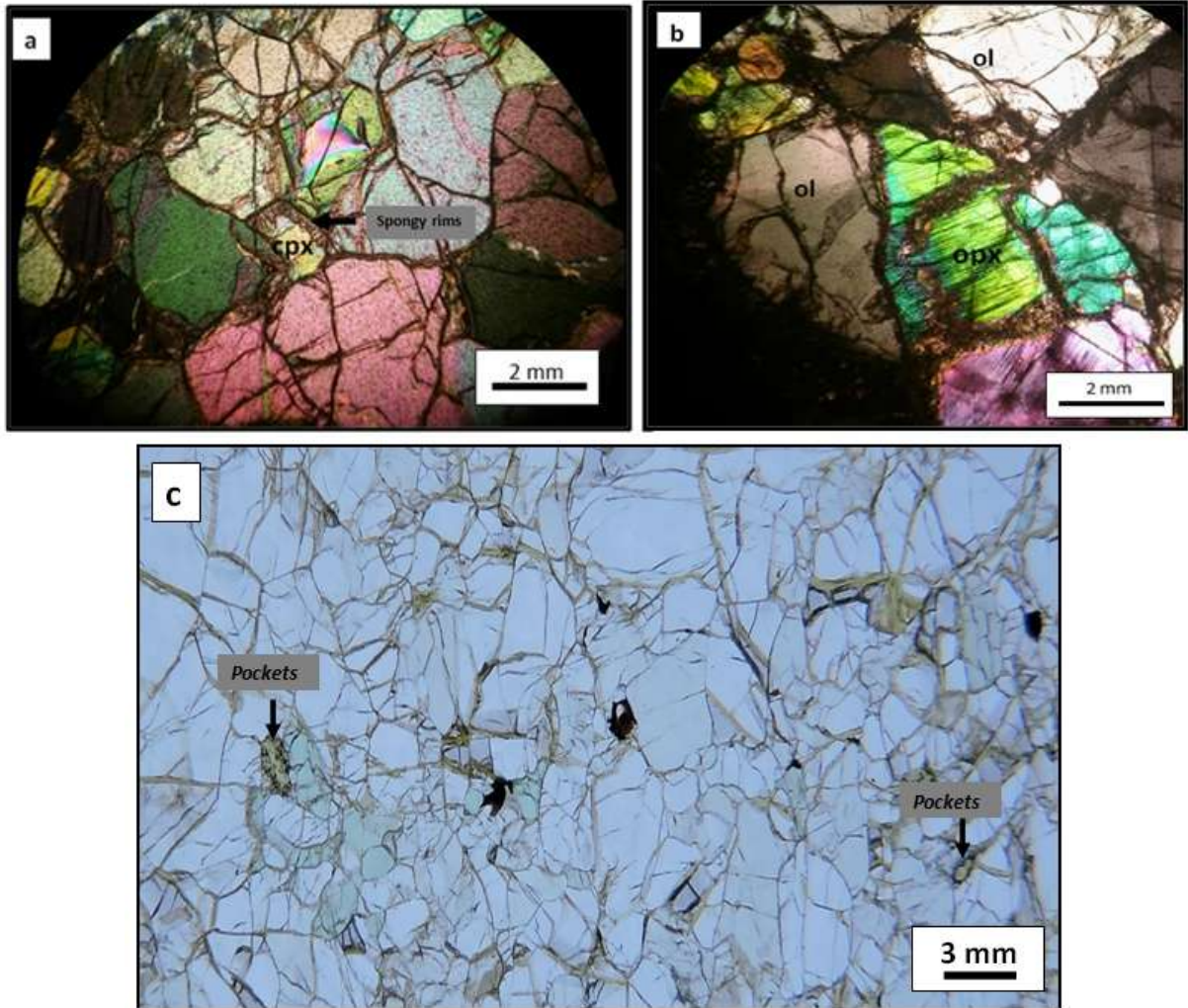


Figura 11. Fotomicrografías de zonas de reacción: a) coronas de recrystalización en clinopiroxenos (muestra Ct 51), b) venillas que atraviesan un cristal de ortopiroxeno y producen recrystalización (Ct 31), c) bolsillos de fundido (*pockets*)(muestra Ct 31).

### 3.2.3. Características petrográficas particulares

Los xenolitos del Cerro Tortuga muestran evidencia de reemplazo mineral, vinculado con reacciones ocurridas a nivel del manto. La presencia de olivino de neoformación en engolfamientos de ortopiroxeno sugiere la disolución de este último. 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).

La presencia de ortopiroxenos sin láminas de exsolución, con hábito vermicular alrededor y dentro de cristales de olivino con deformación, corresponde a microtexturas (Piccardo *et al.* 2004, 2007).

#### 4. DISCUSIÓN

Los xenolitos de Cerro Tortuga son mayormente lherzolitas (56%), seguidas por harzburgitas (32%) y dunitas (6%). Cuando se comparan estos porcentajes litológicos con aquellos obtenidos por Ponce *et al.* (2015) en los xenolitos de Paso de Indios (centro de la provincia de Chubut) que clasifican en gran medida como harzburgitas (56%) y en menor medida como lherzolitas (29%), dunitas (6%) y otras litologías (Fig. 12, Tabla 3); se observa que el manto muestreado en Cerro Tortuga está menos empobrecido que el de Paso de Indios.

Las texturas predominantes en Cerro Tortuga son mosaico-porfiroclástica y porfiroclástica, en un 69% y 31% respectivamente (Tabla 4) y la deformación es débil, inferida por la ocurrencia de escasas *kink-bands* en olivinos. En Paso de Indios, la principal textura identificada por Ponce *et al.* (2015) es la porfiroclástica (50%), seguida por la gruesa (31%) y la mosaico-porfiroclástica (16%) (Tabla 4), con presencia notable de *kink-bands* en olivinos. Las texturas dominantes tanto en Cerro Tortuga como en Paso de Indios no sugieren diferencias sustanciales, sin embargo la presencia notable de *kink-bands* en olivinos de Paso de Indios indica que el manto se encuentra más deformado que en Cerro Tortuga.

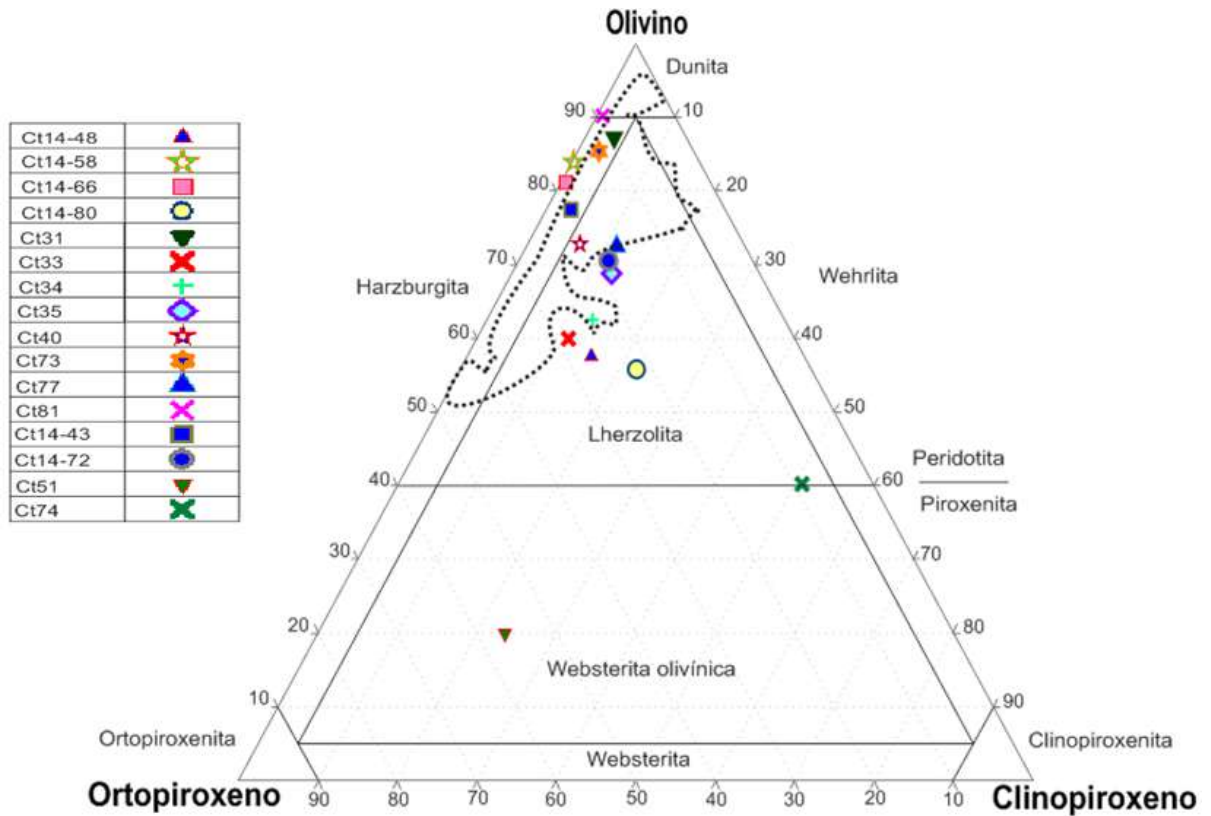


Figura 12. Distribución modal de xenolitos ultramáficos de Cerro Tortuga, estudiados en esta tesina (símbolos en colores) y xenolitos de la localidad de Paso de Indios tomado de Ponce *et al.* (2015) (zona marcada con línea de puntos).

Tabla 3. Comparación entre los porcentajes de litologías observadas en las localidades de Cerro Tortuga (obtenidos en esta tesina) y Paso de Indios (Ponce *et al.* 2015).

Roca	Cerro Tortuga	Paso de Indios
Harzburgita	32	56
Lherzolita	56	29
Dunita	6	6
Websterita Olivínica	6	3
Wherlita		2
Websterita		5
Total	100	100

Tabla 4. Comparación entre los porcentajes de texturas observadas en Cerro Tortuga (realizados en esta tesina) y en Paso de Indios (Ponce *et al.* 2015).

Textura	Cerro Tortuga	Paso de Indios
Gruesa		31
Porfiroclástica	31	50
Mosaico-Porfiroclástica	69	16
Equigranular		3
Total	100	100

#### 4.1. Estimaciones de fusión parcial y comparación con Paso de Indios

A través de la relación cpx/opx vs. cpx se puede obtener una estimación del grado de empobrecimiento por fusión parcial no modal (Rivalenti *et al.* 2000) a partir del manto primitivo (Fig. 13). Las muestras estudiadas (excepto CT 31, CT 40, CT 14-72 y CT 77) en la zona del Cerro Tortuga, se distribuyen entre valores de empobrecimiento de 5 a 28%, de las cuales el 60% presentan más del 6% en volumen de clinopiroxeno. Estos datos evidencian que la columna del manto por debajo del cerro está significativamente menos empobrecida que aquella en la zona de Paso de Indios, donde la mayoría de las muestras registran empobrecimientos por fusión parcial mayores al 20%. Asimismo, esta diferencia se extiende a la mayor parte de las ocurrencias de xenolitos del manto de Patagonia, las que presentan un variable pero importante grado de empobrecimiento (Bjerg *et al.* 2009, Rivalenti *et al.* 2004, entre otros).

Las muestras CT 31, CT 40, CT 14-72 y CT 77 no siguen la línea modelo de empobrecimiento por fusión. En éstas se observan ortopiroxenos con engolfamientos ocupados por olivinos, evidenciando disolución del primer mineral por el segundo, lo cual podría ser la causa de que estas muestras se desvíen hacia relaciones menores de cpx/opx en el gráfico de la Fig. 13.



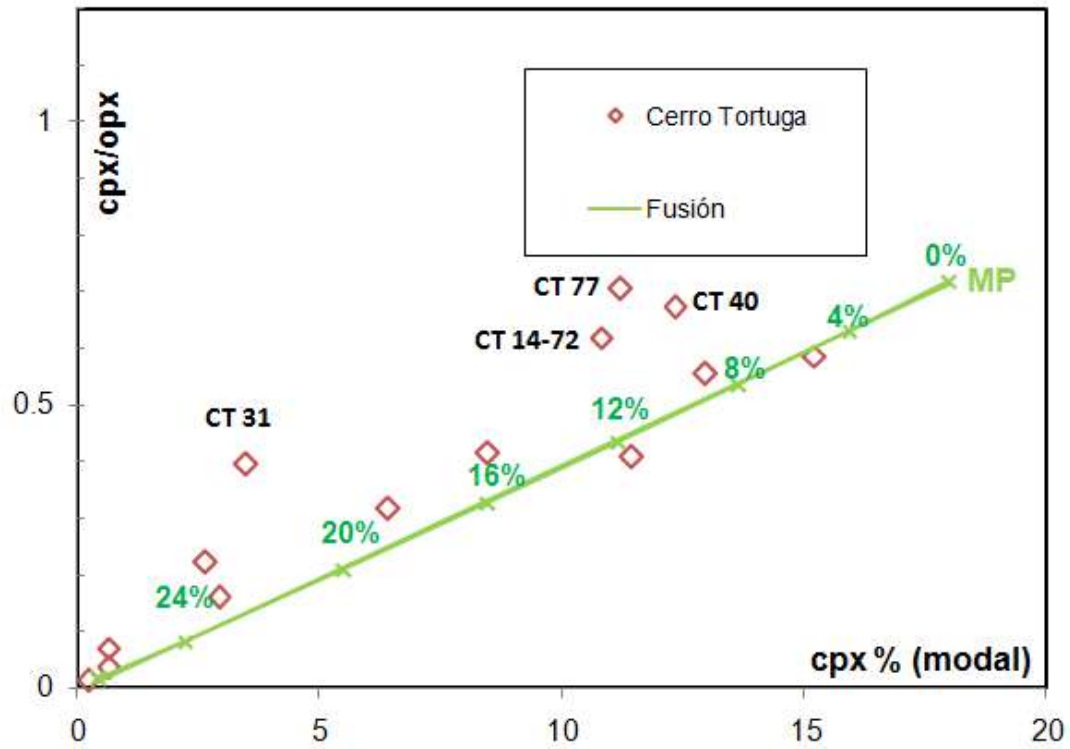


Figura 13. Relación modal cpx/opx vs. cpx en peridotitas de Cerro Tortuga analizadas en esta tesina. La línea verde representa la tendencia modelo para fusión parcial no modal de un manto primitivo (MP de Johnson *et al.* 1990). Los intervalos marcados con cruces representan incrementos del 4% de fusión.

## 5. CONCLUSIONES

-El Cerro Tortuga es un relicto de cuello volcánico formado por basaltos y gabros olivínicos que contienen nódulos ultramáficos (xenolitos mantélicos). La asociación mineral, tanto de los basaltos como de los gabros olivínicos está compuesta por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y minerales opacos.

-Las litologías identificadas en los xenolitos estudiados son mayormente lherzolita y harzburgita, y en menor proporción dunita y websterita olivínica, las cuales presentan principalmente textura mosaico-porfiroclástica y porfiroclástica, con débil deformación evidenciada por escasas *kink-bands* en olivino.

-Entre las características petrográficas particulares, se observó reemplazo mineral parcial, a nivel del manto, de ortopiroxenos grandes con engolfamientos por olivinos, y de olivinos grandes por ortopiroxenos con hábito vermicular.

-Los xenolitos presentan zonas de reacción en forma de coronas, venillas y bolsillos de fundido, frecuentemente vinculadas con el basalto hospedante.

-La porción del manto de donde provienen los xenolitos ha experimentado empobrecimiento por fusión variable entre 5 y 28%. Debido a la proporción de clinopiroxeno presentes, se diferencia de la región de Paso de Indios donde se observan grados de fusión predominantemente mayores al 20%.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aragón. E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C., Aguilera, Y., Mazzucchelli, M. y Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to mayor convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction-transcurrent plate margin transition *Tectonophysics* 509: 218-237.
- Aragón. E., Pinotti, L., D'Eramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C. y Aguilera, Y. 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: Implications for the geochemical changes of slab window magmas from foreto back-arc. *Geoscience Frontiers* 4: 377-388.
- Ardolino, A., Franchi, M., Ramesal, M. Y Salani, F. 1999. El Volcanismo en la Patagonia Extraandina. Instituto De Geología Y Recursos Minerales. Geología Argentina. *Anales* 29 (18):579-612, Buenos Aires, 1999.
- Bjerg, E. A., Ntaflou, Th., Thöni, M., Aliani, P. y Labudía, C.H., 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniyeu Garnet and Spinel-Peridotites. *Journal of Petrology* 50: 1267-1298.
- Bruni, S. 2004. The Cenozoic back-arc magmatism of Central Patagonia (44°46' S): activation of different mantle domains in space and time. Tesis doctoral, Universidad de Pisa (inédita), 154 p., Pisa.
- Cande, S. y Leslie, B. 1986. Late Cenozoic Tectonic of the Southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research* 91, B1: 471-496.
- D'Orazio M., Agostini S., Mazzarini F., Innocenti F., Manetti P., Haller M. y Lahsen A. 2000. The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics* 321: 407-427.
- D'Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M.J., Manetti, P. y Mazzarini, F. 2001. Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross area (~ 52°S, Argentina-Chile). *Lithos* 57: 67-89.
- D'Orazio, Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M., Di Vincenzo, G. y Tonarini, S. 2005. The late Pliocene mafic lavas from the Camusú Aike Volcanic Field (Argentina, ~50°S): evidence for geochemical variability in slab window magmatism. *Journal of South American Earth Science* 18: 107-124.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I. y Panza, J.L. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16: 1-17.
- Haller, M., Pécskay, Z., Németh, K., Gméling, K., Massaferrero, G., Meister, C. y Nullo, F. 2009. Preliminary K-Ar geochronology of Neogene back arc volcanism in Northern Patagonia, Argentina. 3° International Maar Conference, Abstracts: 40, Malargüe.



- Harte, B., 1977. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths. *Journal of Geology* 85: 279-288.
- 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.
- Honda, S., Orihashi, Y., Mibe, K., Motoki, A., Sumino, H., Haller, M.J., 2006. Mantle wedge deformation by subducting and rotating slab and its possible implication. *Earth Planets Space* 58 (8), 1087–1092.
- Ignacio, C., López, I., Oyarzun, R. y Márquez, A. 2001. The northern Patagonia Somuncura plateau basalts: a product of slab-induced, shallow asthenospheric upwelling?. *Terra Nova* 13: 117-121.
- 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.
- Kay, S., Ardolino, A., Franchi, M. y Ramos, V. 1993. Origen de la meseta de Somun Cura: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 236-248, Buenos Aires.
- Kay, S., Gorring, M. y Ramos, V. 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 556-558.
- Kay, S., Ardolino, A., Gorring, M. y Ramos, V. 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.
- Kilian, R. y Behrmann, J.H. 1997. Geochemical constraints on the sources of Southern Chile trench sediments and their recycling in arc magmas of the Southern Andes. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 1661-1665, Antofagasta.
- Linares, E. y González, R. 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial 19, Serie B, 628 p. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C. y Hernando, I., 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67 (2): 278-300.
- MacKenzie, W., Donalson, C. y Guilford, C., 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. John Wiley & Sons, 148 p., Nueva York.
- Menegatti, N.D, Massafferro, G.I, Fernández, M.I y Giacosa, R.E, 2014. Geología geoquímica de los cuerpos básicos alcalinos al sur de los lagos Musters y Colhué Huapí, Cuenca

- del Golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(4): 484 – 499.
- 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 J., Troncoso, R., Duhart, P. Crignola, P., Farmer, L. y Stern, C. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27: 177-203.
- Niu, Y., 1997. Mantle melting and mantle extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*. 38: 1047-1074.
- Orihashi, Y., Motoki, A., Haller, M., Sumino, H. CHRISTMASSY Group, 2006. Petrogenesis of Somuncura plateau basalt in an extra-back arc province. Melting of hydrous wadsleyite beneath northern Patagonia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (18), A463.
- Pardo Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion for the Nazca (Farallon) and South America plates since late Cretaceous time. *Tectonics* 6: 233-248.
- Pearson, D.G., Canil, D. y Shirey S.B., 2014. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. *Treatise on Geochemistry*, 3: 169-253.
- 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.
- Ponce, A. D., Bertotto G. W., Zanetti A., Brunelli D., Giovanardi T., Aragón E., Bernardi M. I., Hémond C., y Mazzucchelli M., 2015. Short-scale variability of the SCLM beneath the extra-Andean back-arc (Paso de Indios, Argentina): Evidence from spinelfacies mantle xenoliths. *Open Geoscience*. 7:362–385.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* 205: 261-282.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2011. Payenia volcanic province (Southern Andes): An exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 53-64.
- Remesal, M., Salani, F. y Cerredo, M.E. 2012. Petrología del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Mioceno inferior), Patagonia Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29: 463-477.
- Rivalenti, G., Mazzucchelli M., Girardi V., Vannucci R., Barbieri M.A., Zanetti A. y Goldstein S., 2000. Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 138: 308–325.

- Rivalenti, G., Zanetti A., Mazzucchelli M., Vannucci R. y Cingolani C.A., 2004b. Equivocal carbonatite markers in the mantle xenoliths of the Patagonia backarc: the Gobernador Gregores case (Santa Cruz Province, Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147: 647–670.
- Sciutto, J., Césari, O. e Iantanos, N. 2008. Hoja Geológica 4569-IV: Escalante, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 351, 76 p., Buenos Aires.
- Schneider, C., Rasband W. y Eliceiri K., 2012. NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. *Nature Methods*, pp. 671.
- Skewes, M.A. and Stern, C.R., 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6: 3-25.
- Stern, C. R., Frey, F. A., Futa, K., Zartman, R. E., Peng, Z. y Kyser, K. T., 1990. Traceelement and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 294-308.
- Tabor, F. A., Tabor, B. E., y Downes, H., 2010. Quantitative characterization of textures in mantle spinel peridotite xenoliths. *Geological Society, London, Special Publications*, 337(1), 195-211.
- Teruggi, M. E., 1980. Clasificación de rocas ígneas. Colección Ciencias de la Tierra, estudios N° 1, Ed. Científica Argentina. Librant. (ECAL), 34p. Buenos Aires.
- Villar, L.M. (1975). Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogénico.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185-187.

## APÉNDICE

### Descripción de muestras

CT35	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (67,8%), Ortopiroxeno (18,3%), Clinopiroxeno (12,3%), Espinela (1,6%)
Descripción	<p>-El olivino es mayormente anhedral a subhedral, con bordes rectos, curvos e irregulares y una longitud máxima de 1,5 mm. Presenta extinción ondulosa, escasas <i>kink-bands</i>, algunos cristales con engolfamiento y otros fracturados.</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral y subhedral, con bordes curvos e irregulares y una longitud máxima de 5,2 mm. Hay dos poblaciones de cristales distinguidos por sus tamaños. En algunos casos tienen exsolución en su núcleo, con delgadas venillas de basalto que atraviesan los cristales.</p> <p>-El clinopiroxeno se presenta con forma anhedral y subhedral, con bordes rectos, curvos e irregulares y una longitud máxima de 0,5 mm. Los cristales tienen exsolución en sus núcleos, en su mayoría están muy fracturados y algunos presentan engolfamiento.</p> <p>-La espinela se presenta con forma anhedral, hábito vermicular y una longitud máxima de 2,2 mm. Se encuentra rodeando piroxenos o también en forma aislada.</p>
Observaciones	-Presencia de frecuentes puntos triples.

CT14-43	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita espinélica
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (73,2%), Ortopiroxeno (18,2%), Clinopiroxeno (2,9%), Espinela (5,6%)
Descripción	<p>-El olivino es mayormente anhedral, con bordes rectos y curvos y una longitud máxima es de 2,7 mm. Presencia de dos poblaciones distinguidas por su tamaño, donde la mayoría de los cristales presentan extinción ondulosa y escasas <i>kink-bands</i>.</p> <p>-El ortopiroxeno es subhedral, con bordes rectos y curvos, con una longitud máxima de 4 mm. Cristales con exsolución, presentan extinción ondulosa y algunos están alterados por zonas de reacción.</p> <p>-El clinopiroxeno es anhedral, con bordes rectos y curvos. Tienen una longitud máxima de 1,4 mm y están rodeados por zonas de reacción.</p> <p>-La espinela se presenta con forma anhedral, con una longitud máxima de 1,3 mm y cristales alterados por zonas de reacción.</p>
Observaciones	<p>-Zonas de reacción que alteran principalmente a los piroxenos.</p> <p>-Red de venillas que enmascaran la muestra que podrían estar vinculadas al ingreso de basalto, algunas aparecen conectadas entre sí.</p>

CT33	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (59%), Ortopiroxeno (28%), Clinopiroxeno (11,4%), Espinela (1,5%)
Descripción	<p>-El olivino es mayormente anhedral, con bordes rectos e irregulares, con una longitud máxima de 4,5 mm. Los cristales más grandes presentan <i>kink-bands</i>, el resto extinción ondulosa y en su mayoría están fracturados.</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral, con bordes curvos, rectos y algunos irregulares, tiene una longitud máxima de 2,5 mm y algunos presentan engolfamiento.</p> <p>-El clinopiroxeno es anhedral y subhedral, con bordes rectos, curvos e irregulares, y con una longitud máxima de 1,5 mm. Los cristales en su mayoría están fracturados y atravesados por venillas y, en algunos casos tienen sus bordes recristalizados ("bordes esponjosos" o "<i>spongy rims</i>") por venillas.</p> <p>-La espinela se presenta rodeando piroxenos, con forma anhedral y hábito vermicular y una longitud máxima de 2,1 mm.</p>
Observaciones	<p>-Muestra muy fracturada.</p> <p>-Venillas de fundido que atraviesan los minerales, los cuales también han sufrido reacción y reemplazo en el contacto con las mismas.</p>

CT14-48	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (55,8%), Ortopiroxeno (25,9%), Clinopiroxeno (15,2%), Espinela (2,9%)
Descripción	<p>-El olivino es anhedral, con bordes rectos y curvos, y una longitud máxima de 2,7 mm. Algunos cristales están fracturados, con escasas <i>kink</i>-bands y desarrollo de frecuentes puntos triples.</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral, con bordes rectos y curvos, su longitud máxima es de 3,4 mm. Se distinguen dos poblaciones de distinto tamaño, unos límpidos y otros que presentan exsolución, observándose engolfamiento en los de mayor tamaño.</p> <p>-El clinopiroxeno es anhedral, límpido, con bordes rectos y curvos y con una longitud máxima de 2,1 mm.</p> <p>-La espinela se presenta con hábito <i>holly leaf</i> con un tamaño máximo de 1,4 mm.</p>
Observaciones	-Venillas muy finas color ocre (nic. //).

CT14-66	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (80,8%), Ortopiroxeno (18,1%), Clinopiroxeno (0,6%) y Espinela (0,4%)
Descripción	<p>-El olivino es anhedral a subhedral, con bordes rectos y curvos y una longitud máxima de 2,4 mm. Los cristales están poco deformados, uno solo con <i>kink-bands</i> y el resto presenta extinción ondulosa, se observan, además, puntos triples y engolfamientos.</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral con bordes curvos y rectos y una longitud máxima de 1,9 mm. Algunos cristales están fracturados.</p> <p>-El clinopiroxeno es anhedral, en su mayoría límpidos, con bordes rectos y curvos y una longitud máxima de 1,4 mm. Presenta pocos cristales con exsolución.</p> <p>-La espinela se presenta escasa, anhedral, de hasta 1,7 mm de longitud.</p>
Observaciones	-Presencia de venillas de fundido.



CT73	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (85,3%), Ortopiroxeno (11,8%), Clinopiroxeno (2,6%), Espinela (0,2%)
Descripción	<p>-El olivino es mayormente anhedral a subhedral, con bordes rectos e irregulares y una longitud máxima de 1,7 mm. Están levemente deformados, algunos con <i>kink-bands</i> de hasta dos por cristal y con engolfamientos.</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral, con bordes curvos e irregulares y un tamaño máximo de 2 mm. Escasos cristales tienen exsolución y engolfamiento; también se observan ortopiroxenos separados pero que extinguen al mismo tiempo.</p> <p>-El clinopiroxeno es anhedral, con bordes rectos e irregulares y una longitud máxima de 1,2 mm. Tienen exsolución, y algunos engolfamiento.</p> <p>-La espinela se presenta con forma anhedral y hábito vermicular con una longitud máxima de 0,5 mm.</p>
Observaciones	<p>-Muestra con débil foliación.</p> <p>-Venilla de basalto, cristalizada, que atraviesa toda la muestra.</p>

CT31	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (84,2%), Ortopiroxeno (8,8%), Clinopiroxeno (3,4%), Espinela (3,4%)
Descripción	<p>-El olivino es mayormente anhedral a subhedral, con bordes rectos y curvos, y una longitud máxima de 2 mm. Se observan puntos triples y cristales con <i>kink</i>-bands poco desarrolladas de hasta tres por cada uno.</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral, con bordes curvos y rectos, una longitud máxima de 2,5 mm y algunos cristales con engolfamiento. Hay dos poblaciones de los cuales unos presentan clivaje en dos direcciones y otros marcada exsolución.</p> <p>-El clinopiroxeno se presenta con forma anhedral y subhedral, con bordes rectos e irregulares, una longitud máxima de 0,5 mm y con exsolución.</p> <p>-La espinela se presenta de hábito similar a <i>holly-leaf</i> con un tamaño máximo de 4 mm.</p>
Observaciones	<p>-Venillas que atraviesan la muestra, color ocre con analizador, con relleno de aspecto fibroso.</p> <p>-Formación de bolsillos producto de la unión de venillas que forman huecos y engloban trozos de minerales.</p>

CT40	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (71,5%), Ortopiroxeno (20,1%), Clinopiroxeno (6,4%), Espinela (1,9%)
Descripción	<p>-El olivino es mayormente anhedral a subhedral, con bordes rectos y curvos, y una longitud máxima es de 1,8 mm. La mayoría de los cristales presentan extinción ondulosa y otros escasas <i>kink-bands</i>.</p> <p>-El ortopiroxeno es subhedral en su mayoría, algunos más pequeños tienen hábito vermicular, con bordes rectos y curvos, y un tamaño máximo de 2,2 mm. Hay cristales con engolfamientos y en varios se observaron láminas de exsolución.</p> <p>-El clinopiroxeno es anhedral, con bordes rectos y curvos, tiene una longitud máxima de 1,1 mm y presenta puntos triples.</p> <p>-La espinela se presenta con forma anhedral, con una longitud máxima de 1,8 mm. Aparece rodeando cristales de piroxenos o en forma aislada.</p>
Observaciones	-Frecuentes puntos triples. Presencia de venillas color ocre (nic. //) que atraviesan la muestra.

CT14-80	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (53,9%), Ortopiroxeno (21,2%), Clinopiroxeno (21,3%), Espinela (3,4%)
Descripción	<p>-El olivino es anhedral, con bordes rectos y curvos y una longitud máxima de 2,6 mm. Se observan cristales fracturados y separados que extinguen al mismo tiempo y pocos con <i>kink-bands</i>.</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral, con bordes rectos e irregulares, y con una longitud máxima de 4,7 mm. En su mayoría presentan extinción ondulosa. Algunos tienen engolfamientos y exsolución, mientras otros aparecen límpidos.</p> <p>-El clinopiroxeno se presenta con forma anhedral y hábito vermicular, con bordes rectos, curvos e irregulares y una longitud máxima de 1,6 mm. Algunos cristales tienen exsolución y/o engolfamiento y hay casos en los que aparecen con una débil reacción (alteración) vinculada a venillas de basalto que atraviesan la muestra.</p> <p>-La espinela es anhedral y se observa entre cristales de piroxeno.</p>
Observaciones	-Venillas de fundido que atraviesan la muestra y reaccionan débilmente con algunos minerales.

CT14-72	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (68,3%), Ortopiroxeno (17,4%), Clinopiroxeno (10,8%), Espinela (3,4%)
Descripción	<p>-El olivino es anhedral, con bordes rectos e irregulares, y una longitud máxima de 2,4 mm. En su mayoría presentan extinción ondulosa y fracturamiento, y algunos cristales tienen inclusiones fluidas.</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral, con bordes irregulares, una longitud máxima de 4 mm y exsolución. Algunos tienen sus bordes recristalizados (márgenes alterados), extinción ondulosa o inclusiones de olivino.</p> <p>-El clinopiroxeno es anhedral a subhedral, con bordes curvos e irregulares y una longitud máxima de 1,7 mm. Se observa engolfamiento en los de mayor tamaño, algunos tienen exsolución y márgenes que han sufrido reacción.</p> <p>-La espinela es anhedral y de hábito vermicular, con una longitud máxima de 1,3 mm. Algunas aparecen entre piroxenos y otras aisladas.</p>
Observaciones	-Notable presencia de venillas formadas por vidrio alterado, color ocre (nic. //) que atraviesan los cristales.

CT77	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (71,2%), Ortopiroxeno (15,9%), Clinopiroxeno (11,2%), Espinela (1,6%)
Descripción	<p>-El olivino es anhedral a subhedral, con bordes rectos y curvos, una longitud máxima de 2 mm y, en su mayoría, extinción ondulosa. Algunos cristales tienen engolfamiento e inclusiones de espinela; un cristal presenta una inclusión de ortopiroxeno y <i>kink-bands</i>.</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral y subhedral, con bordes curvos y rectos y una longitud máxima de 2,5 mm. Respecto a su tamaño se pueden distinguir dos poblaciones; los de mayor tamaño presentan en ciertos casos engolfamiento y, algunos, exsolución y extinción ondulosa.</p> <p>-El clinopiroxeno es anhedral a subhedral, con bordes curvos y rectos, una longitud máxima de 1,6 mm y engolfamiento en los de mayor tamaño. Se observan algunos cristales con bordes recristalizados, "bordes esponjosos".</p> <p>-La espinela es anhedral y subhedral, con una longitud máxima de 1,5 mm. Algunas aparecen entre piroxenos y otras están incluidas en olivino.</p>
Observaciones	-Presencia de venillas que atraviesan la muestra, en algunos casos rodeando los minerales.



CT 81	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Dunita espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (88,1%), Ortopiroxeno (9%), Clinopiroxeno (2%), Espinela (0,5%)
Descripción	<p>-El olivino es anhedral a subhedral, con bordes rectos y curvos y una longitud máxima de 2 mm. En su mayoría presentan extinción ondulosa y están muy fracturados, raramente presentan <i>kink-bands</i> y engolfamiento.</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral a subhedral, con bordes curvos, rectos e irregulares, y una longitud máxima de 2,5 mm. Presenta dos poblaciones según su tamaño, los más pequeños tienen clivaje en dos direcciones, y en general los de mayor tamaño clivaje en una dirección y cristales con engolfamiento.</p> <p>-El clinopiroxeno es anhedral a subhedral, algunos con hábito vermicular, con bordes curvos, rectos e irregulares, y una longitud máxima de 0,7 mm. Se observan algunos cristales con exsolución y fracturados y escasos con engolfamiento.</p> <p>-La espinela es anhedral con una longitud máxima de 0,9 mm.</p>
Observaciones	-Muestra atravesada por venillas de fundido. Presencia de puntos triples.

CT34	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (60,6%), Ortopiroxeno (23,4%), Clinopiroxeno (12,9%), Espinela (3%)
Descripción	<p>-El olivino es anhedral a subhedral, con bordes curvos, rectos e irregulares, desarrollo de puntos triples y una longitud máxima de 2 mm. Los cristales de mayor tamaño presentan <i>kink-bands</i> y engolfamiento.</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral y, en algunos casos de hábito vermicular, con bordes curvos, rectos e irregulares y una longitud máxima de 3 mm. Los de mayor tamaño presentan inclusiones de olivinos y se encuentran muy fracturados.</p> <p>-El clinopiroxeno es anhedral, con bordes curvos e irregulares y una longitud máxima de 1,5 mm. Algunos presentan engolfamiento y hay un cristal con <i>kink-bands</i>.</p> <p>- La espinela es anhedral con hábito similar a <i>holly leaf</i> y un tamaño máximo de 2,5 mm. Frecuentemente se encuentra en contacto con piroxenos.</p>
Observaciones	-Presencia de venillas color ocre con nicoles paralelos.

CT14-58	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (80,9%), Ortopiroxeno (15,3%), Clinopiroxeno (0,2%), Espinela (3,4,%)
Descripción	<p>-El olivino es anhedral con bordes curvos e irregulares y una longitud máxima de 7 mm. Se observan cristales fracturados y otros casos en los que presentan <i>kink-bands</i>.</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral con bordes curvos, rectos e irregulares, fracturas y una longitud máxima de 2 mm.</p> <p>-El clinopiroxeno es anhedral, con una longitud máxima de 0,3 mm.</p>
Observaciones	-Notable cantidad de venillas de basalto que atraviesan la muestra.

CT51	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Websteria olivínica espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (68,5%), Ortopiroxeno (20,3%), Clinopiroxeno (8,4%), Espinela (2,6%)
Descripción	<p>-El olivino es anhedral a subhedral con bordes curvos e irregulares y una longitud máxima de 2,7 mm. La mayoría presentan puntos triples, engolfamientos, extinción ondulosa y en menor proporción <i>kink-bands</i>.</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral con bordes curvos e irregulares, fracturas y una longitud máxima de 2,3 mm. Presentan engolfamientos y extinción ondulosa.</p> <p>-El clinopiroxeno tiene forma anhedral a subhedral, en algunos casos con hábito vermicular y una longitud máxima de 1,7 mm. Algunos cristales presentan engolfamientos y otros se encuentran fracturados.</p> <p>-La espinela se presenta anhedral, hábito similar a <i>holly leaf</i> y un tamaño máximo de 2,3 mm.</p>
Observaciones	-Venillas color ocre (con nicoles paralelos) que atraviesan la muestra.

CT74	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (40,3%), Ortopiroxeno (8,9%), Clinopiroxeno (50,8%), Espinela (0,1%)
Descripción	<p>-El olivino es anhedral con bordes curvos e irregulares y una longitud máxima de 3,7 mm. Sólo un cristal tiene <i>kink-bands</i>, mientras que el resto extinción ondulosa. Algunos presentan fracturas, las cuales están rellenas con material fibroso color ocre (con nicoles paralelos).</p> <p>-El ortopiroxeno es anhedral con bordes rectos, curvos e irregulares y una longitud máxima de 5,9 mm. Pocos cristales tienen engolfamientos y están atravesados por venillas.</p> <p>-El clinopiroxeno es anhedral a subhedral con bordes curvos e irregulares y una longitud máxima de 1,9 mm. Escasos cristales tienen <i>spongy rims</i> y algunos están fracturados.</p> <p>-La espinela se presenta de forma subhedral y con hábito vermicular, está en contacto con piroxenos y tiene una longitud máxima de 1,7 mm.</p>
Observaciones	-Venillas que atraviesan la muestra.